

Том 515, Номер 1

ISSN 2686-7397

Март 2024



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 515, номер 1, 2024

ГЕОЛОГИЯ

Перспективы наращивания ресурсов и запасов нефти в Енисей-Хатангском региональном прогибе

А. В. Исаев, А. А. Поляков, академик РАН М. И. Энов

5

Положение границы докембрия-кембрия в разрезах Западной Монголии по малакологическим данным

П. Ю. Пархаев, Е. А. Жегалло, Д. Доржнамжаа

8

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст фенгита из песчаника офиолитокластитовой толщи бассейна р. Рассоха, коллизионный пояс хр. Черского

Г. В. Леднева, А. В. Травин, С. Н. Сычев, Б. А. Базылев, А. В. Рогов, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов

17

СТРАТИГРАФИЯ

Первые результаты стратиграфического бурения на северо-востоке моря Лаптевых

Н. А. Малышев, В. Е. Вержбицкий, С. М. Данилкин, А. А. Колюбакин, В. Б. Ершова, А. А. Бородулин, В. В. Обметко, Д. К. Комиссаров, А. А. Пашали, М. Л. Болдырев, И. С. Васильева, М. А. Рогов, А. Б. Попова, В. Е. Васильев, С. С. Новиков, Ю. А. Гатовский, Г. Н. Александрова, А. В. Лидская, А. Н. Симакова, Д. А. Лопатина, С. И. Бордунов, А. В. Ступакова, А. А. Суслова, А. М. Никишин, В. Г. Лакеев, Р. В. Лукашев

26

Первый опыт датирования отложений грив Тобол-Ишимского междуречья методом оптически стимулированной люминесценции

С. И. Ларин, О. В. Козлов, Н. С. Ларина, В. А. Алексеева, Е. В. Устинова

36

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Pt-Re-Os изотопная систематика хромититов и минералов осмия Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Россия)

К. Н. Малич, И. С. Пухтель, академик РАН Л. Н. Козарко, И. Ю. Баданина

45

ГЕОХИМИЯ

Мониторинг барической модуляции газов в тоннеле Баксанской нейтринной обсерватории в Приэльбрусье с помощью лидара дифференциального поглощения

С. М. Першин, академик РАН Е. И. Гордеев, М. Я. Гришин, В. А. Завозин, В. С. Макаров, В. Н. Леднев, Я. Я. Понуровский, Д. Б. Ставровский, А. А. Ушаков, В. В. Казалов

51

Формы нахождения металлов и металлоидов в продуктах газо-гидротермальной деятельности вулкана Мутновский

А. Я. Шевко, М. П. Гора, Е. П. Шевко, С. Б. Бортникова

57

Углекислые термы исследовательской штольни Нейтрино (Баксанская нейтринная обсерватория, Северный Кавказ)

А. С. Айдаркожина, В. Ю. Лаврушин, А. В. Ермаков, Г. А. Челноков, L. Zhang

63

ПЕТРОЛОГИЯ

Sr- и Nd-изотопно-геохимические эффекты процессов фракционной кристаллизации — ассимиляции (AFC) в области гетерогенной коры на примере ферробазитов Ладожского грабена (Карелия, Россия)

А. А. Носова, Н. М. Лебедева, А. А. Возняк, Л. В. Сазонова, Ю. О. Ларионова, И. А. Кондрашов

74

Оценка летучести хлора в маловодном флюиде системы C-O-(H)-NaCl в кумулусе ультрабазит-базитовых интрузий

А. Г. Симакин, О. Ю. Шапошникова, В. Н. Девятова, С. И. Исаенко, Д. Д. Еремин

86

СЕЙСМОЛОГИЯ

О моделировании сейсмического режима в задачах оценки сейсмической опасности

*Член-корреспондент РАН П. Н. Шебалин, С. В. Баранов, И. А. Воробьева, Е. М. Греков,
К. В. Крушельницкий, А. А. Скоркина, О. В. Селюцкая*

95

Изменения сейсмических скоростей под вулканом Эбеко (Курильские острова)
по наблюдениям в июле—августе 2021 года

*Я. М. Бережнев, Н. Н. Беловежец, член-корреспондент РАН И. Ю. Кулаков,
А. В. Яковлев, М. С. Алажми, академик РАН Е. И. Гордеев*

110

Геомагнитный и ионосферный эффекты двух последовательных сильных
землетрясений в Марокко 08.09.2023 г.

Академик В. В. Адушкин, А. А. Спивак, С. А. Рябова, А. В. Тихонова

118

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Турбулентные потоки аэрозоля и тепла на опустыненной территории
при всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля

Г. И. Горчаков, О. Г. Чхетиани, А. В. Карпов, Р. А. Гуцин, О. И. Даценко

124

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Карта антропогенной нарушенности почв России

Академик РАН И. Ю. Савин, К. С. Орлова, С. А. Аветян

132

Трехфазная и гелевая модели почв в анализе результатов экспериментов

*Г. Н. Федотов, член-корреспондент РАН С. А. Шоба, Д. А. Ушкова,
И. В. Горепекин, А. И. Сухарев, Д. И. Потапов*

138

ГЕОБИОЛОГИЯ

Редкоземельные элементы в фукусовых водорослях Баренцева моря

Е. Г. Панова, Г. М. Воскобойников, академик РАН Г. Г. Матишов

144

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Глобальный процесс эвтрофирования и его особенности в арктических
озерах как следствие потепления климата

Член-корреспондент РАН Т. И. Моисеенко, М. М. Базова

150

ГЛЯЦИОЛОГИЯ

Современное ускорение движения ледников Антарктиды на фоне высокого
подледного теплового потока

Академик РАН Л. И. Лобковский, А. А. Баранов, М. М. Рамазанов

157

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Оценка загрязнения вод южно-курильской рыболовной зоны
России радиоактивными водами АЭС “Фукусима-1” на основе лагранжева моделирования

М. В. Будянский, А. А. Удалов, М. А. Лебедева, Т. В. Белоненко

164

CONTENTS

Vol. 515, no. 1, 2024

GEOLOGY

- Prospects for Increasing Oil Resources and Reserves in the Yenisei-Khatanga Regional Trough
A. V. Isaev, A. A. Polyakov, Academician of the RAS M. I. Epov 5
- Position of the Precambrian-Cambrian Boundary in the Sections of Western Mongolia According to the Malacological Data
P. Yu. Parkhaev, E. A. Zhegallo, D. Dorjnamjaa 8
- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of Phengite from Sandstone of the Ophiolit-derived Clastic Sequence of the basin of the Rassokha River, Collision Belt of the Chersky Range
G. V. Ledneva, A. V. Travin, S. N. Sychev, B. A. Bazylev, A. V. Rogov, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov 17

STRATIGRAPHY

- First Results of Stratigraphic Drilling in the North-Eastern Laptev Sea
N. A. Malyshev, V. E. Verzhbitsky, S. M. Danilkin, A. A. Kolyubakin, V. B. Ershova, A. A. Borodulin, V. V. Obmetko, D. K. Komissarov, A. A. Pashali, M. L. Boldyrev, I. S. Vasilyeva, M. A. Rogov, A. B. Popova, V. E. Vasilyev, S. S. Novikov, Yu. A. Gatovsky, G. N. Alexandrova, A. V. Lidskaya, A. N. Simakova, D. A. Lopatina, S. I. Bordunov, A. V. Stupakova, A. A. Suslova, A. M. Nikishin, V. G. Lakeev, R. V. Lukashev 26
- First Experience on Optically Stimulated Luminescence (Osl) Dating of the Crest Relief Deposits of the Tobol-Ishim Interfluve
S. I. Larin, O. V. Kozlov, N. S. Larina, V. A. Alekseeva, E. V. Ustinova 36

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

- Platinum-Rhenium-Osmium Isotope Systematics of Chromitite and NATIVE Osmium from the Guli Massif (Maimecha-Kotui Province, Russia)
K. N. Malitch, I. S. Puchtel, Academician of the RAS L. N. Kogarko, I. Yu. Badanina 45

GEOCHEMISTRY

- Monitoring the Baric Modulation of Gas Concentration in the Baksan Neutrino Observatory Tunnel in the Elbrus Region Using a Differential Absorption Lidar
S. M. Pershin, Academician of the RAS E. I. Gordeev, M. Ya. Grishin, V. A. Zavozin, V. S. Makarov, V. N. Lednev, Ya. Ya. Ponurovskiy, D. B. Stavrovskii, A. A. Ushakov, V. V. Kazalov 51
- Forms of Occurrence Metals and Metalloids in Products of the Mutnovsky Volcano Gas-Hydrothermal Activity
A. Ya. Shevko, M. P. Gora, E. P. Shevko, S. B. Bortnikova 57
- CO₂-Rich Thermal Waters of the Neitrino Research Gallery (Baksan Neitrino Observatory, North Caucasus)
A. S. Aydarkozhina, V. Yu. Lavrushin, A. V. Ermakov, G. A. Chelnokov, L. Zhang 63

PETROLOGY

- Nd-Isotope Effects Through Fractional Crystallisation-Assimilation (AFC) Processes in the Continental Crust, Heterogeneous in Age: The Example of Ferrobasalts from the Ladoga Graben (Karelia, Russia)
A. A. Nosova, N. M. Lebedeva, A. A. Vozniak, L. V. Sazonova, Yu. O. Larionova, I. A. Kondrashov 74
- An Estimate of Chlorine Fugacity in the Low Water Fluid of the System C-O-(H)-NaCl in the Cumulus of Ultrabasic-Basic Intrusions
A. G. Simakin, O. Yu. Shaposhnikova, V. N. Devyatova, S. I. Isaenko, D. D. Eremin 86

SEISMOLOGY

On Modeling Seismicity in Seismic Hazard Assessment Problems

*Corresponding Member of the RAS P. N. Shebalin, S. B. Baranov, I. A. Vorobieva, E. M. Grekov,
K. V. Krushelnitskii, A. A. Skorkina, O. V. Selyutskaya*

95

Seismic Velocity Changes beneath Ebeko Volcano (Kuril Islands) Based on Observations
in July-August 2021

*Ya. M. Berezhnev, N. N. Belovezhets, Corresponding Member of the RAS I. Yu. Koulakov,
A. V. Jakovlev, M. S. Alajmi, Academician of the RAS E. I. Gordeev*

110

Geomagnetic and Ionospheric Effects Two Consecutive Strong Earthquakes
in Morocco on September 08, 2023

Academician of the RAS V. V. Adushkin, A. A. Spivak, S. A. Riabova, A. V. Tikhonova

118

PHYSICS OF THE ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE

Turbulent Fluxes of Aerosol and Heat in a Desertified Area during
Intermittent Emission of Dust Aerosol

G. I. Gorchakov, O. G. Chkhetiani, A. V. Karpov, R. A. Gushchin, O. I. Datsenko

124

SOIL SCIENCE

Map of Anthropogenic Soil Disturbance in Russia

Academician of the RAS I. Yu. Savin, K. S. Orlova, S. A. Avetyan

132

Three-Phase and gel Models of Soils in the Analysis of Experimental Results

*G. N. Fedotov, Corresponding Member of the RAS S. A. Shoba, D. A. Ushkova,
I. V. Gorepekin, A. I. Sukharev, D. I. Potapov*

138

GEOBIOLOGY

Rare Earth Elements in Fucus Algae Barents Sea

E. G. Panova, G. M. Voskoboinikov, Academician of the RAS G. G. Matishov

144

PROBLEMS OF LAND WATERS

The Global Process of Eutrophication and its Features in Arctic Lakes
as a Consequence of Climate Warming

Corresponding Member of the RAS T. I. Moiseenko, M. M. Bazova

150

GLACIOLOGY

Acceleration of Antarctica Glaciers at High Subglacial Heat Flow

Academician of the RAS L. I. Lobkovsky, A. A. Baranov, M. M. Ramazanov

157

GEOECOLOGY

Assessment of Pollution of the Waters in the South Kuril Fishing Zone
of Russia by Radioactive Waters from the Fukushima-1 NPP Based on Lagrangian Modeling

M. V. Budyansky, A. A. Udalov, M. A. Lebedeva, T. V. Belonenko

164

УДК 553.98.04:551.763.12(571.511)

ПЕРСПЕКТИВЫ НАРАЩИВАНИЯ РЕСУРСОВ И ЗАПАСОВ НЕФТИ В ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОМ РЕГИОНАЛЬНОМ ПРОГИБЕ

© 2024 г. А. В. Исаев¹, А. А. Поляков², академик РАН М. И. Эпов^{1,*}

Поступило 08.11.2023 г.

После доработки 10.11.2023 г.

Принято к публикации 14.11.2023 г.

Рассмотрены возможности открытия крупных месторождений нефти в центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. Обработка и комплексная интерпретация геолого-геофизической и геохимической информации дали основание для выделения четырех перспективных зон нефтенакпления (площадь 58 тыс. км²). По многозалежному Пайяхскому нефтяному месторождению в подошве клиноформного комплекса выделены еще три зоны, которые расположены на глубинах 3.2–3.5 км. Это позволило обеспечить прирост локализованных извлекаемых ресурсов нефти категории Д₁л.

Ключевые слова: клиноформный комплекс, линзовидные резервуары, аномально высокое пластовое давление, извлекаемые запасы нефти по категориям C₁+C₂, локализованные ресурсы категории Д₁л

DOI: 10.31857/S2686739724030019

Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП) расположен в Арктическом секторе России на северной окраине Сибирской платформы и занимает область распространения юрско-меловых отложений. Его размеры по длинной оси достигают 1000 км, ширина изменяется от 230 до 350 км, площадь — свыше 300 тыс. км². Регион, где открыты газовые, газоконденсатные месторождения, нефтегазоконденсатное (Байкаловское) и нефтяное (Пайяхское), исторически считался преимущественно газоносным. Совместные исследования СНИИГГиМС в 2000–2010 гг. с недропользователями ОАО “Пайяха”, ЗАО “Ванкорнефть”, ОАО “НК “Роснефть” и др. показали, что в ЕХРП возможно открытие крупных месторождений нефти вблизи его осевой части в песчаниковых телах клиноформного комплекса, сформировавшихся в определенных структурно-фациальных условиях и образующих литологические ловушки “ачимовского” типа [1].

Было установлено, что наиболее благоприятными условиями формирования залежей нефти есть в центральной части прогиба. Они обусловлены эмиграцией углеводородных флюидов в “ачимовские” линзовидные резервуары из непосредственно

подстилающих их нефтегазоматеринских толщ яновстанской и гольчихинской свит юры. Последние характеризуются высоким нефтематеринским потенциалом и находятся в главной зоне нефтеобразования [2, 3]. Значительный вклад в генерацию нефти могут давать и содержащие песчаниковые тела глинистые отложения шуратовской свиты нижнего мела [4]. На основании этого прогноза в 2009–2014 гг. по рекомендации СНИИГГиМС на Пайяхской площади пробурены скв. Пх-6,7,8, 3Пх-1, вскрывшие в основании клиноформного комплекса до пяти нефтенасыщенных пластов с эффективной толщиной коллектора более 47 м.

В период 2013–2021 гг. в ЕХРП выполнен значительный объем геологоразведочных работ на нефть и газ как силами недропользователей, так и в рамках Государственных программ (отработано около 20 тыс. пог. км 2D-сейсморазведки, 1100 км² 3D-сейсморазведки; пробурено 12 поисковых и параметрическая скважина; исследован керн). Новые данные, полученные в этот период в АО “СНИИГГиМС” при обработке, интерпретации и комплексном обобщении накопленной геолого-геофизической, геохимической информации, дают основание для существенного расширения площади высокоперспективных на нефть земель в ЕХРП с выделением четырех зон нефтенакпления (ЗНН) общей площадью свыше 58000 км² (рис. 1).

¹Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

²ПАО “НК “Роснефть”, Москва, Россия

*E-mail: epovmi@mail.ru

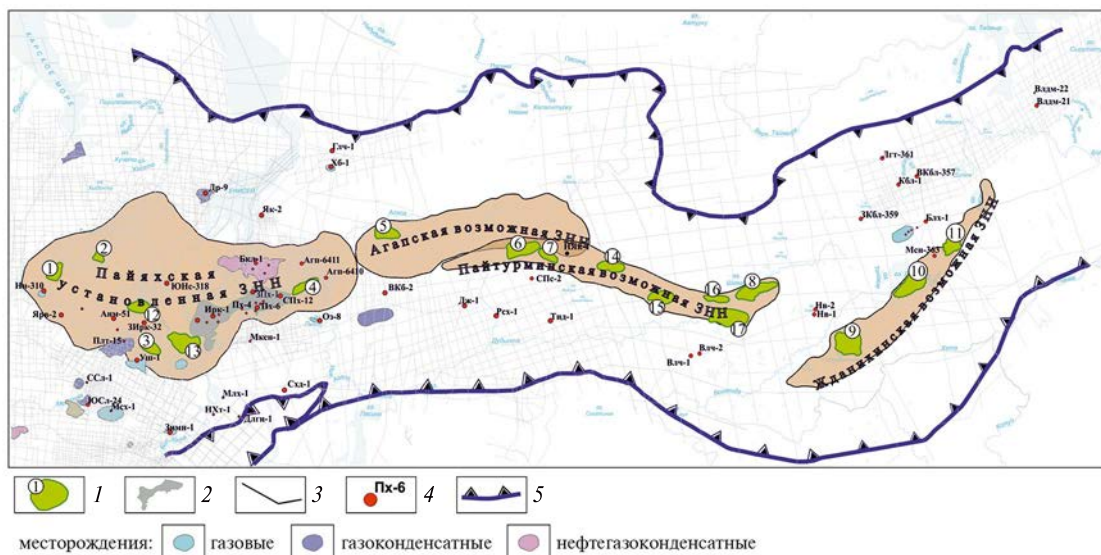


Рис. 1. Схема распространения зон нефтенакопления в клиноформном комплексе ЕХРП. 1 — выявленные перспективные литологические или структурно-литологические ловушки: (1 — Нанадянская, 2 — Салпадаянская, 3 — Восточно-Бирюзовая, 4 — Агапская, 5 — Сиенская, 6 — Пясинская, 7 — Шайтанская, 8 — Пайтурминская, 9 — Боганидская, 10 — Лабазная, 11 — Северо-Массоновская, 12 — Проточная, 13 — Иркинская, 14 — Восточно-пясинская, 15 — Западно-Авамская, 16 — Сиговая, 17 — Восточно-Авамская); 2 — Пайяхский кластер нефтяных месторождений; 3 — сейсмические профили; 4 — скважины глубокого бурения; 5 — границы ЕХРП.

Основные критерии выделения ЗНН:

1. Распространение литологически экранированных ловушек, связанных с песчано-алевритовыми пластами “ачимовского” типа в составе нижней части разреза шуратовской свиты нижнего мела, формирование которых происходило в условиях проградационного заполнения некомпенсированного бассейна.

2. Их принадлежность к установленной яновстанско-шуратовской УВ-системе [1, 5], включающей нефтегазоматеринские толщи (НГМТ) яновстанской, гольчихинской и шуратовской свит. Пространственные границы ЗНН также определяются границами областей катагенетического преобразования рассеянного органического вещества, достаточного для реализации нефтематеринского потенциала НГМТ. Косвенным подтверждением активного нефтеобразования при наличии даже небольшого нефтегенерационного потенциала керогена служит аномально-высокое пластовое давление (АВПД), отмеченное в скважинах Пайяхского месторождения и ряда других площадей. Оно обусловлено упругой энергией углеводородных флюидов, эмигрирующих в “ачимовские” линзовидные резервуары из непосредственно подстилающих их НГМТ. Указанные условия формирования залежей нефти являются едиными для всех ЗНН.

Основываясь на опыте работ по многозалежному Пайяхскому нефтяному месторождению, в изучении которого СНИИГГиМС внес значительный вклад [6], и с учетом всей совокупности геолого-геофизических и геохимических данных в 2019 году была установлена Пайяхская ЗНН (размеры 300×170 км, площадь 30000 км²) в юго-западной части ЕХРП [7]. Продуктивность ловушек “ачимовского типа” в Пайяхской ЗНН уже доказана на Пайяхской, Северо-Пайяхской, Западно-Пайяхской, Иркинской, Западно-Иркинской, Средне-Яровской, Турковской и предполагается еще на ряде площадей.

По аналогии в подошве клиноформного комплекса ЕХРП выделены еще три возможные ЗНН: Агапская (размеры 400×40 км, площадь 14000 км²), Жданихинская (размеры 260×30 км, площадь 6300 км²) и Пайтурминская (размеры 270×30 км, площадь 8000 км²).

Для определения границ ЗНН в СНИИГГиМС была построена региональная структурная карта ЕХРП по кровле основной НГМТ с использованием всего объема новых и архивных материалов 2D-сейсморазведки (более 70000 км), и бурения (свыше 100 скважин). Главная зона нефтеобразования в ЕХРП расположена на глубинах 3.2–3.5 км

[2, 3], что предопределило проведение границ ЗНН по изогипсам от –3200 до –3400 м.

Выделение ЗНН в ЕХРП, прежде всего Пайяхской, подтвердило высокие перспективы нефтеносности региона. Так, например, только Пайяхская группа месторождений содержит извлекаемых запасов нефти в 1.2 млрд т по категориям C_1+C_2 [8], общие начальные суммарные ресурсы нефти Пайяхской ЗНН предварительно оцениваются в 5 млрд т (извл.) [7]. Это подтверждается выявлением на основе сейсмостратиграфического анализа, результатов изучения динамических характеристик сейсмических записей, карт толщин целевых интервалов крупных поисковых объектов, схожих по геологическому строению с Пайяхским нефтяным месторождением. Аналогичные перспективные объекты также выделены в Агапской, Пайтурминской и Жданихинской ЗНН (рис. 1), что позволило обеспечить существенный, около 1 млрд т, прирост локализованных извлекаемых ресурсов нефти категории D_{1l} . В связи с этим дальнейшие ГРП на нефть в ЕХРП целесообразно сосредоточить в пределах выделенных ЗНН.

В заключение отметим, что месторождения Пайяхского кластера стали ресурсной базой стратегического и крупнейшего в современной нефтегазовой отрасли проекта компании “Восток Ойл” — дочерней компании ПАО “НК “Роснефть”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Исаев А.В., Кринин В.А., Филинцов Ю.А. и др. Перспективные нефтегазовые объекты клиноформного комплекса Енисей-Хатангского регионального прогиба: результаты сейсмогеологического моделирования // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2011. № 2 (6). С. 74–82.
2. Ботнева Т.А., Фролов С.В. Условия образования углеводородных скоплений в осадочном чехле Енисей-Ленской системы прогибов // Геология нефти и газа. 1995. № 5. С. 32–38.
3. Филинцов Ю.А., Давыдова И.В., Болдушевская Л.Н. и др. Взаимосвязь материнских пород и нефтей в мезозойских отложениях северо-востока Западно-Сибирской плиты на основе изучения углеводородов-биомаркеров и катагенеза органического вещества // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5–6. С. 52–57.
4. Сафронов П.И., Еришов С.В., Ким Н.С. и др. Моделирование процессов генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в юрских и меловых комплексах Енисей-Хатангского бассейна // Геология нефти и газа. 2011. № 5. С. 48–55.
5. Климова Е.Н., Кучерявенко Д.С., Поляков А.А. Новые данные об условиях формирования резервуаров Пайяхского месторождения и перспективы их нефтеносности на территории Нижнеенисейского нефтегазового района // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 1. http://www.ngtp.ru/rub/4/4_2018.pdf
6. Исаев А.В. История открытия и изучения Пайяхского месторождения нефти. Вклад СНИИГГиМС // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2022. № 12. С. 75–78.
7. Исаев А.В., Поляков А.А. Пайяхская зона нефтенакпления — трудноизвлекаемая нефть Таймыра // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2019/36_2019.pdf
8. <https://neftegaz.ru/news/Geological-exploration/452449-zapasy-payakhki>

PROSPECTS FOR INCREASING OIL RESOURCES AND RESERVES IN THE YENISEI-KHATANGA REGIONAL TROUGH

A. V. Isaev^a, A. A. Polyakov^b, Academician of the RAS M. I. Epov^{a, #}

^aSiberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russian Federation

^bRosneft Oil Company, Moscow, Russian Federation

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

The capabilities of discovering large oil fields in the central part of the Yenisei-Khatanga regional trough were considered. Processing and integrated interpretation of geological, geophysical and geochemical information provided the basis for the identification of four promising oil accumulation zones (an area of 58 thousand km²). For the multi-deposit Payakha oil field, three more zones located at depths of 3.2–3.5 km were identified at the base of the clinoform complex. This made it possible to ensure the increment of localized recoverable oil resources of D_{1l} category.

Keywords: clinoform complex, lenticular reservoirs, abnormally high formation pressure, recoverable oil reserves in C_1+C_2 categories, localized resources of D_{1l} category

УДК 551.732.2: 564

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИЦЫ ДОКЕМБРИЯ-КЕМБРИЯ В РАЗРЕЗАХ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ ПО МАЛАКОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2024 г. П. Ю. Пархаев^{1,*}, Е. А. Жегалло¹, Д. Доржнамжаа²

Представлено академиком РАН А. В. Лопатиным 16.10.2023 г.

Поступило 16.10.2023 г.

После доработки 30.11.2023 г.

Принято к публикации 01.12.2023 г.

Изучение малакофауны из венд-кембрийских разрезов Западной Монголии позволило установить общие виды моллюсков для баянгольской свиты Монголии и немакит-далдынского и томмотского ярусов Сибирской платформы. Показано, что в отложениях Дзабханской структурно-фациальной зоны Западной Монголии нижняя граница кембрийской системы (в смысле Общей стратиграфической шкалы России) может быть определена в разрезах по первому появлению томмотских видов *Watsonella crosbyi* Grabau, *Bemella jacutica* (Missarzhevsky), *Aldanella sibirica* Parkhaev et Karlova, *Merismoconcha tommotica* (Zhegallo), *Asiapatella undulata* (Yu), *Pseudoscenella taishirica* (Zhegallo), *Purella tenuis* Zhegallo и *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo). Эти виды составляют комплекс зоны *Watsonella crosbyi* – *Merismoconcha tommotica*, которая распознается в средней и верхней частях баянгольской свиты. Таким образом, в отличие от предшествующих исследований, помещавших основание кембрия вблизи подошвы баянгольской свиты, мы значительно поднимаем нижнюю границу кембрийской системы до уровня средней части баянгольской свиты.

Ключевые слова: граница докембрия-кембрия, томмотский ярус, Западная Монголия, моллюски, биостратиграфия, межрегиональная корреляция

DOI: 10.31857/S2686739724030021

Проблема границы докембрия-кембрия и соответствующей биосферной перестройки относится к одной из наиболее обсуждаемых в геологии и палеобиологии XX–начала XXI вв. Несмотря на то, что этот рубеж, бесспорно, относится к самым ярким и значимым в палеонтологической летописи, так как связан с массовым появлением многоклеточных организмов, формирующих минеральный скелет – так называемой “кембрийской скелетной революцией”, определить четкий уровень в реальном геологическом разрезе, который точно соответствовал бы началу этого события, оказалось не так просто. Причины этого разнообразны – высокий провинциализм самых первых скелетных фаун, диахронность появления отдельных групп организмов в палеобассейнах мира, большая фациальная пестрота отложений пограничного интервала, обустраивающая разный фаунистический состав

комплексов ископаемых, и ряд других факторов. Как следствие – региональные стратиграфические шкалы на пограничном интервале имеют разную степень детализации, а нижняя граница кембрийской системы проводится на разных уровнях (см. [1], рис. 19.2, 19.11).

Попыткой уйти от этих проблем хотя бы частично стала идея проведения границы докембрия-кембрия не по появлению каких-либо скелетных ископаемых, а по смене комплексов следов жизнедеятельности. В результате сейчас в Международной хроностратиграфической шкале (MXS) в качестве нижней границы кембрийской системы определен уровень первого появления ихновида *Treptichnus pedum* в формации Чэпл-Айленд разреза Форчн-Хэд (п-ов Бюрин, восток Ньюфаундленда, Канада) [2]. Объективные дефекты выбранного стратотипа, его слабый корреляционный потенциал и возникающие из-за этого стратиграфические проблемы не раз обсуждались специалистами [3–5]. Поэтому многие национальные стратиграфические комитеты, в том числе Межведомственный стратиграфический комитет России (МСК),

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисака
Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт палеонтологии Монгольской академии наук,
Улан-Батор, Монголия

*E-mail: pparkh@paleo.ru

Общая стратиграфическая шкала России [6]			Международная хроно-стратиграфическая шкала [1]					
система	отдел	ярус		ярус	отдел	система		
КЕМБРИЙСКАЯ	верхний кембрий	батырбайский		ярус 10	фуронский	КЕМБРИЙСКАЯ		
		аксайский		цзяншаньский				
		сакский		пайбинский				
	средний кембрий	аюсокканский		гужанский	мяолинский			
		майский		драмский				
		амгинский		вулиунский				
	нижний кембрий	тойонский		ярус 4	отдел 2			
		ботомский		ярус 3				
		атдабанский		ярус 2				
		томмотский		форчунский				
	ВЕНДСКАЯ	верхний венд	немакит-далдынский	?			терраневский	

Рис. 1. Соотношение подразделений кембрия Общей стратиграфической шкалы России и Международной хроностратиграфической шкалы.

продолжают использовать свои региональные стратиграфические шкалы для кембрийского интервала. И если относительно среднего и верхнего кембрия Общей стратиграфической шкалы России (ОСШ) наметился определенный прогресс в части ее сопоставления и “сближения” с МХШ [6], то нижний кембрий ОСШ и нижний отдел кембрия МХШ – террановий – различаются разительно, в первую очередь в силу неясности в сопоставлении нижних границ систем двух шкал и отсутствия ярусного наполнения террановия, кроме его самого нижнего яруса – форчуния (рис. 1).

Основой для стратиграфической шкалы нижнего кембрия России послужили разрезы кембрия на Сибирской платформе. В силу благоприятных экологических условий, существовавших в Сибирском палеобассейне, фаунистические комплексы ископаемых организмов обладают здесь крайне высоким разнообразием.

Платформенные условия осадконакопления с минимальным проявлением тектонических нарушений дают ясную картину взаимоотношения большинства стратон, а субарктические условия современного климата минимизируют выветривание и вторичное изменение осадочных пород. Эти очевидные преимущества кембрийских разрезов Сибирской платформы перед разрезами других регионов определили ее в качестве полигона для разработки ярусных и зональных шкал нижнего кембрия.

Ко второй половине XX в. в отечественной геологии сложилось понимание того, что положение нижней границы кембрийской системы в разрезах переходных венд-кембрийских отложений Сибирской платформы следует определять в “дотрилобитовых” слоях по массовому появлению скелетных ископаемых, в первую очередь – археоциат. Этот ярко выраженный интервал разреза получил название томмотский ярус

(исторический обзор — см. [7]), состоящих из трех последовательных комплексных зон (снизу вверх): *Nochoroicyathus sunnaginicus*, *Dokidocyathus regularis*, *Dokidocyathus lenaicus*, со своими характерными наборами скелетных ископаемых — археоциат, моллюсков, брахиопод, хиолитов и зоопроблематик. Следуя этому принципу, подошва томмотского яруса была официально утверждена в качестве нижней границы кембрия [8].

Территория Монголии в позднем докембрианском кембрии представляла собой серию террейнов, располагавшихся в низких широтах северного полушария на некотором удалении от северо-восточной окраины Сибирского палеоконтинента. Наиболее широко венд-кембрийские отложения распространены на западе страны — в Дзавханской структурно-фациальной зоне. Здесь описаны самые полные разрезы, хорошо охарактеризованные палеонтологическими остатками. Отложения представлены чередованием карбонатных и терригенных пачек, объединенных в следующие литостратиграфические подразделения (снизу вверх): цаганоломская серия (ранее свита), состоящая из майханульской, тайширской, хонгорской, ольской, шургатской и зунарцинской свит, баянгольская свита, салаангольская свита и хаирханская свита.

Самые древние археоциаты в Западной Монголии известны [9] только на уровне середины нижнего кембрия (верхний атдабан — ботома), поэтому ведущая роль в расчленении и корреляции базальных слоев кембрия здесь принадлежит мелкораквинным ископаемым. Впервые томмотский фаунистический комплекс в разрезах Дзавханской зоны установил В.А. Сысоев [10] по хиолитам и проблематикам из баянгольской свиты разреза Баян-гол. Позднее М.Н. Коровов и В.В. Миссаржевский [11] обосновали отложения томмотского, атдабанского и ленского ярусов в разрезе Салааны-гол по находкам проблематик, моллюсков и хиолитов, а М.Н. Коровов впервые выделил слои с ископаемыми [12]. Попытки выделения более дробных биостратиграфических подразделений в этом стратиграфическом интервале были продолжены в монографиях сотрудников ПИН АН СССР [9, 13], где на основе многолетних экспедиционных работ (1978—1991 гг.) и детальных фаунистических исследований для нижнего кембрия Западной Монголии выделены слои с фауной по моллюскам и проблематикам (рис. 2).

В работе 1982 г. подошва кембрия проводится в нижней части баянгольской свиты по первому появлению скелетных проблематик комплекса

слоев с *Tiksitheca lici* — *Maikhanella multa* [13]. Ниже этого уровня скелетных ископаемых авторами не отмечено. В монографии 1996 г. подошва кембрия установлена на близком уровне в нижней части баянгольской свиты по первому появлению скелетных проблематик комплекса слоев *Mongolodus rostriformis* и моллюсков комплекса слоев *Rozanoviella atypica*, ниже — в докембрийской части выделены слои с *Anabarites trisulcatus* с соответствующей ассоциацией примитивных и немногочисленных зоопроблематик [9]. Таким образом, авторы [9, 13] в баянгольской последовательности смогли распознать нижнетоммотский комплекс мелкораквинных ископаемых, близкий к таковому зоны *Nochoroicyathus sunnaginicus* Сибирской платформы, а также выделить интервал разреза, соответствующий зоне *Anabarites trisulcatus* немакит-далдынского яруса Сибири [9].

Работы по палеонтологии кембрия Сибири выявили присутствие относительно разнообразного комплекса проблематик и моллюсков в достоверно дотоммотских отложениях Сибирской платформы [14, 15], соответствующее биостратиграфическое подразделение получило название — зона *Purella antiqua*. Эти и другие работы показали, что резкому и массовому появлению скелетных организмов в разрезах Сибирской платформы на уровне подошвы томмотского яруса предшествует значительный по длительности этап эволюции организмов, отразившийся как минимум в двух фаунистических комплексах — зоны *Anabarites trisulcatus* и зоны *Purella antiqua* немакит-далдынского яруса. Также за последние десятилетия произошел определенный прогресс в систематике и таксономии мелкораквинных ископаемых, были выявлены многие синонимичные названия видов, уточнены и дополнены данные по стратиграфическому и географическому распространению многих форм. Все это вынуждает пересмотреть стратиграфические схемы по другим территориям, в том числе и Западной Монголии.

В ходе реализации совместного российско-монгольского проекта по биостратиграфии венд-кембрийских отложений Западной Монголии нами проведена ревизия систематического состава мелкораквинных ископаемых, собраны новые материалы из ключевых разрезов венд-нижнекембрийских отложений Дзавханской структурно-фациальной области, детально проанализировано стратиграфическое распространение моллюсков и зоопроблематик в изученных разрезах. В результате обобщения ранее

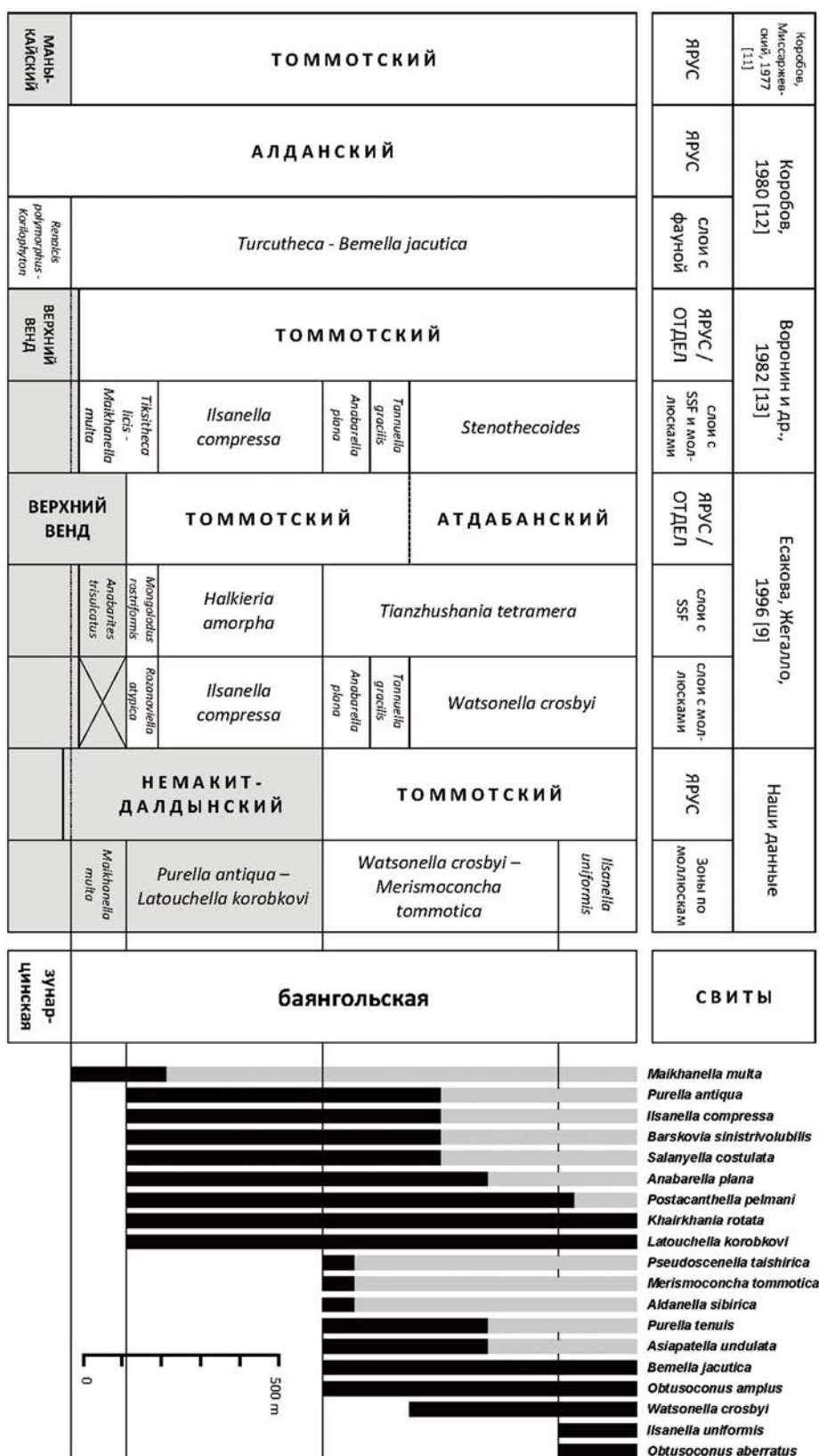


Рис. 2. Положение границы докембрия – кембрия в баянгольской свите Дзабханской структурно-фациальной зоны Западной Монголии по разным авторам [9, 11–13] (докембрийские подразделения залиты серым) и обобщенное стратиграфическое распространение основных видов моллюсков.

полученных данных и изучения новых материалов выделены биостратиграфические подразделения в ранге комплексных зон (7 по моллюскам и 7 по проблематикам) в интервале отложений, коррелируемых с немакит-далдынским — ботомским ярусами Сибирской платформы [16].

В результате этих исследований нами уточнено положение нижней границы кембрия (в том смысле, в котором кембрий понимается в ОСШ) в разрезе баянгольской свиты с учетом новых данных по распространению моллюсков (рис. 2). Мы сопоставляем подошву томмотского яруса с тем уровнем в монгольских разрезах, на котором появляются первые моллюски из комплекса зоны *Nochoroicyathus sunnaginicus*. К таким видам относятся *Bemella jacutica* (Missarzhevsky), *Aldanella sibirica* Parkhaev et Karlova и *Watsonella crosbyi* Grabau — в разрезах Сибирской платформы они не встречаются в отложениях древнее томмотского яруса. В баянгольской свите вместе с *Bemella jacutica*, *Aldanella sibirica* и *Watsonella crosbyi* также появляются виды моллюсков *Merismoconcha tommotica* (Zhegallo), *Asiapatella undulata* (Yu), *Pseudoscenella taishirica* (Zhegallo), *Purella tenuis* Zhegallo, *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo) (рис. 3), которые пока не встречены на территории Сибири. Уровень первого появления видов из этого комплекса в разрезах Западной Монголии принимается нами за подошву комплексной зоны *Watsonella crosbyi* — *Merismoconcha tommotica*. В отложениях зоны также отмечены проходящие снизу виды моллюсков из подстилающей зоны *Purella antiqua* — *Latouchella korobkovi*: *Purella antiqua* (Abaimova), *Postacanthella pelmani* Zhegallo, *Latouchella korobkovi* (Vostokova), *Anabarella plana* Vostokova, *Ilsanella compressa* Zhegallo, *I. aksarinae* Zhegallo, *Barskovia sinistrivolubilis* (Missarzhevsky), *B. hemisymmetrica* Golubev, *Khairkhanian rotata* Missarzhevsky, *Salanyella costulata* Missarzhevsky (рис. 3).

Малакокомплекс зоны *Watsonella crosbyi* — *Merismoconcha tommotica* с различной степенью полноты фиксируется в средней и верхней частях баянгольской свиты следующих разрезов: Салааны-гол, Оролгайн-гол, Баян-гол, Хэвтэ-Цахир-Нуруу, Тайшир-1 и Тайшир-2 (рис. 4). В разрезе Салааны-гол (стратотип зоны) зональный комплекс представлен наиболее полно, здесь отмечены *Merismoconcha tommotica*, *Asiapatella undulata*, *Pseudoscenella taishirica*, *Purella tenuis*, *Bemella jacutica*, *Aldanella sibirica* и *Watsonella crosbyi*, не известные за пределами разреза виды *Pseudoscenella gracilis* (Zhegallo), *Latouchella gobiica* (Zhegallo) и *Obtusconus amplus* (Zhegallo), а также виды, проходящие снизу

из подстилающих отложений зоны *Purella antiqua* — *Latouchella korobkovi*. Первое появление зональных видов *Merismoconcha tommotica*, *Bemella jacutica*, *Pseudoscenella taishirica* и *Asiapatella undulata* отмечается на уровне 662 м выше подошвы баянгольской свиты. В разрезе Хэвтэ-Цахир-Нуруу (стратотип нижней границы зоны) подошва зоны проводится по первому появлению вида *Pseudoscenella taishirica* в 189 м выше подошвы баянгольской свиты. Выше в разрезе (~210 м от подошвы свиты) отмечены зональные виды моллюсков *Merismoconcha tommotica*, *Bemella jacutica*, *Asiapatella undulata* и некоторые другие виды. В разрезе Оролгайн-гол подошва зоны *Watsonella crosbyi* — *Merismoconcha tommotica* проводится по первому появлению вида *Purella tenuis* в 630 м выше подошвы баянгольской свиты, выше по разрезу (870 м от подошвы свиты) отмечена *Asiapatella undulata*. В разрезе Тайшир-1 первые моллюски зоны *Watsonella crosbyi* — *Merismoconcha tommotica* приходятся на уровень ~145 м выше подошвы баянгольской свиты. В разрезе Тайшир-2 подошва зоны проводится по первому появлению зонального вида *Bemella jacutica* совместно с *Barskovia hemisymmetrica*, *Ilsanella compressa*, *I. aksarinae*, *Khairkhanian mongolica*, *Postacanthella pelmani* и *Latouchella korobkovi* на уровне ~225 м от основания разреза баянгольской свиты.

Также на уровне подошвы зоны *Watsonella crosbyi* — *Merismoconcha tommotica* появляется характерный комплекс мелкораквинных ископаемых, включающий проблематик *Lapworthella tortuosa* Missarzhevsky, *Tianzhushania tetramera* Esakova, *Hyolithellus tenuis* Missarzhevsky, *H. vladimirovae* Missarzhevsky, *H. insolitus* Grigorieva, *Torellella gracilenta* Grigorieva, и хиолитов *Exilitheca multa* Syssoev, *Turcutheca crassecochlia* (Syssoev), *Ovalitheca mongolica* Syssoev, *O. applicata* Syssoev, *Glabella* sp., и *Spinulitheca* sp. В разрезах Сибирской платформы виды *Lapworthella tortuosa*, *Hyolithellus tenuis*, *H. insolitus*, *Ovalitheca mongolica* и представители родов *Torellella*, *Exilitheca* и *Spinulitheca* не встречаются в отложениях древнее томмотского яруса, что также подтверждает обоснованность выбранного нами рубежа в качестве нижней границы кембрийской системы в дзавханских разрезах.

Таким образом, в отложениях Дзавханской структурно-фациальной зоны Западной Монголии нижняя граница кембрийской системы может быть определена по малакологическим данным, а именно по первому появлению видов комплекса зоны *Watsonella crosbyi* — *Merismoconcha tommotica* (рис. 2). Находка в разрезе любого из следующих видов моллюсков — *Watsonella crosbyi*,

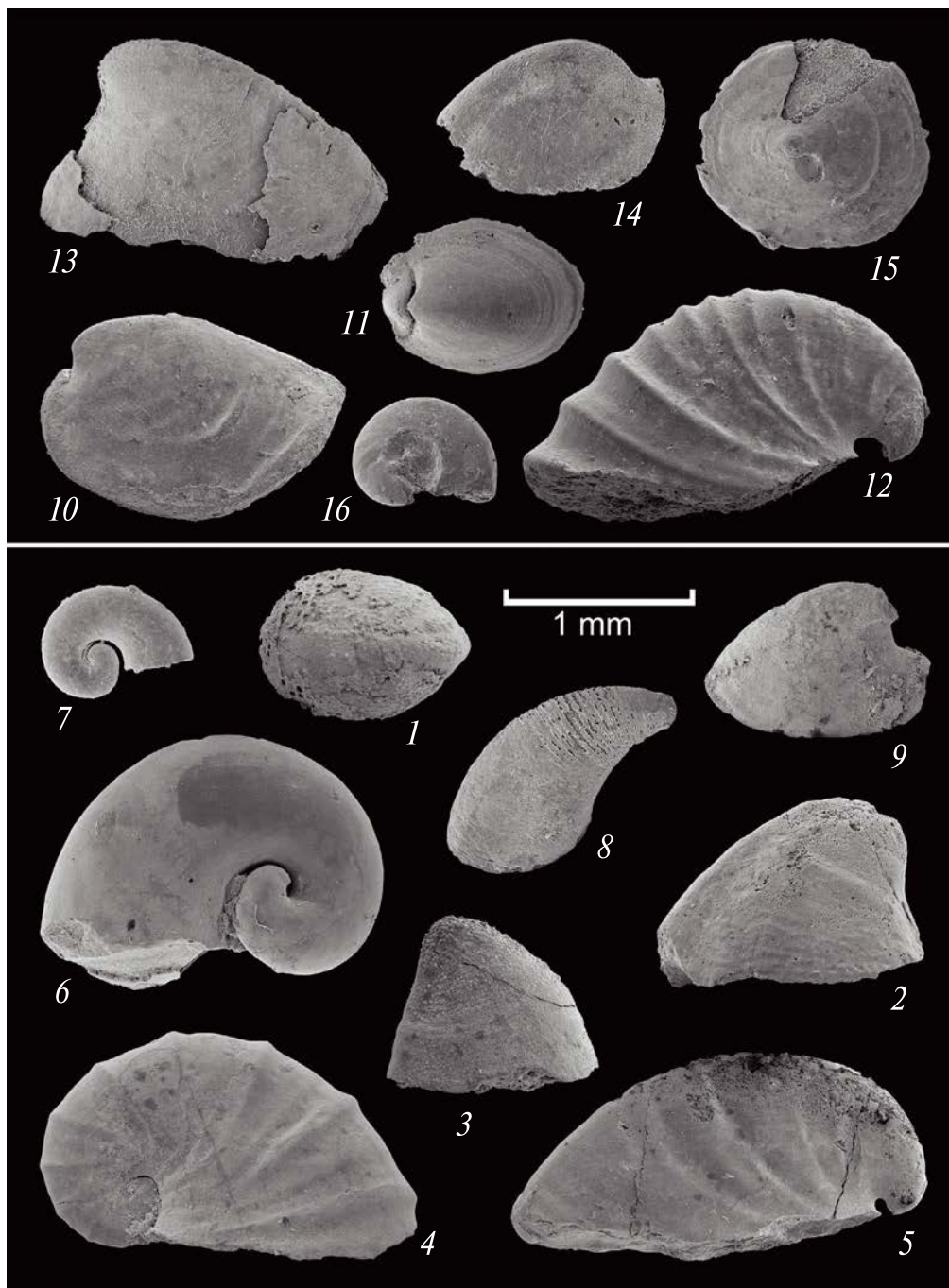


Рис. 3. Зональные виды моллюсков комплексов зоны *Purella antiqua* – *Latouchella korobkovi* (1–9; немакит-далдынский ярус, верхний венд) и зоны *Watsonella crosbyi* – *Merismoconcha tommotica* (10–16; томмотский ярус, нижний кембрий) из баянгольской свиты Западной Монголии: 1 – *Maikhanella multa* Zhegallo, 1982, экз. ПИН, № 3302/2389, разрез Баян-гол; 2 – *Purella antiqua* (Abaimova, 1976), экз. ПИН, № 3302/2066, разрез Салааны-гол; 3 – *Postacanthella pelmani* Zhegallo, 1996, экз. ПИН, № 3302/1750, разрез Салааны-гол; 4 – *Latouchella korobkovi* (Vostokova, 1962), экз. ПИН, № 3302/1755, разрез Салааны-гол; 5 – *Anabarella plana* Vostokova, 1962, экз. ПИН, № 3302/2364, разрез Баян-гол; 6 – *Barskovia sinistrivolubilis* (Missarzhevsky, 1981), голотип ГИН, № 4294/9, разрез Салааны-гол; 7 – *Khairkhanianella rotata* Missarzhevsky, 1981, экз. ПИН, № 3302/1530, разрез Салааны-гол; 8 – *Salanyella costulata* Missarzhevsky, 1981, экз. ПИН, № 3302/1799, разрез Салааны-гол; 9 – *Ilsanella compressa* Zhegallo, 1982, экз. ПИН, № 3302/1518, разрез Салааны-гол; 10 – *Watsonella crosbyi* Grabau, 1900, экз. ПИН, № 3302/1747, разрез Салааны-гол; 11 – *Merismoconcha tommotica* (Zhegallo, 1996), экз. ПИН, № 3302/1953, разрез Хэвтэ-Шахир-Нуруу; 12 – *Bemella jacutica* (Missarzhevsky, 1966), экз. ПИН, № 3302/1876, разрез Салааны-гол; 13 – *Purella tenuis* Zhegallo, 1996, голотип ПИН, № 3302/1566, разрез Салааны-гол; 14 – *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo, 1996), экз. ПИН, № 3302/1878, разрез Салааны-гол; 15 – *Asiapatella undulata* (Yu, 1981), экз. ПИН, № 3302/1552, разрез Салааны-гол; 16 – *Aldanella sibirica* Parkhaev et Karlova, 2011, экз. ПИН, № 3302/1521, разрез Салааны-гол.

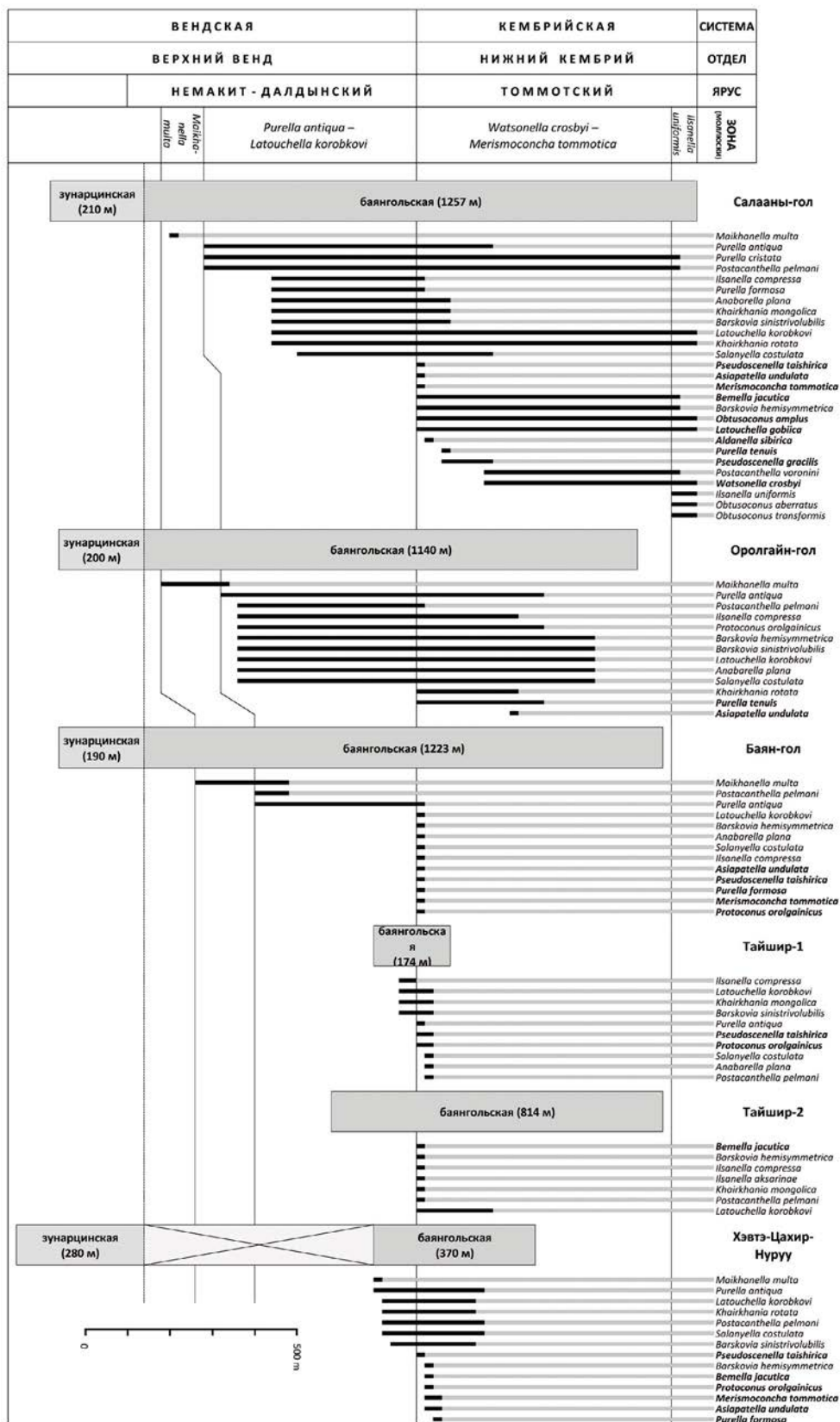


Рис. 4. Корреляция изученных разрезов баянгольской свиты Дзабханской структурно-фациальной зоны Западной Монголии и стратиграфическое распространение моллюсков (полужирным шрифтом выделены виды зоны *Watsonella crosbyi* – *Merismoconcha tommotica*).

Aldanella sibirica, *Bemella jacutica*, *Merismoconcha tommotica*, *Asiapatella undulata*, *Pseudoscenella taishirica*, *Purella tenuis* или *Protoconus orolgainicus* — свидетельствует уже о кембрийском возрасте вмещающих отложений.

Кроме биостратиграфических методов для корреляции и расчленения венд-кембрийских отложений Западной Монголии были также попытки применять методы изотопной хеомстратиграфии (напр., [17–19]). Однако обилие терригенных слоев и пачек без $d^{13}C_{carb}$ -характеристики и отсутствие надежных хеомстратиграфических маркеров в полученных кривых затрудняют использование данного метода для стратиграфических построений в данном регионе [19, 20]. Поэтому основным и важнейшим методом для расчленения и корреляции изучаемых отложений является биостратиграфический.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Р.А. Ракитову (ПИН) за помощь при работе на сканирующем электроном микроскопе TESCAN VEGA II XMU, а также благодарят сотрудников Института палеонтологии Академии наук Монголии (г. Улан-Батор) Г. Алтаншагая, Б. Батыржав и Б. Энхбаатора за помощь в организации и проведении полевых работ на территории Западной Монголии в 2022 г.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 20-55-44010 Монг_а “Зональная биостратиграфия венд-кембрийских отложений Западной Монголии”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Peng S.C., Babcock L.E., Ahlberg P. Chapter 19. The Cambrian Period // *Geologic Time Scale 2020* / Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2020. P. 565–629.
2. Brasier M.D., Cowie J., Taylor M. Decision on the Precambrian-Cambrian boundary // *Episodes*. 1994. V. 17. P. 3–8.
3. Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Федонкин М.А., Хоментовский В.В. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 1997. № 1. С. 21–31.
4. Babcock L.E., Peng S., Zhu M., Xiao Sh., Ahlberg P. Proposed reassessment of the Cambrian GSSP // *Journal of African Earth Sciences*. 2014. V. 98. P. 3–10.
5. Zhu M., Yang A., Yuan J., Li G., Zhang J., Zhao F., Ahn S.-Y., Miao L. Cambrian integrative stratigraphy and timescale of China // *Science China Earth Sciences*. 2019. V. 62. P. 25–60.
6. Розанов А.Ю. Об усовершенствовании ярусного деления среднего и верхнего отделов кембрийской системы Общей стратиграфической шкалы России // *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий*. Вып. 44. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 25–29.
7. Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P., Karlova G.A., Kochnev B.B., Markov G.E., Nagovitsin K.E., Sarsembaev Z., Peek S., Cui H., Kaufman A.J. Quo vadis, Tommotian? // *Geological Magazine*. 2020. V. 157. Spec. Iss. 1. P. 22–34.
8. *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*. Вып. 21. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1983. 74 с.
9. Есакова Н.В., Жегалло Е.А. Фауна и биостратиграфия нижнего кембрия Монголии. М.: Наука, 1996. 216 с. (Тр. Совм. Рос.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 46).
10. Сысоев В.А. О первых находках хиолитов в Монголии // *Ископаемая фауна и флора Монголии*. М.: Наука, 1975. С. 290–293. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 2).
11. Коробов М.Н., Миссаржевский В.В. О пограничных слоях кембрия и докембрия Западной Монголии (хребет Хасагт-Хайрхан) // *Беспозвоночные палеозоя Монголии*. М.: Наука, 1977. С. 7–9. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 5).
12. Коробов М.Н. Биостратиграфия и миомерные трилобиты нижнего кембрия Монголии // *Биостратиграфия нижнего кембрия и карбона Монголии*. М.: Наука, 1980. С. 5–108 (Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспед. Вып. 26).
13. Воронин Ю.И., Воронова Л.Г., Григорьева Н.В., Дроздова Н.А., Жегалло Е.А., Журавлев А.Ю., Рагозина А.Л., Розанов А.Ю., Саятина Т.А., Сысоев В.А., Фонин В.Д. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях. М.: Наука, 1982. С. 1–152. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 18).
14. Khomentovsky V.V., Karlova G.A. Biostratigraphy of the Vendian–Cambrian beds and lower Cambrian boundary in Siberia // *Geological Magazine*. 1993. V. 130. № 1. P. 25–45.
15. Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Основание томмотского яруса — нижняя граница кембрия Сибири // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2005. Т. 13. № 1. С. 26–40.

16. *Parkhaev P. Yu., Altanshagai G., Demidenko Yu.E., Dorjnamjaa D., Enkhbaatar B., Ivantsov A. Yu., Shuvalova Yu.V., Yang A., Zhegallo E.A., Zhuravlev A. Yu.* Early Cambrian succession of the Zavkhan terrane (Mongolia) and its global biostratigraphic implications // *Palaeoworld*. 2024 (in press).
17. *Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A.* Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia // *Geological Magazine*. 1996. V. 133. № 4. P. 445–485.
18. *Smith E.F., Macdonald F.A., Petach T.A., Bold U., Schrag D.P.* Integrated stratigraphic, geochemical, and paleontological late Ediacaran to early Cambrian records from southwestern Mongolia // *GSA Bulletin*. 2016. V. 128 № 3–4. P. 442–468.
19. *Topper T., Betts M.J., Dorjnamjaa D., Li G., Li L., Altanshagai G., Enkhbaatar B., Skovsted C.B.* Locating the BACE of the Cambrian: Bayan Gol in southwestern Mongolia and global correlation of the Ediacaran–Cambrian boundary // *Earth-Science Reviews*. 2022. V. 229. № 104017. P. 1–34.
20. *Landing E., Kruse P.D.* Integrated stratigraphic, geochemical, and paleontological late Ediacaran to early Cambrian records from southwestern Mongolia: Comment // *GSA Bulletin*. 2017. V. 129. № 7/8. P. 1012–1015.

POSITION OF THE PRECAMBRIAN-CAMBRIAN BOUNDARY IN THE SECTIONS OF WESTERN MONGOLIA ACCORDING TO THE MALACOLOGICAL DATA

P. Yu. Parkhaev^{a, #}, E. A. Zhegallo^a, D. Dorjnamjaa^b

Presented by Academician of the RAS A. V. Lopatin October 16, 2023

^a*A.A. Borisyak Paleontological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Paleontology Mongolian Academy of Sciences, Ulan-Bator, Mongolia*

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

The study of mollusk fauna from the Vendian–Cambrian sections of the Western Mongolia revealed common species of mollusks between the Bayangol Formation of Mongolia and the Nemakit-Daldynian and Tommotian stages of the Siberian Platform. We show that the Cambrian lower boundary (in sense of the General Stratigraphic Chart of Russia) in the Dzavkhan structural-facies zone of the Western Mongolia can be recognized in the sections by the first appearance of the following Tommotian species of mollusks, i.e. *Watsonella crosbyi* Grabau, *Bemella jacutica* (Missarzhevsky), *Aldanella sibirica* Parkhaev et Karlova, *Merismoconcha tommotica* (Zhegallo), *Asiapatella undulata* (Yu), *Pseudoscenella taishirica* (Zhegallo), *Purella tenuis* Zhegallo, and *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo). These species compose the faunal assemblage of the *Watsonella crosbyi* – *Merismoconcha tommotica* Zone, which is traced in the middle and upper parts of the Bayangol Formation. Thus, in contrast to previous studies that placed the base of the Cambrian near the base of the Bayangol Formation, we significantly raised the lower boundary of the Cambrian system up to the level of the middle to upper part of the Bayangol Formation.

Keywords: Precambrian – Cambrian boundary, Tommotian stage, Western Mongolia, mollusks, biostratigraphy, interregional correlation

УДК 552.5

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ВОЗРАСТ ФЕНГИТА ИЗ ПЕСЧАНИКА ОФИОЛИТОКЛАСТИТОВОЙ ТОЛЩИ БАСЕЙНА Р. РАССОХА, КОЛЛИЗИОННЫЙ ПОЯС ХР. ЧЕРСКОГО

© 2024 г. Г. В. Леднева^{1,*}, А. В. Травин², С. Н. Сычев^{1,3,4}, Б. А. Базылев⁵, А. В. Рогов⁶,
член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹

Поступило 11.10.2023 г.

После доработки 24.11.2023 г.

Принято к публикации 01.12.2023 г.

Полученный раннепермский (275.3 ± 3.1 млн лет) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -плато-возраст детритовой слюды (хромистого фенгита) из обломков в листовитовом песчанике офиолитокластитовой толщи Рассохинского террейна хр. Черского, по-видимому, отвечает времени или близок ко времени образования листовитов в источнике сноса — в массивах офиолитов хр. Черского — и ограничивает нижний предел времени осадконакопления кластических отложений. В качестве менее вероятной альтернативы рассмотрена возможность частичной потери аргона слюдой в результате деформаций и постседиментационного преобразования отложений офиолитокластитовой толщи в раннепермское время.

Ключевые слова: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование, хромистый фенгит (марипозит), хромистый мусковит (фуксит), листовит, песчаник, хр. Черского, Верхояно-Колымская складчатая область

DOI: 10.31857/S2686739724030038

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование детритовых минералов, в том числе слюд, позволяет решать ряд задач: установить нижнюю границу времени осадконакопления, определить возраст пород из источника сноса кластического материала и реконструировать термальную историю осадочных бассейнов [1]. В задачи настоящего исследования входило $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование детритовой слюды из песчаника офиолитокластитовой толщи коллизионного пояса хр. Черского с целью определения возраста пород, являвшихся ее источником в области размытия, и нижней возрастной границы осадконакопления этой толщи.

Толща относится к структурам Рассохинского террейна [2] (Рассохинского блока Омутлевского террейна [3]) или принадлежит офиолитовому поясу Мунилканского террейна [4] в составе Колымо-Омолонского супертеррейна (Верхояно-Колымская складчатая область) (рис. 1). Она расположена в бассейне р. Рассоха в районе впадения в нее руч. Шумный, где слагает несколько небольших тектонических пластин. Отложения толщи суммарной мощностью 100–190 метров [5] в пределах пластин интенсивно деформированы и разбиты разрывными нарушениями [6]. Толща сложена алевритами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, преимущественно мелкогалечными. Обломочные породы представлены серпентинитовыми и листовитовыми разновидностями. Среди галек и обломков более крупной размерности резко преобладают доломитовые породы. Отдельные прослои не выдержаны ни по мощности, ни по простираанию. Источником кластического материала были породы (преимущественно метаультрамафиты и метамафиты) неопротерозойских массивов офиолитов хр. Черского и со вмешенные с ними карбонатные (доломитовые) толщи [5, 7–9].

¹Геологический институт

Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения

Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

³Санкт-Петербургский государственный
университет — Институт наук о Земле,
Санкт-Петербург, Россия

⁴Всероссийский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁵Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского

Российской Академии наук, Москва, Россия

⁶ООО “Голд Майнинг”, Якутск, Россия

*E-mail: ledneva@ginras.ru

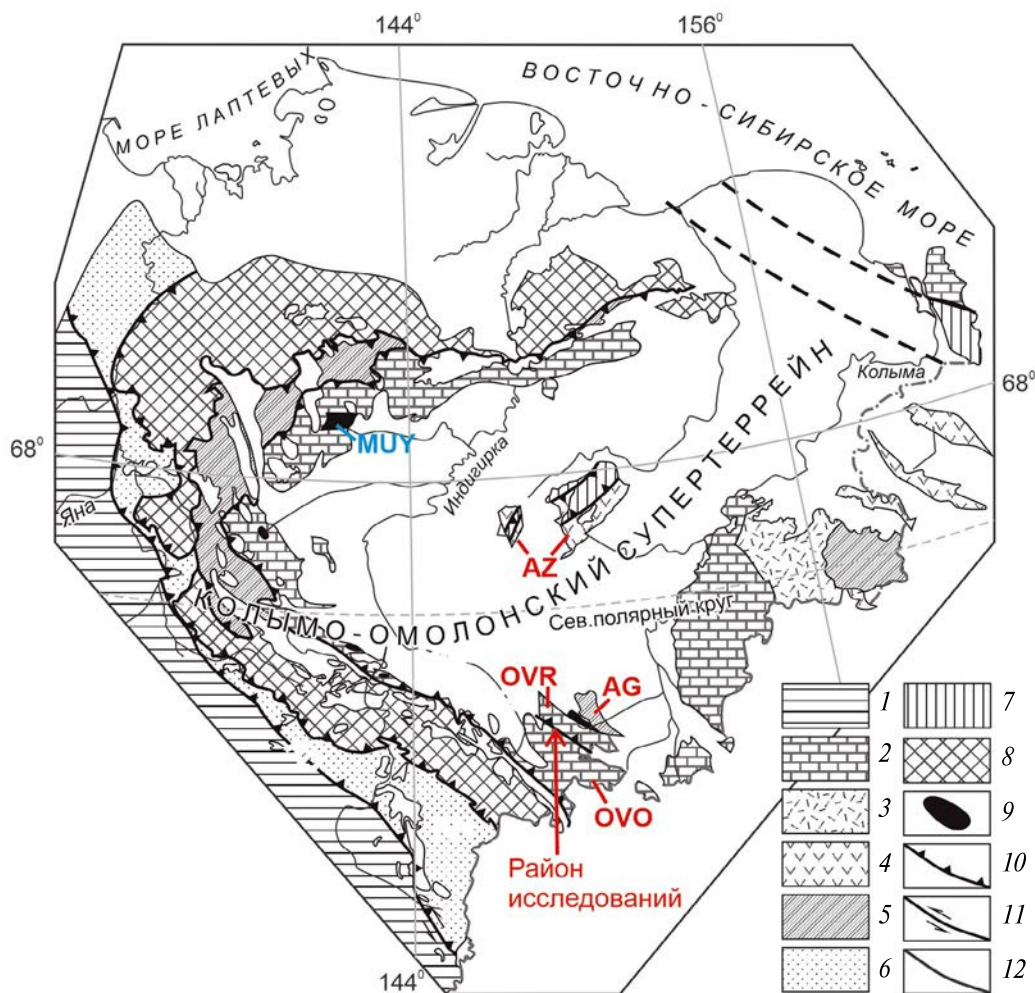


Рис. 1. Положение района исследований на схеме тектонического районирования Верхояно-Колымской складчатой области [3] с изменениями по [2] и упрощениями. 1 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; террейны: 2 – пассивной континентальной окраины; 3 – кратонный (Омолонский); 4 – островодужные; 5 – турбидитовые; 6 – турбидитовый подножия континентальной окраины (сланцевый пояс); 7 – аккреционного клина, сложенные преимущественно океаническими отложениями; 8 – аккреционного клина, преимущественно турбидитовый (Полуосно-Дебинский); 9 – массивы офиолитов; 10 – надвиги; 11 – сдвиги; 12 – разломы. AG – Арга-Тасский, AZ – Алазейский, OVO – Омудевский, OVR – Рассохинский террейны; MUY – Уядинский офиолитовый массив.

В настоящее время офиолитокластическая толща считается наиболее древним структурным подразделением Рассохинского террейна [10]. Ее возраст принимается как средний-поздний кембрий на основе предполагаемого несогласного налегания на нее пород конгломератовой толщи ордовикского возраста [5, 10]. При этом, по мнению Е.П. Сурмиловой, фаунистические остатки (трилобиты раннего тремадока и конодонты ордовикского облика), по которым были датированы прослои известняков конгломератовой толщи, переотложены [10], что не позволяет считать кембрийский возраст офиолитокластической толщи достоверно установленным.

В цементе пород офиолитокластической толщи находки фауны не описаны. В настоящее время нижняя возрастная граница осадконакопления толщи может быть принята по единственному определению средневзвешенного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ SHRIMP-возраста (568 ± 1 млн лет, 99 замеров) детритовых зерен циркона (первоначально магматического генезиса) из серпентинитового песчаника [8]. Обломки пород, встречающиеся в толще, геохронологическими методами не датированы. В литокластах кремнистых пород из офиолитокластической толщи (которые, однако, нами не наблюдались) упоминаются известные с кембрия сферические радиоларии плохой

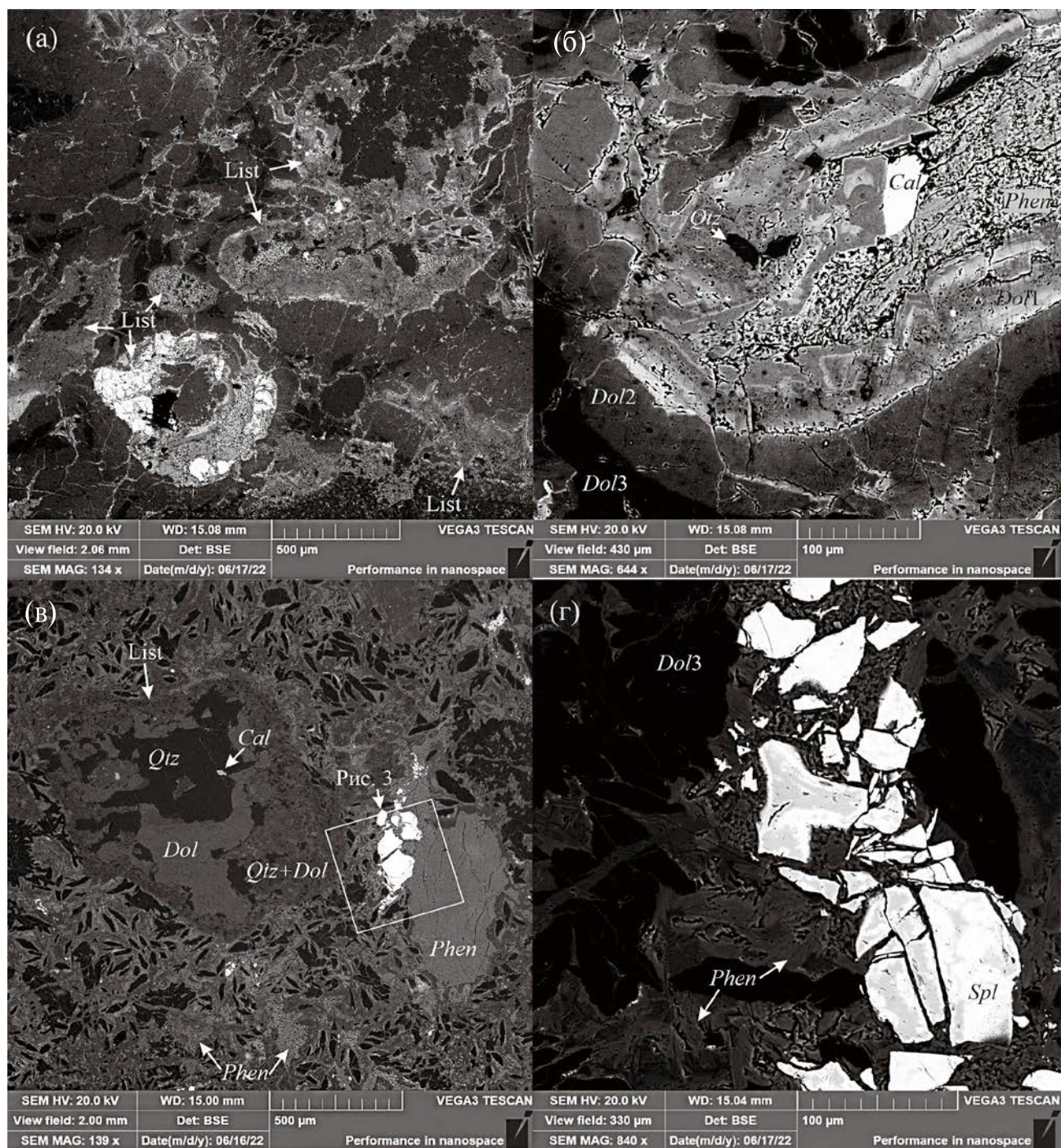


Рис. 2. Хромистый фенгит в лиственитовом песчанике. Изображения во вторично-рассеянных электронах: (а) участок песчаника, насыщенный обломками лиственитов, (б) мелкочешуйчатый агрегат фенгита в литокласте лиственита; (в) крупное зерно фенгита в сростании с хромшпинелидом и агрегаты мелких пластинчатых зерен слюды в основной массе; (г) мелкие зерна пластинчатого фенгита в сростании с хромшпинелидом. Сокращения: List – лиственит, Cal – кальцит, Dol1 – доломит в составе литокластов лиственита, Dol2 – железистый доломит кайм вокруг литокластов лиственита и сети прожилков, слагающих цемент песчаника, Dol3 – доломит мелких литокластов доломитовых пород, Phen – хромистый фенгит, Qtz – кварц, Spl – хромшпинелид.

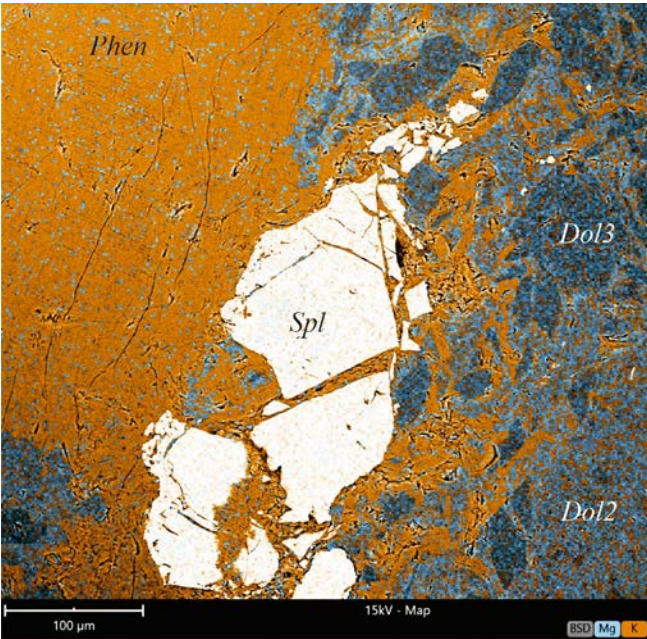


Рис. 3. Распределение калия и магния в слюде и доломитах.

Таблица 1. Составы слюд (мас. %)

Компонент	Сг-фенгит		Сг-мусковит	
	<i>N</i> = 74	±, 1σ	<i>N</i> = 3	±, 1σ
SiO ₂	48.92	2.02	43.92	1.19
TiO ₂	0.22	0.10	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	28.49	1.49	28.25	0.60
FeO	0.88	0.29	3.38	0.61
MnO	0.02	0.01	0.00	0.00
MgO	2.24	0.26	8.97	1.55
CaO	0.27	0.19	0.30	0.28
Na ₂ O	0.13	0.05	0.21	0.05
K ₂ O	10.42	0.48	6.24	0.27
Cr ₂ O ₃	3.89	1.40	3.44	1.51
Сумма	95.47		94.74	

Примечание: величины вариаций содержаний окислов указаны с величиной стандартного отклонения, равной 1σ. Составы пересчитаны на 100% с учетом стехиометрического содержания H₂O. *N* – количество точек анализа. Определения составов минерала проводились на сканирующем электронном микроскопе TESCAN Vega3, оснащенный полупроводниковым детектором рентгеновского излучения ULTIM MAX 40 (Oxford Instruments), в Геологическом институте РАН (г. Москва). Микроанализы проводились в точке при ускоряющем напряжении 20 кВ с накоплением 1 млн импульсов. Обработка спектров выполнена в программе AZtec. Полученные составы минерала были сопоставлены с результатами измерения составов силикатов на микрозонде Cameca-SX100 в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН и на микрозонде Jeol JXA8200 SuperProbe в Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия), полученные с использованием международных стандартов.

сохранности [9], но их таксономический состав не приводится. Обломки доломитовых пород в изученной коллекции образцов не содержат фаунистических остатков.

Слюда изумрудно-зеленого цвета, на обилие которой в отдельных прослоях офиолито-кластитовой толщи указывали все исследователи, ранее датирована не была. В изученной коллекции образцов она установлена в листовитовом песчанике, сложенном литокластами доломитовых пород, листовитов и кристаллокластами, среди которых резко преобладают хромшпинель и хромистая слюда, менее распространены кварц, рутил часто в сростании с замещенным ильменитом, миллерит, полидимит и пирит, встречаются единичные зерна циркона [7]. Слюда слагает кристаллокласты и присутствует в составе большинства литокластов листовитов, где она образует мелкочешуйчатые агрегаты (размером 50–400 мкм) и отдельные часто трещиноватые пластинки (размером от <10 мкм до 700 мкм) (рис. 2 а–г). Слюда не обнаруживает признаков замещения более низкотемпературными вторичными минералами, хотя в песчанике проявлено постседиментационное преобразование (см. далее). Ее состав (табл. 1, рис. 3) не зависит ни от структурного положения, ни от размера зерен, и, как правило, отвечает хромистому фенгиту (марипозиту) с содержанием K₂O = 10.42 ± 0.48 (1σ) мас. %. Лишь единичные зерна, представленные хромистым мусковитом (фукситом) и встречающиеся в тех же структурных позициях, что и фенгит, характеризуются пониженными содержаниями K₂O (6.24 ± 0.27(1σ) мас. %). Таким образом, хромистый фенгит из изученного образца листовитового песчаника определенно является детритовым минералом, а его состав отвечает первичному. При этом специфика состава хромистого фенгита и его постоянное присутствие в породообразующих количествах в листовитах из обломков прямо указывают на тип пород, являющихся его потенциальным источником. Хромистый мусковит с пониженными содержаниями калия, по-видимому, является продуктом локально проявленной частичной перекристаллизации фенгита.

Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar-исследований слюды приведены в табл. 2 и представлены на рис. 4 а–в. Используемый метод датирования на основе ступенчатого прогрева описан в примечании к табл. 2. В возрастном спектре (рис. 4 в) после лестницы вверх выделяется плато из 9 ступеней, характеризующееся значением возраста 275.3 ± 3.1 млн лет,

Таблица 2. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования слюды (обр. С16–18–1)

T, °C	t, мин	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ см ³ STP	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	Ca/K	³⁹ Ar (%)	Возраст, млн лет	± 1σ
500	10	304.7	15.1	0.003	0.016	0.00009	0.057	0.0070	0.0032	0.00015	0.2	7.7	159.1	2.6
600	10	1508.4	22.0	0.004	0.015	0.00003	0.093	0.0018	0.0013	0.00009	0.3	33.9	236.8	3.8
625	10	871.3	24.7	0.003	0.016	0.00004	0.180	0.0046	0.0013	0.00009	0.6	47.4	264.7	4.2
650	10	717.4	25.6	0.005	0.016	0.00008	0.329	0.0063	0.0018	0.00015	1.2	58.1	271.7	4.3
675	10	668.2	25.1	0.004	0.015	0.00003	0.255	0.0027	0.0009	0.00011	0.9	68.3	268.9	4.2
700	10	372.2	26.3	0.007	0.016	0.00012	0.157	0.0084	0.0029	0.00025	0.6	73.7	276.0	4.4
750	10	283.8	26.0	0.007	0.016	0.00023	0.062	0.0160	0.0019	0.00024	0.2	77.8	275.0	4.4
800	10	199.9	25.5	0.007	0.017	0.00024	0.003	0.0015	0.0001	0.00023	0.0	80.8	276.0	4.4
875	10	418.5	26.5	0.007	0.016	0.00015	0.103	0.0073	0.0019	0.00022	0.4	86.9	280.8	4.5
925	10	418.5	26.0	0.007	0.015	0.00010	0.042	0.0088	0.0016	0.00023	0.2	93.0	276.4	4.4
950	10	101.0	26.1	0.012	0.019	0.00032	0.005	0.0026	0.0002	0.00043	0.0	94.5	281.9	4.6
1000	10	135.4	26.8	0.010	0.021	0.00022	0.127	0.0076	0.0057	0.00035	0.5	96.4	272.1	4.4
1130	10	262.0	28.1	0.009	0.019	0.00009	0.080	0.0081	0.0045	0.00031	0.3	100.0	288.7	4.6

Примечание: ⁴⁰Ar/³⁹Ar-геохронологические исследования проводились методом ступенчатого прогрева по методике, описанной в [11]. Минерал для ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологических исследований был выделен с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации. Навеска минеральной фракции (31.9 мг) совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129–88), используемого в качестве монитора, была завернута в алюминиевую фольгу, помещена в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаяна. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 году как стандартный K/Ar-образец, был аттестован в качестве ⁴⁰Ar/³⁹Ar монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Вегм 4м, биотита LP-6 [12]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Особенности методики являются облучение кварцевых ампул с пробами в охлаждаемом водой канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). При облучении в таких условиях температура ампул с образцами не превышает 100°С. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ⁴⁰Ar (10 мин при 1200°С) не превышал 5 × 10⁻¹⁰ нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на массе-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия) и на многоколлекторном массе-спектрометре Argus фирмы GV-Instruments (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте и на рисунках, соответствуют интервалу ± 1σ. J = 0.006487 ± 0.00010.

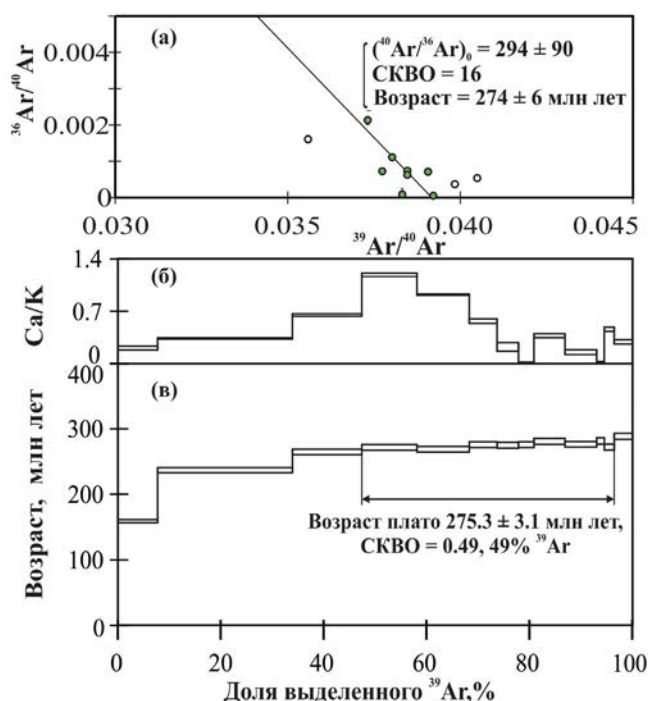


Рис. 4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования слюды из лиственитового песчаника. Приведены изохронная диаграмма (а), Са/К-спектр (б) и возрастная диаграмма (в). Точки на изохронной диаграмме, для которых рассчитана линейная регрессия, выделены зеленым цветом.

среднеквадратичным отклонением $\text{СКВО} = 0.49$, долей выделенного ^{39}Ar 49%. Это несущественно меньше 50%, что практически удовлетворяет критериям плато [1]. Величина Са/К-отношения в спектре (рис. 4 б) варьирует в диапазоне 0–1.2, что выходит за пределы диапазона величин этого отношения 0.02–0.09 в зернах хромистого фенгита, рассчитанных на основе определений концентраций в нем соответствующих элементов энергодисперсионным методом. Максимальные величины Са/К-отношения в спектре достигаются при температурах 650–700°C (табл. 2), что соответствует разложению в вакууме кальцита и доломита. Учитывая, что значения рассчитанного возраста при этом согласуются между собой, логично предположить, что произошло наложение аргона, выделяемого из фенгита, с аргоном из Са-минералов (доломита и/или кальцита), от которых не удалось избавиться при выделении минеральной фракции. На изохронной диаграмме (рис. 4 в) 7 точек формируют линейную регрессию, характеризующуюся $\text{СКВО} = 16$, значением возраста 274 ± 6 млн лет, согласующимся в пределах ошибки с возрастом плато, и значением начального отношения $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$, согласующимся с воздушным. Это свидетельствует в пользу отсутствия захваченного

радиогенного ^{40}Ar в решетке минерала. Учитывая заметную степень дискордантности и большую ошибку возраста линейной регрессии, логично принять возраст плато как оценку возраста закрытия изотопной системы хромистого фенгита.

Для мусковита на основе кинетических параметров, оцененных в лабораторном гидротермальном эксперименте, при скорости охлаждения 10°C за млн лет температура закрытия оценивается в 405–425°C [13]. Для фенгита лабораторных гидротермальных экспериментов не проводилось, но считается, что устойчивость изотопной системы в нем выше, чем в мусковите, при этом полное омоложение изотопной системы аргона в фенгите предполагается при температуре 580–620°C [14].

Влияние примеси хрома на устойчивость изотопной системы аргона в фенгите не изучено. При этом данные по возрастам мусковита и его хромистой разновидности фуксита, полученные для одних и тех же образцов в ряде объектов, например, [15], позволяют предполагать одинаковую или очень близкую температуру закрытия изотопной системы аргона в этих минералах.

На основе сопоставления $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировок фенгита, образовавшегося на границе химически контрастных сред — на контакте гранатового глаукофанита и омфацит-гранатовой породы из нижней толщи максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал), показано, что эффективная температура закрытия изотопной системы фенгита определяется не столько вариациями состава, сколько размером пластин минерала [16]. При этом для скорости охлаждения 3.4°C/млн лет и размере пластин 0.8 мм закрытие изотопной системы происходит при температуре 420–430°C. Учитывая, что источником хромистого фенгита определено были листвениты, обычно образующие небольшие по мощности тела во вмещающих их ультрамафитах, и, соответственно, значительно большую скорость остывания, можно предположить, что для зерен размером 0.5 мм и более температура закрытия должны быть, по крайней мере, не менее 420–430°C.

Устойчивая минеральная ассоциация лиственитов из обломков в песчаниках наряду с ограниченными вариациями состава хромистого фенгита как в литокластах, так и в кристаллокластах, совместно с отсутствием обломков метаультрамафитов свидетельствуют о локальном размыве одного тела лиственитов в метаультрамафитах. Заметим, что листвениты из разных ультрамафитовых массивов мира при общих чертах минеральных ассоциаций имеют свои

специфические, неповторяющиеся от массива к массиву особенности, обусловленные составом исходного субстрата, метасоматизирующего агента и условиями образования. Кроме того, представляется маловероятным получение в спектре значимого возрастного плато в случае, если бы слюда поступала в офиолитокластическую толщу из нескольких существенно разных возрастных источников.

Температура образования лиственитов из обломков в лиственитовом песчанике, оцененная по кальцит-доломитовому геотермометру [17], была около 500°C , т.е. незначительно отличалась от температуры закрытия изотопной системы аргона в фенгите. Таким образом, рассчитанный методом плато $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст слюды из песчаника, соответствующий ранней перми, может отражать время формирования лиственитов в источнике сноса или быть близок к нему.

Вместе с тем геологические и петрографические наблюдения позволяют допускать, что изотопная система хромистого фенгита с некоторой долей вероятности была омоложена под воздействием наложенных деформаций [18], несколько этапов которых были установлены для офиолитокластической толщи бассейна р. Рассоха [6], либо — в результате флюидного воздействия на породы [19]. Признаки такого воздействия отчетливо проявлены в лиственитовом песчанике: это (а) коррозия зерен доломита на краях литокластов доломитовых пород и лиственитов, (б) формирование кайм ферродолomite, которыми окружены литокласты лиственитов (рис. 2 а, б), и (в) образование сети прожилков ферродолomite, фактически слагающих цемент лиственитового песчаника (рис. 2 в). Воздействие флюида на изученную слюду менее очевидно. Широкие вариации рассчитанных по изотопным данным величин Са/К-отношения в мономинеральной фракции слюды в части спектра, формально отвечающей критериям плато (рис. 4 в), могут быть объяснены как возможным воздействием флюида [20], так и, как было отмечено выше, присутствием примесных количеств доломита и/или кальцита в исследованной мономинеральной фракции. Последний вариант представляется более вероятным, поскольку температура постседиментационного преобразования песчаников была недостаточно высока для “перезапуска” изотопных часов фенгита. Она не превышала 250°C , судя по присутствию в серпентинитовых песчаниках (из единой толщи с лиственитовыми) обломков серпентинитов с низкоглиноземистым лизардитом/

хризотилом [21]. Кроме того, в случае гипотетического раннепермского “перезапуска” изотопной системы аргона в детритовой слюде в результате деформаций, постседиментационного преобразования толщи или комбинации этих процессов, следовало бы ожидать заметного изменения химического состава слюды. Также отметим, что геологические процессы, с которыми мог бы быть связан “перезапуск” изотопных часов, не вполне определены. Для ранней перми в регионе реконструированы Алазейская вулканическая дуга и сопряженный с ней задуговой бассейн [3], но связь с ними и возможное положение отложений офиолитокластической толщи в этих структурах не ясны.

Таким образом, на данном этапе исследований мы отдаем предпочтение интерпретации раннепермской оценки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -плато-возраста слюды из лиственитового песчаника как возраста, отражающего время или близкого ко времени формирования лиственитов в источнике сноса. Это, в свою очередь, ограничивает нижний предел времени осадконакопления офиолитокластической толщи в бассейне р. Рассоха коллизийного пояса хр. Черского ранней пермью, а не поздним неопротерозоем, как это предполагалось ранее на основании определений возраста зерен детритового циркона [8].

Эта оценка возраста не согласуется с предполагавшимся по геологическим данным до-ордовикским возрастом офиолитокластической толщи [5]. Однако в пользу более молодого возраста этих отложений есть и другие аргументы. По данным исследования обломков в песчаниках толщи [7], ее накоплению предшествовали такие процессы в источнике сноса как метаморфизм мафитов и ультрамафитов из массивов офиолитов хр. Черского, тектоническое совмещение этих пород с карбонатными (доломитовыми) отложениями и формирование лиственитов по ультрамафитам. Возраст лиственитов, описанных в поясе массивов офиолитов хр. Черского, не определялся. Метаморфические минералы из пород офиолитовых массивов хр. Черского обнаруживают широкий спектр палеозойских и мезозойских возрастов — 419–430 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, амфибол из габбро-амфиболитов), 370 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит из метапелитов метаморфической подошвы) и ~174 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, мусковит) ([4] и ссылки в этой работе). Карбонатные породы хр. Черского имеют палеозойские (ордовикские, силурийские и девонские) возрасты ([10] и ссылки в этой работе), а их тектоническое совмещение с породами

массивов офиолитов коллизионного пояса Черского связывается с процессами аккреции в ходе субдукции в позднекаменноугольное время [4].

Тем не менее для более определенного решения вопроса о времени накопления офиолитокластической толщи в бассейне р. Рассоха, по-видимому, необходимы оценки возраста лиственитов в составе офиолитовых массивов хр. Черского.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Н.В. Горьковой (ГИН РАН) за содействие при проведении исследований на сканирующем электронном микроскопе. Мы благодарим рецензентов как за высокую оценку работы, так и за высказанные замечания.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Изученные образцы были отобраны в ходе полевых работ в рамках темы ФГБУ ВСЕГЕИ. Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект 20-17-00197-П). Сотрудники ГИН РАН, ГЕОХИ РАН обеспечены бюджетным финансированием в рамках исследований по темам госзаданий. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование выполнено в рамках госзадания ИГМ СО РАН, проект № 122041400171-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Schaan A.J., Jicha B.R., Hodges K.V., Vermeesch P., Stelten M.E., Mercier C.M., Phillips D., Rivera T.A., Jourdan F., Matchan E.L., Hemming S.R., Morgan L.E., Kelley S.P., Cassata W.S., Heizler M.T., Vasconcelos P.M., Benowitz J.A., Koppers A.A.P., Mark D.F., Niespolo E.M., Sprain C.J., Hames W.E., Kuiper K.F., Turrin B.D., Renne P.R., Ross J., Nomade S., Guillou H., Webb L.E., Cohen B.A., Calvert A.T., Joyce N., Ganerød M., Wijbrans J., Ishizuka O., He H., Ramirez A., Pfänder J.A., Lopez-Martínez M., Qiu H., Singer B.S. Interpreting and reporting $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic data // GSA Bull. 2021. V. 133 (3–4) P. 461–487.
2. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
3. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Трунилина В.А., Дейкуненко А.В. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. С. 199–255.
4. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
5. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омулевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 5–27.
6. Rogov A.B., Sychev S.N. Первые данные структурно-кинематического анализа пород Рассохинской зоны и ее обрамления (Омулевское поднятие, Восточная Якутия) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 1. С. 65–80.
7. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Сычев С.Н. Офиолитокластиты хр. Черского и геодинамическая обстановка формирования метаультрамафитов и метамафитов из источника сноса // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2023. С. 278–282.
8. Сычев С.Н., Худoley А.К., Лебедева О.Ю., Соколов С.Д., Rogov A.B., Хубанов В.Б., Ларионов А.Н., Львов П.А. Тектоническая эволюция и источники сноса нижнепалеозойских терригенных пород Омулевского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2022. № 5. С. 3–26.
9. Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941–944.
10. Маланин Ю.А., Громов Г.С., Шпикерман В.И., Корнилов А.В., Карнаухов О.Н., Тутасова Е.Н., Пестова Л.Е., Шенелев Н.Г., Кутыгин Р.И., Данилов В.Г., Лебедева О.Ю., Сычев С.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-55 – р. Мома. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ “ВСЕГЕИ”, ГУП “Сахагеоинформ”. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2021. 615 с.
11. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
12. Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 307–324.
13. Harrison T.M., Celerier J., Aikman A.B., Hermann J., Heizler M.T. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. No. 4. P. 1039–1051.

14. *Snee L.W.* Argon thermochronology of mineral deposits — a review of analytical methods, formulations, and selected applications // USGS Bull. 2194. 2002. P. 1–39.
15. Дамдинов Б. Б., Жмодик С. М., Травин А. В., Юдин Д. С., Горячев Н. А. Новые данные о возрасте золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна // ДАН. 2018. Т. 479. № 5. С. 532–535.
16. Лепезин Г. Г., Травин А. В., Юдин Д. С., Волкова Н. И., Корсаков А. В. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 1–18.
17. Anovitz L.M., Essene E.J. Phase Equilibria in the System $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3\text{--FeCO}_3$ // J. Petrol. 1987. V. 28. Pt. 2. P. 389–414.
18. Monié P., Münch P., Milesi G., Bonno M., Iemmolo A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of crustal deformation // Comp. Rendus. Géosci. 2023. V. 356 (S2). P. 1–29.
19. Spikings R.A., Popov D.V. Thermochronology of alkali feldspar and muscovite at $T > 150^\circ\text{C}$ using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method: A review // Minerals. 2021. V. 11. Article No 1025.
20. Villa I.R. The invacuo release of Ar from minerals: 1. Hydrous minerals // Chem. Geol. 2021. V. 564. Art. 120076.
21. Li X.-P., Rahn M., Bucher K. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution // J. Metam. Geol. 2004. V. 22. P. 159–177.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ AGE OF PHENGITE FROM SANDSTONE OF THE OPHIOLITE-DERIVED CLASTIC SEQUENCE OF THE BASIN OF THE RASSOKHA RIVER, COLLISION BELT OF THE CHERSKY RANGE

G. V. Ledneva^{a, #}, A. V. Travin^b, S. N. Sychev^{a, c, d}, B. A. Bazylev^e, A. V. Rogov^f,

Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^a

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

^bV.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

^cInstitute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

^dA.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

^eV.I. Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, RAS, Moscow, Russia

^fLLC Gold Mining, Russia

[#]E-mail: ledneva@ginras.ru

The Early Permian (275.3 ± 3.1 Ma) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age of detrital mica (Cr-phengite) from clasts in listvenite sandstones of the ophiolite-derived clastic sequence of the Rassokha Terrane of the Chersky Range probably corresponds (or is close) to the time of the formation of listvenites of the provenance (ophiolitic massifs of the range) and restricts the maximum deposition age of clastic rocks. A partial loss of Ar by mica as a result of deformations and postsedimentation transformation of rocks of the ophiolite-derived clastic sequence in the Early Permian is possible but it is less probable.

Keywords: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, Cr-phengite (mariposite), Cr-muscovite (fuchsite), listwanite (listvenite), sandstone, the Chersky Range, the Verkhoyansk-Kolyma folded area

УДК 550.822 (268.53)

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО БУРЕНИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2024 г. Н. А. Малышев¹, В. Е. Вержбицкий¹, С. М. Данилкин², А. А. Колюбакин³,
В. Б. Ершова^{2,4,5}, А. А. Бородулин¹, В. В. Обметко¹, Д. К. Комиссаров¹,
А. А. Пашали¹, М. Л. Болдырев², И. С. Васильева², М. А. Рогов^{2,4,*}, А. Б. Попова²,
В. Е. Васильев⁶, С. С. Новиков², Ю. А. Гатовский⁷, Г. Н. Александрова⁴, А. В. Лидская⁴,
А. Н. Симакова⁴, Д. А. Лопатина⁴, С. И. Бордунов^{4,7}, А. В. Ступакова^{7,8}, А. А. Суслова^{7,8},
А. М. Никишин^{3,7}, В. Г. Лакеев⁸, Р. В. Лукашев⁸

Представлено академиком РАН К. Е. Дегтяревым 20.11.2023 г.

Поступило 20.11.2023 г.

После доработки 22.11.2023 г.

Принято к публикации 23.11.2023 г.

Проект ПАО “НК “Роснефть” по стратиграфическому бурению на шельфах морей Российской Арктики нацелен на установление возраста и состава структурно-вещественных комплексов осадочных бассейнов. На востоке моря Лаптевых в 2021 году были впервые пробурены 6 малоглубинных скважин с отбором керна. Бурением вскрыты и датированы поздним барремом—ранним аптом осадочные породы складчатого основания. Залегающий с угловым несогласием синрифтовый комплекс датирован палеоценом. Разрез перекрывающих отложений имеет эоцен-плейстоценовый возраст и содержит крупные перерывы. Комплексирование данных бурения с результатами интерпретации сейсморазведочных данных позволило уточнить геологическую модель региона и датировать этапы его тектонической эволюции.

Ключевые слова: шельф Арктики, тектоника, биостратиграфия, Лаптевоморский бассейн

DOI: 10.31857/S2686739724030048

ВВЕДЕНИЕ

Ключевое значение для решения как фундаментальных научных вопросов о геологическом строении и эволюции арктического региона, так и для обоснованного прогноза перспектив его нефтегазоносности, имеет определение возраста и состава осадочного чехла. Представления о последних для осадочных бассейнов Восточной Арктики и северной части Карского моря

в отсутствие прямых данных бурения до сих пор оставались дискуссионными и составляли ключевую геологическую неопределенность.

Реализуемый с 2020 года проект ПАО “НК “Роснефть” по стратиграфическому бурению на шельфах морей Российской Арктики (RoSDAr – Rosneft Stratigraphic Drilling in Arctic) нацелен на установление возраста и состава структурно-вещественных комплексов слабоизученных осадочных бассейнов (ОБ) и элементов их нефтегазовых систем [1]. В сезоне 2020 г. были проведены пионерские работы в пределах северной части акватории Карского моря (в Северо-Карском ОБ). В 2021 г. работы были продолжены в акватории моря Лаптевых, в 2022 г. — в Чукотском море, в 2023 г. — в Восточно-Сибирском и Чукотском морях. В 2022 г. совместно с программой стратиграфического бурения ПАО “НК “Роснефть” в Чукотском море и при ее содействии по инициативе Роснедра было осуществлено бурение в северо-западной части Восточно-Сибирского моря в районе подводного поднятия Де-Лонга — первой скважины

¹ ПАО “НК “Роснефть”, Москва, Россия

² ООО “Арктический Научный Центр”, Москва, Россия

³ ООО “РН-Эксплорейшн”, Москва, Россия

⁴ Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

⁵ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁶ АО “Институт геологии и разработки горючих ископаемых”, Москва, Россия

⁷ Московский государственный университет

им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

⁸ Фонд “НИР” (бренд “Иннопрактика”), Москва, Россия

*E-mail: russianjurassic@gmail.com

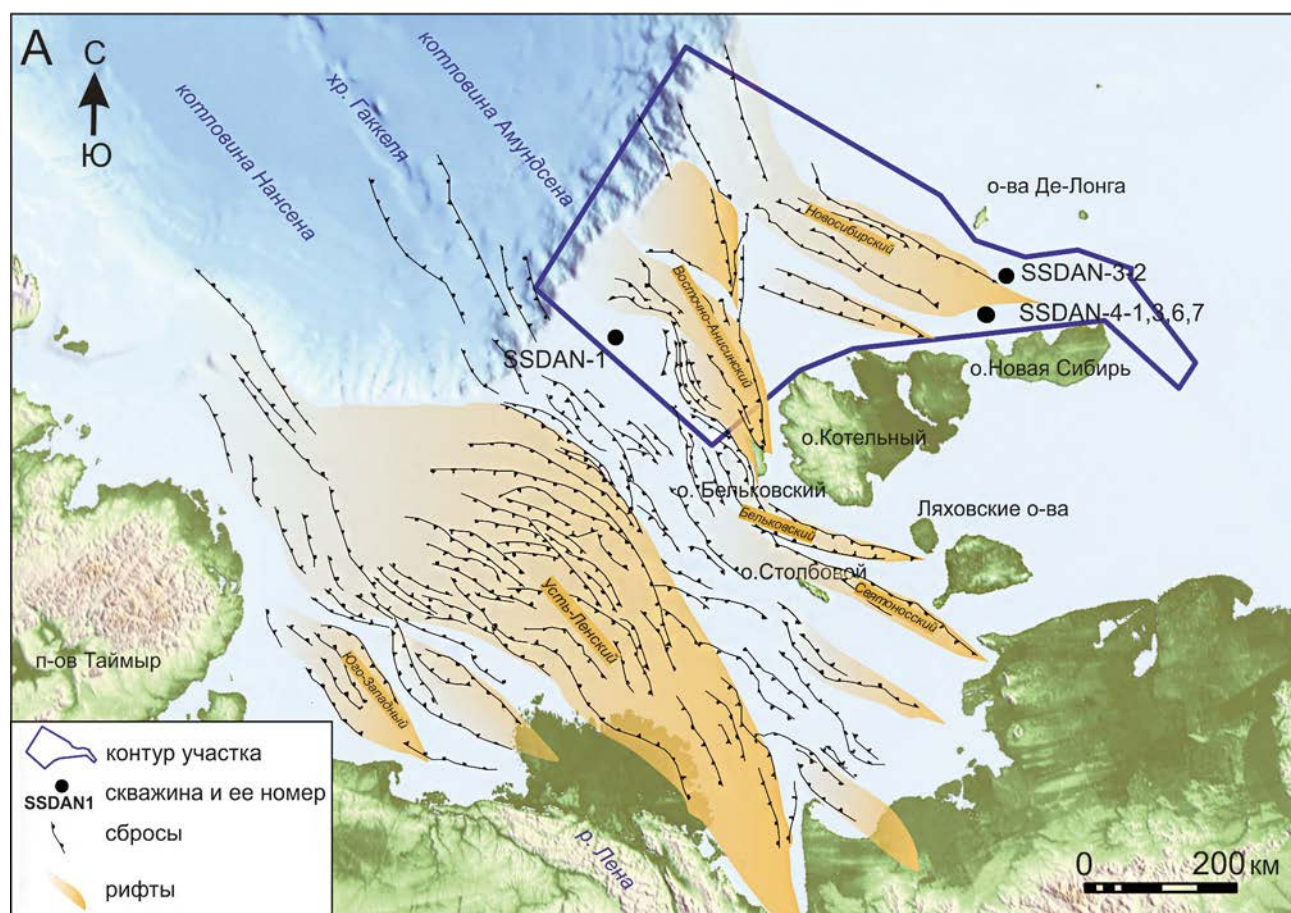


Рис. 1. Схема основных структурных элементов лаптевоморского региона, составлено с использованием данных [17] [11] и материалов Арктического Научного Центра ПАО “НК “Роснефть”.

на арктическом континентальном шельфе в рамках программы по обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) РФ [2].

В результате проведенных работ в пределах Анисинско-Новосибирского лицензионного участка ПАО “НК “Роснефть”, расположенного севернее архипелага Новосибирских островов, было пробурено 6 скважин (рис. 1), вскрывших от 100 до 199,5 м разреза (рис. 2). Скважины были заложены таким образом, чтобы охарактеризовать весь разрез осадочного чехла изучаемого района от кровли складчатого основания с вскрытием последнего. Всего было получено 415 м керна (рис. 2 и 3).

В процессе экспедиционных работ была также выполнена инженерная малоглубинная сейсморазведка сверхвысокого разрешения (ССВР) по профилям, проходящим через точки бурения, с целью получения детального сейсмического изображения верхней части разреза для привязки сейсмических горизонтов к скважинным данным. Для

выполнения инженерно-геофизических работ были привлечены суда “Капитан Воронин” и “Керн”.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ БУРЕНИЯ

В пределах Анисинско-Новосибирского участка по данным сейсмостратиграфии выделяются два структурных этажа — складчатого основания и несогласно перекрывающего его чехла, разделенных поверхностью выраженного углового несогласия (отражающий горизонт (ОГ) Fa), ниже которого наблюдается типичная для областей складчато-надвиговой тектоники волновая картина. Вышележащий чехольный комплекс имеет принципиально отличные черты сейсмической стратиграфии и тектоники (рифтовая структура).

Для определения возраста пород из керна всех скважин был выполнен палинологический анализ, а в скв. SSDAN-1 была исследована фауна фораминифер (рис. 2). Проанализированы 150 проб

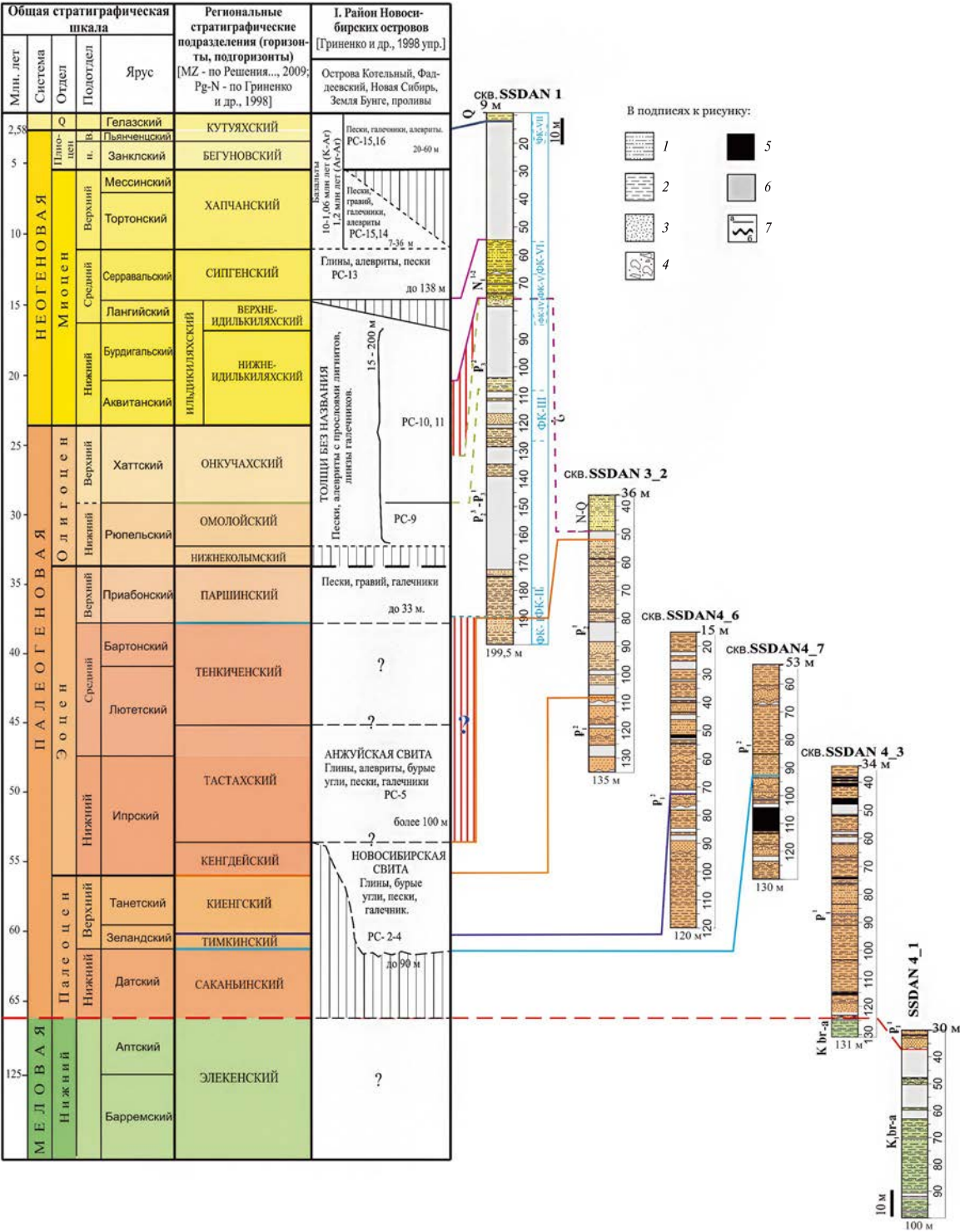


Рис. 2. Схема корреляции разрезов малоглубинных стратиграфических скважин. 1 – алевроиты, алевролиты; 2 – глины, аргиллиты; 3 – пески, песчаники; 4 – брекчии; 5 – угли; 6 – интервалы разреза без выноса керна; 7 – границы: а – ровная, б – волнистая. В метрах указан уровень начала отбора керна от поверхности дна. РС – палинологический комплекс и его номер в региональной стратиграфической схеме [10]. Цветом на колонках показана корреляция интервалов разрезов скважин с региональными стратиграфическими подразделениями. Справа от разреза скв. SSDAN1 голубым цветом отмечены комплексы фораминифер (ФК-I – ФК-VII), описанные в тексте статьи.

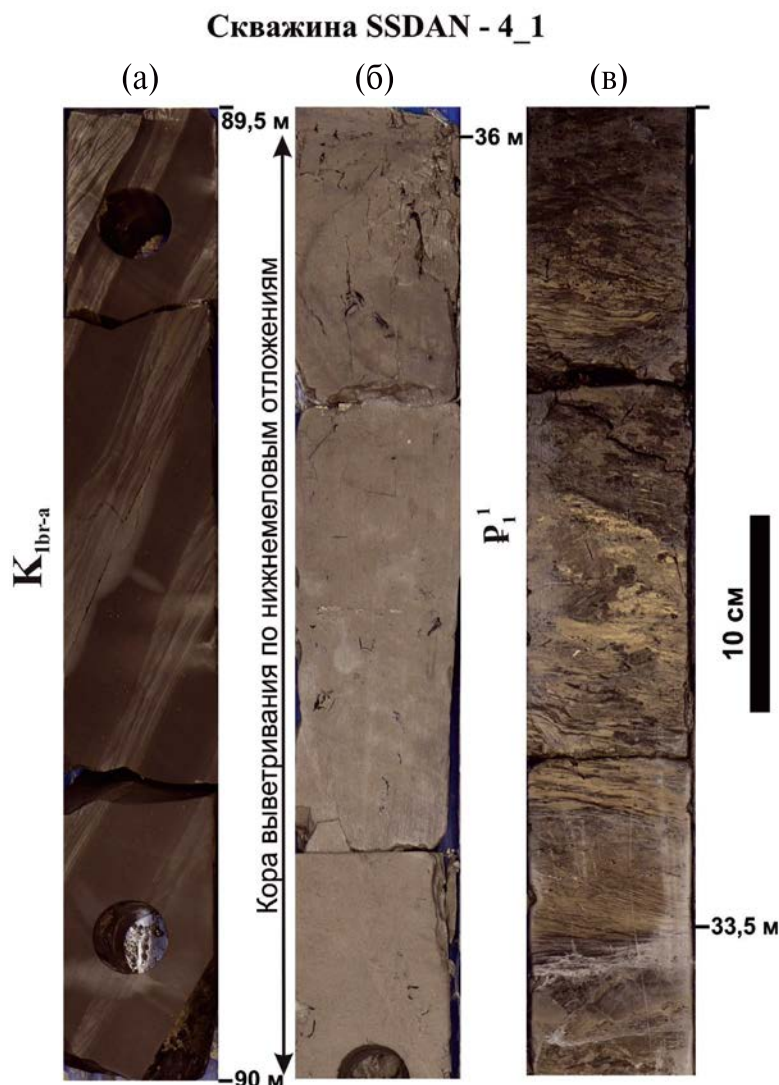


Рис. 3. Фотографии керна скв. SSDAN-4_1: а – деформированные верхнебаррем-нижнеаптские отложения, представленные переслаиванием алевролитов и аргиллитов (интервал 89.5–90 м); б – кора выветривания по нижнемеловым отложениям, сложенная массивными коричневыми глинами с фрагментами корневых систем растений (в интервале 35.9–36.4 м); в – палеоценовые отложения, представленные пачкой переслаивания песков и алевролитов с прослоями, обогащенными углистым детритом (в интервале 33.1–33.55 м).

керн из 5 скважин SSDAN-1, -4_1, -4_3, -4_6 и -4_7. Анализ комплексов палиноморф позволил установить несколько ассоциаций, одна из которых характеризует нижний мел, остальные – палеоген и неоген.

Породы складчатого основания (предрифтового комплекса) были вскрыты в скв. SSDAN-4_1 на глубине 49,13 м и в скв. SSDAN-4_3 на глубине 123.85 м. Они представлены выветрелыми в кровле, крутопадающими трещиноватыми алевроаргиллитами раннемелового, позднебарремского-раннеаптского возраста (наиболее древними из вскрытых), на которых с угловым несогласием

залегают светло-серые глинистые пески нижнего палеоцена.

Раннемеловая палинологическая ассоциация установлена в низах разреза скв. SSDAN-4_3 и в большей части разреза скв. SSDAN-4_1. Комплекс характеризуется совместной встречаемостью диноцист *Palaeoperidinium cretaceum*, *Odontochitina nuda*, *Chlamydophorella trabeculosa*, *Oligosphaeridium complex*, *Odontochitina operculata*, известной начиная с барремского времени, а в высокоширотных разрезах Гренландии, Шпицбергена ограниченной верхним барремом-нижним аптом [3, 4]. В совокупности с отсутствием

пыльцы покрытосеменных это ограничивает возраст низов разреза скв. SSDAN-4_3 и большей части разреза скв. SSDAN-4_1 верхним барремом-нижним аптом.

На разрезах ССВР в составе комплекса складчатого основания отмечается присутствие интервала разреза, надстраивающего докайнозойские отложения при удалении от точек бурения (рис. 6) в северо-западном направлении, что позволяет предполагать в его составе и более молодые, относительно датированных, породы. Мощность их составляет по крайней мере 250 мс (более 400 м). В этой части стратифицированной толщи не отмечено угловых несогласий, которые можно было бы сопоставить с несогласием в основании верхнего апта-альба о-ва Котельный (балыхтахской свиты), соответственно, мы условно принимаем раннеаптский возраст всего вышеуказанного интервала.

Таким образом, впервые подтверждено распространение к северу от Новосибирского архипелага позднемезозойского складчатого фундамента и показано, что становление его началось не ранее раннеаптского времени (рис. 4). Этот вывод вместе с возрастом постскладчатых гранитоидов, древнейшие из которых датированы началом [5] и серединой [6] аптского века, позволяет сузить интервал финальной фазы коллизии Новосибирско-Чукотского орогена до первой половины апта. Ранее наиболее молодые отложения, вовлеченные в коллизионные деформации сжатия, были датированы в пределах Южно-Ануйской сутуры готеривом [7]. Постскладчатые отложения о-ва Котельный начали накапливаться в конце апта и имеют преимущественно альбский возраст [8]. Этот результат хорошо сопоставляется со временем воздымания островов Анжу по данным низкотемпературной термохронологии в ~120–90 млн лет назад, т.е. в апт-туронское время [9].

В разрезе собственно чехла выделено два структурных яруса, разделенных границей I. В пределах нижнего яруса прослежено три отражающих горизонта – IV, III, II (рис. 4). Большая часть наблюдаемых сбросов с видимой амплитудой смещения не прослеживаются выше горизонта I.

Комплекс в основании чехла между ОГ Fa и IV характеризуется широким развитием разрывных нарушений сбросовой кинематики и синтетектоническим заполнением связанных с ними грабенов и полуграбенов (рис. 5 и 6). Амплитуда смещений по отдельным сбросам превышает сотни метров – первые километры.

В разрезах скважин SSDAN-4_3 и SSDAN-4_1 непосредственно выше ОГ Fa выявлены спорово-пыльцевые комплексы саканьинского горизонта нижнего палеоцена и тимкинского горизонта нижней части верхнего палеоцена [10].

Выше по разрезу скважин SSDAN_4–7 и SSDAN-4_6, а также в нижней части разреза скв. SSDAN-3_2, ниже ОГ IV установлен спорово-пыльцевой комплекс (СПК) киевского горизонта северо-востока России, датированного верхней частью верхнего палеоцена [10]. На этом уровне присутствуют диноцисты *Apectodinium parvum*, *A. homomorphum*, *A. cf. Hyperacanthum* позднеанетской зоны *Apectodinium hyperacanthum*.

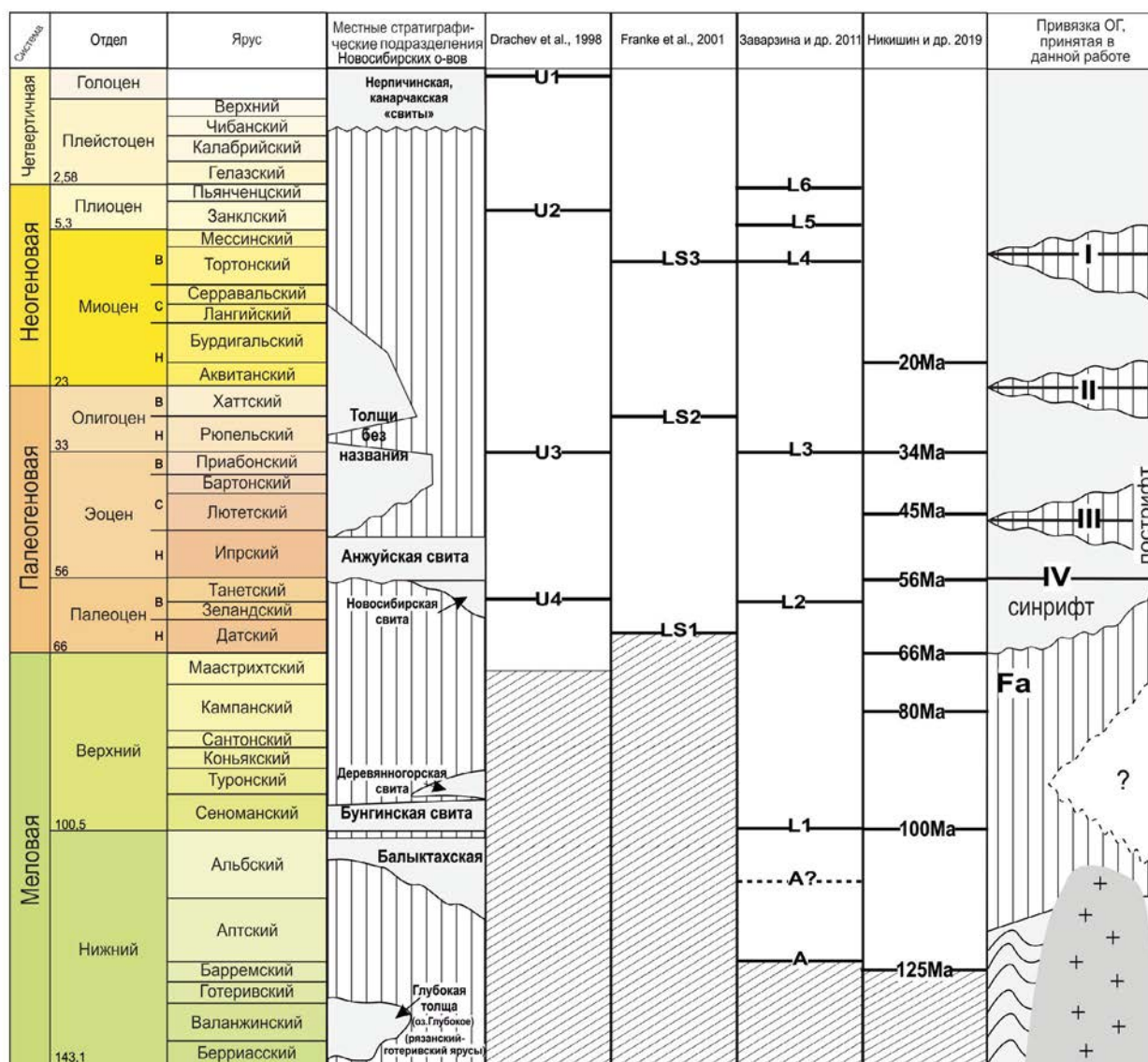
Сейсмокомплекс между ОГ Fa и IV имеет все признаки синрифтовой природы, а ограничивающий его в кровле горизонт IV может быть отнесен к несогласию типа “рифт-пострифт” и ассоциирован с региональным событием – началом спрединга в Евразийском бассейне близко к рубежу палеоцен-эоцен, около 56 млн лет назад (рис. 4) [11].

В основании вышележащего сейсмокомплекса (СК) между ОГ IV и III в разрезах скважин SSDAN-3_2 и SSDAN-1 выявлен палинокомплекс кенгдейского горизонта нижней части нижнего эоцена [10]. Здесь среди диноцист преобладает *Saepodinium* sp., сопутствуют как встреченные ниже таксоны, так и новые – *Dracodinium* cf. *astrae*, *Wetzeliiella* aff. *articulata*-group, *Wetzeliiella* sp., *Stenodinium meckelfeldensis*, и др. В скв. SSDAN-1 на уровне раннеэоценового комплекса фораминифер (ФК) ФК-I с *Hemisphaerammina apta* среди диноцист доминируют *Phelodinium* sp. A, *Senegalinium* cf. *obscurum*, часты *Spiniferites* spp., *Impagidinium* sp. Эти ассоциации диноцист близки к установленной в ранне-среднеэоценовой части разреза скв. M0004A на хр. Ломоносова [12].

Палинологические данные указывают на отсутствие в разрезе скв. SSDAN-1 отложений тастахского и тенкиченского горизонтов на уровне ОГ III, что предполагает наличие перерыва в разрезе в объеме части раннего – нижней части среднего эоцена. По-видимому, данная граница близка по положению в разрезе границе ~45 млн лет [11].

СК IV–III и III–II составляют пострифтовую последовательность, разделенную выраженной поверхностью ОГ III, приуроченной к кровле пакета выдержанных высокоамплитудных отражений верхней части СК IV–III.

СК между ОГ III и II в разрезе скв. SSDAN-1 представлен алевро-глинистыми



Условные обозначения:

-  Индекс отражающего горизонта
-  Перерыв в осадконакоплении
-  Предполагаемые осадочные комплексы
-  Апт-альбские гранитоиды о-ва Б.Ляховский
-  Деформированные отложения (баррем-нижний апт)

Рис. 4. Сопоставление сеймостратиграфических схем осадочного чехла лаптевоморского региона по [18–20, 11] с принятой в данной работе для северо-восточной части моря Лаптевых по результатам бурения малоглубинных скважин.

мелководно-морскими отложениями. Здесь установлены ФК-II среднего-верхнего эоцена и палинокомплекс паршинского горизонта второй половины среднего – первой половины верхнего эоцена [10], выше по разрезу выявлен

ФК-III с *Elphidiella brunescens* и палинокомплекс омолойского горизонта нижнего олигоцена Северо-Востока, сопоставляемый с атлымским и новомихайловским горизонтами Западной Сибири [10, 13].

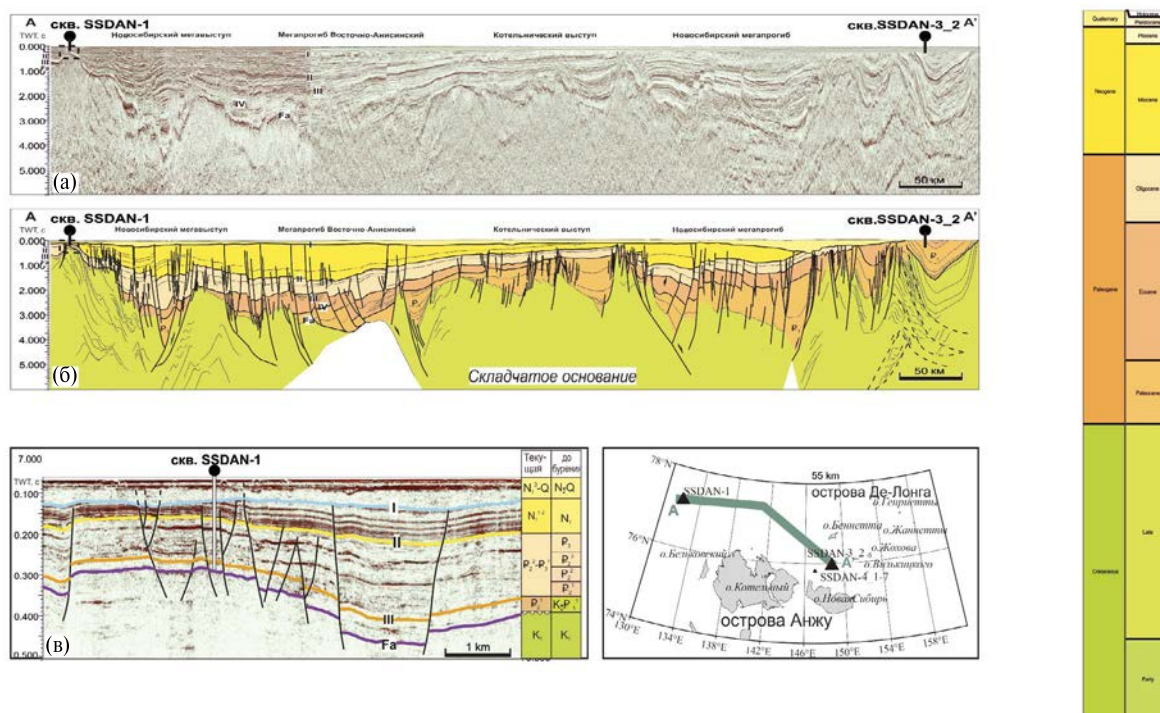


Рис. 5. а – временной разрез МОГТ 2D по линии А-А', б – сейсмогеологический профиль по линии А-А', в – сейсмический разрез сверхвысокого разрешения через скважину SSDAN-1 (местоположение см. в левой части сейсмогеологического профиля) с интерпретацией ключевых отражающих горизонтов и их стратиграфической привязкой по текущим результатам анализа данных бурения малоуглубинных скважин в сравнении с базовой моделью, составленной до бурения (колонки в правой части рисунка).

В верхней части разреза СК в скв. SSDAN-1 установлен позднеолигоценовый ФК-IV с *Turillina alsatica* и палинокомплекс журавского горизонта Западной Сибири и его аналогов на северо-востоке России первой половины позднего олигоцена [13]. Диноцисты *Pthnanoperidinium* sp. 1, *Operculodinium centrocarpum*, *Lejeunecysta* sp.

СК между ОГ II и I вскрыт скв. SSDAN-1. Он представлен протяженными высокоамплитудными отражениями и имеет небольшую мощность (до 200 м).

Комплекс датирован в скв. SSDAN-1 комплексами фораминифер ФК-V с *Asterigerina guerichii* и ФК-VI с *Elphidiella groenlandica* нижнего-среднего миоцена и отвечает диапазону совместной встречаемости диноцист *Hystrichosphaeropsis complanata* – *Hystrichosphaeropsis obscura* group, *Labyrinthodinium truncatum*, *Palaeocystodinium golzowense*, *P. cf. miocaenicum* второй половины раннего–начала позднего миоцена (бурдигалу–средней части тортон). Эти данные, а также присутствие в разрезе конгломератобрекчий и фосфоритов указывают на наличие перерыва в подошве СК в объеме верхней части позднего олигоцена–нижней части раннего миоцена.

Все вышеперечисленные СК нарушены сбросами (рис. 5, б), что свидетельствует о проявлении стадии относительно молодого растяжения, предшествовавшего формированию эрозионной поверхности ОГ I.

Самый молодой СК, выделенный между ОГ I и дном моря, вскрыт всеми скважинами, однако отбор керна был произведен только в верхах разреза скв. SSDAN-1, где в глинисто-алевритовых отложениях были установлены плейстоценовый палинокомплекс, реконструирующий тундровые ландшафты с преобладанием пылицы трав, и современный комплекс фораминифер. Возраст СК с долей условности по положению в разрезе выше нижнего тортон и резко эрозионной поверхности в подошве нами принимается как позднемиоцен(?)–четвертичный.

В волновой картине СК фиксируются признаки малоамплитудных смещений, а также такие косвенные признаки наличия разрывных нарушений, как аномалии типа газовых трубок над разломами нижележащих комплексов, различия в амплитудах сейсмических отражений на крыльях разломов, наличие аномальных форм рельефа дна (нептунические структуры?) и т.п.

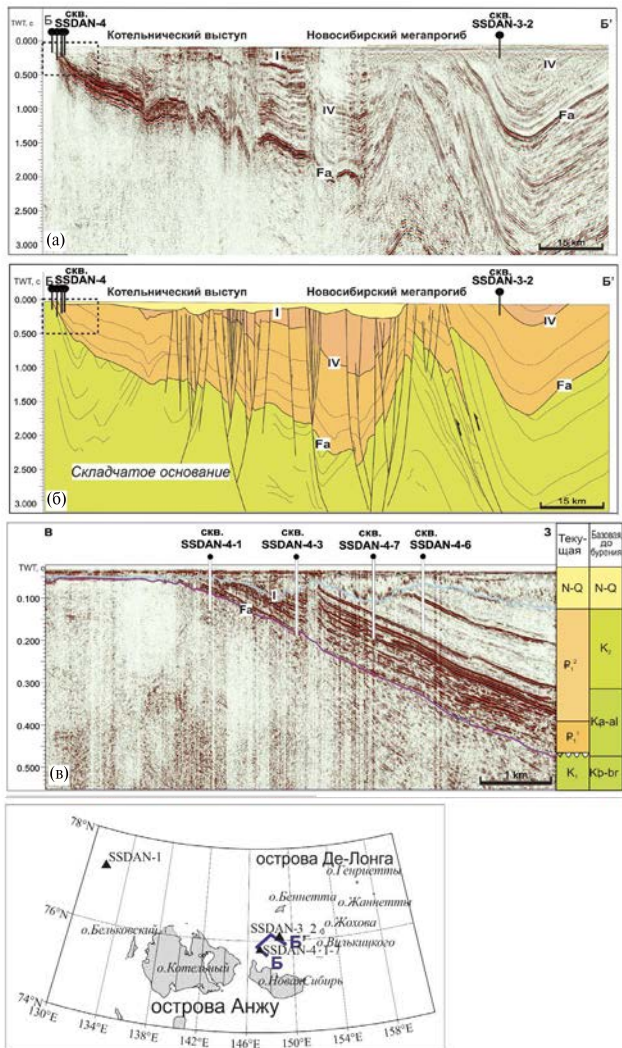


Рис. 6. а – временной разрез МОГТ 2D по линии Б-Б', б – сейсмогеологический профиль по линии Б-Б', в – сейсмический разрез сверхвысокого разрешения через скважины SSDAN-4_1, SSDAN-4_3, SSDAN-4_7 и SSDAN-4_6 (местоположение см. в левой части сейсмогеологического профиля) с интерпретацией ключевых отражающих горизонтов и их стратиграфической привязкой по текущим результатам анализа данных бурения малоуглубинных скважин в сравнении с базовой моделью, составленной до бурения (колонки в правой части рисунка).

Интересно отметить, что на отдельных профилях сверхвысокого разрешения (см. рис. 6, врезка) видно, что породы самого верхнего комплекса вовлечены в достаточно интенсивные деформации, по-видимому, складчато-надвиговой природы (рис. 6 в). По нашему мнению, эти структуры парагенетичны гляциодислокациям, известным на острове Новая Сибирь и связанным с крупнейшим неоплейстоценовым оледенением [14].

Таким образом, по результатам стратиграфического бурения установлен палеоценовый возраст синтетектонического заполнения впадин основного наиболее древнего этапа рифтинга. Пострифтовые отложения перекрывают систему грабенов и горстов начиная с раннего эоцена.

Вторая фаза растяжения имеет более молодой позднемиоценовый (мессинский?) или плиоценовый возраст. Время ее проявления определяется установленным олигоцен-тортонским возрастом сейсмокомплекса между ОГ II и I, нарушенного молодыми разрывными нарушениями сбросовой и трансензионной природы. По всей видимости, слабо проявленные деформации самого молодого сейсмокомплекса (ОГ I – дно) отражают современный тектонический режим субширотного растяжения, выраженный, в частности, в повышенной сейсмичности региона исследований [15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее древними из вскрытых скважинами являются деформированные нижнемеловые (верхнебарремские-нижнеаптские) толщи. Породы этого комплекса являются самыми молодыми образованиями, вовлеченными в региональные позднемезозойские (позднеюрские-неокомские) деформации сжатия и, таким образом, в изученном стратиграфическом бурением районе входят в состав складчатого основания бассейна. На нижнемеловых породах со значительным перерывом в объеме позднего апта – маастрихта и угловым несогласием залегает комплекс отложений чехла, датированный в интервале нижний палеоцен–плейстоцен.

Впервые подтверждено распространение к северу от Новосибирского архипелага комплексов позднемезозойского складчатого основания, и уточнены возрастные пределы его становления. Полученные данные свидетельствуют о завершении финальной фазы коллизии в Новосибирско-Чукотской складчато-надвиговой системе в начале апта.

По результатам временной привязки сеймостратиграфических границ фазы растяжения восточной части моря Лаптевых были датированы прямыми биостратиграфическими методами. Синрифтовый комплекс наиболее древней фазы имеет палеоценовый возраст, пострифтовый комплекс формируется с раннего эоцена. Вторая фаза интенсивного растяжения проявилась в интервале мессинско-плиоценового времени.

Перерывы в осадконакоплении зафиксированы для интервалов большей части раннего – нижней

части среднего эоцена и верхней части позднего олигоцена — нижней части раннего миоцена (рис. 4). Стратиграфический объем наиболее молодого перерыва находится в пределах мессинско-плиоценового интервала и нуждается в дальнейшем уточнении.

Стратиграфическое бурение не показало присутствие в разрезе отложений древнее верхнего баррема — нижнего апта. Не исключено, что более древние (верхнеюрско-готеривские?) отложения, известные на Новосибирских островах [16] и Чукотке [7], согласно подстилают верхнебарремские-нижнеаптские, поскольку на сейсмических разрезах не фиксируется угловых несогласий древнее подошвы палеоцена. Вместе с тем региональные сейсмические данные не исключают возможность выделения и более древних, чем датированные в стратиграфических скважинах ранним палеоценом, постскладчатых осадочных комплексов в более глубокопогруженных западных частях лаптевоморского шельфа (апт-альбских и/или верхнемеловых?). Этот ключевой вопрос региональной геологии будет предметом отдельного комплексного исследования с учетом полученных данных бурения и детально-го сейсмостратиграфического расчленения осадочного чехла шельфа моря Лаптевых.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность руководителю буровых работ на НИС “Бавенит” С.А. Гирвичу за успешное бурение малоглубинных стратиграфических скважин и решение производственных задач.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Скарятин М.В., Балагуров М.Д., Илюшин Д.В., Колюбакин А.А., Губарева О.А., Гатовский Ю.А., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В., Ступакова А.В., Суслова А.А., Обметко В.В., Комиссаров Д.К. Стратиграфическое бурение на севере Карского моря: первый опыт реализации проекта и предварительные результаты // Геология и геофизика. 2022. Т. 64. № 3. С. 311–326.
2. Петров О.В., Никишин А.М., Петров Е.И., Тамиринов В.Ю., Кашубин С.Н., Прищепенко Д.В., Малышев Н.А., Данилкин С.М., Вержбицкий В.Е., Колюбакин А.А., Комиссаров Д.К., Ставицкая В.Н., Шурекова О.В., Разумкова Е.С., Толмачева Т.Ю., Леонтьев Д.И., Токарев М.Ю., Понимаскин А.И., Замотина З.С. Результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого Океана // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. С. 100–110.
3. Nøhr-Hansen H., Piasecki S., Alsen P. A Cretaceous dinoflagellate cyst zonation for NE Greenland // Geological Magazine. 2019. V. 157. P. 1658–1692.
4. Smelror M. Palynostratigraphy, Palynofacies, T-R Cycles and Paleoenvironments in the Middle Jurassic — Early Cretaceous Ramså Basin, Andøya, Northern Norway // Geosciences. 2021. V. 11. 354.
5. Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 69–94.
6. Лучицкая М.В., Соколов С.Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. № 5. С. 73–97.
7. Бондаренко Г.Е., Соловьев А.В., Тучкова М.И., Гарвер Д.И., Подгорный И.И. Первые результаты трекового датирования детритовых цирконов из мезозойских флишевых отложений Южно-Анхойской сутуры (Западная Чукотка, Северо-Восток Азии) // ДАН. 2002. Т. 387. С. 662–667.
8. Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Александрова Г.Н., Захаров В.А., Герман А.Б., Никитенко Б.Л., Хубанов В.Б., Коростылев Е.В. Туор-Юрахский разрез «среднего» мела на острове Котельный (Новосибирские острова): как выглядит на суше предполагаемое основание осадочного чехла моря Лаптевых? // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. С. 86–115.
9. Prokoviev A., Ershova V., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A., Vasiliev D., Sobolev N., Petrov E. Tectonics of the New Siberian Islands archipelago: Structural styles and low-temperature thermochronology // Journal of Geodynamics. 2018. V. 121. P. 155–184.
10. Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолюбский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть I. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснительная записка к ней. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1998. 20 с.
11. Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е., Клутинг С., Малышев Н.А., Петров Е.И., Посаментер Х., Фрейман С.И., Линева М.Д., Жуков Н.Н. Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чу-

- котского морей и сопряженной части Американо-Азиатского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 3–26.
12. Backman J., Moran K., McInroy D., Mayer L.A., Brinkhuis H.K., Clemens S., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koç N., Martinez N.C., Matthiesen J., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Pälike H., Rea B.R., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., St. John K.E.K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M. Expedition 302 summary // Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. 2006. V. 302. 22 p.
 13. Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е., Кулькова И.А., Гуськов С.А., Кузьмина Л.К., Левчук О.Б., Михайлова И.В., Сухорукова С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, филиал "ГЕО", 2002. 247 с.
 14. Голионко Б.Г., Басилян А.Э., Никольский П.А., Костылева В.В., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Обметко В.В., Бородулин А.А. Складчато-надвиговые деформации о. Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия): возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника. 2019. № 6. С. 46–64.
 15. Аветисов Г.П. О границе литосферных плит на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2002. Т. 385. С. 793–796.
 16. Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Лебедева Н.К., Басов В.А., Горячева А.А., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А. Стратиграфия юры и мела архипелага Новосибирского острова, фацциальное районирование и литостратиграфия // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. С. 1867–1885.
 17. Drachev S.S., Shkarubo S.I. Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic // Geological Society, London, Special Publications. 2017. V. 460. P. 263–283.
 18. Drachev S., Savostin L., Groshev V., Bruni I. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357–393.
 19. Franke D., Hinz K., Oncken O. The Laptev Sea Rift // Marine and Petroleum Geology. 2001. V. 18. P. 1083–1127.
 20. Заварзина Г.А., Шкарубо С.И. Тектоника западной части шельфа моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 3. 18 с.

FIRST RESULTS OF STRATIGRAPHIC DRILLING IN THE NORTH-EASTERN LAPTEV SEA

N. A. Malyshev^a, V. E. Verzhbitsky^a, S. M. Danilkin^b, A. A. Kolyubakin^c, V. B. Ershova^{b,d,e},
A. A. Borodulin^a, V. V. Obmetko^a, D. K. Komissarov^a, A. A. Pashali^a, M. L. Boldyrev^b,
I. S. Vasilyeva^b, M. A. Rogov^{b,d,†}, A. B. Popova^b, V. E. Vasilyev^f, S. S. Novikov^b, Yu. A. Gatovsky^g,
G. N. Alexandrova^d, A. V. Lidskaya^d, A. N. Simakova^d, D. A. Lopatina^d, S. I. Bordunov^{d,g},
A. V. Stupakova^{g,h}, A. A. Suslova^{g,h}, A. M. Nikishin^{c,g}, V. G. Lakeev^h, R. V. Lukashev^h

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev November 20, 2023

^aRosneft Oil Company, Moscow, Russian Federation

^bLLC Arctic Research Centre, Moscow, Russian Federation

^cLLC RN-Exploration, Moscow, Russian Federation

^dGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^eInstitute of Geosciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation

^fJSC Institute of Geology and Development of Combustible Minerals, Moscow, Russian Federation

^gLomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

^hNational Intellectual Resource Foundation (Innopraktika), Moscow, Russian Federation

[†]E-mail: russianjurassic@gmail.com

The Stratigraphic Drilling Project of the Russian Arctic Shelf conducted by the PJSC Rosneft is aimed at discover the stratigraphic age and rock composition of sedimentary succession of its subsurface. In 2021, six shallow wells for the first time have been drilled with core sampling in the east of the Laptev Sea. Drilling revealed folded sedimentary succession dated back to the Late Barremian – Early Aptian. The synrift complex overlying unconformably dates to the Paleocene. The upper strata dates from Eocene to Pleistocene and contains significant hiatuses. The data discovered together with the results of seismic interpretation clarified the regional geological model and dated the stages of its tectonic evolution.

Keywords: Arctic Shelf, tectonics, biostratigraphy, Laptev Sea basin

УДК 551.89+551.93

ПЕРВЫЙ ОПЫТ ДАТИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ГРИВ ТОБОЛ-ИШИМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ МЕТОДОМ ОПТИЧЕСКИ СТИМУЛИРОВАННОЙ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ

© 2024 г. С. И. Ларин^{1,*}, О. В. Козлов², Н. С. Ларина³, В. А. Алексеева⁴, Е. В. Устинова^{1,3,5}

Представлено академиком РАН Н.С. Касимовым 24.10.2023 г.

Поступило 24.10.2023 г.

После доработки 20.11.2023 г.

Принято к публикации 23.11.2023 г.

Методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) впервые изучены отложения гряд (грив) Тобол-Ишимского междуречья на юго-западе Западно-Сибирской равнины, отложения делювиального шлейфа коренной правобережной террасы р. Ишим и дюнные пески в долине р. Тобол и ее притоков. Впервые полученные ОСЛ-даты свидетельствуют о более древнем, чем ранее предполагалось, возрасте отложений грив от 33.5 ± 1.5 до 25.8 ± 1.3 тыс.л.н. Формирование покровного делювиального шлейфа, спускающегося с коренного правого борта в долине р. Ишим, началось около $22 \pm 2,0$ тыс.л.н. Дюнные боровые пески в долине р. Тобол относятся к более молодой возрастной фазе эоловой аккумуляции и сформировались за счет вторичного перевывания аллювия первой надпойменной террасы в позднеледниковье-голоцене. Выявлена однородность условий седиментации на всей площади распространения гривного рельефа рассматриваемой территории.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, голоцен, лессово-почвенная последовательность, грядовый (гривный) рельеф, эоловые отложения, Западная Сибирь, корреляция

DOI: 10.31857/S2686739724030057

ВВЕДЕНИЕ

На юге Западной Сибири, в том числе в пределах Тобол-Ишимского междуречья, широко распространен комплекс морфологически выраженных мезоформ рельефа и слагающих их отложений, представленный грядами и разделяющими их понижениями, параболическими континентальными дюнами, котловинами выдувания и дюнными бугристыми песками в долинах рек.

Линейные гряды (гивы) — вытянутые или слегка извилистые, узкие (от 300–400 м до 1.0–1.5 км), относительно невысокие (от 3–5 до 15–18 м) повышения с плосковыпуклыми вершинами, пологими склонами (крутизной от 0.5°

до 5–6°), в основном параллельные или субпараллельные, имеющие одинаковую преимущественно с запад-юго-запада на восток-северо-восток ориентировку. Длина грив от 2–5 до 9–11 км, редко до 25 км, превосходит ширину от 4–5 до 20, редко в 30–35 раз. Некоторые из них в плане имеют изогнутые очертания, соединены перемычками, возвышающимися над межгривными понижениями на 2–3 м. Большинство размещено в виде фронтов, состоящих из 5–12 грив. Ширина межгривных понижений на участках таких фронтов равна или чуть больше ширины самих грив. Характерная морфологическая особенность грив заключается в том, что они, начинаясь на междуречной равнине, оканчиваются на склоне или дне понижений, котловин и долин. В современных речных долинах гривы распространены на склонах и террасах, включая вторую надпойменную [1–3, 8, 10–12]. На Тобол-Ишимском междуречье многие гривы перегораживают поперек древние “мертвые” долины субмеридионального простираения, разбивая их на замкнутые или почти замкнутые понижения. На склонах и дне озерных понижений гривы сохраняют практически

¹Институт криосферы Земли Тюменского Научного Центра Сибирского отделения Российской Академии наук, Тюмень, Россия

²Курганский государственный университет, Курган, Россия

³Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

⁴Московский государственный университет

им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁵Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

*E-mail: silarin@yandex.ru

широтную ориентировку. Морфология и ориентировка грав и дюнных скоплений в долинах рек по отношению к сопряженным областям дефляции указывают на преобладание ветров западных румбов во время их образования за счет влекомого эолового наноса [1–3, 5, 8, 11–13].

Континентальные дюны Тобол-Ишимского междуречья — древние эоловые формы рельефа, образовавшиеся в процессе перевеивания песчаного аллювия надпойменных террас, а также ложбин древнего стока. Они образуют сложные комплексы дюнно-грядового рельефа, где вогнутая наветренная сторона обращена на запад-юго-запад, выпуклая, подветренная — на восток-северо-восток. Замки дюн бывают часто разрушены вторичной эоловой моделировкой [2, 3].

Котловины выдувания — замкнутые денудационные формы рельефа, выработанные за счет дефляции и выноса значительной части рыхлого материала. В самих котловинах имеется система из 2–3 низких озерных террас конца позднего плейстоцена и голоцена. Показательна связь таких котловин с аккумулятивными дюнно-грядовыми комплексами, закономерно размещающимися на плоской междуречной равнине к востоку и северо-востоку от них. Как и в долинах рек, это также свидетельствует о выдувании материала западными ветрами из отрицательных форм рельефа в эпохи аридизации [2, 3].

Дюнный рельеф бугристых песков связан преимущественно с массивами древнего перевеивания песчаного аллювия р. Тобол и ее притоков на I, II и III надпойменных террасах (Заречный, Заводоуковский боры), на междуречьях р. Убаган и р. Тобол (Озернинская дача, Алабугская дача, Абугинский бор), р. Миасс и р. Тобол (Илецко-Иковский бор), р. Тобол и р. Исеть (Боровлянский бор), р. Исеть и р. Пышма (Припышминские боры), р. Ишим (Синицынский бор).

Происхождение грядового рельефа в пределах юга Западной Сибири и Северного Казахстана большинство исследователей связывают с эоловой аккумуляцией в эпохи аридизации климата ([1–5, 8, 9, 11–13]; и др.), поскольку только эоловая аккумуляция-дефляция могла сформировать морфологически и геологически однотипные, строго параллельные образовавшим их господствующим ветрам формы рельефа, одинаково ориентированные в разных отдаленных друг от друга районах. Высказываются и альтернативные взгляды о водном [6], флювиально-катастрофическом [7], гравитационно-тектоническом [14] и другом генезисе.

В юго-западной части Западной Сибири, по данным [1], гравы почти повсеместно сложены желтовато-бурым карбонатным, плохо сортированным (по номенклатуре В.Т. Фролова [16]; коэффициент сортировки $So > 3$, коэффициент асимметрии $Sk > 0$) мелким глинистым песком и алевроитом песчанистым глинистым.

Сходный гранулометрический состав в совокупности с небольшой изменчивостью значений удельной магнитной восприимчивости [10] и другими характерными особенностями гравных толщ (цвет, карбонатность, особенности сортировки материала и т.д.) свидетельствует об относительно однородных условиях седиментации на всей площади распространения гравного рельефа. Важным диагностическим признаком, свидетельствующим об аккумулятивном генезисе грав, является облекающий характер слоистости и падение слоев в разные стороны на противоположных склонах грав. На эту черту строения гравных толщ в свое время обращал внимание И.А. Волков [2, 3]. Она выявляется на стенках геологических разрезов при массовых замерах углов и азимутов падения отдельных слоев отложений.

Морфоскопия зерен кварца из верхней части толщи грав показывает преобладание частиц, сформировавшихся преимущественно в эолово-криогенных условиях [1]. Доля зерен, испытавших перенос в воздушной среде, достигает 84–100% (грина у с. Большеудалово, Ишимский р-н, Тюменская обл.), 88–100% (грина у с. Чуртан, Викуловский р-н, Тюменская обл.), 68–92% (грина у Красноорловское, Армизонский р-н, Тюменская обл.), 68–96%, иногда до 48% (грина у с. Кареглазово, Абатский р-н, Тюменская обл.). Невысокий коэффициент окатанности песчаных частиц, хорошая сохранность исходных текстур поверхности, встречаемость специфических для эоловых процессов текстур поверхности в основном только на выпуклых участках кварцевых зерен, вероятно, отражают низкие скорости ветров и ближний перенос.

Содержание зерен кварца с криогенными текстурами поверхности составляет от 64 до 96% (грина у с. Чуртан), в других случаях достигает 40–68% (верхние 2 м разреза гравы у с. Большеудалово), 36–68% (среднее 50%) в самой верхней части разреза грина у с. Кареглазово, ниже по разрезу снижаясь до 24–28% и даже 4–9%.

Важная черта строения грав — резкая нижняя граница гравных толщ с подстилающими осадками разного генезиса, что свидетельствует о частичном сносе материала перед началом

аккумуляции [1–3]. Кроме этого, в подошве гривных толщ выявлены погребенные трещины усыхания, первично-грунтовые жилы и псевдоморфозы по ледово-грунтовым жилам. Их полости заполнены материалом эолово-криогенного генезиса [9], тождественным нижней части гривных толщ. Зияющие трещины и жилы в геологическом отношении достаточно эфемерные образования и не могли долго сохраняться, поэтому формировались одновременно с началом накопления гривной толщи.

Если в отношении генезиса грядового рельефа и его парагенетических эквивалентов имеется относительный прогресс, то время формирования гривного рельефа определяют по-разному: от позднего плиоцена-голоцена [6] до позднего плейстоцена-голоцена [2–5, 8, 11, 12, 15, 17–20].

В настоящее время о времени формирования гривных толщ можно судить только по нескольким радиоуглеродным и люминесцентным датировкам, полученным в разные годы из разрезов отложений палеолитических памятников, расположенных в сопредельных регионах на гривах в Прииртышье (Черноозерская грива) и Барабинской низменности (Волчья грива), а также из озерных осадков, непосредственно подстилающих гривные толщ.

Возраст отложений Черноозерской гривы по ^{14}C -датам из культурного горизонта археологического памятника Черноозерье II составляет от 17610 ± 630 кал.л.н. [9] до 12490 ± 70 кал.л.н. [9] (здесь и далее калиброванные даты). Черноозерская грива расположена в 150 км к северо-востоку от Омска, непосредственно у бровки левобережной второй [17] или первой [5, 11, 12] надпойменной террасы р. Иртыш. Возраст отложений этой гривы, определенный методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ), составляет 15–10 тыс.л.н. [12].

Финальная стадия формирования Волчьей гривы (Каргатский район, Новосибирская область), по ^{14}C -датам из костеносного горизонта в приповерхностной части гривной толщи соответствует времени от 19.5 до 10 тыс.л.н. [2, 3, 15, 18–20].

В разрезе берегового уступа оз. Горькое (район впадины оз. Чаны, Барабинская низменность) [8], из озерных отложений, подстилающих гривную толщу, получена ^{14}C -дата 14295 ± 185 кал.л.н. (СОАН-6114).

Осадочные толщ грив являются составной частью лессово-почвенной формации плейстоцена юга Западной Сибири и соотносятся с баганским и ельцовским лессом, разделенным суминской интерстадиальной палеопочвой [4, 8]. По данным ОСЛ-датирования, баганский и ельцовский лессы

в Новосибирском Приобье сформировались в период с 29 по 16 тыс.л.н. [4].

Две фазы в формировании гривных толщ, выявленные в юго-восточной части Западной Сибири, требуют хроностратиграфического обоснования в пределах других сопредельных территорий, в том числе в Тобол-Ишимском междуречье. Таким образом, определение времени формирования отложений гряд является одной из ключевых задач в решении проблемы генезиса комплекса грядово-ложбинного рельефа.

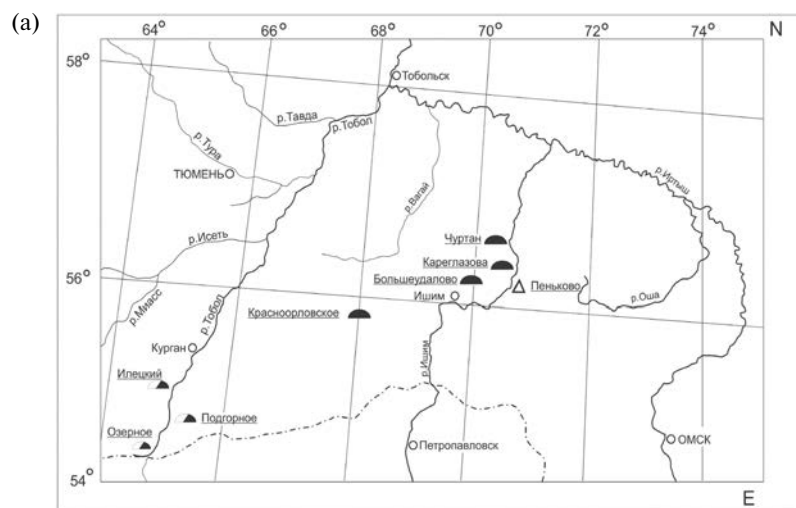
ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В рамках комплексного изучения гривных толщ и коррелятных им отложений в пределах Тобол-Ишимского междуречья впервые принята попытка определения их абсолютного возраста методом оптически-стимулированной люминесценции.

Датирование выполнено в лаборатории ОСЛ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) по фракциям кварца 90–180 и 180–250 мкм, протокол измерений SAR со стандартной погрешностью измерения (1σ) на автоматизированной системе ТЛ/ОСЛ-датирования RISO TL/OSL Reader DA-20 C/D. Мощность дозы определялась с использованием низкофонового спектрометра гамма-излучения на основе кристалла из чистого германия CANBERRA BE3825.

Процедура датирования образцов включала определение палеодозы и мощности дозы. Трубы с образцами вскрывались в помещении с красным светодиодным освещением. Внешняя часть пробы (около 3–5 см с обеих сторон стальной или пластиковой трубы диаметром 5–6 см) отбиралась для определения мощности дозы, оставшаяся внутренняя часть — для определения палеодозы.

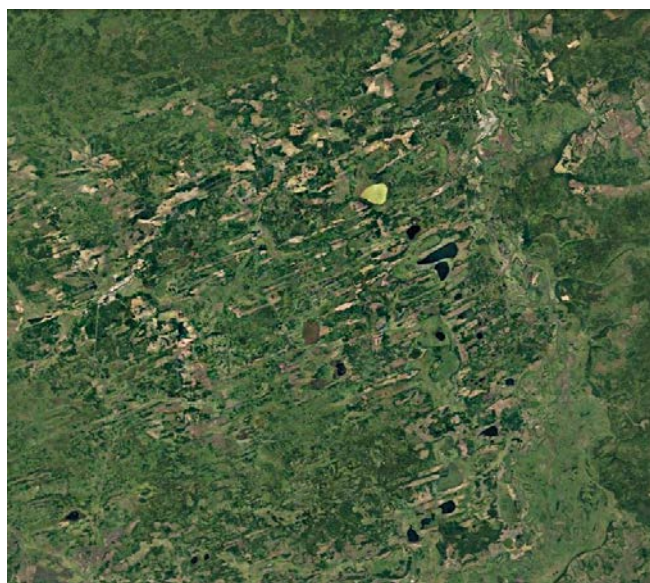
Для ОСЛ-датирования был отобран 21 образец из разрезов отложений четырех грив, расположенных в пределах Тобол-Ишимского междуречья, а также из коррелятных отложений: основания делювиального шлейфа, спускающегося с правобережной “коренной” второй надпойменной террасы р. Ишим относительной высотой над поверхностью поймы 25–30 м, в месте выхода р. Балаир в долину р. Ишим (урочище Пеньково); из дюнных песков и аллювия 8–10-метровой первой надпойменной террасы у с. Подгорное в правом борту долины р. Тобол; на междуречье р. Тобол и р. Убаган возле с. Озерное; на левобережье р. Ик — притока р. Тобол около 2.5–3.0 км к юго-востоку от с. Илецкий (рис. 1, 2).



Условные обозначения разрезов отложений:
 ◐ гривы; ◑ дюны; ◒ делювиального шлейфа

(б)

(г)



(в)



Рис. 1. а) Месторасположение изученных разрезов, б) гривы на космоснимке, в–г) общий вид и разрез гривы у с. Красноорловское (фото С.И. Ларин).

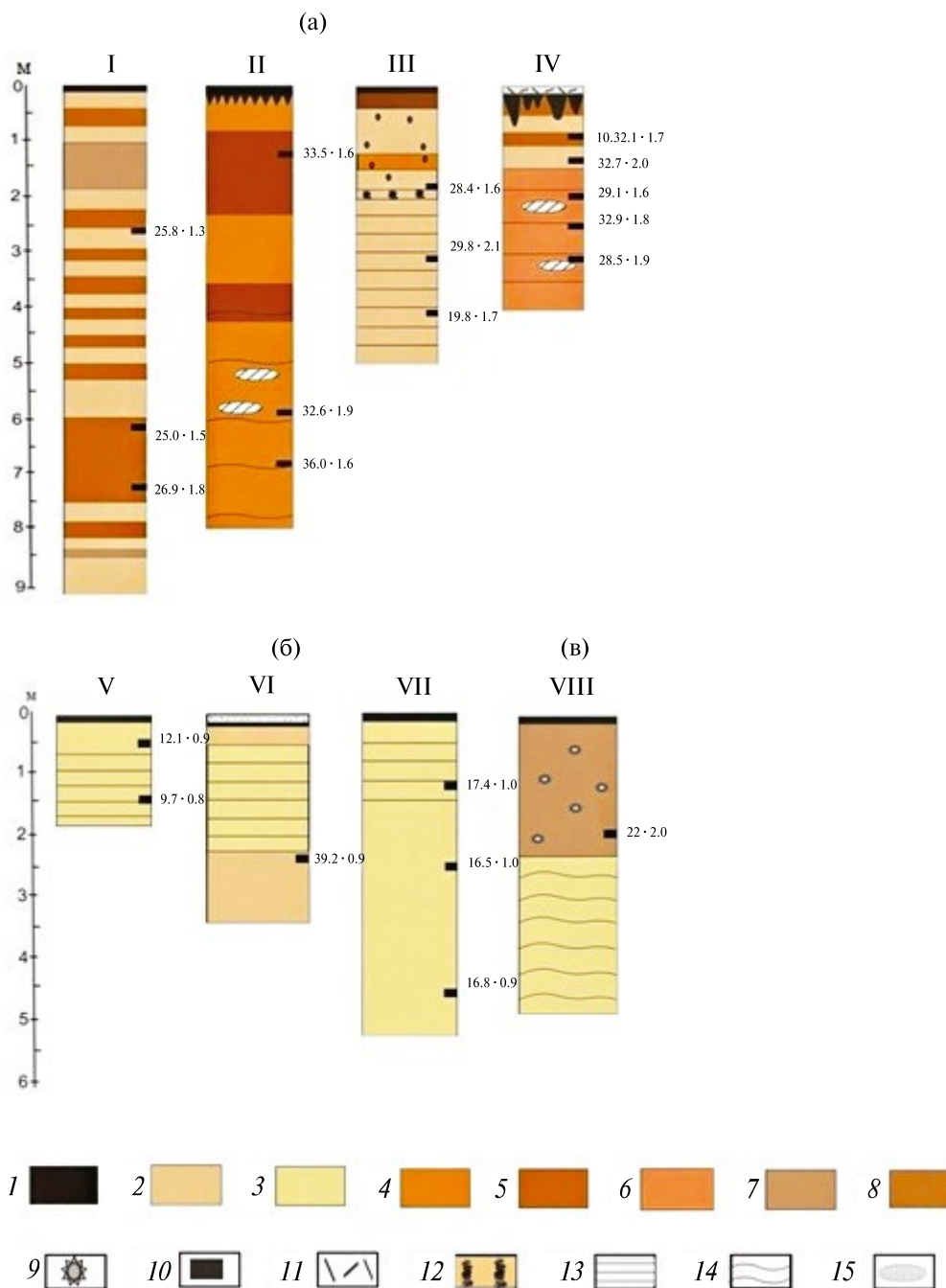


Рис. 2. Строение полученных разрезов: а – грив (I – Кареглазова, II – Большеудалово, III – Чуртан, IV – Красноорловское); б – дюнных песков (V – Озерное, VI – Илецкий, VII – Подгорное); в – делювиального шлейфа (VIII – Пеньково). Литология: 1 – современная почва; 2 – алеврит песчанистый; 3 – песок мелкозернистый; 4 – песок алевритно-глинистый; 5 – песок глинистый; 6 – песок алевретисто-сильноглинистый; 7 – песок сильноглинистый; 8 – глина песчано-алевритовая; 9 – карбонатные конкреции; 10 – места отбора проб и их возраст (тыс.л.н.); 11 – антропогенный слой; 12 – палеопочва (?). Текстуры: 13 – горизонтальная; 14 – волнистая; 15 – линзовидная.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты измерений, рассчитанные палеодозы и мощности дозы, представлены в табл. 1. Мощность дозы измеренных образцов находится в диапазоне 0.94 ± 0.04 – 2.32 ± 0.08 Гр/тыс. л. В дюнных песках измеренные значения мощности дозы минимальны и составляют от 0.94 ± 0.04 до 1.26 ± 0.05 Гр/тыс. л.

Рассчитанные палеодозы находятся в диапазоне значений от 12.2 ± 0.9 до 53.5 ± 2.4 Гр. При этом палеодозы в образцах из гривных толщ составляют от 40.4 ± 1.7 до 53.5 ± 2.4 Гр. В дюнных песках значения палеодозы минимальны и составляют от 12.2 ± 0.9 до 16.6 ± 0.6 Гр/тыс. л. Максимальное значение палеодозы наблюдается в основании делювиального шлейфа 52 ± 4 Гр. Образец из разреза отложений гривы у с. Чуртан, с глубины 4.22–4.27 м (RGI-0713), где мощность дозы достигает 2.05 ± 0.08 Гр/тыс. л, был измерен как по навескам, так и по единичным зернам кварца (SG). Навеска включала ~200–300 зерен кварца, поэтому измеренная палеодоза средняя по всем зернам навески. При измерении по отдельным зернам палеодоза рассчитывалась для каждого зерна, которое дает люминесцентный сигнал.

Полученные данные свидетельствуют, что основная часть гривных толщ сформировалась в интервале времени от 33.5 ± 1.5 до 25.8 ± 1.3 тыс.л.н. (табл. 1). Исключение составляет относительно молодая дата 19.8 ± 1.7 тыс.л.н. и SG 20.4 ± 1.1 тыс.л.н. из разреза отложений гривы у с. Чуртан. Временной диапазон полученных дат показывает, что период гривообразования был достаточно коротким в геологическом отношении и охватывал около восьми тысяч лет. Начало накопления “покровных” делювиальных шлейфов “коренной” правобережной II НПТ р. Ишим, судя по дате 22 ± 2 тыс.л.н. из основания делювиального шлейфа, приходится на сартанскую фазу (МИС 2) позднего плейстоцена.

Верхняя часть разреза перевеянной песчаной толщи на левобережье р. Ик в Иковско-Илецком сосновом бору и приречные дюны, сформировавшиеся в результате перевеявания песчаного аллювия первой надпойменной террасы возле д. Подгорное, коррелируют с финальной стадией накопления ельцовского лесса в Новосибирском Приобье (ОСЛ-даты: 17.6 ± 0.9 , 17.4 ± 1.0 , 16.5 ± 1.0 , 16.8 ± 0.9 тыс.л.н.).

Приречные песчаные дюны, сформировавшиеся возле с. Озерное (Озернинский сосновый бор) на левобережной первой террасе р. Тобол, являются молодыми образованиями и фиксируют

Таблица 1. Результаты люминесцентного датирования образцов в разрезах грив, делювиального шлейфа, аллювия и дюнных песков

#	Лабораторный № образца	Глубина, м	Влажность, %	Кол-во навесок принятых/отклоненных	Активности радионуклидов, Бк/кг				Мощность дозы, Гр/тыс. л.	Палеодоза, Гр.	Возраст, тыс. лет
					²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K			
Разрез гривы у с. Кареглазова (Абатский р-н, Тюменская обл.)											
Координаты: 56°											
1	RGI-1026	2.82	25	12/3	15±3	18.1±0.4	20.7±0.4	377±18	1.63±0.06	42.0±1.5	25.8±1.3
2	RGI-0897	6.2	33	18/0	19±3	19.6±0.4	23.5±0.4	460±22	1.73±0.06	43.4±2.0	25.0±1.5
3	RGI-0712	7.23	24	17/1	21±4	19.6±0.4	23.0±0.4	438±23	1.81±0.07	50,2±2.7	26.9±1.8
Разрез гривы у с. Большеудалово (Ишимский р-н, Тюменская обл.)											
Координаты: 56°11'14,19"с.ш., 69°21'24,4"в.д.											
4	RGI-1025	1.24	29	14/1	19±3	17.5±0.4	20.4±0.4	346±18	1.53±0.06	51.3±2.2	33.5±1.5
5	RGI-0896	6.02	27	18/0	19±3	17.5±0.4	21.6±0.4	405±20	1.64±0.06	53.5±2.4	32.6±1.9
6	RGI-0711	7.03	29	18/2	21±4	24.4±0.5	24.0±0.4	437±21	1.79±0.06	47.0±3.6	26.0±1.6
Разрез гривы у с. Чуртан (Викуловский р-н, Тюменская обл.)											
Координаты: 56°42'37,8"с.ш., 70°34'15,8"в.д.											
7	RGI-1024	1.83	25	12/0	12±2	15.1±0.3	19.2±0.4	393±19	1.63±0.06	46.1±2.0	28.4±1.6

Окончание табл. 1

#	Лабораторный № образца	Глубина, м	Влажность, %	Кол-во навесок принятых/отклоненных	Активности радионуклидов, Бк/кг				Мощность дозы, Гр/тыс. л.	Палеодоза, Гр.	Возраст, тыс. лет
					²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K			
Разрез гривы у с. Чуртан (Викуловский р-н, Тюменская обл.)											
Координаты: 56°42'37,8"с.ш., 70°34'15,8"в.д.											
8	RGI-0898	3.28	33	17/0	15±3	16.1±0.3	19.0±0.3	374±18	1.47±0.05	43.7±2.7	29.8±2.1
9	RGI-0713	4.24	18	3/0	20±3	20.1±0.4	22.4±0.4	479±23	2.05±0.08	40.4±1.7	19.8±1.7
				62/900						SG	SG
Разрез гривы у с. Красноорловское (Армизонский р-н, Тюменская обл.)											
Координаты: 55°58'25,4"с.ш., 68°00'59,6"в.д.											
10	RGI-1028	0.93	31	10/2	15±3	18.1±0.4	22.5±0.4	380±19	1.62±0.06	52.1±2.0	32.1±1.7
11	RGI-0901	1.54	32	18/0	16±3	19.6±0.4	20.9±0.4	393±19	1.61±0.06	52.6±2.6	32.7±2.0
12	RGI-0900	2.28	22	18/0	14±3	19.7±0.4	19.8±0.4	330±16	1.54±0.06	44.9±1.9	29.1±1.6
13	RGI-0899	2.73	29	21/0	15±3	17.2±0.4	19.4±0.4	334±16	1.43±0.05	46.9±1.9	32.9±1.8
14	RGI-0714	3.58	19	15/0	17±3	21.2±0.4	21.7±0.4	370±18	1.72±0.07	49.0±2.6	28.5±1.9
Разрез песчаной дюны возле с. Озерное (Озернинский сосновый бор, Звериноголовский р-н, Курганская обл.)											
Координаты: 54°24'28,2"с.ш., 064°38'08,8"в.д., абс. высота ок. 89 м											
15	RGI-1027	0.78	14	13/2	9±2	7.3±0.2	8.6±0.2	267±13	1.20±0.05	14.5±1.0	12.1±0.9
16	RGI-0921	1.9	14	18/0	8±1	9.5±0.2	10.6±0.2	284±14	1.26±0.05	12.2±0.9	9.7±0.8
Разрез песчаной толщи аллювия на левобережье р. Ик (Иковско-Илецкий сосновый бор, Кетовский район, Курганская обл.)											
Координаты: 55°37'52,8"с.ш., 065°01'32,1"в.д., абс. высота ок. 116 м											
17	RGI-0925	2.67	18	16/2	7±1	8.8±0.2	7.2±0.2	207±10	0.94±0.04	16.6±0.6	17.6±0.9
Разрез аллювия I н.т. и основания песчаной дюны возле д. Подгорное (Притобольный р-н, Курганская обл.)											
Координаты: 54°51'22,5"с.ш., 065°05'48,7"в.д., абс. высота ок. 94 м											
18	RGI-0924	1.41*	17	17/1	12±2	10.9±0.3	10.9±0.2	219±11	1.11±0.04	19.3±0.8	17.4±1.0
19	RGI-0923	2.67**	17	18/0	15±3	13.4±2.7	16.3±0.3	310±15	1.51±0.06	25.0±1.2	16.5±1.0
20	RGI-0922	4.79**	17	17/4	13±2	13.7±0.3	14.2±0.3	284±14	1.31±0.05	22.1±0.9	16.8±0.9
Разрез делювиального шлейфа, спускающегося с правобережной II н.т.р.Ишим в долину р. Балаир при ее выходе в долину р. Ишим в районе урочища Пеньково (Абатский р-н, Тюменская обл.)											
Координаты: 56°07'42,6"с.ш., 070°21'40,7"в.д., абс. высота от 101–113 м											
21	RGI-0920	2.36	28	18/0	26±4	26.0±0.5	29.5±0.5	579±27	2.32±0.08	52±4	22±2,0

*основание песчаной дюны, **аллювий I надпойменной террасы. Примечание: 1. Даты получены по кварцу, фракция 180–250 мкм, кроме образца 19, для которого исследована фракция 90–180 мкм. 2. Значения удельных активностей радионуклидов, палеодозы, мощности дозы и возраста приведены со стандартной погрешностью измерения (1σ). 3. Значение влажности принималось за 75% от величины водонасыщения образца.

более молодую по возрасту раннеголоценовую фазу активизации эоловых процессов (ОСЛ-даты: 9.7 ± 0.8 тыс.л.н. и 12.1 ± 0.9 тыс.л.н.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для юга Западной Сибири получена большая серия новых ОСЛ-дат, которые характеризуют время образования широко распространенных эолово-аккумулятивных форм рельефа, представленных параллельно или субпараллельно ориентированными преимущественно с западо-юго-запада на восток-северо-восток морфологически однотипными грядами (гривами). С ними парагенетически связаны многочисленные аккумулятивные гряды, расположенные к востоку и северо-востоку от дефляционных котловин, параболические континентальные дюны и бугристые пески в долинах рек. Надежность хронологии обоснована корреляцией результатов ОСЛ как по навеске зерен, так и по единичным зернам. Образование грив Тобол-Ишимского междуречья, судя по полученным ОСЛ-датам, произошло в интервале от ~ 34 до ~ 26 тыс.л.н., т.е. в финале МИС-3 и преимущественно в МИС-2, когда в регионе происходило активное перевевание аллювиальных и озерных отложений, непродолжительный ветровой перенос и последующая аккумуляция в виде вытянутых грядовых песков. В это время господствовали ветра западных направлений, характеризовавшиеся слабыми скоростями потока. Полученные ОСЛ-даты показывают также, что накопление гривных толщ на юге Западной Сибири началось раньше, чем это считалось прежде [2, 3]. Начало формирования покровных делювиальных шлейфов, спускающихся с коренного правого борта второй надпойменной террасы в долинах магистральных рек рассматриваемой территории началось ~ 22 тыс.л.н. Дюнные боровые пески в долинах рек сформировались за счет локальной переработки аллювия в период 12–10 тыс.л.н.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Д.В. Назарову (Все-российский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург), а также член-корреспонденту РАН А.В. Панину (ИГ РАН, г. Москва) за ценные консультации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках госзадания № 1021061810416-7 и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 21-05-00734А.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева В.А., Ларин С.И., Ларина Н.С. Морфоскопия кварцевых зерен из отложений гривных толщ Тобол-Ишимского междуречья // Геоморфология, 2022. Т. 53. № 3. С. 117–127.
2. Волков И.А., Волкова В.С., Задкова А.А. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969. 332 с.
3. Волков И.А. Позднечетвертичная субэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.
4. Вольвах Н.Е., Курбанов Р.Н., Вольвах А.О., Зыкина В.С., Хащевская Д.Е., Булард Я.-П., Мюррей Э.С. Первые результаты люминесцентного датирования лессово-почвенных серий юга Западной Сибири (опорный разрез Ложок) // Известия РАН. Серия Географическая. 2021. Т. 85. № 2. С. 284–301. <https://doi.org/10.31857/S2587556621020151>
5. Горбунова Т.А., Осинцева Н.В., Шмидт И.В., Штойбле Х. Новые данные по геоморфологии, стратиграфии и датировке стоянки Черноозерье II // Евразия в кайнозой. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2016. Вып. 5. С. 153–158.
6. Городецкая М.Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М.: Наука, 1972. 154 с.
7. Гроссвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.
8. Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео". 2012. 477 с.
9. Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Гусельников В.Л. Особенности формирования состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Приобья // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 4. С. 5–18. DOI:10.21782/KZ1560-7496-2020-4(5-18).
10. Ларин С.И., Ларина Н.С., Алексеева В.А. Условия образования отложений грив и почв Тобол-Ишимского междуречья по данным профильного распределения магнитной восприимчивости // Динамика экосистем в голоцене:

- Сборник статей по материалам всероссийской научной конференции (17–21 октября 2022 г., Санкт-Петербург) / Ред. Д.А. Субетто. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2022. С. 254–257.
11. *Осинцева Н.В.* Гривный рельеф юга Западно-Сибирской равнины: морфология и возраст (на примере Черноозерской гривы, Саргатское Прииртышье) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 26–32.
 12. *Осинцева Н.В., Шмидт И.В., Горбунова Т.А., Лазарев Т., Шнайдер Б., Тинапи Х., Штойбле Х.* Субэральные отложения черноозерской гривы (долина р. Иртыш): гранулометрический состав; генезис; динамика осадконакопления // Геоморфология. 2022. № 2. С. 51–60. <https://doi.org/10.31857/S0435428122020080>
 13. *Поздняков А.В., Пупышев Ю.С., Пучкин А.В., Фузелла Т.Ш.* Генезис глядово-ложбинного рельефа Западно-Сибирской равнины // Геосферные исследования, 2020. № 4. С. 42–57.
 14. *Фиалков Д.Н.* Грядовые формы рельефа Западно-Сибирской низменности // Записки Омского отделения Географического общества СССР. Т. 1(40). Омск: Зап.-Сиб. кн.изд-во, 1964. 60 с.
 15. *Фирсов Л.В., Орлова Л.А.* Радиоуглеродное датирование кости мамонта стоянки Волчья грива // Материалы полевых исслед. Дальневосточной археол. эксп., Вып. 2. Новосибирск, 1971.
 16. *Фролов В.Т.* Литология. М.: Изд-во Московского университета, 1993. Кн. 2. 432 с.
 17. *Цейтлин С.М.* Геология верхнепалеолитической стоянки Черноозерье II / Генинг В.Ф., Петрин В.Т. Позднепалеолитическая эпоха на юге Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 67–71.
 18. *Leshchinskiy S.V., Zenin V.N., Bukharova O.V.* The Volchia Griva mammoth site as a key area for geoarchaeological research of human movements in the Late Paleolithic of the West Siberian Plain // Quaternary International. 2021. 587–588 368–383 <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.036>
 19. *Leshchinskiy S.V., Burkanova E.M.* The Volchia Griva mineral oasis as unique locus for research of the mammoth fauna and the late Pleistocene environment in Northern Eurasia. Quaternary Research. 2022. № 109. 157–182.
 20. *Leshchinskiy S.V., Zenin V.N., Burkanova E.M., Kuzmin Y.V.* The unique Late Paleolithic artifactual bone assemblage from the Volchia Griva site, Western Siberia // Quaternary Research. 2023. 1–21. doi:10.1017/qua.2023.4

FIRST EXPERIENCE ON OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE (OSL) DATING OF THE CREST RELIEF DEPOSITS OF THE TOBOL-ISHIM INTERFLUVE

S. I. Larin^{a, #}, O. V. Kozlov^b, N. S. Larina^c, V. A. Alekseeva^d, E. V. Ustinova^{a, c, e}

Presented by Academician of the RAS N.S. Kasimov October 24, 2023

^a*Institute of the Earth's Cryosphere Tyumen Scientific Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russian Federation*

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

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

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

^e*Tyumen Industrial University, Tyumen, Russian Federation*

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

Using optically stimulated luminescence dating, the Late Pleistocene-Holocene deposits of the crest relief of the Tobol-Ishim interfluvium (southwest of the Western Siberian Plain, Russian Federation), footslope colluvial deposits on the right-bank terrace of the Ishim River valley and dune sands in the Tobol River valley were studied for the first time. The first obtained luminescence ages provide older ages of crest deposits, than previously assumed, from 33.5 ± 1.5 to 25.8 ± 1.3 ka. The formation of the footslope colluvial cover on the right bank of the Ishim River valley began ~22 ka ago. Dune pinery sands in the Tobol River valley relate to a later stage of aeolian accumulation and were formed due to local wind reworking of the alluvial deposits of the youngest river terrace in the Late Glacial-Holocene.

Keywords: Late Pleistocene, Holocene, loess-paleosol sequence, crest relief, aeolian deposits, Western Siberia, correlation

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 550.42(571.51)

Pt-Re-Os ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ХРОМИТИТОВ И МИНЕРАЛОВ ОСМИЯ ГУЛИНСКОГО МАССИВА (МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, РОССИЯ)

© 2024 г. К. Н. Малич^{1,*}, И. С. Пухтель^{2,**},
академик РАН Л. Н. Когарко^{3,***}, И. Ю. Баданина¹

Поступило 18.10.2023 г.

После доработки 16.11.2023 г.

Принято к публикации 23.11.2023 г.

С целью идентификации источника рудного вещества впервые охарактеризованы Re–Os- и Pt–Os-изотопные вариации и содержания сильно сидерофильных элементов (ССЭ) в хромититах и минералах осмия Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами Маймеча-Котуйской провинции Полярной Сибири. При проведении исследований был применен комплекс методов, включающий рентгеноспектральный микроанализ, термоионизационную масс-спектрометрию в отрицательных ионах (N-TIMS) и масс-спектрометрию с использованием изотопного разбавления и ионизацией пробы в индуктивно-связанной плазме (ID-ICP-MS) после разложения образцов при высоком давлении. Концентрации ССЭ в образцах хромититов варьируют в пределах 191–866 мг/т с преобладанием платиноидов Ig-группы (Os, Ir и Ru) над платиноидами Pt-группы (Rh, Pt и Pd) и Re, что согласуется с минеральной формой их нахождения в Os–Ir-сплавах и лаурите (RuS₂). Высокоточные Re–Os- и Pt–Os-изотопные данные свидетельствуют о том, что содержания сильно сидерофильных элементов в хромититах и минералах осмия Гулинского массива в значительной степени контролировались составом мантийного источника, который эволюционировал с околохондритовыми интегрированными по времени Re/Os- и Pt/Os-отношениями, характерными также для источников большинства коматитов и абиссальных перидотитов.

Ключевые слова: сильно сидерофильные элементы, минералы осмия, хромититы, Re–Os- и Pt–Os-изотопные системы, мантийный источник, Гулинский массив, Маймеча-Котуйская провинция

DOI: 10.31857/S2686739724030062

ВВЕДЕНИЕ

Для выявления изотопно-геохимических параметров рудного вещества платинометаллических месторождений нередко используются изотопные системы, основанные на α -распаде ¹⁹⁰Pt с образованием ¹⁸⁶Os ($T_{1/2}$ = 469 млрд лет [1]) и β -распаде ¹⁸⁷Re с образованием ¹⁸⁷Os ($T_{1/2}$ = 41.6 млрд лет [2]). Эти системы нашли широкое применение

при оценке эволюции Pt/Os- и Re/Os-отношений в мантийных источниках и временных ограничений на плавление мантийных производных в различных геологических обстановках ([3–9] и др.). В отличие от стронция, неодима, гафния и свинца, являющихся элементами, “несовместимыми” с магматическим расплавом, осмий ведет себя как элемент “совместимый”, при плавлении мантии накапливающийся в перидотитовом остатке (мантийном рестите). Рений, и в меньшей степени платина, перераспределяются в расплав. Сильные различия в степени совместимости по отношению к расплаву между Pt, Re и Os определяют значительное преимущество Pt–Os- и Re–Os-изотопных систем перед Sm–Nd-, Lu–Hf-, U–Pb- и Rb–Sr-изотопными системами, дочерние и материнские элементы в которых слабо фракционируют при плавлении мантии. Таким образом, Pt–Os- и Re–Os-системы представляют уникальную геохимическую информацию

¹Институт геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской Академии наук,
Екатеринбург, Россия

²Университет Мэрилэнда, Колледж Парк, MD20742, США

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

*E-mail: dunite@yandex.ru

**E-mail: ipuchtel@umd.edu

***E-mail: kogarko@geokhi.ru

о составе мантийного протолита и эволюции продуктов его плавления. В отличие от Re—Os-изотопных данных, Pt—Os-изотопная систематика платинометаллических месторождений до сих пор остается слабо изученной [6, 7]. Чтобы частично восполнить данный пробел, нами выполнено комплексное минералогическое и изотопно-геохимическое исследование, включающие определение содержаний сильно сидерофильных элементов (ССЭ: Re, Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd), и Re—Os- и Pt—Os-изотопии в хромититах и минералах осмия из россыпного месторождения Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы. Это исследование является частью более масштабной задачи по выявлению источников рудного вещества и происхождения благороднометаллических месторождений складчатых областей и платформ.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ

С уникальным Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в Полярной Сибири связаны крупные россыпные месторождения осмия и иридия с мелкими россыпями золота [10, 11]. Ультрамафиты и платиноидная минерализация Гулинского массива обладают чертами сходства с таковыми платиноносных клинопироксенит-дунитовых массивов Алдана, Урала, Дальнего Востока, Аляски, Британской Колумбии, Восточной Австралии и офиолитовых дунит-гарцбургитовых массивов Урала, Корякии, Тасмании и Новой Каледонии. С первыми их сближает парагенетическая ассоциация пород (дуниты, хромититы, верлиты и клинопироксениты) и значительный россыпеобразующий потенциал (первые десятки тонн полезного компонента), а со вторыми — большой площадной размер коренных выходов ультрамафитов (сотни км²) и металлогеническая специализация на платиноиды Ir-группы (Os,

Ir, Ru). По данным Л.Н. Когарко и Р.Е. Зартмана [12], Pb—Pb-возраст пород Гулинского массива составляет 250.0 ± 8.7 млн лет.

Выполненное исследование базируется на образцах (1) хромититов с подиформным характером залегания в дунитах (рис. 1 а), выявленных в истоках р. Ингарингда в южной части Гулинского массива (обр. G-3, G-5, G-40), и (2) минералов осмия из четвертичных отложений верхнего течения р. Ингарингда (поисковая линия 369, обр. 7–71) и ручья Бурлаковский (поисковая линия 2, обр. 67), левого притока р. Ингарингда, расположенных в южной части массива (рис. 1 в [13]).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования морфологии и химического состава минералов платиновой группы (МПГ) были использованы сканирующая микроскопия и рентгеноспектральный микроанализ (СЭМ JSM-6390L, “Jeol” с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X—Max 80, “Oxford Instruments”, “CAMECA” SX-100, ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, аналитики С.П. Главатских, В.В. Хиллер). При проведении количественных анализов были использованы следующие рентгеновские спектральные линии и стандартные образцы: OsMα, IrLα, RuLα, RhLα, PtLα, PdLβ, NiKα (все чистые металлы), FeKα, CuKα, SKα (халькопирит), AsLα — сплав InAs; проведен учет спектральных наложений линий (RuLα на AsLα; RuLβ на RhLα; IrLα на CuKα и др.). Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов — 20 нА, длительность измерения интенсивности на пике — 10 с, на фоне — по 5 с, диаметр точки анализа — 1–2 мкм. Определение ЭПГ, рения и изотопного состава осмия в образцах хромититов Гулинского массива (обр. G-3, G-5, G-86) выполнено в Горном Университета Леобена (Австрия) с помощью масс-спектрометрии

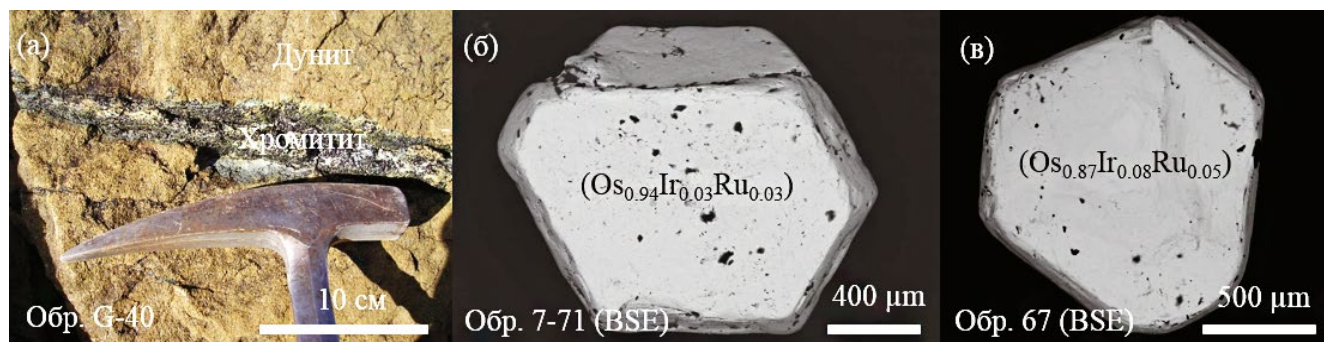


Рис. 1. Морфологические особенности: (а) прожилкового хромитита (обр. G-40) Гулинского массива, (б, в) кристаллов самородного осмия из четвертичных отложений (обр. 7–71 и 67 соответственно) Гулинского массива. Изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE) с вещественным контрастом (б, в).

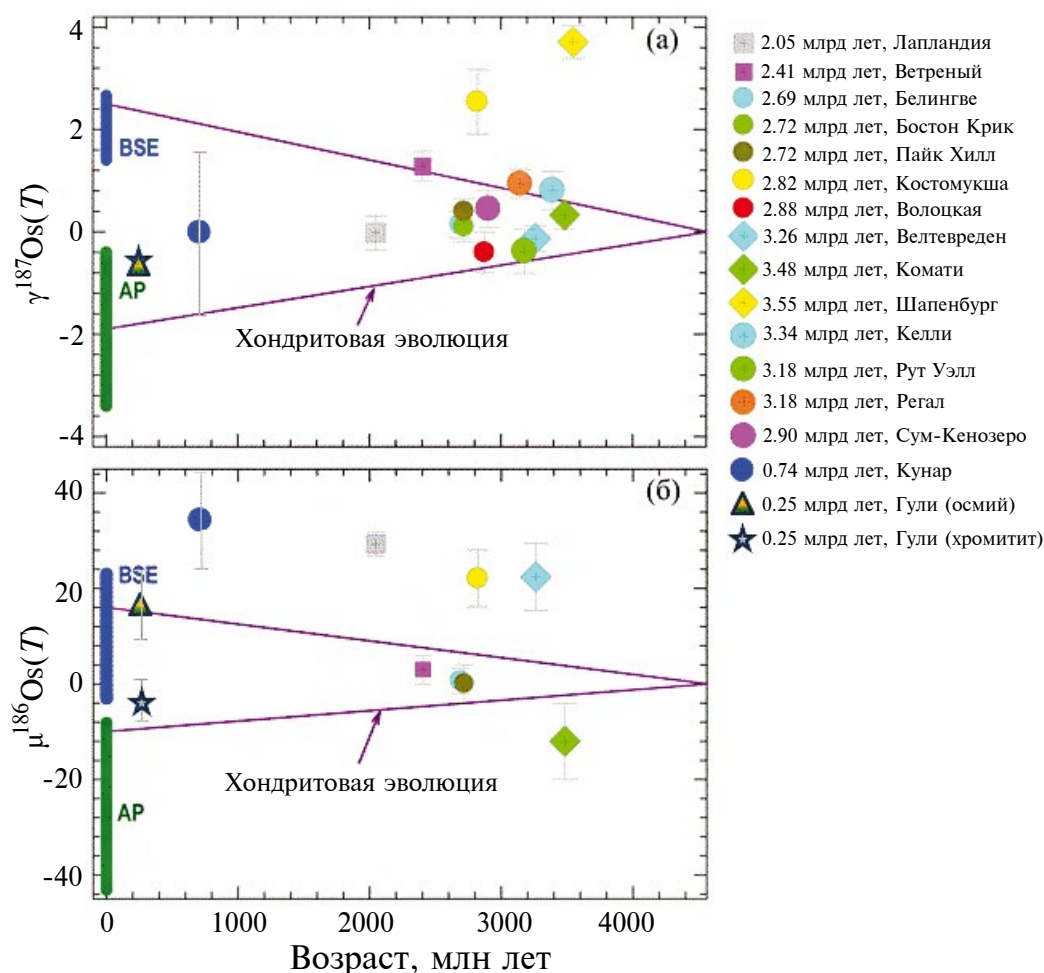


Рис. 2. Диаграмма вариаций (а) начальных $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -изотопных составов, выраженных в величинах $\gamma^{187}\text{Os}(T)$, и (б) начальных $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -изотопных составов, выраженных в величинах $\mu^{186}\text{Os}(T)$, для хромитита, минералов осмия Гулинского массива, МПГ Кунарского комплекса и докембрийских комаинитовых массивов, относительно их возраста. Данные по комаинитам по [9], по МПГ Кунарского комплекса по [8]. Синяя вертикальная полоса для современной Валовой Силикатной Земли (Bulk Silicate Earth: BSE) по [4] для (а) и по [7] для (б). Os-изотопные данные для абиссальных перидотитов (Abyssal Peridotite: AP) взяты из [3, 7], для хондритовых метеоритов — из [6, 19, 20]; последние представлены в виде сегмента, заключенного между двумя фиолетовыми сходящимися наклонными линиями и отвечают их полному диапазону вариаций современных значений величин $\gamma^{187}\text{Os}$, спроецированных во времени к первичному отношению $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для Солнечной системы. Все погрешности отвечают 2SD от среднего значения.

с использованием изотопного разбавления и ионизации пробы в индуктивно-связанной плазме (ID-ICP-MS) после разложения образцов при высоком давлении. Более подробная характеристика данного аналитического метода приведена в работе [14]. Один образец хромитита (обр. G-40) был проанализирован на содержание ЭПГ и рения, с одновременным анализом изотопного состава осмия и платины в изотопно-геохимической лаборатории (Isotope Geochemical Laboratory, IGL) Университета Штата Мэриленд, США. Re–Os- и Pt–Os-изотопные составы для образцов хромитита (обр. G-40) и минералов осмия (обр. 67

и 7-71) были определены с помощью термоионизационной масс-спектрометрии в отрицательных ионах (negative thermal ionization mass spectrometry, N-TIMS) на многоколлекторном масс-спектрометре “ThermoFisher” Triton в IGL, следуя аналитическим процедурам, подробно охарактеризованным в ряде работ [15, 16].

Начальное значение $\gamma^{187}\text{Os}(T)$ для образцов хромитита и самородного осмия было рассчитано как отклонение (в %) значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ на момент их образования, принятому в данной работе ($T = 250$ млн лет), относительно среднего

хондритового $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -значения из работы [17], рассчитанного на тот же момент времени. Средний изотопный состав осмия в хондритах на момент образования образцов хромитита и минералов осмия был рассчитан с использованием константы распада ^{187}Re ($\lambda = 1.666 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$) и начального изотопного состава осмия Солнечной системы на момент времени $T = 4558$ млрд лет: $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.09531$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.40186$ [2, 17]. Начальное значение $\mu^{186}\text{Os}(T)$ было рассчитано как отклонение доли на миллион (ppm) значения $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в изученных образцах хромитита и минералов осмия на момент их образования ($T = 250$ млн лет) относительно среднего хондритового $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -значения из работы [6], рассчитанного на тот же момент времени, с использованием константы распада ^{190}Pt ($\lambda = 1.477 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$) [1]) и начального изотопного состава Солнечной системы на момент времени $T = 4567$ млн лет: $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1198269$ и $^{190}\text{Pt}/^{188}\text{Os} = 0.00174$. Следует отметить, что из-за очень низких значений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{190}\text{Pt}/^{188}\text{Os}$ во всех проанализированных образцах, поправки на возраст измеренных $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ за счет радиоактивного распада ^{190}Pt и ^{187}Re были ниже погрешности измерения для индивидуальных анализов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Образцы хромититов Гулинского массива характеризуются концентрациями платиноидов в пределах 191–866 мг/т; для них типично преобладание платиноидов Ir-группы (Os, Ir и Ru) над платиноидами Pt-группы (Rh, Pt и Pd) (табл. 1). Уровень концентраций и характер распределения платиноидов в хромититах Гулинского массива сходен с таковыми в подиформных хромититах из мантийных разрезов дунит-гарцбургитовых массивов мира [18]. Среди МПГ-хромититов Гулинского массива доминируют Ir-содержащий осмий и лаурит (RuS_2). Таким образом, особенности геохимического распределения платиноидов в хромититах согласуются с формой нахождения МПГ в данных породах. Кристаллы самородного осмия (обр. 7-71 и 67, рис. 1 б, в), изученные методом

N-TIMS, характеризуются примитивными составами ($\text{Os}_{94}\text{Ir}_3\text{Ru}_3$ и $\text{Os}_{87}\text{Ir}_8\text{Ru}_5$ соответственно).

Первичная природа минералов осмия предполагает, что изотопный состав данных МПГ во время их образования соответствует таковому в источнике рудного вещества. Re–Os-изотопные результаты, полученные для кристаллов самородного осмия с помощью метода N-TIMS, демонстрируют ограниченный диапазон значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, варьирующий в пределах от 0.1244995 ± 0.0000005 до 0.1246370 ± 0.0000005 , при значении $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ менее 0.00006 ± 28 (табл. 2). Среднее первичное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составляет 0.12457 ± 0.00019 (2SD, $n = 2$), среднее значение $\gamma^{187}\text{Os}(T) = -0.61 \pm 0.16$ (2SD, рис. 2). Эти значения в пределах соответствующих погрешностей идентичны значениям $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $\gamma^{187}\text{Os}(T)$ для образца хромитита G-40, изученного с помощью N-TIMS (0.1244256 ± 0.0000007 (2SE), $\gamma^{187}\text{Os}(T) = -0.728 \pm 0.001$ (2SE), табл. 2). Таким образом, полученные Re–Os-изотопные данные для кристаллов самородного осмия и хромитита неотличимы от эталонного значения для хондритов в это время (рис. 2), что свидетельствует об их происхождении из источника, который развивался длительное время с хондритовым отношением Re/Os.

В рамках Pt–Os-системы первичное значение $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетное значение $\mu^{186}\text{Os}(T)$ для этого же образца хромитита (0.1198377 ± 0.0000007 и -2 ± 6 (2SE) соответственно; табл. 2) является хондритовым. Среднее расчетное значение $\mu^{186}\text{Os}(T)$ для минералов осмия ($+16.5 \pm 6.6$ (2SD)) тяготеет на диаграмме $\mu^{186}\text{Os}$ –возраст (рис. 2) к верхней части хондритового диапазона составов. Полученные Re–Os- и Pt–Os-изотопные данные свидетельствуют о том, что содержания сильно сидерофильных элементов, характерные для кристаллов самородного осмия и хромититов Гулинского массива, в значительной степени контролировались составом мантийного источника, который эволюционировал длительное время с околохондритовыми Re/Os- и Pt/Os-отношениями; этот источник находится в пределах Re–Os- и Pt–Os-изотопных параметров, характерных для большинства источников коматиитов и абиссальных перидотитов [3, 6, 9, 19, 20]. Отметим, что Re–Os-изотопные данные для более дифференцированных щелочных пород

Таблица 1. Содержания сильно сидерофильных элементов (мг/т) в хромититах Гулинского массива

№ обр.	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Re	ΣCCE	Pt/Pd	Pt/Ir
G-40	277.8	215.9	370.6	н.о.	1.0	0.27	н.о.	0.14	865.71	3.7	0.005
G-3	43	62	212	6.7	1.3	1.0	н.о.	0.29	326.29	1.3	0.021
G-5	94	34	56	4.6	1.1	1.0	н.о.	0.15	190.85	1.1	0.032

Примечание: “н.о.” – не определяли.

Таблица 2. Re-Os- и Pt-Os-изотопные N-TIMS данные для хромитита (обр. G-40) и самородного осмия (обр. 67 и 7-71) Гулинского массива

№ обр., рисунок	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(T)$	$\gamma^{187}\text{Os}(T)$	$^{190}\text{Pt}/^{188}\text{Os}$	$^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}(T)$	$\mu^{186}\text{Os}(T)$
G-40, рис. 1а	0.000250±12	0.1244256±7	0.12442	-0.7280±6	0.0000034±2	0.1198378±7	0.1198377	-2±6
67, рис. 1в	0.00006±28	0.1246370±5	0.124637	-0.56±0	0.0000044±0	0.1198397±5	0.1198397	+14±4
7-71, рис. 1б	0.00006±28	0.1244995±5	0.124500	-0.67±0	0.0000041±0	0.1198403±5	0.1198403	+19±4

Примечание: обр. G-40 – хромитит, обр. 67 и 7-71 – самородный осмий ($\text{Os}_{87}\text{Ir}_8\text{Ru}_5$ и $\text{Os}_{94}\text{Ir}_3\text{Ru}_3$ соответственно). Погрешности изотопных отношений и начального Os-изотопного состава приведены на уровне 2SD на основе долгосрочной воспроизводимости стандарта Джонсона-Маттея Os в изотопно-геохимической лаборатории Университета Мэриленда [16]. Начальные значения $\mu^{186}\text{Os}(T)$ и $\gamma^{187}\text{Os}(T)$ были рассчитаны для времени образования хромитита и минералов осмия ($T = 250$ млн лет) с использованием параметров, указанных в тексте. Погрешность измерения значений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, $^{190}\text{Pt}/^{188}\text{Os}$, $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составляет 2SE от среднего значения в последнем десятичном знаке.

Маймеча-Котуйской провинции свидетельствуют, что эти породы имели гетерогенные мантийные источники [5], варьировавшие по составу от таковых характерных для астеносферной мантии до близких к источнику OIB.

Выводы о мантийном источнике сильно сидерофильных элементов согласуются с результатами изучения изотопной систематики серы в Ru–Os-сульфидах, сосуществующих с Os–Ir-сплавами Гулинского массива [13]. Таким образом, выявленные особенности изотопного состава осмия и серы для МПГ Гулинского массива свидетельствуют о мантийном источнике рудного вещества.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны В.В. Хиллер, П.С. Главатских, В. Палиулионите и Т. Майзелу за помощь при проведении минералого-геохимических исследований. Авторы признательны одному из анонимных рецензентов за конструктивные замечания, которые способствовали улучшению рукописи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 22-27-00140 (<https://rscf.ru/project/22-27-00140/>).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Begemann F., Ludwig K.R., Lugmair G.W., Min K., Nyquist L.E., Patchett L.E., Renne P.R., Shih C.-Y., Villa I.M., Walker R.J.* Call for an improved set of decay constants for geochronological use // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. № 1. P. 111–121.
2. *Smoliar M.I., Walker R.J., Morgan J.W.* Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA, and IVB meteorites // *Science*. 1996. V. 271. P. 1099–1102.
3. *Brandon A.D., Snow J.E., Walker R.J., Morgan J.W., Mock T.D.* ^{190}Pt - ^{186}Os and ^{187}Re - ^{187}Os systematics of abyssal peridotites // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 177. P. 319–335.
4. *Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P.* Osmium isotopic composition of mantle xenoliths: A global perspective // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. P. 1311–1323.
5. *Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I.* A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: Implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 7. № 11. Q11014.
6. *Brandon A.D., Walker R.J., Puchtel I.S.* Platinum-osmium isotope evolution of the Earth's mantle: constraints from chondrites and Os-rich alloys // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 2093–2103.
7. *Day J.M.D., Walker R.J., Warren J.M.* ^{186}Os - ^{187}Os and highly siderophile element abundance systematics of the mantle revealed by abyssal peridotites and Os-rich alloys // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 200. P. 232–254.
8. *Malitch K.N., Puchtel I.S., Belousova E.A., Badani-na I. Yu.* A combined Re-Os and Pt-Os isotope and HSE abundance study of Ru-Os-Ir alloys from the Kunar and Unga placer deposits, the Taimyr Peninsula, Polar Siberia // *Minerals*. 2022. V. 12. № 11. Art. No. 1463. DOI: 10.3390/min12111463
9. *Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Horan M.F., Touboul M., Walker R.J.* The komatiite testimony to ancient mantle heterogeneity // *Chemical Geology*. 2022. V. 594. 120776.

10. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дуни-
товых массивов Восточной Сибири (геохимия, ми-
нералогия, генезис). С-Пб.: Санкт-Петербургская
картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
11. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гер-
тнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Пани-
на Л.И., Чернышев А.И., Макеев С.М. Платиноносные
щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сиби-
ри. Томск: Изд. ЦНТИ, 2001. 510 с.
12. Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of
the Guli massif, Maimecha-Kotuy alkaline-ultramafic
complex, Siberian flood basalt province, Polar Sibe-
ria // *Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 89. P. 113–132.
13. Малич К.Н., Когарко Л.Н., Баданина И.Ю., Ве-
ливецкая Т.А., Игнатьев А.В. Изотопный со-
став серы Ru-Os сульфидов Гулинского массива
(Маймеча-Котуйская провинция, Россия): первые
данные // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507.
№ 2. С. 194–201. DOI: 10.31857/S2686739722601752
14. Paliulionyte V., Meisel T., Ramming P., Kettisch P. High
pressure asher digestion and an isotope dilution-ICP-MS
method for the determination of platinum-group element
concentrations in chromitite reference materials CHR-
Bkg, GAN Pt-1 and HHH // *Geostandards and Geoan-
alytical Research*. 2006. V. 30. P. 87–96.
15. Puchtel I.S., Brandon A.D., Humayun M., Wal-
ker R.J. Evidence for the early differentiation of the core
from Pt-Re-Os isotope systematics of 2.8-Ga komati-
ites // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 237.
P. 118–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.023>
16. Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J., Walker R.J.,
Brandon A.D., Nicklas R.W., Kulikov V.S., Sam-
sonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics
of Earth's mantle at the Archean–Proterozoic boundary:
Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochimica et Cos-
mochimica Acta*. 2016. V. 180. P. 227–255. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.027>
17. Shirey S.B., Walker R.J. Re-Os isotopes in cosmochemis-
try and high-temperature geochemistry // *Annual Reviews
of Earth and Planetary Science* 1998. V. 26. P. 423–500.
18. Walker R.J., Prichard H.M., Ishiwatari A., Pimen-
tel M. The osmium isotopic composition of convecting
upper mantle deduced from ophiolite chromites // *Geo-
chimica et Cosmochimica Acta*. 2002. 66. 329–345.
19. Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W., Becker H., Gross-
man J.N., Rubin A.E. Comparative ¹⁸⁷Re–¹⁸⁷Os systemat-
ics of chondrites: implications regarding early solar system
processes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002.
V. 66. P. 4187–4201.
20. Fischer-Gödde M., Becker H., Wombacher F. Rhodium,
gold and other highly siderophile element abundances in
chondritic meteorites // *Geochimica et Cosmochimica
Acta*. 2010. V. 74. P. 356–379.

PLATINUM-RHENIUM-OSMIUM ISOTOPE SYSTEMATICS OF CHROMITITE AND NATIVE OSMIUM FROM THE GULI MASSIF (MAIMECHA-KOTUI PROVINCE, RUSSIA)

K. N. Malitch^{a, #}, I. S. Puchtel^{b, ##}, Academician of the RAS L. N. Kogarko^{c, ###}, I. Yu. Badanina^a

^a*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Ekaterinburg, Russian Federation*

^b*University of Maryland, College Park, MD20742, USA;*

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

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

^{##}*E-mail: ipuchtel@umd.edu*

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

To gain insight into the source of ore material, this study presents the first Re-Os and Pt-Os isotopic and highly siderophile element (HSE) abundance data for chromitite and osmium minerals from the Guli massif of ultramafic, alkaline rocks and carbonatites located in the Maimecha-Kotui province, Polar Siberia. The study utilized a number of analytical techniques, including electron microprobe analysis, negative thermal ionization mass spectrometry (N-TIMS) and high pressure asher digestion and an isotope dilution-inductively coupled plasma-mass spectrometry. The HSE concentrations in chromitite samples range from 191 to 866 ppb with a predominance of Ir-group platinum-group elements (PGE) (Os, Ir and Ru) over Pt-group PGE (Rh, Pt and Pd) and Re, which is consistent with their platinum-group mineral control (i.e., Os-Ir alloys and laurite, RuS₂) within the chromitite. The Re-Os and Pt-Os isotope data indicate that the HSE budget of the chromitite and osmium minerals from the Guli massif was largely controlled by that of the mantle source, which evolved with long-term near-chondritic Re/Os and Pt/Os ratios; this source is within the range of those for the majority of komatiite and abyssal peridotite sources.

Keywords: highly siderophile elements, native osmium, chromitite, Re-Os and Pt-Os isotope systems, mantle source, Guli massif, Maimecha-Kotui province

УДК 535.343.4, 53.092, 550.343.3

МОНИТОРИНГ БАРИЧЕСКОЙ МОДУЛЯЦИИ ГАЗОВ В ТОННЕЛЕ БАКСАНСКОЙ НЕЙТРИННОЙ ОБСЕРВАТОРИИ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ С ПОМОЩЬЮ ЛИДАРА ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ

© 2024 г. С. М. Першин^{1,*}, академик РАН Е. И. Гордеев², М. Я. Гришин¹,
В. А. Завозин¹, В. С. Макаров³, В. Н. Леднев¹, Я. Я. Понуровский¹, Д. Б. Ставровский¹,
А. А. Ушаков¹, В. В. Казалов⁴

Поступило 19.06.2023 г.

После доработки 08.11.2023 г.

Принято к публикации 14.11.2023 г.

Впервые с помощью лидара дифференциального поглощения дистанционно проведен анализ концентраций газовых молекул $^{12}\text{CO}_2$, $^{13}\text{CO}_2$, CH_4 , H_2O и прослежена динамика дегазации пород при изменении атмосферного давления. Для снижения влияния внешних метеорологических факторов зондирование проводили в тупиковом тоннеле Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН.

Ключевые слова: лидар дифференциального поглощения, мониторинг выхода газов в тоннеле БНО, барическая модуляция выхода газов

DOI: 10.31857/S2686739724030075

ВВЕДЕНИЕ

Известно [1], что динамика выхода газовой фазы отражает напряженные состояния породы, создаваемые тектоническими процессами в земной коре. Соотношение некоторых компонентов вулканических газов может показывать ранние признаки изменения условий в глубинной зоне дегазации, что позволяет использовать состав выходящих газов как прогностический инструмент, а соответствующий мониторинг является актуальной задачей в поисках предвестников катастрофических событий.

Одним из новых перспективных подходов к изучению вулканической активности является анализ химического состава вулканических газов, в том числе изотопного состава углерода, по которому можно дифференцировать их происхождение. В течение последних двух

десятилетий лазерная спектроскопия внутрирезонаторного поглощения стала надежным источником информации о составе газов и соотношения изотопов углерода при мониторинге активности вулканов [2, 3]. До последнего времени мониторинг газов носил эпизодический характер, с отбором газов в контейнер и анализом в условиях лаборатории, однако сейчас применяют приборы лазерной спектроскопии внутрирезонаторного поглощения, которые можно использовать в полевых условиях [4].

Применение дистанционного мониторинга вулканической активности с помощью лидаров по динамике выхода CO_2 из жерла позволяет суммировать сигнал по длине трассы зондирования, куда попадают отдельные выходы газа из трещин, расположенных на удалении от стандартного датчика.

Было установлено [5], что увеличение потока CO_2 из жерла стратовулкана происходит накануне повышения вулканической активности. Подобные наблюдения проводили с помощью лидара, построенного на базе CO_2 -лазера, на вулкане Этна (Сицилия) на удалении в несколько километров [6, 7]. Следует отметить, что длительность сеансов мониторинга здесь ограничена синоптическими факторами (вариации облачности, изменчивость направления ветра,

¹Институт общей физики им. А. М. Прохорова
Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт вулканологии и сейсмологии
Дальневосточного отделения Российской Академии наук,
Петропавловск-Камчатский, Россия

³Институт космических исследований
Российской Академии наук, Москва, Россия

⁴Институт ядерных исследований
Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: pershin@kapella.gpi.ru

осадки), а также вероятностью поражения глаз рассеянным излучением лазера [8].

Новый принцип удаленного зондирования лидаром, построенным на базе диодного лазера с безопасным для глаз уровнем излучения (<1 мкДж/см²), разработанный нами [9], обеспечил возможность мониторинга аэрозолей, выносимых газами в ограниченный объем тупикового тоннеля Баксанской нейтринной обсерватории (БНО) ИЯИ РАН. Значительное удаление тупикового тоннеля от входа в БНО (~ 4000 м) обеспечивало стабильность температуры ($35.5 \pm 0.10^\circ\text{C}$) [9] и умеренной влажности воздуха ($46.2 \pm 0.3\%$) по сравнению с открытой атмосферой [6, 7]. Стабильность этих параметров, значительная длительность (несколько месяцев) мониторинга и отсутствие фоновых засветок позволяет проводить аналогичный мониторинг не только аэрозолей, но и состава газов. Предварительный камеральный анализ [10] состава газов в пробах, отобранных из газовых фонтанов внутри штолен БНО недалеко (~ 18 км) от вулкана Эльбрус, показал классический набор газов камеры неглубокого залегания в окрестности БНО [11]: CO_2 , CH_4 , H_2O , NH_3 , H_2S , вариации содержания которых могут служить индикатором вулканической активности [1, 4].

Целью данной работы являлся мониторинг выхода вулканических газов в тупиковом тоннеле БНО в окрестности вулкана Эльбрус с помощью лидара дифференциального поглощения (ЛДП). Была проведена регистрация химического состава газов, в том числе, регистрация величины $\delta^{13}\text{C}$ в углекислом газе.

ЭКСПЕРИМЕНТ

Эксперимент проводили в тупиковом тоннеле с координатами $43^\circ 14' 57.7''$ с.ш., $42^\circ 43' 19.5''$ в.д. на высоте 1715 м над уровнем моря. Тоннель-ответвление находится в конце вспомогательной штольни на удалении ~ 4000 м от входа БНО ИЯИ РАН под горой Андырчи недалеко (~ 18 км) от вулкана Эльбрус. ЛДП был размещен на высоте 50 см от основания тоннеля недалеко от входа (~ 5 м) у стены (рис. 1). Пучок лидара был направлен в сторону глухой стены на светоотражающий экран для снижения потерь при измерении поглощения газов на круговом обходе трассы зондирования до экрана и обратно. Высокая разрешающая способность лидара 0.0003 см⁻¹ с перестройкой частоты лазера в области характеристических спектральных линий поглощения анализируемых газов

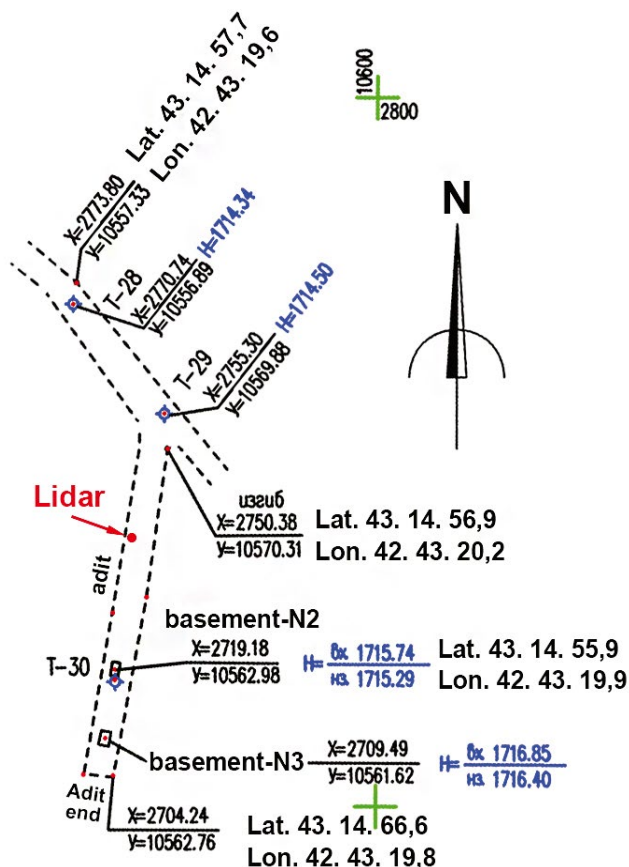


Рис. 1. План-схема тупикового тоннеля в конце вспомогательной штольни Баксанской нейтринной обсерватории.

обеспечивала анализ изотопно-замещенных молекул двуокиси углерода $^{12}\text{CO}_2$ и $^{13}\text{CO}_2$. В отсутствие калибровочных смесей газов калибровка лидара была проведена по данным международной базы HITRAN-2016 [12] для колебательно-вращательных переходов Р 34е (6333.5631 см⁻¹, $^{13}\text{CO}_2$) и Р 18е (6332.6577 см⁻¹, $^{12}\text{CO}_2$).

Насколько нам известно, непрерывный мониторинг выхода газов в тупиковом тоннеле (рис. 1) был проведен впервые вблизи вулкана Эльбрус, в отличие от зондирования на склоне вулкана в открытой атмосфере [13].

Принципиальная блок-схема ЛДП на основе перестраиваемых по частоте диодных лазеров ближнего ИК-диапазона с контролем температуры для измерения динамики поступления в тоннель выбранных для регистрации газовых молекул: $^{12}\text{CO}_2$, $^{13}\text{CO}_2$, CH_4 , H_2O показана на рис. 2.

В отличие от аэрозольного лидара обратного рассеяния [10], в котором диодный лазер размещен в блоке передатчика, в лидаре

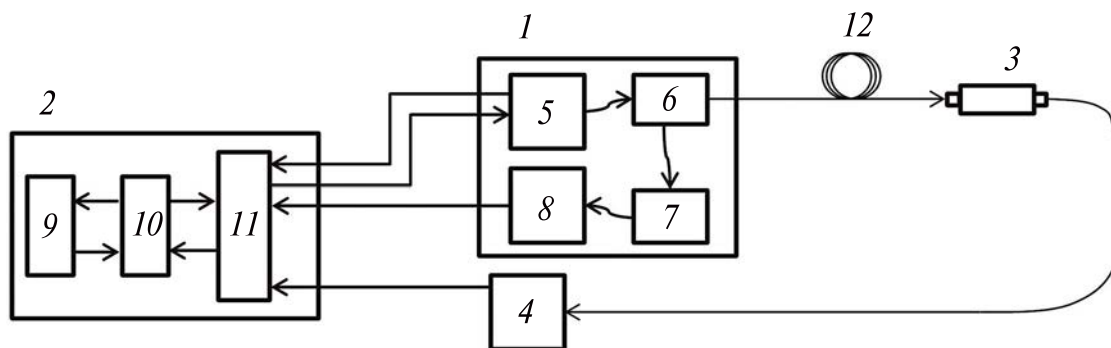


Рис. 2. Блок-схема лидара дифференциального поглощения на основе диодных лазеров ближнего ИК-диапазона для измерения концентрации газов: 1 – блок лазерного излучения, 2 – блок управления, приема и обработки данных, 3 – приемно-передающая оптическая система с волоконным входом, 4 – детектор аналитического сигнала, 5 – модуль диодного лазера, 6 – волоконный разветвитель, 7 – кювета сравнения с интерферометром Фабри-Перо, 8 – детектор сигнала сравнения, 9 – цифровой программируемый модуль, 10 – модуль ЦАП и АЦП, 11 – модуль преобразователей аналоговых сигналов, 12 – волоконно-оптический кабель.

дифференциального поглощения диодные лазеры с перестраиваемой частотой размещены в электронном блоке (рис. 3 б). Этим мы обеспечили высокую стабильность перестройки частоты излучения лазеров со спектральным разрешением 0.0003 см^{-1} , а также их калибровку по резонансам поглощения в кювете, заполненной смесью опорных газов. При этом основную часть излучения лазеров (рис. 2) от волоконного разветвителя (6) направляют через волоконно-оптический кабель (12) в блок передатчика (рис. 3 а) и далее на выход приемно-передающей системы (3). Излучение диодного лазера, проходящее по трассе зондирования до световозвращающей пленки и обратно, коллимировали рефлектором Ньютона и направляли

на фотоприемник. Сигнал от детектора усиливали и оцифровывали с помощью электронных модулей (10, 11), затем с помощью цифрового программируемого модуля (9) вычисляли концентрации определяемого газа. Для измерения интегральных коэффициентов линий поглощения газов и последующего вычисления их концентрации проводили аппроксимацию линии поглощения известными модельными контурами Раутиана-Собельмана и Фойгта. Методика измерения концентрации газов лидаром изложена в работе [14], а на рис. 3 а представлен вид приемно-передающего блока ЛДП (без внешнего кожуха) со сферическим зеркалом приемной антенны диаметром 110 мм.



Рис. 3. а) Общий вид приемно-передающего блока лидара дифференциального поглощения, б) электронный блок управления лидара с компьютером наверху, на мониторе которого показаны примеры перестройки частоты лазеров путем изменения тока накачки.

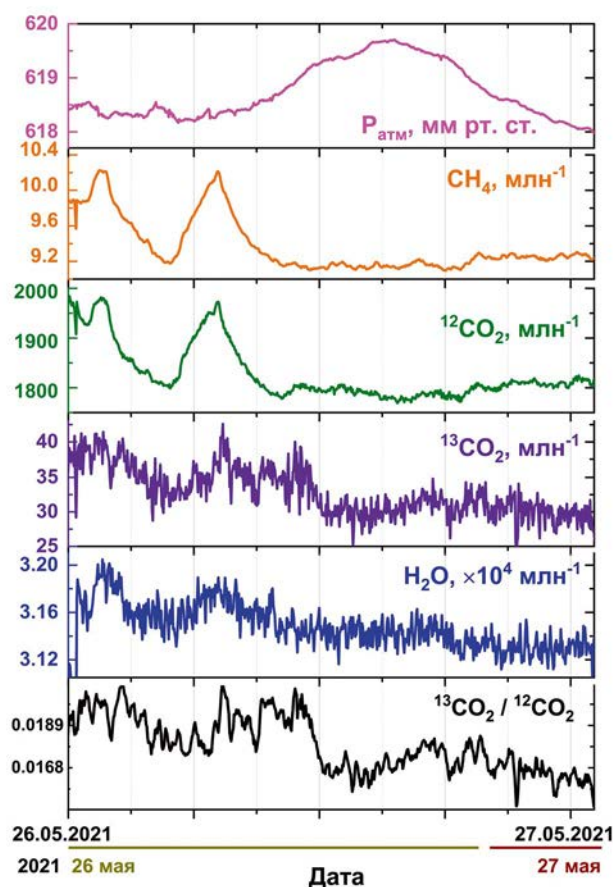


Рис. 4. Вариации атмосферного давления, концентраций газов CH_4 , $^{12}\text{CO}_2$ и $^{13}\text{CO}_2$, H_2O и отношения $^{13}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$.

В электронном блоке управления был размещен барометр для автономного измерения атмосферного давления. Регистрация атмосферного давления происходила на управляющем компьютере одновременно с записью данных лидара. Приемо-передающая оптическая система предназначена для формирования пучков диодных лазеров и приема ИК-излучения лазеров после двойного прохода трассы зондирования. Перестройка частоты лазеров в окрестности линии поглощения (в точном резонансе и вне линии) обеспечивает измерение динамики пропускания трассы. Сравнение данных вариации пропускания трассы и пропускания опорного канала (кюветы с калиброванной смесью газов) позволяет оценить концентрации газов вдоль трассы зондирования.

Первые прямые измерения вариаций концентрации магматических газов на трассе внутри тупикового тоннеля (рис. 4) проводили лидаром дифференциального поглощения в режиме непрерывного зондирования 26–27 мая 2021 г.

Измерения проводили последовательно каждым лазером, перестраивая частоту излучения в окрестности характеристической спектральной линии поглощения выбранных магматических газов. Каждый сеанс измерений концентрации газов занимал 3 секунды, включая операции накопления, усреднения и записи данных в память управляющего компьютера.

На рис. 4 наблюдаются синхронные вариации концентраций метана, углекислого газа и паров воды, что свидетельствует о корректности применения ЛДП для мониторинга газов. На рис. 4 (нижняя панель) видно, что дистанционно измеренные лидаром на трассе длиной 30 м вариации значения отношения $^{13}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$ (~ 0.017) заметно уменьшаются по сравнению с вариациями концентраций газов. Измеренное соотношение концентраций $^{13}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$ превышает величину, принятую для международного стандарта V-PDB (0.011237). Это связано с отсутствием калибровок изотопного отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ при измерениях и низкой точностью измерений концентраций молекул $^{13}\text{CO}_2$ и $^{12}\text{CO}_2$. Трасса оптического зондирования нашего прибора составляла 60 м, в то время как длина трассы в коммерческом изотопном спектрометре внутривибрационного поглощения (Picarro) составляет десятки километров. Однако тот факт, что даже на такой короткой трассе все же удалось получить устойчивый сигнал для концентраций $^{13}\text{CO}_2$, оставляет надежду на перспективное развитие метода для мониторинга изотопных параметров газовых молекул. Одним из вариантов повышения точности измерений концентрации $^{13}\text{CO}_2$ является увеличение длины трассы зондирования и снижение шумов.

На рис. 4 можно также заметить слабую корреляцию сигналов концентрации H_2O и $^{13}\text{CO}_2$, что, по-видимому, вызвано инструментальными причинами — линия поглощения H_2O расположена вблизи линии $^{13}\text{CO}_2$, что может влиять на результаты измерений.

Особый интерес вызывает наблюдаемое синхронное снижение выхода газов при повышении атмосферного давления в тоннеле. Незначительное (примерно на 2 мм рт. ст.) повышение атмосферного давления (с 17 часов 26.05.2022) сопровождалось заметным снижением концентраций и снижением амплитуды вариаций всех анализируемых газов. Механизм модуляции выхода газов атмосферным давлением (снижение-повышение выхода газов) известен как “пампинг-эффект”, или “барометрическая откачка” [14]. Ранее [15], в соответствии с этим механизмом, в штольне БНО наблюдали запаздывающее увеличение концентрации тепловых нейтронов и гамма-фона при снижении давления

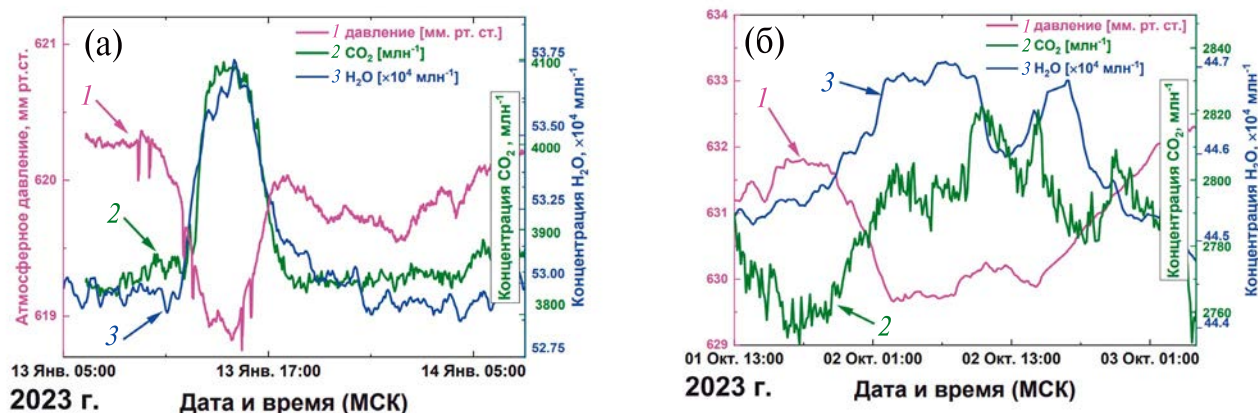


Рис. 5. Примеры “пампинг эффекта” при скачках давления на 1.5 (а) и 3 (б) мм рт. ст. в тупиковом тоннеле БНО в 2023 г.: изменение давления – розовая линия 1, концентрации CO₂ – зеленая линия 2, концентрации H₂O – синяя линия 3.

на 10 мм рт. ст. Обнаруженное запаздывание авто-ры работы [15] обосновали медленной диффузией тяжелого радона (²²²Rn) из пород.

Зарегистрированное нами явление “барометрической откачки” наблюдали при очень малом изменении атмосферного давления, и для объяснения причины этого явления нами был проанализирован ряд данных лидарного зондирования (свободный доступ к данным онлайн <http://lidarbn0.freedomdns.org>). На рис. 5 показаны аналогичные примеры данного эффекта.

На рис. 5 а видно, что скачки давления на 1–2 мм рт. ст. сопровождаются отчетливо наблюдаемым изменением влажности воздуха и концентрации в нем углекислого газа (¹²CO₂) в тупиковом тоннеле.

ВЫВОДЫ

Нами впервые проведены непрерывные измерения концентраций газовых молекул ¹²CO₂, ¹³CO₂, CH₄, H₂O в атмосфере тупикового тоннеля БНО с помощью лидара дифференциального поглощения, работающего на базе трех диодных лазеров с перестраиваемой частотой. Непрерывный мониторинг позволил выявить эффект запираания газов в порах и микротрещинах пород при повышении атмосферного давления (“пампинг-эффект” [15, 16]). Установлено, что даже небольшие вариации атмосферного давления на первые единицы мм рт. ст. влияют на выход газов из пород, что может маскировать реальные масштабы эмиссии флюидов, оцениваемой при аналогичном мониторинге вулканической активности.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-19-00712.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jamtveit B., Petley-Ragan A., Incel S., Dunkel K.G., Aupart C., Austrheim H., Corfu F., Menegon L., Renard F. The Effects of Earthquakes and Fluids on the Metamorphism of the Lower Continental Crust // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2019. 124. 7725–7755. <https://doi.org/10.1029/2018JB016461>.
2. Kerstel E., Gianfrani L. Advances in laser-based isotope ratio measurements: selected applications // Appl. Phys. 2008. B. 92. 439–449.
3. Lucic G., Stix J., Wing B. Structural controls on the emission of magmatic carbon dioxide gas, Long Valley Caldera, USA // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2015. 120. 2262–2278. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014JB011760>.
4. Malowany K.S., Stix J., de Moor J.M., Chu K., Lacrampe-Couloume G., Sherwood B. Lollar, Carbon isotope systematics of Turrialba volcano, Costa Rica, using a portable cavity ring-down spectrometer // Geochemistry, Geophys. Geosystems. 2017. 18. 2769–2784. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2017GC006856>.
5. Queiße M., Burton M., Kazahaya R. Insights into geological processes with CO₂ remote sensing – A review of technology and applications // Earth-Science Rev. 2019. 188. 389–426. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.016>.

6. Fiorani L., Colao F., Palucci A. Measurement of Mount Etna plume by CO₂-laser-based lidar // *Opt. Lett.* 2009. 34. 800–802. <https://doi.org/10.1364/OL.34.000800>.
7. Pisani G., Boselli A., Coltelli M., Leto G., Pica G., Scollo S., Spinelli N., Wang X. Lidar depolarization measurement of fresh volcanic ash from Mt. Etna, Italy // *Atmos. Environ.* 2012. 62. 34–40. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2012.08.015>.
8. Sliney D.H., Wolbarsht M. Safety with lasers and other optical sources: a comprehensive handbook. Springer Science & Business Media, New York, 2013. <https://doi.org/10.1007/978-1-4899-3596-0>.
9. Pershin S.M., Sobisevich A.L., Grishin M.Y., Gravirov V.V., Zavozin V.A., Kuzminov V.V., Lednev V.N., Likhodeev D.V., Makarov V.S., Myasnikov A.V., Fedorov A.N. Volcanic activity monitoring by unique LIDAR based on a diode laser // *Laser Phys. Lett.* 2020. 17. 115607. <https://doi.org/10.1088/1612-202X/abbedc>.
10. Pershin A.L., Sobisevich V.A., Zavozin M.Y., Grishin V.N., Lednev V.S., Makarov V.B., Petkov Y.Y., Ponurovskii A.N., Fedorov D.G. LIDAR Detection of Aerosols in the Tunnel above the Elbrus Volcano Chamber // *Bull. Lebedev Phys. Inst.* 2022. 49. 36–41. <https://doi.org/10.3103/S1068335622020063>.
11. Маловичко А.А., Бутырин П.Г., Верхованцева Т.В., Верхованцев Ф.Г., Шулаков Д.Ю. Результаты микросейсмических наблюдений на территории Баксанской Нейтринной Обсерватории / Современные Методы Обработки и Интерпретации Сейсмологических Данных. Материалы Седьмой Международной Сейсмологической Школы, 2015. С. 169–174.
12. Gordon I.E., Rothman L.S., Hill C., Kochanov R.V., Tan Y., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Campargue A., Chance K.V., Drouin B.J., Flaud J.-M., Gamache R.R., Hodges J.T., Jacquemart D., Perevalov V.I., Perrin A., Shine K.P., Smith M.-A.H., Tennyson J., Toon G.C., Tran H., Tyuterev V.G., Barbe A., Császár A.G., Devi V.M., Furtenbacher T., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Jolly A., Johnson T.J., Karman T., Kleiner I., Kyuberis A.A., Loos J., Lyulin O.M., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Moazzen-Ahmadi N., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Polyansky O.L., Rey M., Rotger M., Sharpe S.W., Sung K., Starikova E., Tashkun S.A., Vander Auwera J., Wagner G., Wilzewski J., Wcisło P., Yu S., Zak E.J. The HITRAN2016 molecular spectroscopic database // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* 2017. 203.3–69. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2017.06.038>.
13. Rizzo A.L., Jost H., Caracausi A., Paonita A., Liotta M., Martelli M. Real-time measurements of the concentration and isotope composition of atmospheric and volcanic CO₂ at Mount Etna (Italy) // *Geophys. Res. Lett.* 2014. 41. 2382–2389. <https://doi.org/10.1002/2014GL059722>.
14. Nadezhdinskii A.I., Ponurovskii Y.Y. Diode laser spectrometer for high-precision measurements // *Quantum Electron.* 2019. 49. 613.
15. Стенькин Ю.В., Алексеенко В.В., Игошин А.В., Кулешов Д.А., Левочкин К.Р., Степанов В.И., Сулаков В.П., Рулев В.В., Щеголев О.Б. Подземная физика и нелинейный задержанный барометрический эффект гамма-фона // *Журнал Экспериментальной и Теоретической Физики.* 2020. 158. 469–473. <https://doi.org/10.31857/S0044451020090059>.
16. Etiope G., Martinelli G. Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2002. 129. 185–204. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00292-8](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00292-8).

MONITORING THE BARIC MODULATION OF GAS CONCENTRATION IN THE BAKSAN NEUTRINO OBSERVATORY TUNNEL IN THE ELBRUS REGION USING A DIFFERENTIAL ABSORPTION LIDAR

S. M. Pershin^{a, #}, Academician of the RAS E. I. Gordeev^b, M. Ya. Grishin^a, V. A. Zavozin^a,
V. S. Makarov^c, V. N. Lednev^a, Ya. Ya. Ponurovskiy^a, D. B. Stavrovskii^a,
A. A. Ushakov^a, V. V. Kazalov^d

^aProkhorov General Physics Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^bInstitute of Volcanology and Seismology Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation

^cSpace Research Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^dInstitute for Nuclear Research of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: pershin@kapella.gpi.ru

For the first time, concentrations of gases ¹²CO₂, ¹³CO₂, CH₄, H₂O and the dynamics of Earth degassing under the changing atmospheric pressure were remotely analyzed using a differential absorption lidar. To reduce the influence of external meteorological factors, the sensing was carried out in a dead-end tunnel of the Baksan Neutrino Observatory of the Institute for Nuclear Research of the Russian Academy of Sciences.

Keywords: differential absorption lidar, gas output monitoring in the BNO tunnel, gas output baric modulation

УДК 551.23/21, 553.08

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛОВ И МЕТАЛЛОИДОВ В ПРОДУКТАХ ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ВУЛКАНА МУТНОВСКИЙ

© 2024 г. А. Я. Шевко^{1,*}, М. П. Гора¹, Е. П. Шевко¹, С. Б. Бортникова²

Представлено академиком РАН Е. И. Гордеевым 10.08.2023 г.

Поступило 10.08.2023 г.

После доработки 13.11.2023 г.

Принято к публикации 16.11.2023 г.

На основе шлихового анализа вещества термальных площадок вулкана Мутновский получены новые данные о формах нахождения рудных элементов. В ходе масштабной гидротермальной переработки вулканических пород при участии магматических флюидов и метеорных вод происходит транспортировка к поверхности металлов и металлоидов, которые концентрируются в виде главных либо примесных компонентов новообразованных минералов. Уверенно диагностируются сульфиды меди, цинка, ртути, серебра и сульфат бария, в которых помимо минералообразующих Zn, Cu, Hg, Ag и Ba присутствуют примеси Mn, Cd, Sr, I, Cl, Te, Pb. Обнаружены фазы микронных размеров, содержащие в виде основных компонентов Ru, Os и Ir (лаурит), Pb (галенит), а также интерметаллиды (Fe–Ni), (Fe–Ir–Os), (Pb–Bi), (Bi–Te) и самородное Au. Большая часть новообразованных минеральных индивидов ассоциирует с минералом группы пирита-марказита, в котором встречены примеси As, Cu, Ni и Co. Платиноиды Os, Ir, Ru среди новообразованных минералов в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса обнаружены впервые.

Ключевые слова: современные вулcano-гидротермальные системы, новообразованные рудные минералы

DOI: 10.31857/S2686739724030083

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Мутновский входит в состав Восточно-Камчатского вулканического пояса и является одним из наиболее активных вулканов Южной Камчатки. Особенности строения вулканической постройки и последовательность формирования стратоконусов, начиная с позднего плейстоцена, детально описаны в [1]. Последние всплески вулканической активности в виде фреатических взрывов зафиксированы в 2000 и 2007 гг. [2, 3]. В настоящее время деятельность вулкана реализуется через систему термопроявлений в кратерах и на склонах вулкана. Наиболее активными из них являются высокотемпературные фумаролы Активной воронки

в юго-западном кратере и термальные проявления на Верхнем и Донном фумарольных полях северо-восточного кратера [4, 5] (рис. 1).

В составе вулканических газов и их сублиматах, в термальных растворах грязевых котлов Мутновского вулкана известны высокие, а иногда и аномальные концентрации целого ряда металлов и металлоидов, в том числе, платиноидов, цветных и благородных металлов [4–6]. В этих работах показана возможность миграции рудных компонентов к земной поверхности, но практически нет данных о минеральных формах, в которых они могут здесь концентрироваться. Известно, что рудные минералы в составе возгонов Мутновского вулкана представлены пиритом, марказитом, гематитом, хлоридами Fe и сульфатами Co, Ni, Fe, Zn. В сублиматах высокотемпературных фумарол Активной воронки помимо сульфидов Fe были обнаружены минералы-концентраторы Cd, Pb, Bi, As, Se, Tl, I, а в валовом составе сублиматов присутствуют Te, Ba, Sr, Sn, In, Cu, Zn, Mo, Ag, Au, Re, Pt [5]. Есть данные о формах

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения

Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука Сибирского отделения

Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

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



Рис. 1. Вид на привершинную часть влк. Мутновский с хребта Отходящий. На врезке: 1 – горизонтали; 2 – границы кратеров и скальные уступы; 3 – высотные отметки; 4 – места опробования вещества грязевых котлов.

нахождения Hg в виде зерен киновари, размером от первых до 20 микрон, в одном из грязевых котлов Донного поля [7]. Недавние исследования на активных вулканах свидетельствуют о возможности газового переноса вышеуказанных рудных элементов [8].

Цель настоящей работы заключалась в определении возможных форм концентрирования рудных элементов и поиске новообразованных минералов с их участием.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Кипящие грязевые котлы расположены в северном (обр. ДП-1, МТ16–24) и южном (обр. ДП-3, МТ16–25) участках Донного поля (рис. 1). Диаметр котлов варьирует от 0.3–0.4 до первых метров, количество взвешенных частиц, в зависимости от метеорологических условий, может составлять до 30% объема и более, особенно в засушливые периоды.

Методы исследования включали полевое опробование, шлиховой анализ, определение состава минералов. В полевых условиях отбиралось вещество грязевых котлов объемом 3–5 литров. Для последующего изготовления препаратов и изучения зерен на сканирующем микроскопе использовалась фракция <0.25 мм, отмтая до черного шлиха. Минералогическое изучение шлихов в полированных препаратах

производилось в отраженном свете с использованием оптического микроскопа “Carl Zeiss” Axiolab. Изучение взаимоотношений минералов и определение химического состава выполнялись на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (“Tescan Ltd”) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (“Oxford Instruments Ltd”). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток зонда – 1.6 нА, время набора спектров на образцах 20–60 секунд.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В сером шлихе вещества грязевых котлов Донного поля присутствуют зерна оливина, пироксена, полевых шпатов, кварца, гипса и серы. После отмывки до черного шлиха в пробе остаются, главным образом, сульфиды группы пирита-марказита и зерна магнетита. Дисульфиды железа (FeS_2) образуют кристаллы кубического и кубоктаэдрического габитуса и их сростания, сферические образования и тонкие пленки, сложенные тонкозернистым агрегатом. Магнетит представлен зернами неправильной формы, реже кристаллами октаэдрического габитуса. Кроме того, в черном шлихе встречены единичные зерна киновари и кристаллы барита.

Новообразованные рудные минералы ассоциируют, главным образом, с выделениями пирита-марказита. Их размеры варьируют

от долей до сотен микрон, а по формам выделения можно выделить четыре группы: 1 — включения в кристаллах пирита; 2 — микронные зерна в агрегатах пирита; 3 — зерна на поверхности кристаллов пирита; 4 — самостоятельные зерна.

Включения в кристаллах пирита. В кристаллах пирита и их сростаниях встречаются включения сфалерита, пирротина, халькопирита, кубанита, ковеллина и барита (рис. 2). Размеры включений варьируют от 3–5 до 15–20 мкм, их представительный состав приведен в табл. 1. Пирротин, ковеллин, халькопирит и кубанит выделяются в виде отдельных, химически чистых зерен, а последние два минерала иногда образуют структуры распада твердого раствора халькопирит-кубанит (табл. 1, ан. 1–3, 8; рис. 2 а–в). Для сфалерита характерно постоянное присутствие примесей (мас. %): Cd 0.4–1.2 и Fe 5.3–6.5. Примесь Mn фиксируется не всегда, его содержание достигает 6.6 мас. % (табл. 1, ан. 4–6; рис. 2 г). В одном из кристаллов пирита встречено включение Fe–Cu–Zn-сульфида, с примерно равными количествами меди, железа и цинка (табл. 1, ан. 7; рис. 2 д). Помимо сульфидов, встречено включение барита (рис. 2 е), с примесью Sr 1.6 мас. %. Кристаллы пирита, содержащие включения, химически чисты.

Микронные зерна в агрегатах пирита. В пустотах сферолитовых и скрытокристаллических агрегатов пирита встречаются зерна рудных минералов, размер которых варьирует от 0.2 до 3.5 мкм. Среди обнаруженных зерен преобладают минералы серебра, большая часть из которых соответствует акантиту, один минерал диагностирован как хлораргирит (рис. 3 а–д). Минералы серебра нередко содержат примеси Cl и I, а в единичных случаях — Te, Ni, U, Pb и P (табл. 2). Помимо минералов серебра встречаются единичные зерна: сульфида Ru, Os и Ir, с примесью Ni, близкого по составу к лауриту RuS_2 (рис. 3 д); интерметаллиды Fe и Ni, иногда с примесью Sn (рис. 3 б, е). В пирите, слагающем скрытокристаллические и сферолитовые агрегаты, фиксируются примеси (мас. %): As 2.5; Cu 0.4; Ni 0.3; Co 0.4.

Зерна на поверхности кристаллов пирита. В двух случаях на поверхности кристаллов пирита встречаются мельчайшие зерна. В первом случае это несколько зерен состава (Fe, Ir, Os), размеры которых не превышают 0.1–0.2 микрона (рис. 4 а). Во втором — зерно размером 0.5 микрона, образованное минералом, близким по составу к галениту, с примесью Ni (рис. 4 б).

Таблица 1. Представительные составы сульфидных включений в пирите (мас. %)

Образец	ДП-1			ДП-3	МТ16–25			
Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	33.29	41.78	60.45	6.25	5.34	6.5	23.11	15.17
Mn	—	—	—	2.86	6.62	—	—	—
Cu	30.86	19.16	—	—	—	—	21.72	54.49
Zn	—	—	—	56.04	52.95	57.27	18.84	—
Cd	—	—	—	0.6	0.37	1.24	—	—
S	35.19	34.6	39.43	35.05	33.48	34.41	33.82	29.43
Сумма	99.34	95.54	99.88	100.8	98.76	99.42	97.49	99.09

Примечание: 1–2 — распад твердого раствора халькопирит (1) — кубанит (2); 3 — пирротин; 4–6 — сфалерит; 7 — Fe–Cu–Zn-сульфид; 8 — ковеллин.

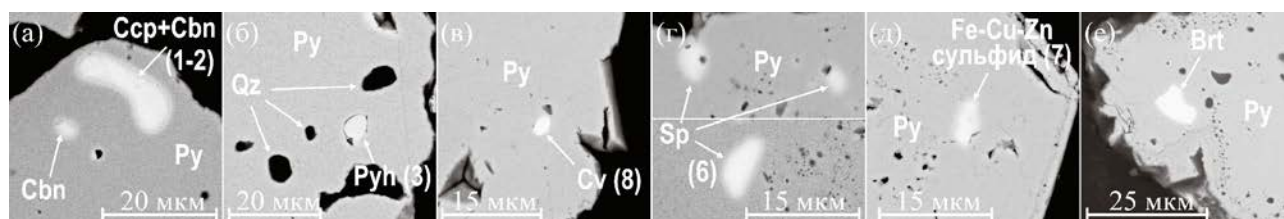


Рис. 2. Включения в кристаллах пирита и их сростаниях. В скобках рядом с названием минералов приведены номера их анализов из табл. 1. Py — пирит, Csp — халькопирит, Cbn — кубанит, Pyh — пирротин, Sp — сфалерит, Cv — ковеллин, Brt — барит, Qz — кварц. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

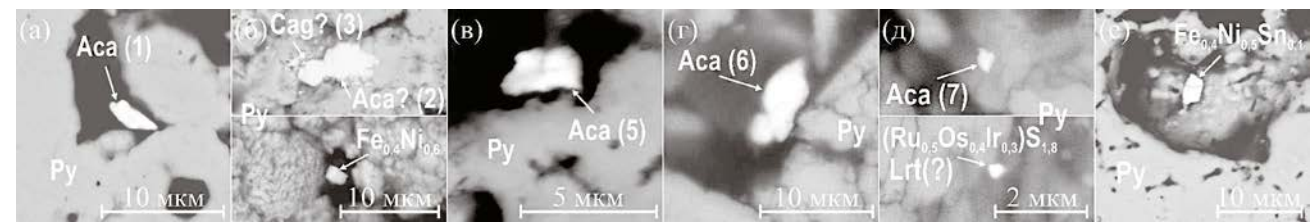


Рис. 3. Зерна в пустотах сферолитовых и скрытокристаллических агрегатов пирита. В скобках, рядом с обозначением минералов серебра, приведены номера их анализов из табл. 2. Расчетные составы минералов, здесь и далее, даны в формульных единицах. Аса – акантит; Сag – хлораргирит; Lrt – лаурит. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Таблица 2. Расчетный состав минералов серебра (мас. %)

Образец	MT16–25	MT16–25	MT16–25	MT16–25	MT16–24	ДП-3	ДП-3
Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Ag	86.6	90.2	84.2	84.5	87.4	88.1	82.2
S	12.4	6.5	0.9	14.9	6.7	11.9	17.8
I	1.0	1.0	2.2	–	U = 3.1	–	–
Cl	–	1.8	11.7	Ni = 0.6	Pb = 2.5	–	–
Te	–	0.5	1.1	–	P = 0.2	–	–

Таблица 3. Состав кристалла барита (мас. %)

Образец	MT16–25		
Ba	58.15	57.42	55.49
Sr	0.64	1.48	2.86
S	13.89	14.00	13.89
O	26.41	26.47	26.65
Сумма	99.09	99.37	98.89

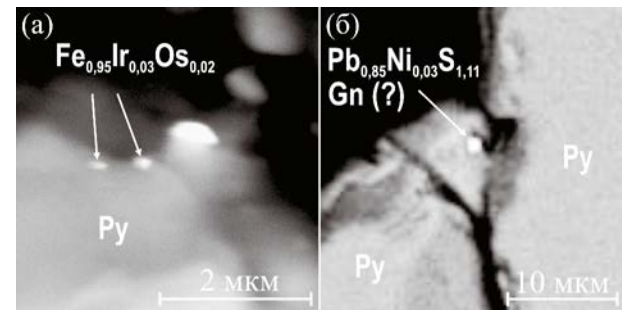


Рис. 4. Зерна на поверхности кристаллов пирита. Gn – галенит. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Самостоятельные зерна. Среди отдельных зерен присутствуют как довольно крупные выделения, размером в десятки и сотни микрон, так и мельчайшие, размеры которых составляют от 0.7 до 3 микрон. Крупные выделения образуют зерна киновари и идиоморфные кристаллы барита (рис. 5 а, б). В киновари всегда присутствует примесь I, содержание которого может достигать 2.7 мас. %. Идиоморфные кристаллы барита имеют блочно-зональное строение, отчетливо проявленное в химическом составе отдельных зон и обусловленное переменным количеством примеси Sr, который замещает Ba (табл. 3). Мелкие зерна представлены интерметаллидами (Pb, Bi), (Bi, Te) и самородным золотом (рис. 5 в–д).

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты свидетельствуют о том, что на вулкане Мутновский в реальном

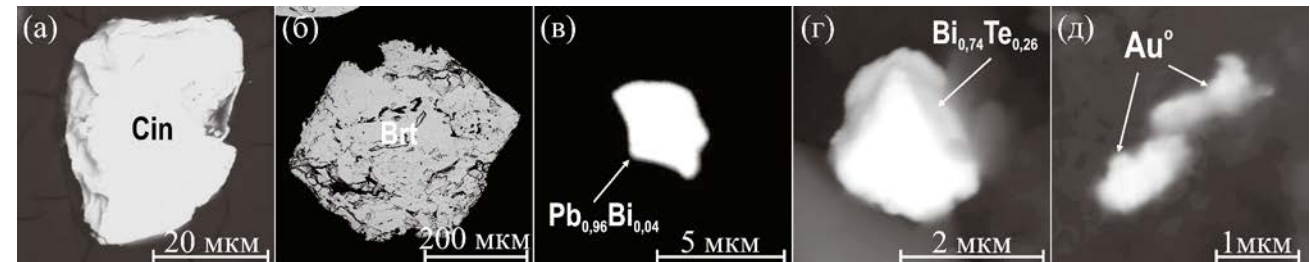


Рис. 5. Самостоятельные зерна черного шлиха. Cin – киноварь, Au⁰ – самородное золото. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

времени происходит транспортировка и концентрирование металлов и металлоидов в виде новообразованных минералов и примесей в них. Высокоминерализованные воды термальных источников, очевидно, являются благоприятной минералообразующей средой. Часть элементов переносится в виде готовых соединений, другая — образует соединения в близповерхностных условиях смены физико-химических параметров.

В гидротермальных условиях происходит образование пирита, киновари, барита, что сопровождается концентрированием Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, As, Cd, Hg, I, Ba, Sr. Включения сульфидов меди, цинка и сульфатов бария в кристаллах пирита свидетельствуют об их образовании до начала кристаллизации пирита, округлые формы включений (рис. 2) указывают на то, что они могли присутствовать в системе в виде сульфид- или сульфат-нормативной эмульсии. Готовые фазы-концентраторы Ag, Ru, Os, Ir, Pb, Bi, Fe, Ni, Cu, As, Te, Au и содержащие примеси I, Cl, Te, U, Pb, P, Ni, Ag, Se и Sn в виде мельчайших частиц могли транспортироваться в парогазовой смеси и задерживаться в пустотах агрегатов пирита или отлагаться на гранях его кристаллов.

Судить о масштабах накопления металлов и металлоидов достаточно сложно, поскольку находки новообразованных минералов носят, во многом, случайный характер. Это связано с очень мелкими размерами большинства обнаруженных рудных зерен, не все из которых удается точно диагностировать. Они законсервированы внутри кристаллов пирита или располагаются в пустотах его агрегатов и обнаруживаются только при вскрытии зерен. Но даже те немногие сведения о составе взвеси термальных котлов, которые есть в опубликованных материалах, показывают высокие и даже ураганные содержания ряда элементов (ppm): Cu 101; Zn 81; As 106; Sr 456; Ba 504; Hg 350 и Pb 19 [7, 9].

Следует отметить, что набор элементов, определенный в новообразованных минералах Мутновского вулкана, вовсе не случаен, происходящие процессы могут быть признаками зарождающегося месторождения. Например, руды Мутновского полиметаллического месторождения характеризуются высокими содержаниями Au, Ag, As, Sb, Hg, Cu, Pb и Zn, в минералах, помимо перечисленных элементов, в качестве главных или примесных присутствуют Sn, Bi, Te, Se, Cd, Mn [10], т.е. весь набор, который был найден в новообразованных минералах Мутновского

вулкана. Кроме того, в составе одного из главных рудных минералов месторождения — сфалерита — содержание примесей (мас. %) Fe 3.5, Mn 2.9 и Cd 1.7 аналогично определенному в сфалерите из включений в кристаллах пирита (табл. 1), а в пирите также фиксируются примеси (мас. %) As до 5.6 и Cu 0.1.

Полученные данные о формах концентрирования целого ряда полезных компонентов в минералах свидетельствуют о целесообразности проведения специальных работ по оценке масштабов рудообразования и возможности извлечения полезных ископаемых.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ грант № 22-27-00618. Инструментальные исследования выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Селянгин О.Б.* Строение, вещество и близповерхностные магматические очаги вулканов Мутновский и Горелый (Мутновский геотермальный район, Камчатка). II. Вулкан Мутновский // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2016. № S31. С. 365–400.
2. *Гавриленко Г.М., Мельников Д.В., Зеленский М.Е., Тавиньо Л.* Многолетний гидрогеохимический мониторинг вулкана Мутновский (Камчатка) и фреатическое извержение вулкана в апреле 2007 г. // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2007. № 1 (9). С. 127–132.
3. *Зеленский М.Е., Овсянников А.А., Гавриленко Г.М., Сеньков С.Л.* Извержение вулкана Мутновский (Камчатка) 17 марта 2000 г. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 25–28.
4. *Бортникова С.Б., Шарапов В.Н., Бессонова Е.П.* Гидрогеохимический состав источников фумарольного поля донного Мутновского вулкана (Южная Камчатка) и проблемы их связи с надкритическими магматическими флюидами // ДАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 530–534.

5. Zelenski M., Bortnikova S. Sublimate speciation at Mutnovsky volcano, Kamchatka // *Eur. J. Mineral.* 2005. V. 17. P. 107–118.
6. Bessonova E.P., Bortnikova S.B., Gora M.P., Manstein Yu.A., Shevko A. Ya., Panin G.L., Manstein A.K. Geochemical and Geoelectrical Study of Mud Pools at Mutnovsky Volcano (South Kamchatka, Russia): Behavior of Elements, Structure of Feeding Channels and the Model of Origin// *Applied Geochemistry*. 2012. V. 27. № 9. P. 1829–1843.
7. Озерова Н.А. Новый тип гидротермальных растворов — кислые растворы, формирующие ртутную минерализацию (Мутновский вулкан, Камчатка) // *Электронное научное издание Альманах Пространство и Время*. 2012. Т. 1. Вып. 1.
8. Zelenski M., Simakin A., Kamenetsky V.S., et al. Partitioning of elements between high-temperature, low-density aqueous fluid and silicate melt as derived from volcanic gas geochemistry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2021. V. 295. P. 112–134.
9. Ilgen A.G., Rychagov S.N., Trainor T.P. Arsenic speciation and transport associated with the release of spent geothermal fluids in Mutnovsky field (Kamchatka, Russia) // *Chemical Geology*. 2011. V. 288. № 3–4. P. 115–132.
10. Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M., Ono S. Polymetallic and Au-Ag Mineralizations at the Mutnovskoe Deposit in South Kamchatka, Russia // *Resource Geology*. 2006. V. 56. № 2. P. 141–156.

FORMS OF OCCURRENCE METALS AND METALLOIDS IN PRODUCTS OF THE MUTNOVSKY VOLCANO GAS-HYDROTHERMAL ACTIVITY

A. Ya. Shevko^{a, #}, M. P. Gora^a, E. P. Shevko^a, S. B. Bortnikova^b

Presented by Academician of the RAS E.I. Gordeev August 10, 2023

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

^b*A.A. Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics Siberian Branch Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

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

On the basis of concentrate analysis of the Mutnovsky volcano thermal sites substance, new data of the ore elements forms of occurrence were obtained. In the course of large-scale hydrothermal alteration of volcanic rocks, with the participation of magmatic fluids and meteoric waters, metals and metalloids are transported to the surface, which are concentrated in the form of the main or impurity components of new-forming minerals. Sulfides of copper, zinc, mercury, silver and barium sulfate are confidently diagnosed, in which, in addition to mineral-forming Zn, Cu, Hg, Ag and Ba, admixtures of Mn, Cd, Sr, I, Cl, Te, Pb are present. Micron-sized phases were found containing Ru, Os and Ir (laurite), Pb (galena) as the main components, as well as intermetallic compounds (Fe–Ni), (Fe–Ir–Os), (Pb–Bi), (Bi–Te) and native Au. Most of the new-forming mineral individuals are associated with a mineral of the pyrite-marcasite group, which contains admixtures of As, Cu, Ni, and Co. Platinoids Os, Ir, Ru among the new-forming minerals within the East Kamchatka volcanic belt were discovered for the first time.

Keywords: modern volcano-hydrothermal systems, new-forming ore minerals

УДК 550.46

УГЛЕКИСЛЫЕ ТЕРМЫ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ ШТОЛЬНИ НЕЙТРИНО (БАКСАНСКАЯ НЕЙТРИННАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

© 2024 г. А. С. Айдаркожина^{1,*}, В. Ю. Лаврушин¹, А. В. Ермаков¹,
Г. А. Челноков¹, L. Zhang²

Представлено академиком РАН А. М. Федонкиным 21.09.2023 г.

Поступило 21.09.2023 г.

После доработки 30.11.2023 г.

Принято к публикации 01.12.2023 г.

Проведены изотопно-геохимические ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в H_2O , $\delta^{15}\text{N}$ в N_2 , $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 и CH_4 , $^3\text{He}/^4\text{He}$) исследования термальных (до 41.3°C) углекислых вод, выходящих в забое 4-километровой исследовательской штольни Нейтрино. Полученные значения $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ ($-8.0\ldots -6.4\text{‰}$) здесь указывают на вулканогенный генезис CO_2 . Наличие вулканогенной составляющей в газах также подчеркивается высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ (346×10^{-8}). При этом азот, присутствующий в газовой фазе, характеризуется значениями $\delta^{15}\text{N} = +1.3\text{‰}$, что указывает на его коровый генезис. В штольне в одном из выходов газа отмечена повышенная концентрация CH_4 (до 0.5%). Этот метан характеризуется высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (-33.5 и -26.0‰), которые, в общем, типичны и для других углекислых источников Восточного Приэльбрусья. Воды терм штольни в отличие от поверхностных холодных углекислых источников Северного Кавказа, которые по значениям $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ практически неотличимы от поверхностных вод, заметно обогащены тяжелым изотопом кислорода (^{18}O). Это является следствием обмена по кислороду вод с вмещающими породами при повышенных температурах. На диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ фигуративные точки термальных вод формируют хорошо выраженный тренд, который отражает смешение этих изотопно-тяжелых и изотопно-легких инфильтрационных вод.

Ключевые слова: штольня Нейтрино, изотопы кислорода и водорода, изотопный состав гелия, азота и углерода в газах

DOI: 10.31857/S2686739724030094

Данная работа продолжает начатые ранее исследования углекислых минеральных источников, связанных с Эльбрусской областью развития плиоцен-четвертичного вулканизма на Большом Кавказе [3–5, 13]. Несмотря на проведение многолетних исследований, часть источников не была опробована. В частности, до сих пор не были исследованы геохимическими методами горячие источники, выходящие в забое исследовательской горизонтальной штольни, в которой располагается Баксанская нейтринная обсерватория Института ядерных исследований РАН.

Штольня пробита в правом борту р. Баксан напротив одноименного поселка. Ее протяженность составляет ~ 4200 м. В забое штольни разгружаются горячие углекислые источники с температурой воды до 41.3°C . Такая высокая температура воды, с одной стороны, может быть обусловлена тем, что штольня находится примерно над глубинным вулканическим очагом вулкана Эльбрус, маркируемым изотопно-гелиевой ($^3\text{He}/^4\text{He}$) аномалией в газах углекислых источников Приэльбрусья [4]. С другой — такая температура может быть следствием вскрытия вод на значительной глубине в толще пород. Забой штольни, где отмечены выходы горячих источников, перекрыт почти двухкилометровой толщей кристаллических пород палеозойского возраста (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы). Поэтому такая температура подземных вод может отражать естественные

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Northwest Institute of Eco-Environment and Resources China Academy of Sciences, Lanzhou, China

*E-mail: altin.echo@mail.ru

геотермические условия в недрах горы Курмутау (3945 м). По самым приблизительным оценкам, с учетом рельефа и положению забоя штольни на глубине около 2 км от ее вершины, градиент температуры в этом районе может составлять порядка 18–20°С/км, без учета конвективного теплопереноса.

До настоящего времени в Приэльбрусье изучались только поверхностные углекислые источники, в водном балансе которых доминировали исключительно атмосферные воды [1]. Это связано с тем, что выходы углекислых вод Большого Кавказа приурочены к трещинно-жильным системам, что обеспечивает их сильное разбавление инфильтрационными водами вблизи поверхности земли. Изучение же углекислых терм в штольне Нейтрино дает уникальную возможность исследовать геохимическую специфику углекислых флюидных систем, циркулирующих в глубине массивов кристаллических пород вблизи магматической камеры вулкана Эльбрус.

Важной проблемой также является происхождение метана, присутствующего в виде примеси в газах углекислых источников Приэльбрусья. Концентрации метана здесь иногда достигает ~15% [3, 13]. В газах источников, располагающихся в верхнем течении р. Баксан, ближайших к вулкану Эльбрус и штольне Нейтрино, концентрации CH_4 достигают 0.2...2.3%. Этот метан характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ от –32 до –17.2‰, которые с удалением от вулкана Эльбрус снижаются до –55... –58‰ [3–5]. Анализ закономерностей распределения концентраций и значений $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 позволил предположить его коровый генезис. Роль магматической активности в данном случае сводится к формированию температурной магматогенной аномалии, в области воздействия которой и формируется изотопно-тяжелый метан (вероятно, за счет процессов обмена в системе “ CO_2 – CH_4 ”).

В штольне также помимо собственно нейтринного телескопа находится несколько лабораторий, осуществляющих мониторинг вулканической и сейсмической активности вулкана Эльбрус. Однако каких-либо геохимических исследований, подтверждающих наличие/отсутствие разгрузки вулканогенных флюидов в штольне до сих пор не проводилось.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Работа выполнена на основе результатов экспедиционных работ, проведенных в 2021 г и 2022 г. в Северном Приэльбрусье (рис. 1). Было

проведено газо-гидрохимическое опробование 15 углекислых источников (табл. 2), два из которых находились в штольне Нейтрино (табл. 1).

Штольня Нейтрино располагается в Баксанском ущелье (Северный Кавказ), респ. Кабардино-Балкария в недрах горы Курмутау (3945 м) (рис. 1). Ее забой находится на удалении 22 км от восточной вершины вулкана Эльбрус. На вершине горы примерно над забоем штольни находится одноименный ледник. В начале 1970-х годов при проходке штольни среди мусковит-хлорит-кварцевых сланцев было вскрыто несколько выходов трещинно-жильных термальных (до 42°С) углекислых вод. Их выходы отмечены на расстоянии 3700, 4000 и 4200 м от входа в штольню и местами формируют довольно мощные наслоения травертинов [12]. В конце штольни сформировалось небольшое озеро, подпитываемое интенсивно газифицирующими на дне и в прибортовых трещинах выходами углекислых термальных (33.6°С) вод (табл. 1, проба N1-21). Самый высокотемпературный выход воды (41.3°С, проба N2-21, см. табл. 1) находится в левом борту штольни примерно в 20 м от озера.

В местах выходов минеральных вод были отобраны пробы воды и свободных газов. Из озера в конце штольни проба воды на микрокомпоненты отбиралась шприцом из трещины у левой стенки штольни. Проба газа — из выходов на дне озера. Для исследования вариаций изотопных характеристик воды по простиранию штольни отбирались пробы воды, высачивающейся из трещин в интервале пикетов 2640–4100. Для сравнительных изотопных исследований также отбирались пробы воды из естественных холодных углекислых источников Восточного и Северного Приэльбрусья, а также рек и ручьев (рис. 1).

При отборе проб воды с помощью стеклянных электродов измерялись pH и Eh. Измерения Eh выполнялись платиновым электродом, поэтому в результаты измерений вводилась поправка на “водородный электрод” (+180 мВ).

Пробы воды для определения концентраций микроэлементов фильтровались через фильтр 0.45 мкм в пластиковые боксы объемом 15 мл и консервировались концентрированной HNO_3 . Определения концентраций микрокомпонентов выполнялись методами ICP-MS и ICP-AES в Аналитическом центре ИПТМ РАН (г. Черноголовка).

Пробы воды, отобранные в 50 мл боксы, хранились в холодильнике без консервации и предназначались для определения концентраций

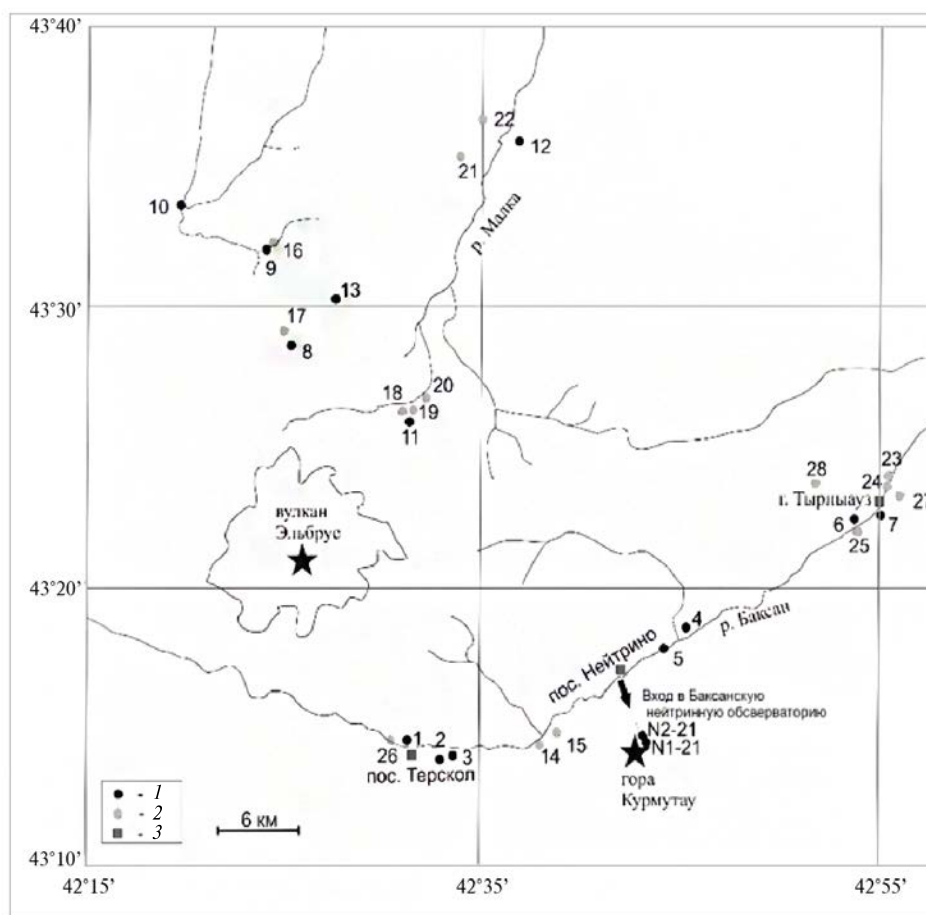


Рис. 1. Схема опробования углекислых минеральных и пресных вод Приэльбрусья. 1 — углекислые источники; 2 — поверхностные воды; 3 — населенные пункты. Номера пунктов опробования соответствуют номерам в табл. 1 и 2.

ионов HCO_3^- и Cl^- (выполнялись методом кислотного и AgNO_3 титрования в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН, г. Москва).

В таких же боксах без консервации хранилась вода, отобранная для определения изотопных характеристик Н и О. Определения значений $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ выполнялись в ЦКП ГИН РАН (г. Москва) на лазерном изотопном анализаторе Picarro 2170i. Результаты определений $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ приводятся в‰ относительно стандарта VSMOW. Из каждой пробы выполнялось 10 повторных определений изотопных характеристик О и Н воды и по этим данным давалась оценка среднеквадратичного отклонения по каждому показателю. Для $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ оно было не хуже $\pm 0.05\text{‰}$, а для δD — $\pm 0.5\text{‰}$. Значения $\delta^{17}\text{O}$ использовались для расчета ^{17}O -эксцесса (ppt) по формуле:

$$^{17}\text{O}\text{-exc} = (\text{LN}(\delta^{17}\text{O}/1000 + 1) - 0.528 \cdot \text{LN}(\delta^{18}\text{O}/1000 + 1)) \times 10^6$$

Надо отметить, что все проводимые ранее опробования минеральных источников и рек носили разовый характер и производились в летнее время. Поэтому масштабы сезонных вариаций $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ были нам неизвестны. Для восполнения этого пробела в 2021–2022 гг. мы провели небольшие режимные исследования изотопных характеристик О и Н в термальном (41.3°C) источнике штольни (рис. 2).

Они показали, что амплитуда вариаций $\delta^2\text{H}$ находилась в диапазоне 1‰ , что соответствовало погрешности измерений $\delta^2\text{H}$. Примерно такую же высокую стабильность изотопных характеристик воды показало повторное опробование, проведенное в июле и декабре 2022 г., ближайших к Эльбрусу углекислых источников (Поляна Нарзанов, Терскол и др.) и двух скважин в районе г. Тырнауза. Эти данные указывают на стабильность изотопного состава крупных углекислых источников, доказывая высокую представительность результатов разового опробования.

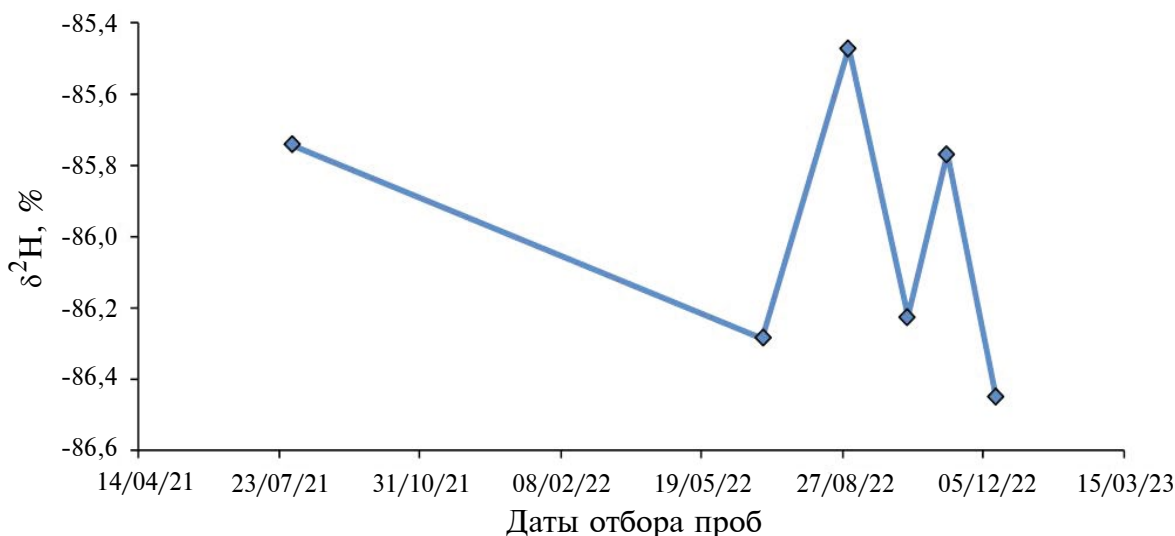


Рис. 2. Результаты повторных замеров $\delta^2\text{H}$, выполненных в термальном источнике (41.3°C), находящемся вблизи забоя штольни Нейтрино.

Определение химического состава свободной газовой фазы выполнялось в ЦКП ГИН РАН на газовом хроматографе Кристалл 5000 методом абсолютной калибровки по каждому компоненту. Суммарная ошибка определения состава газов была не хуже 2–3 об. %.

Значения $\delta^{15}\text{N}$ в N_2 , а также $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 и CH_4 в газовой фазе определялись на приборах серии DELTA в ГИН РАН и ВСЕГЕИ. Погрешность определения $\delta^{15}\text{N}$ была не хуже $\pm 0.3\text{‰}$, а $\delta^{13}\text{C}$ — $\pm 0.2\text{‰}$. Измерения значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R) и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ были выполнены на масс-спектрометре Noblesse SFT (NU Instruments Ltd.) в Ключевой лаборатории изотопных исследований Северо-Западного института экологии и ресурсов Академии наук Китая (г. Ланьчжоу). Погрешность определения $^3\text{He}/^4\text{He}$ составляла 1.1×10^{-8} , а $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ — 0.01. В измеренные значения R вводилась поправка на контаминацию пробы атмосферным воздухом [7]:

$$R_{\text{испр}} = \{R_{\text{обр}} \times (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{обр}} - R_{\text{атм}} \times (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм}}\} / \{(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{обр}} - (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм}}\},$$

где $R_{\text{атм}} = 1.39 \cdot 10^{-6}$ и $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм}} = 0.305$ значения в атмосферном воздухе.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности солевого состава минеральных вод

Значения pH минеральных вод, высачивающихся в разных местах штольни, менялись от 5.77 до 7.60. Значения Eh варьировали от –85

до +109 мВ. Минерализация (сумма солей) воды менялась на удалении от забоя штольни в диапазоне от 0.5 г/л до 0.7 г/л, достигая 8.7 г/л в выходах минеральной воды вблизи забоя штольни.

Минерализация поверхностных углекислых источников в данном районе Приэльбрусья чаще всего варьирует от 0.13 до 3 г/л, составляя в среднем 2 г/л [4]. Только в скважинах Тырныауза и в Верхне-Баксанском источнике она немного превышает 5 г/л, а в ист. Шаушииб она достигает значений ~ 11 г/л.

Интересно отметить, что воды двух термальных источников, выходящих в штольню на удалении всего около 20 м друг от друга, заметно различаются по солевому составу. Для термы (табл. 1, обр. N1–21), питающей озеро, характерны более высокие концентрации Na, B, Br, Mg, S, K, Li, Rb, Sn, W и U, а для второго выхода (обр. N2-21) — HCO_3 , Be, Fe, Cd, Ca, Sr и Ba.

Химический состав газовой фазы. Все минеральные источники штольни (табл. 1) и Приэльбрусья относятся к углекислым водам. Концентрация CO_2 в их газовой фазе часто достигает 98%. Содержание N_2 варьирует — от 0.5 до 58%, увеличиваясь в газах минеральных вод сильно разбавленных инфильтрационными.

В газах источников в штольню концентрация CH_4 меняется от 0.036 до 0.5%. Самая высокая концентрация CH_4 фиксируется в газовых струях, выходящих на дне озера, а более низкая (0.036%) — в самом высокотемпературном выходе воды (в ~ 20 м. от озера) (табл. 1). В пробах газа, отобранных из озера в разное время (в июле

Таблица 1. Геохимические характеристики воды и газовой фазы термальных источников штольни Нейтрино

№, компонент	N1-21*	N2-21*	№, компонент	N1-21*	N2-21*
t , °C	33.6	41.3	$\delta^{17}\text{O}$, ‰	–4.52	–4.64
pH	6.83	6.80	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	–8.45	–8.73
Eh	92	–68	$\delta^2\text{H}$, ‰	–83.9	–85.7
HCO_3^- , мг/л	3172	3904	^{17}O -exc, ppm	–54	–27
Cl^- , мг/л	2283	2219	$\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$, ‰	–26.0, –33.5 **	–
F^- , мг/л	0.37	0.41	$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$, ‰	–8.0, –6.4**	–7.3
B, мкг/л	294375	266808	$\delta^{15}\text{N}$, ‰	+1.3	–
Na, мкг/л	2137146	1889596	$^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{изм.}}$ ($\times 10^{-8}$)	295	–
Mg, мкг/л	184808	162939	$^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{испр.}}$ ($\times 10^{-8}$)	346	–
Al, мкг/л	131	<1	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	1.203	–
Si, мкг/л	58006	53395	Ar, %	0.127	0.086
S, мкг/л	2980	942	O_2 , %***	0.06	0.037
K, мкг/л	207060	182384	N_2 , %	1.83	0.92
Ca, мкг/л	116792	285892	He, %	0.001	0.0017
Mn, мкг/л	47.2	59.6	CH_4 , %	0.39	0.036
Fe, мкг/л	<1	1200	CO, %	0.002	0.0029
Ge, мкг/л	118	119	CO ₂ , %	97.11	98.60
Br, мкг/л	8074	7477			
Sr, мкг/л	2027	4424			
Ba, мкг/л	4139	6389			

* N1-21 – термальное озеро в забое штольни, N2-21 – выход минеральной воды с $t = 41.3^\circ\text{C}$ в стенке штольни, ~20 м от озера, для этой пробы газовый анализ приведен по отбору декабря 2022 г.

** Пробы отбирались в июле 2021 и декабре 2022 г.

*** Небольшой фон кислорода связан с особенностью ввода газовой пробы в хроматограф через кран-дозатор. Его реальное присутствие в газах маловероятно.

2021 г., в июне и в декабре 2022 г.), концентрации CH_4 менялись в диапазоне 0.39–0.50%.

Изотопный состав He, C в CO_2 , CH_4 и N в N_2 . Определение значения ($^3\text{He}/^4\text{He}$) в пробе газа, отобранной из озера в забое штольни, показало (табл. 1), что в ней присутствует более 30% мантийного гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{манти}} = 1.2 \times 10^{-6}$). Это согласуется с полученными ранее результатами исследований $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах углекислых источников Приэльбрусья [4]. Они выявили здесь обширную изотопно-гелиевую аномалию, охватывающую вулкан Эльбрус и охватывающую верхнее течение р. Баксан и ее притоков. Предполагается, что она маркирует глубинный магматический очаг, обеспечивший в плиоцен-четвертичное время активность вулканических центров Приэльбрусья. Таким образом, определение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в пробе газа из штольни показало, что ее забой не вышел за пределы области потенциальной вулканической активности вулкана Эльбрус. Это дает обоснование для проводимых

в штольне многолетних геофизических наблюдений, ориентированных на мониторинг вулканической и сейсмической активностями в районе этого вулкана ([6, 8] и др.).

В газах термальных источников штольни были определены значения $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 и CH_4 (табл. 1). Выходы газа в озере в забое штольни опробовались нами в июле 2021 и декабре 2022 (см. значения $\delta^{13}\text{C}$ для пробы N1-21 в табл. 1). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 здесь менялись от –8.0 до –6.4‰, а в самом горячем выходе воды (N2-21) было получено значение –7.3‰. В общем, полученные в газах штольни значения $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 не отличаются от наблюдаемых в естественных углекислых источниках Приэльбрусья [4].

Определения значений $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 , выполненные в пробах газа из термального озера, отобранных в июле 2021 г. и в декабре 2022 г., показали довольно сильные различия (табл. 1). Надо заметить, что такого порядка и даже еще более высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 (до –17‰)

Таблица 2. Изотопные характеристики кислорода и водорода поверхностных вод, углекислых и пресных источников Приэльбрусья

№ на рис. 1	номер пробы	название пункта опробования	широта	долгота	$\delta^{17}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^2\text{H}, \text{‰}$	^{17}O -excess, ppm
Минеральные источники								
1	B1-21	Нарзан Терскол	43.2525	42.5230	-6.97	-13.3	-94.6	73
2	B2-21	Скв. Поляна Нарзанов	43.2460	42.5614	-7.30	-13.9	-98.3	66
3	B2-2-21	Поляна Нарзанов, нарзан	43.2464	42.5622	-7.28	-13.9	-98.4	75
4	B3-21	Верхний нарзан в с. Верхний Баксан	43.3151	42.7566	-5.01	-9.57	-72.5	53
5	B4-21	Нижний нарзан в с. Верхний Баксан	43.3044	42.7389	-5.71	-10.7	-73.8	75
6	B5-21	Скважина выше г. Тырныауз (левый берег р. Баксан)	43.3701	42.8955	-5.02	-9.64	-70.5	75
7	B6-21	Скважина на южной окраине г. Тырныауз	43.3767	42.912	-5.56	-10.6	-72.2	52
8	B7-21	Нарзан Тохана-Верхний	43.4689	42.4427	-5.13	-9.81	-62.8	64
9	B8-21	Нарзан Тохана-Нижний	43.5236	42.4241	-5.24	-10	-61.7	83
10	B9-21	Нарзан Шаушаиб	43.5473	42.3551	-5.04	-9.65	-55.0	72
11	B10-21	Нарзан Джилусу-верхний	43.4332	42.5353	-6.30	-12	-84.2	77
12	B11-21	Нарзан в Долине нарзанов	43.6947	42.6804	-4.73	-9.07	-58.2	71
13	B12-21	Нарзан Ингушли верхний	43.4959	42.4789	-4.84	-9.25	-56.7	49
Поверхностные и грунтовые воды								
14	B1p-21	Ручей ниже ист. Адыл-су	43.2496	42.6414	-6.85	-12.8	-86.8	-58
15	B2p-21	Ручей в пр. борту р. Баксан	43.2519	42.6435	-6.08	-11.6	-80.9	76
16	б/н	Дождь	43.5257	42.4289	-2,72	-5,2	-23,3	79
17	B7p-21	Ручей в правом борту р. Тохана	43.4785	42.4368	-3.96	-7.55	-47.0	36
18	B10-1p-21	Р. Малка выше слияния с р. Кизилкол	43.4332	42.5348	-7.66	-14.3	-92.8	-69
19	B10-2p-21	Р. Кизилкол	43.4334	42.5347	-6.63	-12.7	-84.6	82
20	B10-3p-21	Ручей пр. приток Малки в районе ист. Джилысу	43.4337	42.5384	-6.62	-12.7	-85.9	79
21	B10-4p-21	Пресный родник	43.5741	42.5785	-4.68	-8.76	-55.4	-44
22	B11p-21	Р. Хасаут	43.6946	42.6800	-4.50	-8.38	-53.0	-69
23	O-7-21W	Озеро, выше г. Тырныауз	43.3940	42.8870	-5.42	-10.4	-70.3	69
24	ПТ-2-21W	Штольня № 2 ниже первой штольни	43.3945	42.8626	-5.46	-10.5	-70.2	70
25	ВТ-3-21W	Р. Баксан, на въезде в г. Тырныауз на-против B5-21	43.3699	42.9005	-6.78	-12.9	-83.6	38
26	Z1-22	Р. Баксан у подвесного моста в пос. Терскол	43.2526	42.5129	-8.84	-16.74	-112.8	32
27	RO-1-21W	Озеро Рыбное в г. Тырныауз,	43.3933	42.9183	-6.86	-12.9	-83.2	-46
28	ПТ-1-21W	Штольня № 1W в районе г. Тырныауз	43.3950	42.8617	-5.65	-10.7	-70.6	29

ранее фиксировались в газах холодных углекислых источников, расположенных в окрестностях штольни — к востоку от вулкана Эльбрус [3–5]. Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 в данном случае могут являться следствием изотопного обмена в системе $\text{CH}_4\text{—CO}_2$ в области термального воздействия от магматической камеры вулкана Эльбрус при температурах 300...750°C [3, 5].

Вместе с тем проведенные ранее в термах штольни микробиологические исследования выявили присутствие термофильных бактерий [17], некоторые из видов которых могут быть метанотрофными. Поэтому нельзя исключить вероятности того, что наблюдаемые в газах углекислых источников Приэльбрусья вариации $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 могут быть в какой-то степени результатом биологической активности термофильных метанотрофных бактерий. На возможность последнего указывают значительные вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ метана (табл. 1), которые трудно объяснить сильными флуктуациями температурных условий формирования газов вблизи магматической камеры.

Несмотря на присутствие в газах штольни вулканогенного He и CO_2 , молекулярный азот характеризуется положительными значениями $\delta^{15}\text{N}$ (табл. 1), указывающим на его коровый генезис. В углекислых газах Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья такой азот почти всегда обнаруживается в богатых метаном газах и коррелирует с его концентрацией [5].

Изотопный состав O и H углекислых вод Приэльбрусья. Проведенные ранее исследования изотопных характеристик воды углекислых источников Приэльбрусья показали [1, 4], что наблюдаемые в них значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ идентичны местным поверхностным водам и в большинстве случаев группируются вблизи глобальной линии метеорных вод. На активное участие в формировании водного баланса углекислых источников атмосферных осадков также указывает и выявленные зависимости значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ от абсолютных отметок выходов источников [1, 4]. Кроме того, для всех исследованных естественных углекислых водопроявлений Приэльбрусья так же, как и для большинства образцов речных вод, характерны положительные значения $^{17}\text{O-} \text{exs}$ (49...83 ppm) (табл. 2). Воды терм штольни отличаются от них отрицательными значениями $^{17}\text{O-} \text{exs}$ (до –54 ppm, табл. 1). Такие значения иногда встречаются в поверхностных водах Приэльбрусья, испытавших испарение (воды озер и рек из них вытекающих) (табл. 2). Впрочем, отрицательные значения $^{17}\text{O-} \text{exs}$

и в водах седиментационных бассейнов, изотопные характеристики которых модифицированы при изотопном обмене кислорода воды с вмещающими породами [16].

В отличие от всех опробованных поверхностных речных и углекислых вод термальные воды из штольни заметно обогащены тяжелым изотопом кислорода (^{18}O). Причем фигуративные точки проб, отобранных на разном удалении от забоя штольни на диаграмме $\delta^{18}\text{O}\text{—}\delta^2\text{H}$ формируют хорошо выраженный тренд (рис. 3), пересекающий тренд местных поверхностных вод в области значений $\delta^{18}\text{O} = -15.3$ и $\delta^2\text{H} = -104\text{‰}$. Теоретически этот тренд можно объяснить влиянием процессов испарения и/или изотопным обменом кислорода в системе вода–порода. Однако трудно представить, чтобы эти процессы так ярко проявлялись в достаточно локальной группе углекислых источников, выходящих из трещин в стенках штольни на протяжении не более 1.5 км.

Поэтому этот тренд логичнее интерпретировать как линию смешения изотопно-тяжелых и изотопно-легких вод. Первые, очевидно, имеют глубинное происхождение. Это могут быть воды, долгое время взаимодействовавшие с вмещающими породами при повышенных температурах. Относительно метеорных вод они сильно обогащены ^{18}O . Вторые — это ледниковые или атмосферные воды, сформировавшиеся на склонах горы г. Курмутау.

Характеристики $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ конечного члена изотопно-тяжелых вод нам не известны. Экстраполяция тренда на рис. 3 теоретически позволяет связать их как с метаморфогенными, так и вулканогенными — “андезитовыми” водами [9–11]. При этом их генетическая связь с “базальтовыми” водами [9, 14] маловероятна. Такая интерпретация вполне согласуется с составом вулканитов Эльбруса, среди которых доминируют кислые — липарит-дацитовые серии.

Такая экстраполяция тренда, в общем, не противоречит геологическим условиям формирования исследуемых терм. Их выходы, с одной стороны, приурочены к системам разломов, образовавшимся в процессе воздымания горного сооружения Большого Кавказа. Теоретически они могут обеспечить транспортировку вод из зоны регионального метаморфизма к поверхности земли. С другой — штольня расположена в центральной части изотопно-гелиевой аномалии, связанной с глубинным магматическим очагом вулкана Эльбрус, что также подтверждается высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ (табл. 1).

Присутствие примеси мантийного гелия в газах терм не исключает возможности поступления в них и других магматогенных дериватов — в том числе и вулканогенной воды.

Впрочем, вывод об участии в водном балансе исследуемых терм вод метаморфогенного или вулканогенного генезиса представляется малообоснованным в связи с дальнейшей экстраполяцией рассматриваемого тренда. Кроме того, в термах штольни отсутствуют признаки вулканогенной фумарольной активности — температура вод примерно соответствует местному градиенту температур, в составе газов отсутствуют водород и кислые газы (H_2S и HCl). Оценки температур, полученные для системы $\text{CO}_2\text{—CH}_4$ (275–430°C [15]) для газов штольни, вероятно, могут быть завышены из-за микробиального окисления метана. Оценки температур по Mg—Li -, Li—Na -, Na—K - и Si -гидрохимическим геотермометрам дают очень противоречивые результаты — от ~140°C (для Si -геотермометра), но не более 230–275°C (для Mg—Li -, Li—Na -, Na—K -геотермометров). Впрочем, как было показано ранее

[4], эти геотермометры применительно к углекислым водам не дают надежное представление об абсолютных значениях температур формирования их солевого состава. Таким образом, даже эти не столь надежные оценки температур позволяют предполагать формирование исследуемых флюидных систем при температурах существенно более низких, чем температуры плавления кислых вулканитов (~650°C). Поэтому их генезис вряд ли можно связать с выделением магматических вод.

Вероятнее всего, обогащенные ^{18}O воды формируются в результате взаимодействия в системе вода—порода при повышенных температурах. Также нельзя исключить, что в водах штольни имеется примесь древних седиментационных изначально морских вод. В процессах литогенеза они также часто сильно обогащаются тяжелым изотопом кислорода [11]. Поэтому взаимодействие таких вод в локальных трещинных системах с изотопно-легкими атмосферными водами вполне может обеспечить наблюдаемый на рис. 3 тренд.

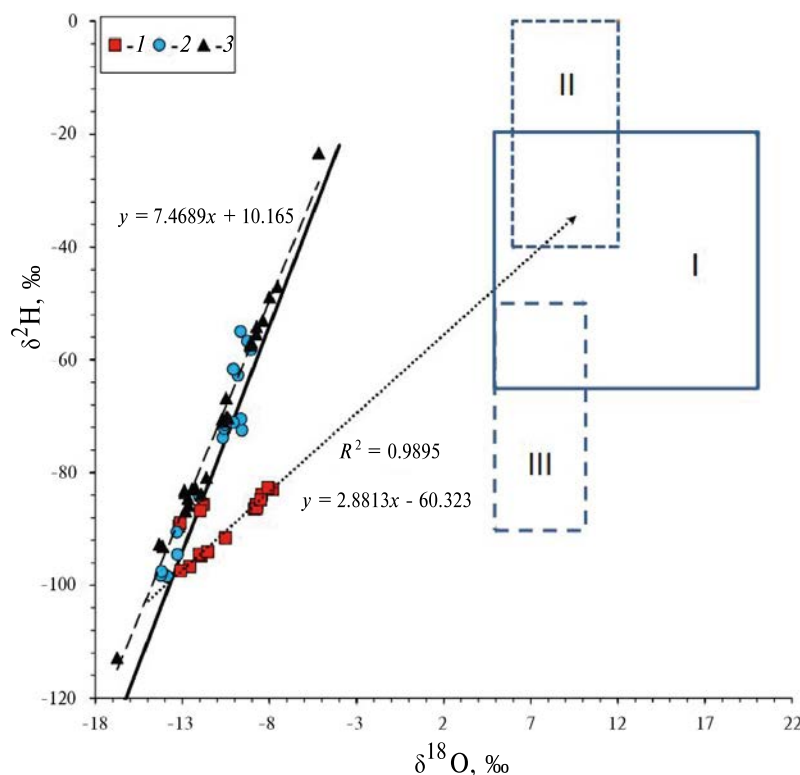


Рис. 3. Изотопный состав кислорода и водорода термальных углекислых вод штольни Нейтрино (1), углекислых холодных источников (2) и пресных поверхностных вод (3) Приэльбрусья. Линиями показано: полужирной линией — глобальная линия метеорных вод (линия Крейга), пунктиром — тренд для местных поверхностных вод, точечной линией со стрелкой — тренд, образованный термальными водами штольни, цифрами I–III показаны боксы: I — метаморфических вод [10, 11 и др.]; II — “андезитовых” [9] и III — “базальтовых” вод [9, 14].

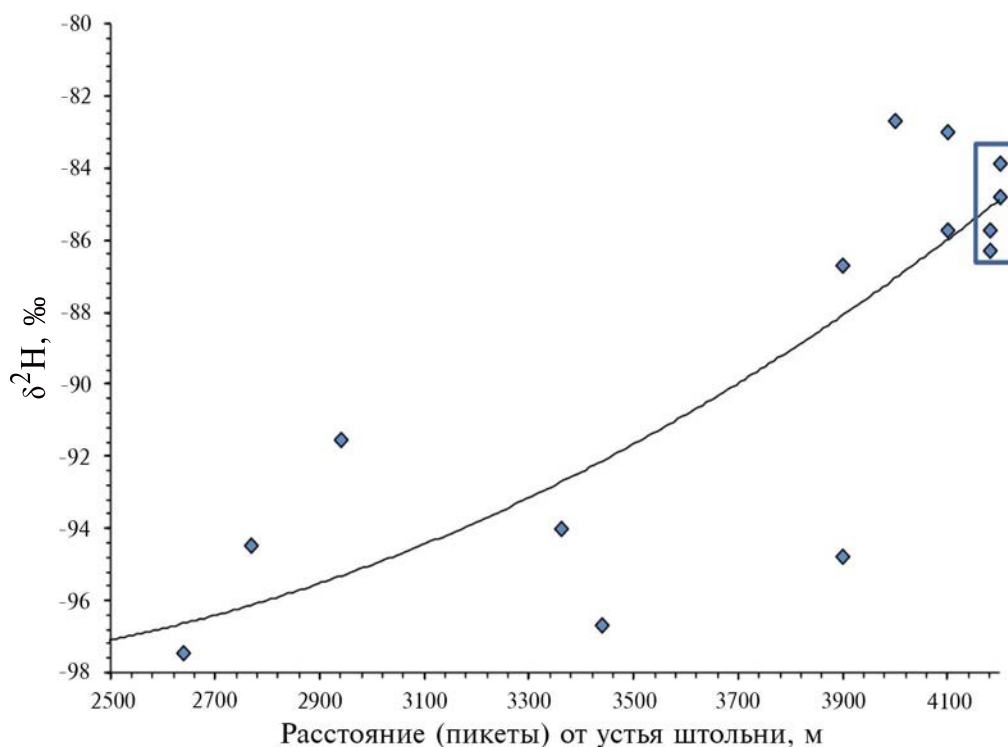


Рис. 4. Изменение значений $\delta^2\text{H}$ в выходах вод по простиранию штольни Нейтрино (по оси x дано расстояние в м от устья штольни). Линией показана общая тенденция изменения $\delta^2\text{H}$, прямоугольным боксом обведены фигуративные точки источников в конце штольни, данные по которым приведены в табл. 1.

Проведенные определения изотопных характеристик О и Н в водах, высачивающихся по простиранию штольни показали (рис. 4), что к забою штольни происходит рост значений $\delta^2\text{H}$ (и $\delta^{18}\text{O}$ тоже). Такое распределение изотопных характеристик водорода в водах по простиранию штольни весьма неожиданно. Ее забой находится под вершиной горы — потенциальной области водного питания. На вершине располагается ледник, из основания которого теоретически должны были бы просачиваться изотопно-легкие талые воды. Однако признаки подмешивания таких вод мы наблюдаем только при удалении от забоя штольни. Можно предположить, что проходка штольни создала новый базис разгрузки подземных вод. Это привело к нарушению естественного гидрогеологического режима в недрах горного массива и обеспечило выведение в штольню вод глубокой циркуляции.

ВЫВОДЫ

1. Повторные измерения изотопных характеристик О и Н, проведенные в 2021—2022 гг. в отдельных естественных источниках

Приэльбрусья, скважинах Тырнауза и источниках в забое штольни Нейтрино, показали их высокую стабильность. Как правило, вариации значений $\delta^2\text{H}$ обычно укладывались в диапазон $\pm 0.5\text{‰}$. Поэтому можно считать, что сезонные факторы не оказывают существенного влияния на изотопные характеристики крупных термоминеральных источников Приэльбрусья.

2. В штольне Нейтрино отмечена тенденция к появлению изотопно-легких инфильтрационных вод к устью штольни. При этом воды с самыми высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ вскрыты в забое штольни в центральной части горного массива Курумтау.

3. В углекислых термах, выходящих в забое штольни Нейтрино, наблюдается наличие “кислородного сдвига” относительно линии метеорных вод. Их воды заметно обогащены тяжелым изотопом кислорода (^{18}O). На диаграмме $\delta^2\text{H}$ — $\delta^{18}\text{O}$ их фигуративные точки формируют хорошо выраженный тренд, который, вероятнее всего, представляет собой линию смещения глубинных (изотопно-тяжелых) и инфильтрационных ледниковых (изотопно-легких) вод.

4. Изотопно-тяжелую составляющую водного баланса терм штольни Нейтрино теоретически можно связать как с метаморфогенными, так и с магматогенными водами, поступающими к поверхности из вулканической камеры вулкана Эльбрус. Впрочем, измеренные температуры и оценки температур флюидогенерации, выполненные по различным геотермометрам, скорее указывают на то, что они могут являться результатом обмена по кислороду вод с вмещающими породами при температурах менее 400°C. Или, что почти одно и то же, их изотопно-тяжелая водная фаза может иметь седиментогенное происхождение и быть унаследованной от вод древних (мезозойских?) осадочных бассейнов.

5. В газах штольни, впрочем, как и в газах ближайших к штольне углекислых источников Приэльбрусья обнаружено присутствие метана в концентрациях до 0.5%, характеризующегося высокими значениями $\delta^{13}\text{C} = -33.5$ и -26.0‰ . Этому метану сопутствует углекислота с “мантийными” значениями $\delta^{13}\text{C} (-8.0... -6.4\text{‰})$, гелий с примесью мантийного Не и азот с примесью неатмосферной составляющей. Последняя, судя по значениям $\delta^{15}\text{N} = +1.3\text{‰}$, имеет коровый генезис. Предполагается, что появление изотопно-тяжелого метана в газах Приэльбрусья может быть следствием не только вулканической активности, обеспечивающей изотопный обмен в системе $\text{CO}_2\text{—CH}_4$, но и, в какой-то степени, быть результатом активности метанотрофных термофильных бактерий, окисляющих CH_4 .

6. Отмечена сильная изменчивость концентрации CH_4 в близкорасположенных (около 20 м) выходах газов — она может меняться в пределах порядка величины. Также отмечена высокая вариабельность значений $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в газовых струях, выходящих в озере, расположенном в забое штольни. Эти флуктуации могут быть следствием биологической активности метанотрофных термофильных бактерий, присутствующих в гидротермальной системе данных углекислых источников.

В целом, полученные результаты геохимических исследований подтверждают взаимосвязь прежде всего газового состава терм штольни с глубинным магматическим очагом вулкана Эльбрус. Это обеспечивает возможность проведения не только геофизического, но и геохимического мониторинга за вулканической активностью в этом районе Северного Кавказа.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования изотопного состава гелия в пробах газа проведены при поддержке CAS President's International Fellowship Initiative (PIFI, Китай), проекты № 2024VCA0006 и 2024CVB0013, все остальные полевые и лабораторные исследования выполнены в рамках госбюджетной темы ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинина Е. О., Лаврушин В. Ю., Коваленкер В. А., Авдеенко А. С. Степанец М. И. Изотопы кислорода и водорода в минеральных источниках Приэльбрусья (Северный Кавказ) // Геохимия. 2005. № 10. С. 1078—1089.
2. Калмычков Г. В., Nachikubo A., Покровский Б. Г., Minami H., Yamashita S., Хлустов О. М. Метан с аномально высокими значениями d^{13}C и dD из прибрежных термальных источников озера Байкал // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 4. С. 1—7.
3. Костенко О. Е., Лаврушин В. Ю. Первые определения $\delta^{13}\text{C}$ в метане углекислых источников Приэльбрусья // ДАН. 2005. Т. 404. № 1. С. 100—104.
4. Лаврушин В. Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления (Отв. ред. Поляк Б. Г.), Тр. ГИН РАН, вып. 599, М.: ГЕОС, 2012. 348 с.
5. Лаврушин В. Ю., Айдаркожина А., Покровский Б. Г., Прасолов Э. М., Потапов Е. Г., Ермаков А. В. Изотопный состав азота и углерода в газах углекислых вод Северного Кавказа // Геохимия. 2020. Т. 65. № 11. С. 1115—1128.
6. Першин С. М., Собисевич А. Л., Макаров В. С. и др. Лидарный мониторинг магматической активности малой камеры Эльбрусского вулканического центра. Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки. 2023. Т. 509. № 1. С. 15—20.
7. Прасолов Э. М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов, Л.: “Недра”, 1990. 283 с.
8. Собисевич Л. Е., Нечаев Ю. В., Богатилов О. А. и др. Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус. Под ред. Лаврова Н. П. М.: 2001. 191 с.
9. Таран Ю. А., Покровский Б. Г., Дубик Ю. А. Изотопный состав и происхождение воды в андезитовых магмах // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 2. С. 440—443.
10. Тейлор Х. П. Применение изотопии водорода и кислорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. / В кн. Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213—298.

11. *Тейлор Х.П.* Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. В кн. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200–223.
12. *Чайковский И.И., Кадебская О.И.* Минеральные образования подземных горячих источников Баксанской нейтринной обсерватории (г. Курмутау, Приэльбрусье) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского, Пермский Государственный ун-т. № 19. 2016. С. 66–80.
13. *Щербак В.П.* Некоторые геохимические черты газоносности Эльбрусской области // Геохимия. 1965. № 7. С. 889–894.
14. *Allard P.* The origin of hydrogen, carbon, sulphur, nitrogen and rare gases in volcanic exhalations: evidence from isotope geochemistry. In *Forecasting Volcanic Events* (H. Tazieff & J.C. Sabroux, eds.). Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 337–386.
15. *Horita J.* Carbon isotope exchange in the system CO₂-CH₄ at elevated temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. P. 1907–1919.
16. *Surma J., Assonov S., Staubwasser M.* Triple Oxygen Isotope Systematics in the Hydrologic Cycle // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2021. V. 86. P. 401–428.
17. *Tarasov K., Yakhnenko A., Zarubin M., Gangapshev A., Potekhina N., Avtukh A., Kravchenko E.* *Cytobacillus pseudoceanisediminis* sp. nov., A novel facultative methylophilic bacterium with high heavy metal resistance isolated from the deep underground saline spring // *Current Microbiology*. 2023. V. 80. № 31.

CO₂-RICH THERMAL WATERS OF THE NEUTRINO RESEARCH GALLERY (BAKSAN NEUTRINO OBSERVATORY, NORTH CAUCASUS)

A. S. Aydarkozhina^{a, #}, V. Yu. Lavrushin^a, A. V. Ermakov^a,
G. A. Chelnokov^a, L. Zhang^b

Presented by Academician of the RAS A.M. Fedonkin September 21, 2023

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

^b*Northwest Institute of Eco-Environment and Resources China Academy of Sciences, Lanzhou, China*

[#]*E-mail: altin.echo@mail.ru*

Isotope-geochemical ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in H_2O , $\delta^{15}\text{N}$ in N_2 , $\delta^{13}\text{C}$ in CO_2 and CH_4 , $^3\text{He}/^4\text{He}$) studies of CO₂-rich thermal waters (up to 41.3°C) which located in 4 km long tunnel of the Baksan Neutrino Observatory were carried out. The $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ values (–8.0... –6.4‰) indicate the volcanogenic genesis of CO₂. The presence of the volcanogenic component is also emphasized by high values of $^3\text{He}/^4\text{He}$ (346×10^{-8}). At the same time, nitrogen present in the gas phase is characterized by values of $\delta^{15}\text{N} = +1.3\text{‰}$, indicating its crustal genesis. In the tunnel, an elevated concentration of CH₄ (up to 0.5%) was noted in one of the gas outlets. This methane is characterized by high $\delta^{13}\text{C}$ values (–33.5 and –26.0‰), which, in general, are typical for other CO₂-rich springs of the Eastern Elbrus Mountains. In contrast with the other CO₂-rich springs of the North Caucasus, which are practically indistinguishable from surface waters in terms of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values, the CO₂-rich thermal springs of the tunnel are noticeably enriched in heavy oxygen isotope (^{18}O). This is a consequence of oxygen exchange between the waters and the host rocks at elevated temperatures. In the $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ diagram, the figurative points of thermal waters form a trend that reflects the mixing of isotope-light infiltration waters with isotope-heavy waters.

Keywords: Neutrino research gallery, North Caucasus, oxygen and hydrogen isotopes, isotopic composition of helium, nitrogen and carbon in gases

УДК 552.3

Sr- и Nd-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ПРОЦЕССОВ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ – АССИМИЛЯЦИИ (АФС) В ОБЛАСТИ ГЕТЕРОГЕННОЙ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ ФЕРРОБАЗИТОВ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА (КАРЕЛИЯ, РОССИЯ)

© 2024 г. А. А. Носова^{1,*}, Н. М. Лебедева¹, А. А. Возняк¹, Л. В. Сазонова^{1,2},
Ю. О. Ларионова¹, И. А. Кондрашов¹

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 06.10.2023 г.

Поступило 16.10.2023 г.

После доработки 09.11.2023 г.

Принято к публикации 14.11.2023 г.

Проведены петрографические, геохимические и изотопно-геохимические исследования мезопротерозойской вулканической ассоциации (лавовые покровы, Валаамский силл) в Ладожском грабене в области сочленения Карельского кратона и Свекофеннской орогенной области. Ферробазиты близкого состава и геологической позиции в лавовых покровах и силле имеют различный изотопный состав Nd, отличающийся на 5 единиц $\epsilon\text{Nd}(t)$: $-4...-5$ в ферробазальтах лавовых потоков и очень низкорadioгенный изотопный состав Nd в мафических породах силла ($\epsilon\text{Nd}(t)$ до -11 для феррогаббро), причем идентичный изотопному составу его кислых пород ($\epsilon\text{Nd}(t)$ до -11 для гранофилов). Показано, что в условиях гетерогенной по возрасту коры процесс фракционной кристаллизации по толеитовому тренду, совмещенный с ассимиляцией выплавов из боковых пород магматических камер, может быть эффективным механизмом формирования таких “парадоксальных” особенностей изотопного состава Nd. Изотопный состав пород силла указывает на вероятное присутствие мезоархейских блоков в нижней коре области Ладожского грабена.

Ключевые слова: изотопный состав Nd, ферробазальты, феррогаббро, гранофиры, фракционная кристаллизация, ассимиляция, АМСГ-массивы, Фенноскандия, Ладожский грабен, моделирование Magma Chamber Simulator

DOI: 10.31857/S2686739724030106

ВВЕДЕНИЕ

Ассимиляция корового вещества мантийными магмами может приводить к существенным сдвигам в их Sr- и Nd-изотопном составе, который в результате может сильно отличаться от исходных мантийных значений и приближаться к коровым параметрам. Этот эффект может быть использован для того, чтобы рассмотреть природу корового материала, с которым взаимодействуют базитовые магмы. При совместном рассмотрении изотопных и петрологических

данных можно получить информацию о структуре коры данной магматической провинции.

Хорошие примеры отражения структуры коры в Sr- и Nd-изотопном составе базитов дало изучение мезопротерозойских 1.67–1.45 млрд лет [1] массивов анортозитов-мангеритов-чарнокитов-гранитов (АМСГ) в Фенноскандии на Восточно-Европейском кратоне (ВЕК). В большинстве этих массивов изотопный состав Nd в базитовой и гранитоидной составляющих значительно различается: базиты имеют составы с $\epsilon\text{Nd}(t)$ в интервале $-0.5...+0.4$, а гранитоиды – менее радиогенные составы, с $\epsilon\text{Nd}(t)$ до -2.8 , что указывает на происхождение базитов и гранитоидов из мантийного и корового источников соответственно; в качестве корового источника рассматривается палеопротерозойская нижняя кора с Sm–Nd-модельным возрастом 2.2–2.0 млрд лет [2]. Однако в поздней

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

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

*E-mail: nosova@igem.ru

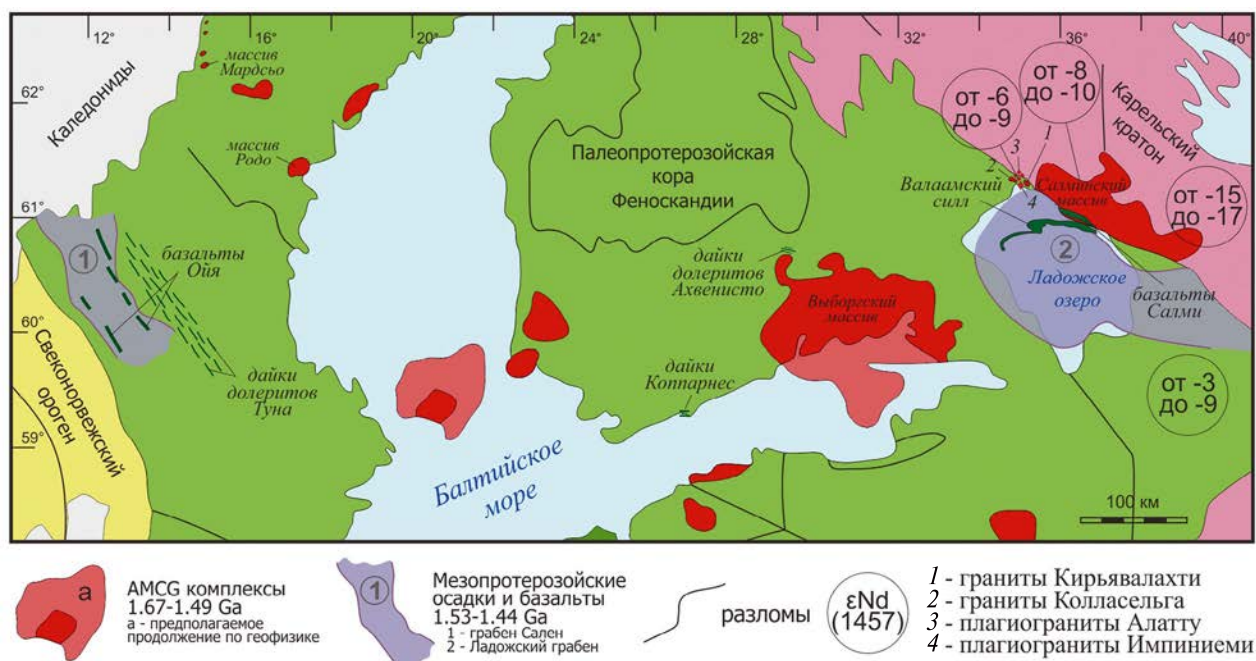


Рис. 1. Область распространения AMCG-магматизма в Фенноскандии, северо-запад ВЕК, по [7] с дополнениями. В кружках показаны значения $\epsilon Nd_{(1457)}$ для AR пород Западного домена Карельского кратона, PR₁ метаосадков Раахе-Ладожской зоны, PR₁ гранитных массивов и гранитных куполов с архейским материалом, МР гранитов Салминского массива, источники изотопных данных см. в тексте.

(1.56–1.49 млрд лет) генерации AMCG-массивов известны исключения: 1) Салминский массив возрастом 1.56–1.53 млрд лет [3] и 2) – небольшие интрузивы в Центральной Швеции возрастом 1.53–1.49 млрд лет [1] (рис. 1). Салминский массив характеризуется низко радиогенным изотопным составом Nd в гранитоидах ($\epsilon Nd(t)$ от –6.0 до –8.4), и варьирующим, но более радиогенным изотопным составом Nd в мафических породах ($\epsilon Nd(t)$ от –1.9 до –6.6) [4]. Гранитоиды Центральной Швеции имеют более низкорadiогенный изотопный состав Nd ($\epsilon Nd(t)$ от –4.8 до –8.5), по сравнению с остальными гранитами рапакиви Фенноскандии, при этом базиты этих массивов характеризуются таким же и даже менее радиогенным изотопным составом Nd ($\epsilon Nd(t)$ от –6.5 до –8.9) [1]. Поздние AMCG-массивы с гранитоидами, имеющими низкорadiогенный изотопный состав Nd, приурочены к областям Фенноскандии, в которых присутствует древняя архейская кора [1, 3, 4], и ее участие в генерации расплавов вполне объясняет появление кислых пород с сильно отрицательными значениями $\epsilon Nd(t)$.

Для объяснения особенностей изотопного состава Nd базитов привлекается следующая модель – базитовые расплавы в нижней коре, содержащей архейский компонент,

ассимилировали вещество реститов от выплавки кислых расплавов, что обеспечивало идентичный низкорadiогенный Nd-изотопный состав кислых и мафических пород в этих массивах [1, 3, 4].

Около 1.46 млрд лет назад на восточной и западной периферии области развития AMCG-магматизма на ВЕК возникли небольшие грабеновые структуры, выполненные терригенными осадками – грабены Ладожский и Сален соответственно (рис. 1). В обеих структурах 1.46 млрд лет назад проявился базитовый магматизм в форме лавовых потоков, роев даек и силлов (последние установлены только в Ладожском грабене) [5, 6].

Изотопная Sr- и Nd-систематика базитов Ладожского грабена демонстрируют “парадоксальные” соотношения петрографического и геохимического состава с изотопными характеристиками. Ферробазальты лавовых покровов Салми и феррогаббро Валаамского силла имеют изотопный состав Nd, различающийся на 5–6 единиц $\epsilon Nd(t)$, мафические породы силла показывают такой же и даже менее радиогенный изотопный состав Nd, как и гранофиры в нем (до –11 единиц $\epsilon Nd(t)$, табл. 1 и 2).

В настоящей работе на основе новых данных об изотопном составе Nd и Sr мезопротерозойских пород Ладожского грабена мы рассматриваем их петрологические особенности и особенности возраста и строения вмещающей их коры, которые обеспечили возможность формирования низкорadioгенного изотопного состава Nd в производных внутриплитного базитового магматизма за счет AFC-процесса.

Изотопно-гетерогенная кора, вмещающая Ладожский грабен. Ладожский грабен был заложен в зоне сочленения (Раахе-Ладожская зона) западного края архейского Карельского кратона и палеопротерозойских комплексов Свекофенской области (рис. 1).

Западный домен Карельского кратона сложен мезоархейскими (3.1–3.2 млрд лет) тоналит-трондьемит-гнейсовыми (ТТГ) ядрами, которые обрамляются зеленокаменными поясами 2.74–2.85 млрд лет, сложенными метавулканиитами и метаосадками. Эти комплексы прорываются диорит-гранодиоритовыми массивами санукитовой серии 2.7 млрд лет ([8] и ссылки в этой работе). В палеопротерозое (2.4–1.9 млрд лет) проявился базитовый магматизм внутриплитного типа на фоне накопления осадочных толщ платформенного облика. Кора ТТГ-типа на возраст магматизма Ладожского грабена будет иметь $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -13.8 до -19.5 , массивы санукитоидов будут иметь $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -15.8 до -17 [8, 9].

Комплексы палеопротерозойского Свекофенского орогена слагают серию тектонических пластин, выполненных метаосадочными и вулканогенными толщами 1.97–1.89 млрд лет островного типа, синорогенными гранитоидами 1.89–1.87 млрд лет и посторогенными гранитоидами и щелочными массивами 1.86–1.80 млрд лет [10]. Метаосадки Раахе-Ладожской зоны, которые скорее всего накапливались вблизи архейского кратона, на возраст ладожской вулканической ассоциации 1.46 млрд лет характеризуются значениями $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -3.3 до -9.1 [11]. Гранитоиды 1.87 млрд лет (Алатту, Импиниemi), прорывающие эти метаосадки, имеют $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -6.1 до -9.3 [12].

Коллизионные события, метаморфизм и надвиг свекофенских комплексов на край кратона около 1.87–1.85 млрд лет назад привели к ремобилизации архейского фундамента, формированию и подъему гранитных куполов с архейским материалом (2.7 млрд лет), в результате чего на одном структурном уровне оказались совмещенными архейские и палеопротерозойские породы [10]. Граниты куполов Кирьявалахти

и Колласельга на возраст 1457 млн лет имеют $\epsilon_{Nd(t)}$ в интервале от -13.65 до -14.2 [12]. Гранитные купола находятся непосредственно к северу от Валаамского силла и области развития ферробазальтов (рис. 1), что свидетельствует о присутствии архейских комплексов в разрезе коры под ними.

В интервале 1.55–1.53 млрд лет в зону сочленения внедрился крупный Салминский массив АМСГ-типа, включающий мафическую и преобладающую гранитную составляющие; гранитоиды массива на возраст 1457 млн лет характеризуются $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -7.4 до -10.0 ([4] и ссылки в этой работе).

Таким образом, Ладожский грабен был заложен на гетерогенной континентальной коре, в которой представлены контрастные по изотопному составу Nd компоненты: ювенильная палеопротерозойская кора свекофенского орогена и древняя архейская кора Карельского кратона, а также эти компоненты, переработанные в мезопротерозое при становлении Салминского массива, причем эти компоненты не только слагают разные по глубине уровни коры (палеопротерозойские комплексы надвинуты на архейские), но и совмещены мозаичным порядком на верхних структурных уровнях.

Методы. Для изучения петрографии пород и составов минералов использовались СЭМ, EDS и EPMA (Геологический факультета МГУ им. Ломоносова, ИГЕМ РАН), для изучения петро- и геохимии пород методы XRF (ИГЕМ РАН) и ICP-MS (ИПТМ РАН), изотопный анализ Sr и Nd в валовых пробах был определен методом TIMS (ИГЕМ РАН). Для моделирования процесса AFC использовался программный пакет Magma Chamber Simulator (MCS) [13, 14].

Мезопротерозойская Ладожская вулканическая ассоциация: состав и Sr–Nd-изотопная систематика. Ферробазальты слагают две толщи лавовых потоков, разделенные пачкой осадочных пород, их общая мощность достигает 155 м. Породы Валаамского силла, мощность которого оценивается в 200 м [5], представлены феррогаббро, кварцевыми монцонитами и гранофирами (графическими лейкогранитами). Геологическое строение вулканической ассоциации Ладожского грабена охарактеризовано в [4, 5].

Для Валаамского силла известны U–Pb-датировки по циркону в 1459 ± 3 и 1457 ± 2 млн лет [15]. Для ферробазальтов была опубликована Sm–Nd-датировка с большой ошибкой в 1499 ± 68 млн лет [16]. Относительный возраст

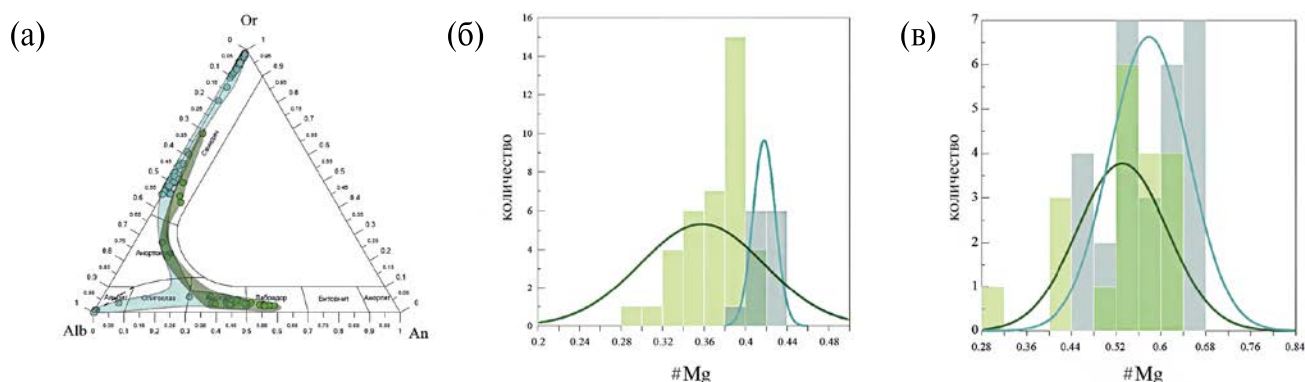


Рис. 2. Составы плагиоклазов (а), $Mg\#$ оливинов (б) и $Mg\#$ клинопироксенов (в) из ферробазальтов лавовых покровов (зеленые поля) и феррогаббро, ферромонцитонитов Валаамского силла (розовые поля) Ладожского грабена.

проявлений определяется тем, что породы Валаамского силла содержат ксенолиты ферробазальтов, что установлено на о-ве Вильямой [5], и прорывают осадки наиболее молодой пашской свиты мезопротерозоя Приладожья, тогда как лавовые потоки вмещают более древние приозерская и салминская свиты.

Минеральный состав. Ферробазальты имеют порфировые и микродолеритовые структуры состоят из клино- и ортопироксенов (до 30%, $Sr_{\text{х}}$ резко преобладает), плагиоклаза (до 40%), оливина (5–7%), рудных минералов (оксидов и сульфидов) (10%), апостекловатой фазы с рудными минералами (7–10%), калиевого полевого шпата (до первых %), присутствуют апатит (5%) и бадделит. Феррогаббро сложены клинопироксеном (до 35%), часто в ортопироксеновой кайме, оливином (10%), и плагиоклазом (до 40%). Крупные выделения ильменита составляют до 10% породы. В породе до 5% апатита, отмечается бадделит.

Несмотря на очень близкий минеральный состав ферробазальтов и феррогаббро, состав минералов в этих породах несколько различается (рис. 2). Оливины феррогаббро из силла в среднем более магнезиальные (среднее значение $\#Mg = 0.42$) по сравнению с оливинами ферробазальтовых лав (среднее значение $\#Mg = 0.35$), так же, как и клинопироксены (средняя $\#Mg$ составляет 0.58 и 0.54 соответственно). Плагиоклаз ферробазальтов отвечает лабрадору – андезину (до 0.6 An), тогда как плагиоклазы пород Валаамского силла имеют чисто андезиновые составы (до 0.5 An).

Химический состав. Ферробазальты имеют толеитовую специфику: характеризуются высокожелезистыми ($Mg\# = 0.33–0.40$)

и высокотитанистыми составами, в которых содержание Fe_2O_3 (общее) достигает 17 вес. %, содержание TiO_2 может превышать 5 вес. %; при этом содержания SiO_2 низкие и не превышают 47.3 вес. %. Для ферробазальтов характерны умеренно фракционированные спектры РЗЭ ($(La/Yb)_N = 9.6–10.3$). В мультиэлементных спектрах аномалии Nb, Ta и Ti от слабо отрицательных до положительных ($Nb/Nb^* = 0.8–1.4$; $(Nb/La)_N = 0.62 \pm 0.12$) и присутствуют слабые отрицательные аномалии Zr и Hf (табл. 1, рис. 3).

Породы силла так же, как и ферробазальты, отличаются низкой магнезиальностью ($Mg\# = 0.29–0.35$) за счет обогащения железом ($Fe_2O_3(\text{общ})$ до 15.5 вес. %) при более высоких по сравнению с базальтами содержаниях SiO_2 (до 55.5 вес. % в ферромонцогаббро). В них также повышены содержания Ti и P (TiO_2 до 3.4 вес. %, и P_2O_5 до 2.3 вес. %), сумма щелочей соответствует породам умеренной щелочности. Гранофиры характеризуются высокими концентрациями SiO_2 (до 77.0 вес. %), высокими концентрациями щелочей ($K_2O + Na_2O$ до 9.5 вес. %) и калиевой спецификой (табл. 1).

Феррогаббро, ферромонцитониты и кварцевые монцитониты имеют умеренно фракционированные спектры РЗЭ ($(La/Yb)_N = 6.8–10.8$). Распределение рассеянных элементов характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti ($Nb/Nb^* = 0.2–0.5$; $(Nb/La)_N = 0.38 \pm 0.04$), слабой положительной аномалией Zr и Hf, а также положительными аномалиями K, Ba и отрицательной – Sr (рис. 3). Гранофиры имеют сильную отрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0.1–0.5$), также сильные отрицательные аномалии Nb, Ta ($Nb/Nb^* = 0.1$; $(Nb/La)_N = 0.20–0.15$) и Sr, P, Ti при положительной аномалии Zr и Hf (табл. 1, рис. 3).

Таблица 1. Химический состав пород Валаамского силла и ферробазальтов Ладожского грабена

	Валаамский силл					Лавовые потоки					
	21-С19	22ЛД-37	21-С22	22ЛД-35	21-С14	К850/90	783/20	817/93	1001/80	1003/97	1003/127
	Оливиновое феррогранобро	Кварцевое ферромонцо- гранобро	Жилый кварцевый монзонит	Гранофир	Гранофир	Ферробазальт	Ферробазальт	Ферробазальт	Ферробазальт	Ферробазальт	Ферробазальт
SiO ₂	46.07	55.20	59.90	77.02	72.35	47.18	47.32	47.06	45.10	45.21	46.59
TiO ₂	3.38	2.03	1.49	0.21	0.24	3.91	3.84	4.06	4.87	5.34	5.11
Al ₂ O ₃	12.65	12.81	12.09	10.39	11.67	13.70	13.70	14.31	14.86	13.03	13.21
Fe ₂ O ₃ (общ)	15.52	12.50	9.40	2.09	2.99	16.57	15.96	15.53	16.73	16.91	13.86
MgO	4.06	2.19	2.76	0.22	0.95	4.57	4.50	4.02	6.38	3.85	8.52
MnO	0.18	0.18	0.12	0.03	0.02	0.20	0.19	0.19	0.15	0.18	0.15
CaO	7.15	4.99	3.17	0.19	0.46	8.11	7.82	7.95	2.24	6.02	2.68
Na ₂ O	2.85	3.80	2.66	1.86	1.31	2.56	2.83	1.91	4.21	2.36	3.11
K ₂ O	1.77	2.56	4.47	7.10	8.11	1.78	1.55	1.46	0.61	1.71	1.29
P ₂ O ₅	2.26	0.80	0.88	0.03	0.03	0.96	0.99	1.02	1.02	1.75	1.63
mm	3.69	2.44	2.71	0.55	1.52	0.93	1.32	2.47	4.15	1.79	4.77
Li	8.98	14.3	7.77	13.1	7.73	8.16	8.46	8.40	40.3	9.62	41.8
Be	1.35	2.2	3.27	4.4	3.54	1.89	1.77	1.35	2.24	2.67	2.82
Sc	21.3	22.3	9.13	2.00	3.29	27.9	31.2	26.0	37.1	32.5	31.6
V	205	46.2	71.9	3.0	6.01	245	434	354	196	169	180
Cr	4.3	< ПО	2.7	5.2	5.4	53	40	35	64	53	56
Co	41	16	15	1.1	1.90	40	41	35	50	43	49
Ni	12	1.2	5.0	4.9	5.1	39	26	22	31	26	29
Cu	17	14	11	7.9	6.0	35	29	25	31	27	30
Zn	162	127	82.9	37.7	27.4	186	184	166	202	231	249
Ga	19.9	23.0	18.6	16.9	20.3	23.0	22.4	20.9	26.5	25.9	25.3
Rb	29.8	43.7	94.6	114	147	31.4	24.1	22.0	11.5	50.6	35.6
Sr	428	506	202	41.1	35.6	403	404	381	411	495	348
Y	43.2	47.5	26.9	43.0	40.3	48.4	45.4	42.0	69.3	64.8	60.6
Zr	220	291	522	875	878	365	377	344	770	670	617

Окончание табл. 1

	Валаамский силл					Лавовые потоки					
	21-С19	22ЛД-37	21-С22	22ЛД-35	21-С14	К850/90	783/20	817/93	1001/80	1003/97	1003/127
	Оливиновое феррогранобито	Кварцевое- ферромонцо- табро	Жилый кварцевый монзонит	Гранофир	Гранофир	Феррогранобито	Феррогранобито	Феррогранобито	Феррогранобито	Феррогранобито	Феррогранобито
Nb	18.2	24.8	10.4	8.90	9.31	37.2	36.5	34.8	79.2	59.6	47.2
Cs	0.28	0.38	0.54	0.3	0.38	0.24	0.23	0.24	0.82	0.81	1.02
Ba	1427	2110	791	718	1114	1075	1062	1208	452	1535	1425
La	53.6	56.4	32.0	64.5	61.4	58.3	56.4	56.8	86.9	94.2	77.3
Ce	123	127	70.5	125	122	123	113	120	197	211	189
Pr	15.7	15.2	8.47	13.5	13.1	15.58	15.2	15.7	20.7	22.9	20.2
Nd	74.2	67.0	36.7	46.2	43.9	63.5	67.3	66.6	91.6	98.1	86.9
Sm	15.7	13.9	7.88	8.80	8.12	11.9	11.9	12.3	18.3	19.7	17.8
Eu	5.29	5.00	2.25	0.40	0.57	3.28	3.32	3.30	3.79	4.74	4.55
Gd	12.8	12.7	6.34	7.40	6.84	10.2	10.9	11.3	16.9	17.7	16.0
Tb	1.69	1.80	0.95	1.20	1.15	1.45	1.70	1.69	2.63	2.71	2.47
Dy	8.56	9.80	5.17	7.40	7.18	8.32	9.02	8.26	13.5	13.5	12.3
Ho	1.61	1.90	1.07	1.50	1.45	1.67	1.72	1.77	2.80	2.80	2.51
Er	4.12	4.70	3.03	4.40	4.53	4.41	4.52	4.92	7.75	7.95	7.07
Tm	0.53	0.66	0.44	0.70	0.67	0.627	0.67	0.73	1.08	1.09	0.95
Yb	3.69	3.90	3.39	4.30	5.01	3.97	3.91	4.23	5.88	6.36	5.94
Lu	0.48	0.55	0.46	0.60	0.69	0.61	0.63	0.60	1.04	1.22	1.01
Hf	4.91	7.40	13.4	19.6	23.1	7.97	8.29	8.17	13.4	13.4	12.0
Ta	1.22	1.40	0.93	1.00	1.17	2.04	1.66	2.03	4.96	3.93	2.30
Pb	10.8	9.70	15.4	25.2	20.34	7.91	6.75	7.70	7.33	18.2	19.4
Th	2.50	3.50	9.24	12.2	13.00	2.81	2.65	2.74	4.20	5.52	5.13
U	0.49	0.72	1.67	3.90	2.52	0.80	0.79	0.87	2.45	1.89	1.80

Примечание: < ПО – ниже предела обнаружения.

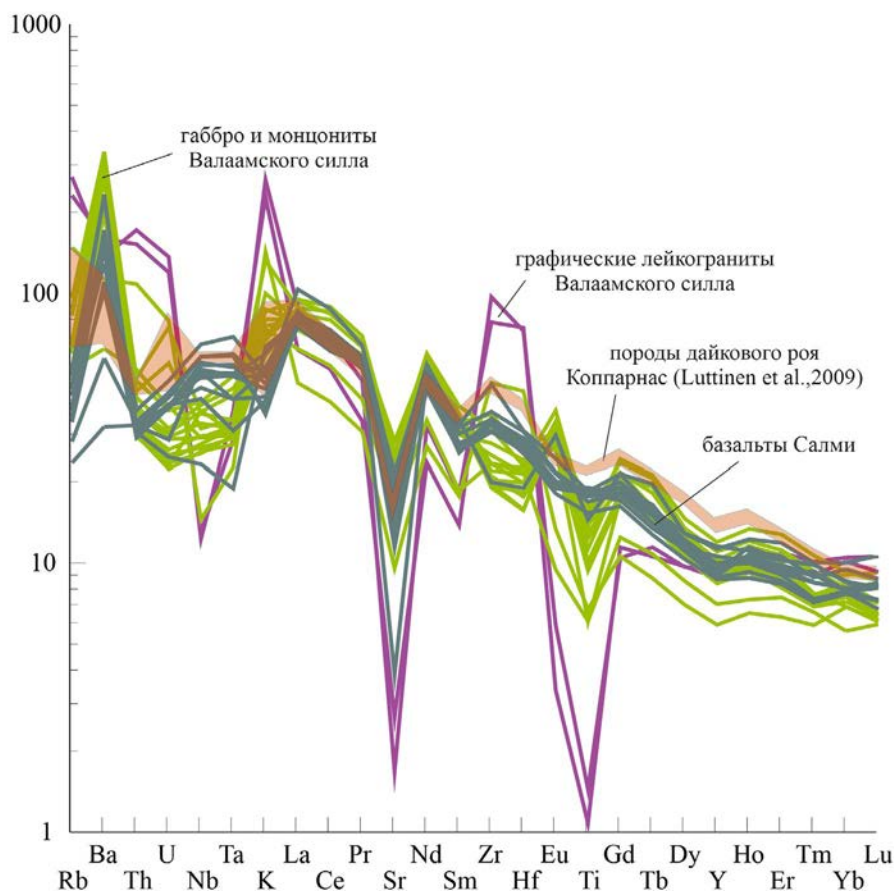


Рис. 3. Мультиэлементная диаграмма пород Валаамского силла, ферробазальтов Салми из Ладожского грабена и мафических пород Салминского массива [4]. Концентрации элементов в породах нормированы на примитивную мантию по [17].

Sm–Nd-изотопная систематика. Sm–Nd-изотопные характеристики ферробазальтов отличаются умеренно нерадиогенными значениями $\varepsilon_{\text{Nd}(1457)} =$ от -4.5 до -5.8 . Модельный возраст пород варьирует от 2.4 до 2.5 млрд лет. При этом изученные образцы ферробазальтов характеризуются высокими концентрациями Nd (63–76 $\mu\text{г/г}$) (табл. 2).

Изотопный состав Nd в породах Валаамского силла демонстрирует гомогенность: значения $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ сильно нерадиогенные и составляют от -9.6 до -11.2 , причем эти наиболее высокие и наиболее низкие значения получены для гранофиов, тогда как основные и средние породы показывают значения $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ внутри указанного интервала. Модельный возраст пород варьирует от 2.7 до 3.1 млрд лет (табл. 2). Концентрации Nd в мафических породах силла сопоставимы с ферробазальтами – 67–74 $\mu\text{г/г}$; в гранофирах они существенно ниже – 37–46 $\mu\text{г/г}$.

Rb–Sr-изотопная систематика. Ферробазальты характеризуются низкорadiогенными значениями начального $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения в интервале 0.7037–0.7061, а породы Валаамского силла – еще более низкорadiогенными значениями в интервале 0.7028–0.7049 (табл. 2). Такие низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не коррелируют с низкорadiогенным изотопным составом неодима в этих породах, что исключает верхнюю кору в качестве источника корового вещества, но согласуется с нижнекоровым веществом в этой роли.

При общем сходстве геохимических и минералогических характеристик ферробазальтов с феррогаббро Валаамского силла, различия в геологическом положении, особенностях составов минералов и Nd–Sr-изотопных характеристиках, указывают на то, что вулканиты и силлы были сформированы различными порциями расплава, кристаллизация которых происходила в разных камерах.

Таблица 2. Изотопный состав стронция и неодима в ферробазальтах и породах Валаамского силла (Ладожский грабен)

Образец		Rb, µg/g	Sr, µg/g	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (t)$	Sm, µg/g	Nd, µg/g	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет
21-С19	Оливиновое феррогаббро	30	459	0.188	0.708202	0.70433	16*	74*	0.128	0.511443	−11	3.0
22ЛД-37	Кварцевое ферромонцогаббро	44	499	0.252	0.710115	0.710115	14*	67*	0.126	0.511447	−10	2.8
21-С22	Жильный кварцевый монзонит	99	220	1.29	0.731215	0.70460	7.9*	37*	0.130	0.511448	−11	3.0
22ЛД-35	Гранофир	110	40	7.89	0.866778	0.70448	8.8*	46*	0.116	0.511372	−10	2.6
21-С14	Гранофир	136	37	10.7	0.925635	0.70577	8.1*	44*	0.112	0.511252	−11	3.0
К850/90	Ферробазальт	31	409	0.219	0.708366	0.70387	12	65	0.113	0.511544	−5.3	2.4
783/20	Ферробазальт	30	395	0.219	0.708556	0.70405	12	63	0.113	0.511573	−4.7	2.4
817/93	Ферробазальт	28	430	0.187	0.708043	0.70420	12	66	0.112	0.511551	−4.8	2.4
1001/80	Ферробазальт	9.3	345	0.078	0.707487	0.70588	13	73	0.115	0.511573	−4.5	2.4
1003/97	Ферробазальт	43	430	0.288	0.710301	0.70437	—	—	—	—	—	—
1003/127	Ферробазальт	28.5	322	0.256	0.711616	0.70635	15	76	0.118	0.511565	−5.8	2.4

Примечание: * концентрации получены методом ICP-MS.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sr–Nd-ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА АССИМИЛЯЦИИ КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА

В предшествующих исследованиях было показано, что модель простого смешения мантийного и корового компонентов для объяснения низкорadioгенного состава Nd в базитах Салминского массива и массивов Центральной Швеции неприменима, так как требует большого количества корового контаминанта (50% и более), что неминуемо отразится на валовом и минеральном составе породы [1, 3, 4]. В то же время модель ассимиляции тугоплавких нижне-коровых реститов с низкими концентрациями Nd вряд ли является эффективным механизмом для получения идентичного изотопного состава Nd в базитовых и кислых расплавах.

Мы полагаем, что эффективным механизмом формирования изотопного состава Nd в породах Ладожского грабена был процесс кристаллизационного фракционирования и ассимиляции выплавок (AFC) из различных по возрасту боковых пород разнотупинных магматических камер.

В феррогаббро Валаамского силла установлены ксенолиты базальтов, в свою очередь содержащие ксенолиты кварцито-песчаников,

подвергшиеся частичному растворению (о-в Вильямой, [5]). Нами процесс ассимиляции ксенокристов кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и ксенолитов гранитов наблюдался в ферробазальтах. Реакционные структуры внутри и вокруг обломков демонстрируют все стадии ассимиляции кислых пород в базальтовом расплаве — дегидратацию, частичное плавление, диффузионное переуравновешивание.

Низкая магнезиальность, обогащенный Fe состав оливинов и клинопироксенов и обедненный An состав плагиоклазов указывают на сильно фракционированный характер базитовых пород в ладожской ассоциации. Этот факт не позволяет использовать их обогащенную геохимию как прямое указание на тип мантийного источника, при этом петрографические, минералогические и геохимические признаки указывают на то, что первичный расплав был толеитовым и, скорее всего, происходил из деплетированной мантии. Появление отрицательных HFSE-аномалий, умеренно выраженное в ферробазальтах (Nb/Nb^* от 0.8) и отчетливо — в мафических породах Валаамского силла (Nb/Nb^* от 0.2) демонстрируют коровый вклад (рис. 3).

Различие в модельных Nd-возрастах между ферробазальтами (2.4–2.5 млрд лет)

и феррогаббро (от 2.5 до 3.0 млрд лет, табл. 2) может указывать на различия в возрасте корового контаминанта.

Модель AFC с учетом плавления боковых пород магматических камер. Для проверки нашего предположения о ведущей роли AFC в формировании особенностей изотопного состава Nd в мафических породах Ладожского грабена мы провели моделирование этого процесса с использованием программного пакета MCS (рис. 4). Модель предполагает, что внедрившиеся в камеру расплавы разогревали вмещающие породы, что приводило к их частичному плавлению. Эти выплавки ассимилировались расплавами в магматических камерах [13, 14].

Выбор параметров моделирования. Наиболее сложным вопросом является выбор состава исходного расплава для моделирования. Практически все мафические расплавы АМСГ-массивов и сопровождающих их даек имеют фракционированный низкомagneзиальный, высоко-Fe и Ti-состав, в том числе в Салминском массиве (например, [4]), что согласуется с присутствием анортозитов в этих массивах, и указывает на поступление в верхние горизонты коры расплавов, уже дифференцированных в глубинных магматических камерах. Сходство петрологических характеристик ферробазальтов и феррогаббро Ладожского грабена с таковыми мафической составляющей АМСГ-массивов (рис. 3) вынуждает нас искать исходный состав в этой ассоциации. В качестве исходного состава использован долерит из СЗ-фланга массива Ахвенисто (наиболее “примитивный” среди мафитов, связанных с АМСГ-комплексами, $MgO = 10$ вес. %), имеющий $20 \mu\text{g/g Nd}$ и $\epsilon\text{Nd}(t) = +1$ [18].

В качестве архейского контаминанта мы протестировали составы пород, наиболее распространенные в Западном домене Карельского кратона. Представителем неоархейских санукитоидов этого домена был выбран кварцевый диорит массива Таловейс, который имеет типичный для этих массивов петрохимический и Nd-изотопный состав и для которого ранее был получен полный набор данных [8]. В качестве мезоархейского контаминанта мы использовали состав ТТГ-гнейса из хорошо изученного домена Иисалми [9, 19]. В качестве более молодого контаминанта мы выбрали гранит Салминского массива, изотопный состав Nd которого соответствует переработанной в протерозое архейской коре [4].

Глубина залегания магматической камеры для моделирования AFC-пород Валаамского силла была принята соответствующей 7 кбар,

исходя из того, что низкорadiогенные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 2) указывают на нижнекоровую природу контаминанта, и архейские комплексы в зоне сочленения Свекофеннской области и Карельского кратона залегают на уровнях нижней коры [20]. Для ферробазальтов мы приняли давление в 3.5 кбар, исходя из залегания нижних горизонтов АМСГ-массивов [20]. Прочие параметры моделирования указаны в подписи к рис. 4.

Результаты моделирования. Салидус Салминских гранитов достигался при T около 783°C , когда T базальтового расплава составляла 1109°C , тепловое равновесие между внедрившимся расплавом и гранитами устанавливалось при T около 910°C , к этому моменту доля выплавки из боковых пород, добавляющаяся в камеру, возросла до 1.1% по сравнению с 0.2% вблизи солидуса, всего кумулятивно могло быть добавлено до 12% гранитной выплавки от массы поступившей магмы, которая к моменту достижения изотопного состава ферробазальтов была закристаллизована на 50–55%. Выплавка содержала до $380 \mu\text{g/g Nd}$, в магме концентрация Nd возрастала от исходных 20 до $150 \mu\text{g/g}$, а изотопный состав изменялся от $\epsilon\text{Nd}_{(1457)} = +1.0$ до -5.6 (рис. 4 а).

Для архейских гранодиоритов солидус достигался при T около 825°C , когда T базальтового расплава составляла 1140°C , тепловое равновесие между внедрившимся расплавом и боковыми породами устанавливалось при T около 980°C , к этому моменту доля выплавки из боковых пород, добавляющаяся в камеру, возросла до 1.2% по сравнению с 0.1% вблизи солидуса, всего кумулятивно могло быть добавлено до 14% гранитной выплавки от массы поступившей магмы, которая к моменту достижения значений $\epsilon\text{Nd}_{(1457)}$ в $-4...-5$ была закристаллизована на 46–56%. Выплавка содержала до $114 \mu\text{g/g Nd}$, в магме концентрация Nd возрастала от исходных 20 до $90 \mu\text{g/g}$, а изотопный состав изменялся от $\epsilon\text{Nd}_{(1457)} = +1.0$ до -8.7 (рис. 4 а).

Для архейских ТТГ-гнейсов солидус достигался при T около 820°C , когда T базальтового расплава составляла 1160°C , тепловое равновесие между внедрившимся расплавом и боковыми породами устанавливалось при T около 970°C , к этому моменту доля выплавки из боковых пород, добавляющаяся в камеру, возросла до 0.6% по сравнению с 0.1% вблизи солидуса, всего кумулятивно могло быть добавлено до 10% гранитной выплавки от массы поступившей магмы, которая к моменту установления теплового равновесия была закристаллизована на 57%. Выплавка

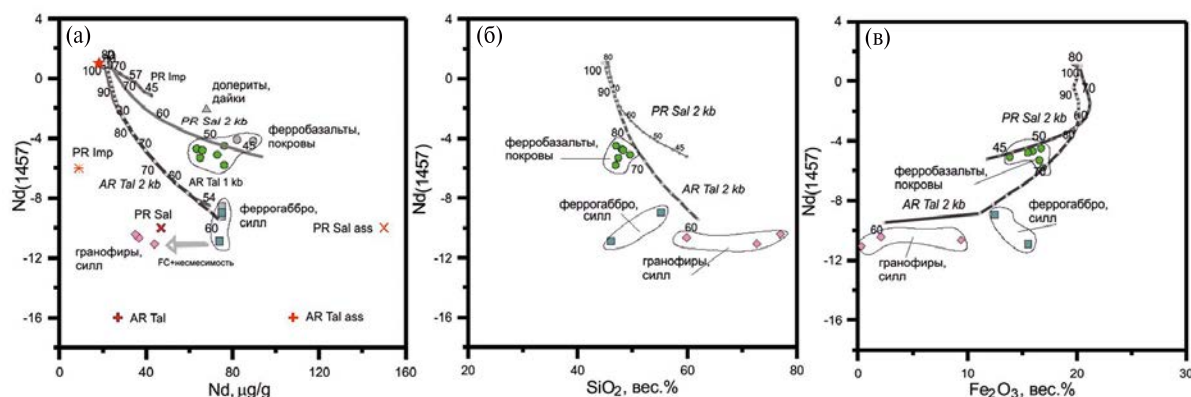


Рис. 4. Результаты моделирования изменения в изотопном составе Nd в ходе процесса AFC для ферробазальтов и феррогаббро Ладожского грабена с использованием программного пакета MCS [13, 14]. В качестве исходного состава использован долерит (диабаз) из СЗ-фланга массива Ахвенисто (наиболее “примитивный” среди мафитов, связанных с АМСГ-комплексами, $\text{MgO} = 10$ вес. %), имеющий $20 \mu\text{g/g}$ Nd и $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = +1$ [18], показан зеленой звездочкой. В качестве неархейского источника контантинанта использован состав гранодиорита из санукитоидного массива Таловейс [9], в качестве мезоархейского источника – состав ТТГ-гнейса домена Иисалми [9, 19], в качестве контантинанта, происходящего из архейской коры, переработанной в протерозое – состав гранита Салминского массива [3]. Модельные кривые AFC для кварцевого диорита Таловейса – M1 и выплавка из него M1m, для ТТГ гнейса Иисалми – M2 и M2 m, для гранита Салминского массива – M3 и M3 m соответственно. Для кислорода приняты условия $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.2$, минимальная фракция выплавки из боковых пород = 0.05, исходное содержание воды в боковой породе принято в 1.0 вес. %.

содержала до $210 \mu\text{g/g}$ Nd, в магме концентрация Nd возрастала от исходных 20 до $64 \mu\text{g/g}$, а изотопный состав изменялся от $\epsilon_{\text{Nd}(1457)} = +1.0$ до -11 (рис. 4 а).

Моделирование показывает, что в случае неархейских санукитоидов как боковых пород изотопный состав Nd, наблюдаемый в породах Вааламского силла, не достигается (рис. 4 а). Столь низкорациогенный изотопный состав Nd как в этих породах, может быть получен, если в качестве контантинанта выступает более древнее вещество (мезоархейские ТТГ гнейсы). Процесс AFC приводит к изотопному составу и концентрациям Nd, наблюдаемым в ферробазальтах и феррогаббро при кристаллизации 50–60% исходной магмы. При этом петрохимические характеристики (содержания SiO_2 , Fe_2O_3 общ) модельных составов близки к наблюдаемым в этих породах и тренд фракционирования показывает феннеровский тип с накоплением железа при постоянном или слегка снижающемся содержанием SiO_2 до того, как начнет сказываться вклад коровой контаминации (рис. 4 б, в).

Геологическая модель. Полученные результаты позволяют предположить, что ферробазальты и феррогаббро были сформированы двумя порциями толеитового расплава, вполне вероятно отделившимися от одного и того же источника.

Первая порция, сформировавшая ферробазальты, должна была подниматься в условиях относительного растяжения, если сравнивать с условиями подъема второй порции, сформировавшей силл, так как она испытала меньшее фракционирование, и излилась на поверхность в виде лавы, застывшей в порфировую породу. К месту излияния ферробазальты приходили с примерно 50–55% кристаллов и после излияния не испытывали существенной дифференциации, в отдельных потоках имела место ликвация высоко-Fe- и высоко-Si-расплавов с появлением Fe-оксидных глобул. Вторая порция была застопорена в нижней коре, где испытала значительную дифференциацию и сильную контаминацию, она внедрилась в приповерхностные условия в виде кристаллической каши. В месте внедрения силла расплав был сильно переохлажден, на что указывают гранофировые структуры, и имело место только небольшое гравитационное расслоение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На наш взгляд, проведенное моделирование показало два важных аспекта в контаминации коровым веществом континентальных толеитов: во-первых, ассимиляция выплавки из боковых

пород делает этот процесс более эффективным, чем простое смешение с боковыми породами или классическая модель AFC без учета тепловых свойств пород, так как обеспечивает высокие концентрации Nd (в нашем случае) в асси-милянте даже при их невысоких концентрациях в источнике (вмещающих породах) и, во-вторых, фракционирование по толеитовому тренду препятствует сильному росту SiO_2 в остаточном расплаве даже при дополнительном вкладе кремнезема, так как кристаллизация пироксенов обеспечивает его эффективный отвод. Эти факторы приводят к тому, что породы сохраняют базитовую петрохимию, но испытывают сильный изотопный сдвиг в область коровых значений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.В. Самсонова и анонимного рецензента за конструктивные рецензии, способствовавшие улучшению статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00318.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andersson U.B., Neymark L.A., Billström K.* Petrogenesis of Mesoproterozoic (sub-Jotnian) rapakivi complexes of central Sweden: Implications from U–Pb zircon ages, Nd, Sr and Pb isotopes // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*. 2002. V. 92. P. 201–228.
2. *Rämö O.T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // *Geol. Surv. of Finl. Bull.* 1991. Bull. 335. P. 161.
3. *Neymark L.A., Amelin V. Yu., Larin A.M.* Pb–Nd–Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite–Anorthosite batholith (Karelia, Russia) // *Mineral. Petrol.* 1994. T. 50. № 1–3. С. 173–193.
4. *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука. 2011. 402 с.
5. *Свириденко Л.П., Светов А.П.* Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008. 123 с.
6. *Ripa M., Stephens M.B.* Chapter 10 Magmatism (1.6–1.4 Ga) and Mesoproterozoic sedimentation related to intracratonic rifting coeval with distal accretionary orogenesis // *Geological Society, London, Memoirs*. 2020. V. 50. № 1. P. 269–288.
7. *Brander L., Soderlund U.* Mesoproterozoic (1.47–1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U–Pb dating of a suite of massif-type anorthosite // *International Journal of Earth Sciences*. 2009. 98. P. 499–516 DOI 10.1007/s00531-007-0281-0.
8. *Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н.* Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm–Nd и Rb–Sr изотопно-геохимические данные. // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
9. *Lauri L.S., Andersen T., Hölttä P., Huhma H., Graham S.* Evolution of the Archaean Karelian Province in the Fennoscandian Shield in the light of U–Pb zircon ages and Sm–Nd and Lu–Hf isotope systematics. London // *Journal of the Geological Society*. 2011. 167. 1–18.
10. *Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б.* Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 2. С. 166–193 DOI: 10.31857/S08695903220200295.
11. *Kotova L.N., Kotov A.B., Glebovitskii V.A., Podkovyrov V.N., Savatenkov V.M.* Source Rocks and Provenances of the Ladoga Group Siliciclastic Metasediments (Svecofennian Foldbelt, Baltic Shield): Results of Geochemical and Sm–Nd Isotopic Study // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2009. V. 17. No. 1. P. 1–19.
12. *Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V., et al.* Nd isotope variation across the archaean-proterozoic boundary in the North Ladoga Area, Russian Karelia // *Gff*. 2005. T. 127. № 2. С. 115–122.
13. *Bohrson W.A., Spera F.J., Heinonen J.S., Brown G.A., Scruggs M.A., Adams J.V., Takach M.K., Zeff G., Suikkanen E.* Diagnosing open-system magmatic processes using the Magma Chamber Simulator (MCS): part I – major elements and phase equilibria // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2020. P. 175. P. 1–29 <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01722-z>.
14. *Heinonen J.S., Bohrson W.A., Spera F.J., Brown G.A., Scruggs M., Adams J.* Diagnosing open-system magmatic processes using the Magma Chamber Simulator (MCS): part II – trace elements and isotopes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2020. V. 175. P. 1–21. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01718-9>.

15. Rämö O. T., Mänttari I., Vaasjoki M., Upton B. G. J., Sviridenko L. P. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia // Geol. Soc. of Amer. Abstract with Programs. 2001. V. 33. P. 6.
16. Богданов Ю. Б., Саватенков В. В., Иванников В. В., Франк-Каменецкий Д. А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Росс. конф. по изотоп. Геохронол. 25–27 ноября 2003 г., СПб, СПб: Центр информ. Культуры. 2003. С. 71–72.
17. Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. С. 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
18. Heinonen A. P., Rämö O. T., Mänttari I., Johanson B., Alviola R. Formation and Fractionation of High-Al Tholeiitic Magmas in the Ahvenisto Rapakivi Granite – Massif-Type Anorthosite Complex, Southeastern Finland // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48, P. 969–990 DOI: 10.3749/canmin.48.4.969.
19. Nehring F., Foley S. F., Holtta P., Van Den Kerkhof A. M. Internal Differentiation of the Archean Continental Crust: Fluid-Controlled Partial Melting of Granulites and TTG-Amphibolite Associations in Central Finland // Journal of Petrology. 2009. 50(1). 3–35. DOI:10.1093/petrology/egn070.
20. Korja A., Heikkinen P. The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles // Precambrian Research. 2005. 136(3–4), 241–268. DOI: 10.1016/j.precamres.2004.10.007.

Nd-ISOTOPE EFFECTS THROUGH FACTIONAL CRYSTALLISATION-ASSIMILATION (AFC) PROCESSES IN THE CONTINENTAL CRUST, HETEROGENEOUS IN AGE: THE EXAMPLE OF FERROBASALTS FROM THE LADOGA GRABEN (KARELIA, RUSSIA)

A. A. Nosova^{a, #}, N. M. Lebedeva^a, A. A. Vozniak^a, L. V. Sazonova^{a, b},
Yu. O. Larionova^a, I. A. Kondrashev^a

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmolyuk October 6, 2023

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

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

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

Petrography, geochemistry and isotope geochemistry of the Mesoproterozoic volcanic rocks occurred as lava flows and the Valaam sill in the Ladoga rift, have been studied. The Ladoga rift is located in the area of thrusting of the Palaeoproterozoic Svecofennian orogenic complexes onto the Archean Karelian craton. Ferrobasites of close composition and geological position in lava flows and sill have different Nd isotopic composition, differing by 5 units $\epsilon\text{Nd}(t)$: $-4 \dots -5$ in ferrobasalts of lava flows and a very low-radiogenic Nd isotopic composition in mafic rocks of the sill ($\epsilon\text{Nd}(t)$ to -11 for ferrogabbro), and identical to the isotopic composition of its acidic rocks ($\epsilon\text{Nd}(t)$ to -11 for granophyres). It is shown that in the crust, heterogeneous in age, the process of fractional crystallisation along the tholeiitic trend combined with assimilation of melt from wall rocks can be an effective mechanism for forming such “paradoxical” features of the Nd isotopic composition. The isotopic composition of sill rocks indicates the probable presence of Mesoarchean blocks in the lower crust of the Ladoga graben region.

Keywords: Nd isotopic composition, ferrobasalts, ferrogabbro, granophyres, fractional crystallisation, assimilation, AMCG massifs, Fennoscandia, Ladoga graben, Magma Chamber Simulator modelling

УДК 552.11

ОЦЕНКА ЛЕТУЧЕСТИ ХЛОРА В МАЛОВОДНОМ ФЛЮИДЕ СИСТЕМЫ $C-O-(H)-NaCl$ В КУМУЛУСЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

© 2024 г. А. Г. Симакин^{1,*}, О. Ю. Шапошникова¹, В. Н. Девятова¹,
С. И. Исаенко², Д. Д. Еремин³

Представлено академиком РАН Л. Я. Арановичем 20.11.2023 г.

Поступило 20.11.2023 г.

После доработки 29.11.2023 г.

Принято к публикации 30.11.2023 г.

При высоких PT -параметрах кумулатов ультрабазит-базитовых интрузий и низкой летучести кислорода (ниже буфера QFM) платина растворяется во флюиде, содержащем CO, в виде карбонильного комплекса самородного металла. Высокая растворимость платины в виде хлорида в рассолах с NaCl, с которой связывается формирование малосульфидных месторождений ЭПГ, достигается лишь при высокой летучести кислорода (выше буфера NNO). Предполагается, что при низкой летучести кислорода в среде маловодного флюида $CO-CO_2$ (H_2O) самородная платина также может переходить в катионную растворимую форму за счет реакции хлорирования. Приводятся экспериментальные данные о взаимодействии NaCl при $P = 200$ МПа, $T = 950^\circ C$ и $fO_2 < QFM$ с магнетитом и хромитом (акцессорными минералами ультрабазит-базитовых интрузий) с образованием хлоридов железа и хрома. Как показывают термодинамические расчеты, равновесие $FeCl_3$ и $FeCl_2$ обеспечивает высокую летучесть хлора (fCl_2). Эта летучесть лишь на 3–4 порядка ниже, чем fCl_2 в равновесии $Pt-PtCl_2$, и на 2.5–3 порядка выше, чем в водном флюиде 1М HCl при тех же $P-T-fO_2$ параметрах.

Ключевые слова: платина, ультрабазит-базитовые интрузивы, флюид, эксперимент, летучесть хлора

DOI: 10.31857/S2686739724030119

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения ЭПГ малосульфидного типа формируются в ходе позднемагматических, ранне-постмагматических процессов в ультрабазит-базитовых интрузиях в результате флюидного переноса. Причем в некоторых случаях установлено, что флюидный перенос не связан с застыванием рудовмещающего интрузива (Кондер), а запаздывает на миллионы, десятки миллионов лет [1]. Для построения физико-химической модели рудообразования важно определить состав флюида,

PT - и редокс-параметры, которые определяют растворимость ЭПГ. С ростом растворимости увеличивается потенциальный объем перетолженного металла, масштаб оруденения.

Хлору придается особое значение при формировании малосульфидных месторождений ЭПГ [2]. Действительно, растворимость платины и золота велика в хлорсодержащих средах (флюиде, расплаве хлоридов) при высокой летучести кислорода [3, 4]. При высоких PT -параметрах интрузивного кумулуса и низкой летучести кислорода около QFM/QFM-2 = CCO самородная платина образует стабильные во флюидной фазе карбонилы [5].

Согласно современным экспериментальным данным [6] по растворимости Pt в рассоле при параметрах кумулуса ($P \approx 200$ МПа, $T = 900-950^\circ C$) наклон зависимости растворимости от fO_2 в би-логарифмических координатах составляет $\approx 1/2$. Экстраполяция данных до низкой летучести кислорода, отвечающей буферу CCO (QFM-2), дает оценку растворимости

¹Институт экспериментальной минералогии
им. Д. С. Коржинского Российской Академии наук,
Черноголовка, Россия

²Институт геологии им. Н. П. Юшкина Коми научного
центра Уральского отделения Российской Академии наук,
Сыктывкар, Россия

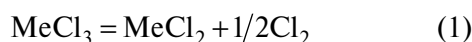
³Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: simakin@iem.ac.ru

в рассоле 0.5–1 ppm, что более чем на два порядка ниже растворимости в форме карбонила.

Теоретически можно перевести платину в хлорид и при низкой fO_2 за счет достаточно высокой летучести хлора. В этом случае при наличии CO формируется смешанный карбонильно-хлоридный комплекс платины с повышенной летучестью ($PtCl_2(CO)_2$). Высокую летучесть этого соединения предложено использовать для травления пленок платины газом с мольным отношением $CO/Cl_2 = 2/1$ [7]. В работе [8] рассчитали состав маловодного (содержания воды не более 10 мол. %) флюида в системе C–O–H–Cl и предсказали высокую долю (примерно 1/2) Cl_2 и $COCl_2$ от общего содержания хлора, приняв равной 5 мол. %. При общем давлении, принятом при расчетах равном 300 МПа, такое содержание отвечает фугитивности хлора больше 10 бар.

На рис. 2 показаны фугитивности хлора в равновесиях Pd–PdCl₂ и Pt–PtCl₂, рассчитанные с использованием термодинамических данных из [9], при $T = 950^\circ C$ равновесные фугитивности много меньше 1 бар и составляют 0.1 и 0.001 бар соответственно. С флюидом состава, рассчитанного в [8], Pd и Pt реагируют с образованием хлоридов. Вместе с тем фугитивность хлора могут буферировать минералы кумулуса. В экспериментах с маловодными (номинально безводными) расплавами в качестве буфера летучести хлора используется пара Ag – смесь AgCl и AgI [10]. Чистый хлорид серебра задает слишком высокую летучесть хлора, которая вызывает при реакции с базальтовым расплавом отделение расплава хлоридов кальция, магния и других катионов. Наиболее распространенной формой хлора на низкотемпературной стадии эволюции ультрабазит-базитовых интрузий является NaCl (см. обзор [11]). Можно предположить, что при высокой температуре в присутствии маловодного флюида в результате обменных реакций NaCl с фазами, содержащими переходные металлы переменной валентности (Fe, Cr, Mn), могут формироваться хлориды, которые буферируют летучесть хлора в результате реакций:



Соотношение хлоридов двухвалентных и трехвалентных металлов связано с летучестью кислорода, величина которого в свою очередь также буферируется минералами кумулуса и флюидом (например, буфером CCO в присутствии CO₂ и графита).

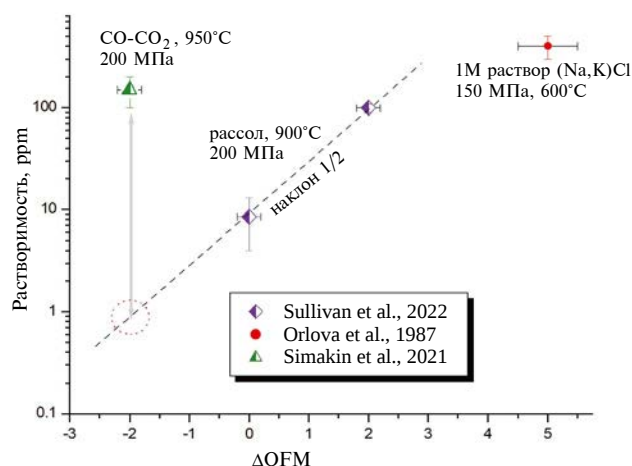


Рис. 1. Экспериментальные данные по растворимости платины во флюиде при высокой температуре в зависимости от летучести кислорода. Пунктирной окружностью отмечена растворимость в рассоле при низкой летучести кислорода, полученная экстраполяцией (по данным [6]).

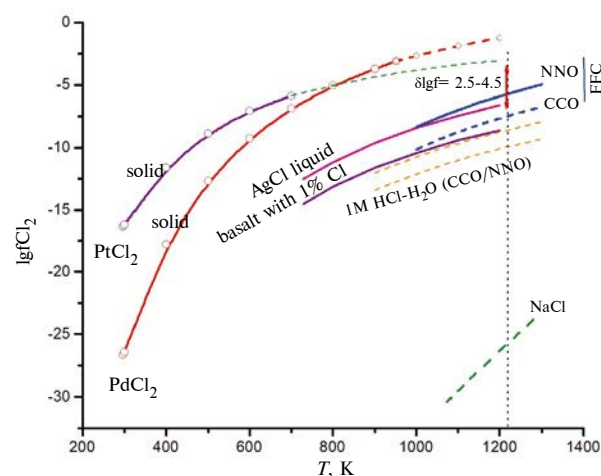


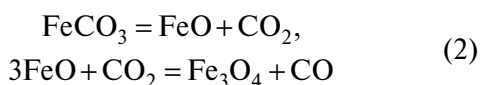
Рис. 2. Летучести хлора равновесные в паре металл–хлорид, рассчитанные с использованием термодинамической базы данных [9]. Данные для PtCl₂ и PdCl₂ экстраполированы к высоким T (пунктир). Отдельно показана летучесть хлора, обеспечивающая содержание хлора порядка 1 мас. % в сухом расплаве базальта при $1400^\circ C$ [10]. Также показаны летучести хлора, отвечающие равновесиям FeCl₃–FeCl₂ (FFC) при летучестях кислорода, равных NNO и CCO. Отдельно показаны летучести хлора в 1M HCl водном флюиде ($P = 200$ МПа), рассчитанные по реакции $2HCl + 1/2 O_2 = H_2O + Cl_2$ при двух летучестях кислорода (буферы CCO и NNO).

Первой целью при экспериментальном изучении влияния хлора на растворимость ЭПГ в маловодном флюиде при низкой летучести кислорода является переход от малоактивного NaCl в исходной системе к хлоридам переходных

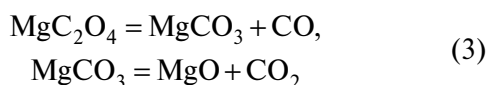
металлов, которые могут обеспечить высокую летучесть хлора. В данной работе представлены результаты экспериментального изучения реакции такого восстановленного флюида с NaCl и минералами шпинелевого ряда при параметрах кумулуса ультрабазит-базитовых интрузий ($P = 200$ МПа и $T = 950^\circ\text{C}$) и термодинамические оценки $f\text{Cl}_2$ в этой системе.

МЕТОДЫ

Исходные материалы. Описываемая серия экспериментов является начальной стадией изучения растворимости ЭПГ в хлорсодержащем маловодном флюиде, в ходе ее выполнения для поиска оптимальных условий использовался широкий спектр исходных веществ. В качестве источника CO_2 использовался природный магнезит (Южный Урал), любезно представленный нам Минералогическим музеем им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва). Состав магнезита определялся на микрозонде и методом ICP-MS (ИПТМ РАН, Черноголовка). В качестве источника CO использовались сидериты: мономинеральный FeCO_3 (с 10 мол. % MnCO_3), природные сидериты из Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана. При разложении сидерита и полном протекании реакции вюститита с CO_2 получается смесь CO и CO_2 в мольном отношении 1:2.



Также использовался оксалат магния, при термическом разложении которого получается эквимольная смесь CO и CO_2 .



Исходный оксалат представляет кристаллогидрат $\text{MgC}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Для удаления воды он прокаливался при $T = 275^\circ\text{C}$ в течении 3–4 часов. Остаточное содержание воды по данным измерения методом KFT в источнике флюида составляло 0.4–0.5 мас. %, При использовании чистого оксалата минимальная мольная доля воды в генерируемом флюиде составляла около 0.02–0.03. В качестве начальной формы хлора использовался NaCl. В опытах с сидеритом источником железа служили вюстит и магнетит, продукты реакции генерации флюида. В опытах с чистым оксалатом вводился магнетит (Ковдор) и хромшпинель (массив Рай–Из). В качестве флюидных ловушек использовались: спеченный порошок кварцевого стекла, спеченное

кварц-альбитовое стекло, альбитовое стекло и спеченные нити кварцевого стекла (используются в качестве теплоизолятора).

ЭКСПЕРИМЕНТ

Эксперименты проводились на аппарате высокого газового давления (УВГД-10000) в ИЭМ РАН (Черноголовка). Сосуд аппарата изготовлен из нержавеющей стали, рабочая среда — аргон. Температура измерялась и регулировалась с помощью Pt–Rh-термопар, длина безградиентной зоны в печи составляла 40–50 мм. Давление измерялось пьезодатчиком с точностью до 5%. Температура поддерживалась с точностью $\pm 2.5^\circ\text{C}$, давление контролировалось с точностью $\pm 1\%$. Закалка осуществлялась за счет отключения нагрева при продолжающемся водяном охлаждении со скоростью $150^\circ\text{C}/\text{мин}$. Эксперименты проводились в основном по двухампульной методике. В качестве материалов внешней и внутренней ампул использовались платина, палладий и золото. В малую открытую ампулу помещались вещества для генерации флюида и NaCl, а во внешнюю заваренную ампулу — флюидные ловушки. Летучесть кислорода задавалась соотношением CO и CO_2 вблизи буфера CCO, избыток CO разлагался с образованием углерода и органических веществ. При использовании сидерита $f\text{O}_2$ близка к буферу вюстит-магнетит (близко к буферу CCO при $T = 950^\circ\text{C}$). Снаряженные ампулы продувались аргоном и заваривались. Параметры опытов указаны в табл. 1S (в электронном приложении).

Анализ. Содержание воды в исходных веществах измерялось с использованием установки для Карл-Фишер-титрования (KFT) AQUQ 40 с приставкой для нагрева твердых фаз. В соответствии с данными калибровки точность определения 3 отн. %. Химический анализы и снимки поверхности исходных веществ и экспериментальных образцов были выполнены с использованием SEM CamScan MV2300 и Tescan Vega TS5130MM с энергодисперсионным спектрометром (“INCA Energy” 450). Спектрометр оснащен полупроводниковым Si (Li) детектором INCA Penta FET X3. Все фазы анализировались при ускоряющем напряжении 20 кВ, ток поглощенных электронов на образце Co составлял 0.1–0.2 нА. Наименьший диаметр луча составлял 0.2 мкм для точечного фазового анализа; некоторые стекла анализировались с использованием прямоугольной области сканирования шириной до 50–80 мкм. Результаты измерений

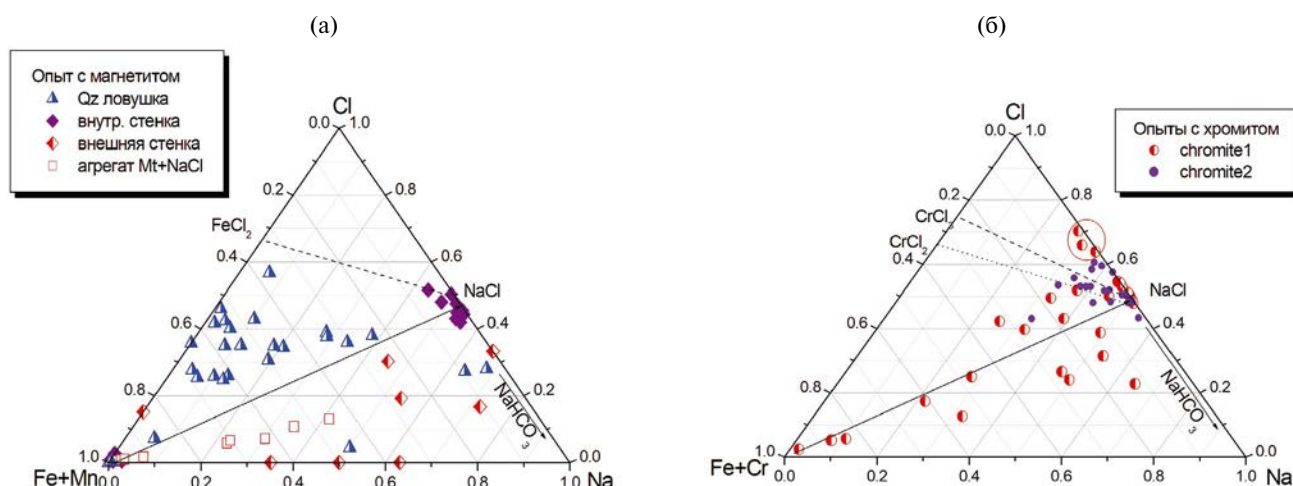


Рис. 3. Микрозондовые анализы (атомные доли) агрегатов мелкодисперсных фаз, продуктов реакций генерации хлорсодержащего флюида; а) опыт O75 система с железом: на стенках внутренней ампулы, внешней ампулы, кварцевой ловушке и магнетите, б) двух опытов с хромитом: первый опыт с 10% NaCl, второй с 1% NaCl. Точки составов внутри треугольников Fe(Cr)–NaCl–Na отражают наличие натриевых безхлорных фаз (Na_2CO_3 , NaHCO_3 и др.). На рис. 3 б можно отметить, что ряд составов выходит за пределы треугольника (Fe+Cr)–CrCl₃–NaCl, что отражает наличие хлоридов, отличных от хлоридов натрия и хрома (+ железа), предположительно это хлориды магния.

обрабатывались программным комплексом “INCA Energy” 200.

Рамановская спектроскопия. Рамановские спектры экспериментальных образцов измерялись в двух лабораториях. В ИЭМ РАН измерения проводились на спектрометре RM1000 с CCD-камерой, краевым фильтром с помощью микроскопа Leica с объективом 50×. Спектры возбуждались твердофазным лазером с диодной накачкой и длиной волны 532 нм. Параметры измерений: мощность лазера 22 мВ, ширина спектральной щели 50 мкм, время набора 5×10 сек. Измерения в ИГ УРО РАН (Сыктывкар) были выполнены на Рамановском спектрометре высокого разрешения LabRam HR800 (Horiba, “Jobin Yvon”) с использованием внешнего Ar⁺ лазера (514.5 нм, мощность 1.2 мВ). Спектрометр был сопряжен с оптическим микроскопом “Olympus” BX41 с объективом 50×. Спектры записывались в диапазоне $100\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ с использованием спектрометра с решеткой 600 линий/мм. Размер конфокального отверстия – 300 мкм, щели – 100 мкм. Поперечник анализируемой области составлял около 5 мкм. Каждый спектр накапливался в трех циклах измерений длительностью 10 сек. Измерения проводились при комнатной температуре.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В данной работе представлены результаты изучения оксидных матриц, продуктов разложения твердых источников флюида и продуктов

реакций между флюидом с NaCl и этими оксидами, а также магнетитом и хромитом. Составы флюидных ловушек позволяют оценить состав флюида методом микро-Рамановской спектроскопии (ловушки из альбитового стекла) и содержания благородных металлов во флюиде: платины, палладия, золота в зависимости от используемых ампул (ловушки из кварцевого и альбит-кварцевого стекла). Эти данные будут опубликованы в отдельной работе.

Результаты микрозондовых анализов. Главными кристаллическими фазами в продуктах опытов являются оксиды железа и магния, продукты разложения сидерита, магнезита, оксалата магния. Новообразованные фазы имеют малые размеры, которые, как правило, не позволяют исследовать состав индивидуальных кристаллов микрозондовым анализом. На рис. 3 анализы фаз из опыта O75 (источник флюида – сидерит и оксалат, подробности в табл. 1S, электронное приложение) представлены на треугольной диаграмме Fe–Na–Cl (ат. доли). На этой диаграмме не разрешаются бесхлорные фазы: Fe_3O_4 , $\text{FeO}(\text{OH})$, FeO , FeCO_3 , NaHCO_3 , Na_2CO_3 и окси-хлориды железа. На рис. 3 можно отметить, что часть составов попадает в маложелезистую область с отношением $\text{Na}/\text{Cl} \gg 1$, что подразумевает наличие солей натрия, образовавшихся в результате обменных реакций магнетита (вюститита) с NaCl (см. ниже реакция (4)). Также можно отметить, отсутствие составов с отношением $\text{Cl}/\text{Fe} > 2\text{--}2.2$, что может свидетельствовать о преобладании FeCl_2 в составе хлоридов. Как

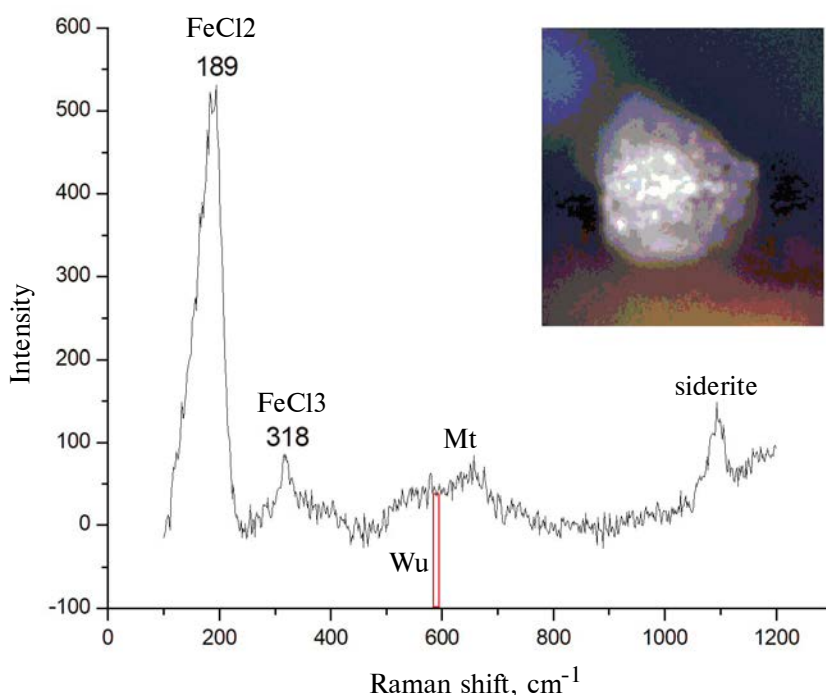


Рис. 4. Микро-Рамановский спектр продуктов реакции магнетита и NaCl в эксперименте O89. Также присутствует линия неразложившегося сидерита, источника флюида. Линии вюститита и магнетита сливаются в сплошную полосу.

упоминалось выше, FeCl_3 обладает низкой $T_{\text{кип}}$ и присутствует во флюидной фазе. На аналогичной диаграмме ($\text{Fe}+\text{Cr}$)– Na – Cl составов мелко-дисперсных фаз продукты опытов с хромшпинелью много точек попадает за коноду NaCl – CrCl_2 в сторону высоко-хлорных составов в отличие от опытов с магнетитом. Это может отражать присутствие тугоплавкого CrCl_3 в виде кристаллической фазы при PT -параметрах эксперимента. Ряд точек на диаграмме попали на отрезок NaCl – Cl стороны Na – Cl , что отвечает наличию MgCl_2 , HCl или хлорорганических соединений.

Данные Рамановской спектроскопии. Карбонат натрия, важный продукт обменной реакции шпинелей с NaCl , обнаружен в виде NaHCO_3 лишь в опыте с хромитом и большим содержанием соли. Он совпадает по всем интенсивным пикам $k = 1268$, $k = 1047$, $k = 686 \text{ см}^{-1}$ со стандартом. Редкая встречаемость NaHCO_3 в продуктах опытов, по данным Рамановской спектроскопии, может быть связана с хорошей растворимостью этой фазы во флюиде и осаждением ее при закалке в рассеянной форме, а также формированием солей натрия органических кислот.

Хлориды железа, образующиеся в результате обменных реакций NaCl с магнетитом, удалось

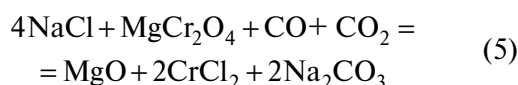
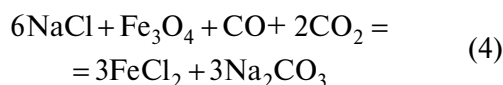
идентифицировать методом Рамановской спектроскопии. Как FeCl_3 , так и в меньшей степени и FeCl_2 , являются гигроскопичными солями. На рис. 4 представлен спектр частично разложившегося сидерита, со слабовыраженными полосами магнетита и четкими полосами $k = 189$ и 317 см^{-1} . Связь Fe – Cl в кристаллогидрате дихлорида железа ($\text{FeCl}_2 \times 4\text{H}_2\text{O}$) характеризуется полосой около 190 см^{-1} [12]. Безводный FeCl_2 характеризуется полосой 152 см^{-1} [13], которая выделяется в некоторых спектрах при разложении вместе с полосой 187 – 190 см^{-1} . Безводный хлорид FeCl_3 имеет самую сильную линию при 332 см^{-1} . В водных растворах FeCl_3 самая сильная линия при 315 см^{-1} приписывается колебаниям Fe – Cl в комплексе FeCl_2^+ [14]. Кристаллогидраты FeCl_3 имеют структурную формулу $[\text{FeCl}_2(\text{H}_2\text{O})_4][\text{FeCl}_4] \times n\text{H}_2\text{O}$ ($n = 0 \dots 3$), т.е. содержат структурную единицу FeCl_2^+ и также идентифицируются по линии около 318 см^{-1} . FeCl_3 является чрезвычайно гигроскопичной фазой, гидратация которой могла быть вызвана как водой из флюида, так и из атмосферы после опыта.

В восстановленном маловодном флюиде в экспериментах образовывались слабоупорядоченный углерод (отношение площадей D/G пиков в Рамановском спектре около

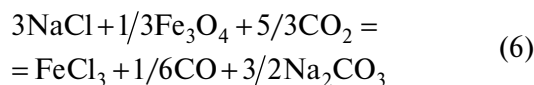
0.5) и битумоподобное вещество с высокой люминесценцией (см. спектры в электронном приложении).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Химические реакции, протекающие в эксперименте. Результаты экспериментов показали, что при реакции NaCl в среде маловодного флюида с минералами шпинелевого ряда образуются хлориды переходных металлов. Эти реакции можно записать для магнетитового и магнохромитового миалов:



Реакции (4, 5) описывают образование дихлоридов. Образование трихлоридов можно описать окислением дихлоридов или реакцией оксидных фаз с CO₂. Например:

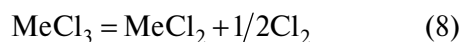


Сода, продукт реакций (4–6) в форме гидрокарбоната, обнаружена методом микро-Рамановской спектроскопии только в одном опыте. Наличие солей натрия, отличных от NaCl, вытекает из валового анализа мелкодисперсных продуктов опытов, близких по составу к отрезку Na–NaCl на треугольной диаграмме Na–(Fe+Cr)–Cl (рис. 3). Можно предположить, что в присутствии малых концентраций воды во флюиде образуются соли органических кислот, например, муравьиной:



Для полного термодинамического расчета реакций (4–6), нужно уточнить, какие соединения натрия формируются в результате обменных реакций.

Как обсуждалось выше, равновесие ди- и трихлоридов FeCl₂–FeCl₃ и CrCl₂–CrCl₃ буферизируют летучесть хлора в результате реакций:

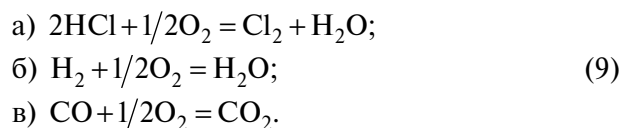


Важно учитывать фазовое состояние хлоридов при *PT*-условиях экспериментов. FeCl₃ – легкоплавкая соль с температурой кипения 307°C, она присутствует как компонент флюида с переменной фугитивностью, FeCl₂ участвует в равновесии

(8) в виде расплава. Равновесную летучесть FeCl₃ можно выразить как функцию летучести кислорода в присутствии магнетита. На рис. 2 нанесена летучесть хлора как функция температуры при двух летучестях кислорода. Летучести хлора в железосодержащей системе достаточно высоки. При *f*O₂ = QFM-2 летучесть хлора (*f*Cl₂) отвечает летучести, обеспечивающей содержание хлора в базальтовом расплаве на уровне порядка 1 мас. %. При более высокой летучести кислорода она отвечает буферу Ag–AgCl, в магматических условиях такая *f*Cl₂ вызывает образование несмесимых расплавов хлоридов магния и железа и силикатной жидкости. Эти данные предварительные, прежде всего потому, что расплав FeCl₂ содержит другие хлориды.

CrCl₃ – тугоплавкое соединение с *T*_{пл} = 1152°C, а CrCl₂ плавится в условиях экспериментов, но не кипит (*T*_{кип} = 1120°C), поэтому для пары чистых хлоридов хрома летучесть хлора фиксирована (рис. 2) и приближается к летучести Pt–PtCl₂. Расчетная летучесть кислорода в равновесии с MgCr₂O₄ близка к QFM. Как и в случае хлоридов железа, эти расчеты носят предварительный характер, поскольку не учитывают, прежде всего, состав расплава хлоридов. В изучаемой системе также возможна обменная реакция FeCl₂+CrCl₃ = FeCl₃+CrCl₂, которая, вероятно, смещена вправо в сторону образования высоколетучих хлоридов. Следует отметить, что CrCl₃ идентифицирован на Рамановских спектрах продуктов экспериментов с хромитом (см. электронное приложение), а CrCl₂ нет. Точный расчет летучести хлора в равновесии с хлоридами – сложная задача, требующая дополнительных экспериментальных данных.

Наличие даже небольшого количества воды во флюиде приводит к тому, что преобладающей формой хлора становится HCl, образующийся из молекулярного хлора и воды. Принципиальные эффекты добавки небольших количеств воды можно описать упрощенной системой из трех реакций:



Эта система включает 7 соединений, три уравнения равновесия дополняются тремя балансами компонентов флюида (C, H, O). Поскольку нас интересует содержание элементарного хлора, будем использовать его как параметр, задаваемый равновесиями хлоридов железа. Константы равновесия рассчитаны с использованием базы данных [9]. Коэффициенты фугитивности компонентов

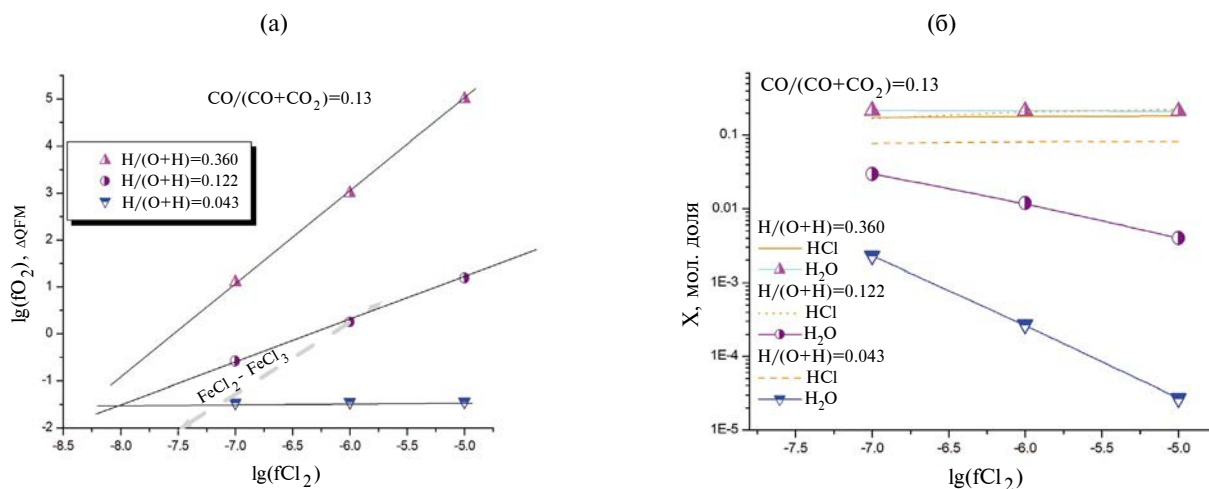


Рис. 5. Рассчитанные, согласно реакциям (9), в маловодном флюиде $C-O-H-Cl$ (отношения $H/(O+H) \approx X_{H_2O}$ указаны на графиках): а) летучести кислорода, пунктиром нанесена линия отвечающая буферу $FeCl_2-FeCl_3$ в присутствии магнетита при различных fO_2 ; б) молярные доли H_2O и HCl в зависимости от $\lg(fCl_2)$.

рассчитаны для PT -условий эксперимента с использованием [15]. Исходный бесхлорный флюид характеризуется содержаниями CO , CO_2 и H_2O , контролируемых буфером CCO . В результате расчета равновесного состояния получены зависимости молярной доли воды и летучести кислорода как функции летучести хлора (рис. 5) при трех исходных содержаниях воды.

Термодинамические расчеты показали, что рост фугитивности хлора в модельном флюиде сопровождается ростом летучести кислорода (рис. 5 а). Содержание воды в равновесном состоянии резко падает с ростом fCl_2 при исходных содержаниях воды примерно менее 10 мол. %, а основная часть хлора в системе при этом присутствует в виде HCl (рис. 5 б). Параметры буфера $FeCl_2-FeCl_3$ в координатах fCl_2-fO_2 пересекаются с параметрами флюида CO_2-CO-H_2O-Cl при начальном содержании воды примерно менее 10 мол. % (рис. 5 а) Таким образом, расчеты показывают, что буфер $FeCl_2-FeCl_3$ может задавать летучесть хлора как в безводном, так и в маловодном флюиде состава $CO-CO_2-Cl-H_2O$. Рассчитанное понижение фугитивности воды за счет образования HCl в наших экспериментах с $NaCl$ отражается в отсутствии спекания альбитового стекла, используемого в качестве ловушки флюида [5]. В исходном стекле, содержащем порядка 0.5 мас. % воды в растворенном и сорбированном на поверхности виде, вязкость альбитового расплава достаточно низка при $T = 950^\circ C$ и $P = 200$ МПа для формирования в опытах без хлора сплошной массы с захваченными пузырьками флюида.

Реакция (9а) позволяет выразить летучесть хлора и в чисто водном флюиде, содержащем HCl . На рис. 2 нанесены расчетные значения fCl_2 для чисто водного флюида, отвечающего 1М раствору соляной кислоты, которые на несколько порядков ниже, чем в маловодном флюиде. Фугитивность хлора растет пропорционально $fO_2^{1/2}$, что близко к наклону зависимости растворимости Pt в рассоле от летучести кислорода (рис. 1). В двухфазном флюиде за счет гидролиза $NaCl$ образуется кислота HCl [16] и хлор при ее окислении. Фугитивность хлора в равновесии (9а) обратно пропорциональна фугитивности воды, которая понижена в рассоле за счет влияния растворенной соли [17]. Таким образом, $PtCl_2$ в экспериментах [6] также может образовываться по механизму хлорирования.

Согласно нашим экспериментальным данным, при параметрах кумулуса ультрабазит-базитовых интрузий можно ожидать активное образование хлоридов железа и хрома. Первичные флюидные включения в кварце [11], который является акцессорным минералом в пегматитах безоливиновых пород (норитов, габброноритов), в анартозитах и в кварце из гранофировых включений из хлоридов содержат главным образом $NaCl$ (кроме хлоридов Ba , K , Ca). Лишь в редких случаях во вторичных флюидных включениях (залеченных трещинах) в оливине платиноносного ультрабазит-базитового интрузива Стилутер, США обнаружены хлориды железа ($FeCl_2-FeCl_3$) и оксихлориды железа и марганца [18]. Редкость таких находок может свидетельствовать о сложности формирования флюидных включений в среде высокотемпературного маловодного флюида.

Наши расчеты согласуются с результатами [8], которые предсказали, что при мольной доле воды $X_{H_2O} < \approx 0.1$ HCl практически замещает воду во флюиде, в составе которого также отсутствуют другие водородсодержащие соединения CH_3Cl , CH_4 . Задав высокое суммарное содержание хлора 10 ат. % в исходной системе C—O—H—Cl, авторы получили чрезмерное высокое содержание Cl_2 , которое, как демонстрируют наши экспериментальные данные и расчеты, буферизируется реакциями с оксидными минералами на более низком уровне. В результате этих реакций при низкой летучести кислорода значения fCl_2 ограничены на максимально возможном для магматических систем уровне, выше которого происходит расслоение магмы с образованием расплава хлоридов магния и железа. Этот уровень fCl_2 примерно на 3–4 порядка ниже уровня устойчивости $PtCl_2$, что делает его слишком низким для полного превращения платины в хлорид, но достаточно высоким для образования $PtCl_2$ во флюиде в равновесии с самородным металлом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны академика РАН Л.Я. Арановичу за конструктивную критику, позволившую существенно улучшить начальный вариант статьи. Авторы признательны Г.В. Бондаренко за измерение Рамановских спектров некоторых экспериментальных образцов в ИЭМ РАН.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 23-27-00252.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Стюарт Ф.М., Бортников Н.С. Новые свидетельства полицикличности платинометаллических россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондер: результаты 190Pt-4He-датирования // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498(1). С. 23–30. <https://doi.org/10.31857/S2686739721050108>
2. Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum I.S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // Journal of Petrology. 1986. V. 27 (4). P. 967–986. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.967>
3. Orlova G. P., Ryabchikov I. D., Distler V. V., Gladyshev G. D. Platinum migration in fluids during the formation of magmatic sulfides // International Geology Review. 1987. V. 29 (3). P. 360–362. <https://doi.org/10.1080/00206818709466152>
4. Shmulovich K.I., Bukhtiyarov P.G., Persikov E.S. Gold dissolution in dry salt melts in the presence of SiO_2 as a function of $P(O_2)$ // Geochem. Int. 2018. V. 56. P. 240–245. <https://doi.org/10.1134/S0016702918030084>
5. Simakin A., Salova T., Borisova A.Y., Pokrovski G.S., Shaposhnikova O., Tyutyunnik O., Bondarenko G., Nekrasov A., Isaenko S.I. Experimental study of Pt solubility in the CO-CO₂ fluid at low fO_2 and subsolidus conditions of the ultramafic-mafic intrusions // Minerals. 2021. V. 11. P. 225. <https://doi.org/10.3390/min11020225>
6. Sullivan N.A., Zajacz Z.J., Brenan M., Tsay A. The solubility of platinum in magmatic brines: Insights into the mobility of PGE in ore-forming environments // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2022. V. 316. P. 253–272.
7. Kim J.H., Woo S.I. Chemical dry etching of platinum using Cl_2/CO gas mixture // Chemistry of Materials. 1998. V. 10 (11). P. 3576–3582. <https://doi.org/10.1021/cm980337o>
8. Mathez E.A., Dietrich V.J., Holloway J.R., Boudreau A.E. Carbon distribution in the Stillwater complex and evolution of vapor during crystallization of Stillwater and Bushveld magmas // Journal of Petrology. 1989. V. 30 (1). P. 153–173. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.1.153>
9. Barin I. Thermochemical data of pure substances. Weinheim. New York: VCH, 1995. P. 1885. <https://doi.org/10.1002/978352761982>
10. Thomas R.W., Wood B.J. The chemical behavior of chlorine in silicate melts // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2021. V. 294. P. 28–42. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.11.018>
11. Boudreau A.E. Melt and Fluid Inclusion Evidence. In hydromagmatic processes and platinum-group element deposits in layered intrusions // Cambridge: Cambridge University Press. 2019. P. 101–113.
12. Alcaraz, L., Sotillo B., Marco J.F., Alguacil F.J., Fernández P., López F.A. Obtention and characterization of ferrous chloride $FeCl_2 \cdot 4H_2O$ from water picking liquors // Materials. 2021. V. 14. P. 4840. <https://doi.org/10.3390/ma14174840>
13. Meneses F. Qi R., Healey A.J., You Yi, Robertson I.O., Scholten S.C., Keerthi A., Harrison G., Holtenberg L.C.L., Radha B., Tetienne J.-P. Stray magnetic field imaging of thin exfoliated iron halides flakes // [cond-mat.mtrl-sci]. 2023. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2307.10561>

14. *Scholten L., Schmidt C., Lecumberri-Sanchez P., Newville M., Lanzirotti A., Sirbescu M.C., Steele-MacInnis M.* Solubility and speciation of iron in hydrothermal fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 252. P. 126–143. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.03.001>
15. *Churakov S.V., Gottschalk M.* Perturbation theory based equation of state for polar molecular fluids: II. Fluid mixtures // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67(13). P. 2415–2425. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01348-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01348-0)
16. *Hanf N.W., Sole M.J.* High-temperature hydrolysis of sodium chloride // *Transactions of the Faraday Society*. 1970. V. 66. P. 3065–3074. <https://doi.org/10.1039/TF9706603065>
17. *Aranovich L. Ya., Newton R.C.* H₂O activity in concentrated KCl and KCl–NaCl solutions at high temperatures and pressures measured by the brucite-periclase equilibrium // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. V. 127. P. 261–271. <https://doi.org/10.1007/s004100050279>
18. *Hanley J.J., Mungall J.E., Pettke T., Spooner E.T. C., Bray C.J.* Fluid and halide melt inclusions of magmatic origin in the ultramafic and lower banded series, Stillwater Complex, Montana, USA // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49 (6). P. 1133–1160. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn020>

AN ESTIMATE OF CHLORINE FUGACITY IN THE LOW WATER FLUID OF THE SYSTEM C-O-(H)-NaCl IN THE CUMULUS OF ULTRABASIC-BASIC INTRUSIONS

**A. G. Simakin^{a, #}, O. Yu. Shaposhnikova^a, V. N. Devyatova^a, S. I. Isaenko^b,
D. D. Eremin^c**

Presented by Academician of the RAS L. Ya. Aranovich November 20, 2023

^a*Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia*

^b*Institute of Geology of the Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: simakin@iem.ac.ru*

At high PT parameters of the cumulates of ultramafic-mafic intrusions at low fO_2 (below the QFM buffer), platinum dissolves in the fluid with CO as a carbonyl complex of the native metal. The high solubility of platinum as PtCl₂ in brines with NaCl, which is associated with the formation of low-sulfide PGE deposits, is achieved at high oxygen fugacity (above the NNO buffer). It is assumed that at low oxygen fugacity in the low water CO–CO₂ fluid, native Pt can also be converted into a cation-soluble form by chlorination. Experimental data ($P = 200$ MPa, $T = 950^\circ\text{C}$, $fO_2 < \text{QFM}$ and fluid CO–CO₂) on the reaction of NaCl with magnetite and chromite, accessor minerals of mafic-ultramafic intrusions, with the formation of iron and chromium chlorides are presented. As shown by thermodynamic calculations, the equilibrium in the FeCl₃–FeCl₂ pair provides the high chlorine fugacity (fCl_2). This fugacity is only 3–4 orders of magnitude lower than fCl_2 in the Pt–PtCl₂ equilibrium and 2.5–3 orders of magnitude higher than in the aqueous fluid 1 M HCl at the same P – T – fO_2 parameters.

Keywords: platinum, ultrabasite-basite intrusions, fluid, experiment, chlorine fugacity

УДК 550.34

О МОДЕЛИРОВАНИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ЗАДАЧАХ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН П. Н. Шебалин^{1,2,*},
С. В. Баранов^{1,3}, И. А. Воробьева^{1,2}, Е. М. Греков¹, К. В. Крушельницкий¹,
А. А. Скоркина¹, О. В. Селюцкая¹

Поступило 31.10.2023 г.

После доработки 08.11.2023 г.

Принято к публикации 14.11.2023 г.

Рассмотрены основные недостатки отдельных элементов моделирования сейсмического режима для целей создания карт Общего сейсмического районирования в рамках вероятностного подхода. Предложен вариант методики, которая вследствие исправления описанных недостатков должна давать более точные оценки вероятных проявлений сейсмичности в будущем. Впервые предложена стохастическая модель сейсмического режима в виде синтетического каталога землетрясений, генерируемого на произвольный условный период и воспроизводящего свойства каталога фактических землетрясений, включая пространственно-временное группирование. Предложена методика верификации моделей сейсмического режима для проверки соответствия моделей исходным данным, оценке прогнозной эффективности моделей и для сравнения по этим характеристикам разных моделей.

Ключевые слова: землетрясение, сейсмическая опасность, Общее сейсмическое районирование, ОСР, сейсмический режим, балльность, синтетический каталог землетрясений

DOI: 10.31857/S2686739724030121

ВВЕДЕНИЕ

Проблема достоверной оценки сейсмической опасности и ее применения на практике обострилась после катастрофических землетрясений 6 и 7 февраля 2023 г. на границе Турции и Сирии. В Турции, как и в России и в большинстве государств, расположенных в сейсмоопасных регионах, оценки сейсмической опасности применяются при строительстве с тем, чтобы минимизировать число жертв и материальный ущерб в случае возникновения разрушительного землетрясения. К сожалению, как это бывало в большинстве случаев катастрофических землетрясений [1], сейсмическая опасность в эпицентральных зонах землетрясений 6 и 7 февраля 2023 г. была недооценена [2]. С другой стороны,

как отмечалось в прессе, большие разрушения и огромное число жертв от этих землетрясений частично объясняются несоблюдением строительных норм, учитывающих сейсмическую опасность.

Оценки сейсмической опасности условно можно разделить на детерминистские и вероятностные. В российской литературе используются сокращения ДАСО (детерминистский анализ сейсмической опасности) и ВАСО (вероятностный анализ сейсмической опасности). И в том, и в другом случае оценивается возможность воздействий от землетрясений определенной степени в заданной точке на поверхности Земли. Степень воздействия традиционно определяется в баллах шкалы интенсивности (наиболее распространенными являются шкалы МСК-64 и Mercalli) или в значениях пикового ускорения грунта (PGA, peak ground acceleration). Детерминистские оценки отвечают на вопрос “каково максимально возможное воздействие от землетрясения в данной точке?”, а вероятностные оценки отвечают на вопрос “с какой вероятностью в данной точке возможны воздействия заданной степени?”. Обычная форма

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики Российской Академии наук, Москва, Россия

²Геофизический центр Российской Академии наук, Москва, Россия

³Кольский филиал ФИЦ Единая геофизическая служба Российской Академии наук, Обнинск, Россия

*E-mail: shebalin@mitp.ru

представления оценок сейсмической опасности — это карты сейсмического районирования. Первые применявшиеся на практике карты сейсмического районирования опирались на детерминистский подход, поэтому традиционно такие карты строятся в виде зон максимальной ожидаемой степени воздействия. В случае вероятностного подхода строится несколько вариантов карт с расчетами ожидаемого максимального воздействия на разные интервалы времени (например, 500, 5000, 10 000 лет).

Фактическая степень воздействия значительно зависит от грунтовых условий (на скалистых грунтах при прочих равных условиях воздействие слабее, чем на мягких или водонасыщенных грунтах), поэтому при строительстве в качестве нормативных используются карты общего сейсмического районирования (ОСР), рассчитанные для средних грунтов. Более того, для конкретных зданий и сооружений воздействие от землетрясений зависит как от конструктивных особенностей, так и от характеристик сейсмических волн (преобладающие частоты, длительность, амплитуды скорости и смещений и др.). Поэтому для особо ответственных сооружений, таких как АЭС, плотин, хранилищ ядерных и других радиоактивных отходов применяются, как правило, более сложные расчеты, учитывающие все эти особенности. В любом случае и для целей ОСР, и для целей специальных расчетов ожидаемых воздействий от землетрясений оценка сейсмической опасности состоит из двух независимых этапов: моделирование пространственного распределения очагов будущих землетрясений и их магнитуды (в вероятностном подходе еще и распределение во времени) и моделирование воздействия землетрясений с заданными параметрами на объекты, находящиеся на определенном удалении от очага землетрясения, с учетом всех эффектов распространения сейсмических волн.

Несмотря на кажущуюся сложность проблемы, наибольший прогресс в мировой науке достигнут именно в решении проблемы точного моделирования воздействия от землетрясений. Наоборот, известные ошибки в оценках сейсмической опасности связаны, как правило, с неточной оценкой местоположения очагов и их магнитуды. Известно много случаев землетрясений, которые произошли там, где землетрясения такой магнитуды никто не ожидал. Наиболее яркий недавний пример — землетрясение Тохоку магнитудой 9.2 вблизи берегов Японии 11 марта 2011 г. В СССР и затем на территории СНГ неожиданностью с точки зрения

карт ОСР, действовавших в тот период, стали Газлийские землетрясения 1976 г. и в Узбекистане, Спитакское 1988 г. в Армении, Зайсанское 1990 г. в Казахстане, Рачинское 1991 г. в Грузии, Сусамырское 1992 г. в Киргизии, Хаилинское 1991 г. и Нефтегорское 1995 г. в России (в Корякии и на Сахалине). После создания комплекта карт ОСР-97 для территории России произошли Олюторское землетрясение 2006 г. в Корякии, Тувинское землетрясение 2012 г., Илин-Тасское (Абыйское) землетрясение в Якутии, землетрясение 2018 г. на Урале и др. Все указанные землетрясения произошли в неожиданных для соответствующих магнитуд местах.

Другой вид ошибок в оценках сейсмической опасности — это переоценка опасности на больших территориях. Оценка суммарных фактических воздействий от землетрясений, которые произошли в период после создания карт ОСР-97, основанных на вероятностном подходе, показала, что в большинстве регионов России оценка сейсмической опасности в среднем завышена как минимум в 10 раз [3]. Основной вклад в такие ошибки — завышенная на больших территориях оценка повторяемости землетрясений заданной магнитуды. Таким образом, главный источник ошибок в картах ОСР как пропусков цели, так и ложных тревог, — это неточная модель сейсмического режима — распределения очагов землетрясений определенной магнитуды в пространстве и во времени. Традиционно, со времен первых карт ОСР, основанных на детерминистском подходе, в российской литературе модель сейсмического режима называется моделью зон ВОЗ (возможных очагов землетрясений).

В современной мировой практике для целей общего сейсмического районирования, как правило, используется модель сейсмического режима, включающая комбинацию сейсмичности вдоль линейных структур — “линеаментов” (активных тектонических разломов), сейсмичности на площадных структурах — “доменах” и отдельных потенциальных очагов землетрясений. Предполагается, что внутри структур сейсмические события имеют равновероятное положение эпицентров и одинаковую повторяемость, одинаково зависящую от магнитуды. Для перехода от модели зон ВОЗ к картам ОСР с помощью моделей распространения воздействия землетрясения от очага к точке на поверхности Земли используется либо “классический” аналитический подход, предложенный Корнеллом [4], либо формируется синтетический каталог землетрясений,

и в каждой рассматриваемой точке подсчитывается повторяемость воздействий разной величины по расчетам воздействий от каждого события из синтетического каталога.

Именно такой подход был применен при создании карт общего сейсмического районирования России ОСР-97, ОСР-2015, ОСР-2016, применявшихся для строительства в сейсмоопасных регионах в качестве нормативных. Модель была создана большим коллективом авторов под руководством В.И. Уломова и получила название линеаментно-доменно-фокальной (ЛДФ) модели [5]. Эта модель, несомненно, стала существенным шагом вперед в практике районирования сейсмической опасности. Впервые стали применяться вероятностные карты, предназначенные для расчетов на сейсмостойкость строительных объектов разных категорий ответственности и сроков службы.

Вместе с тем подход построения карт ОСР на основе ЛДФ-модели лишь условно можно назвать вероятностным. Построение линеаментов и границ доменов, а также дополнительное выделение потенциальных очагов во многом носит субъективный характер, вследствие чего положение и повторяемость эпицентров в синтетическом каталоге в значительной степени предопределены этим субъективным фактором. Разделение сейсмоопасных зон на линейные и площадные структуры в ЛДФ-модели впервые было предложено основоположником ВАСО С.А. Корнеллом [4] и исторически появилось как дополнение к детерминистской модели, включавшей только линейные структуры — активные разломы. Частые разногласия исследователей по поводу границ линейных и площадных структур привели во многих странах к использованию “сглаженной модели сейсмичности”, где границы зон не нужны (например, [6]). Подход сглаженной модели сейсмичности позволяет учесть изменчивость между пространственно-временным распределением сейсмичности, согласно историческим и современным каталогам, и обеспечивает гораздо более точные в пространственном отношении оценки. Но сглаженные модели сейсмичности требуют значительно большего количества зарегистрированных землетрясений для детальной и точной оценки параметров сейсмического режима, в том числе в широком диапазоне магнитуд.

С момента создания карт ОСР-97 прошло четверть века, и за этот период накоплен огромный объем данных о землетрясениях, позволяющий перейти от зональных моделей к сглаженным

моделям сейсмичности. Другой аргумент в пользу перехода к моделям сглаженной сейсмичности — радикальное улучшение вычислительных возможностей со времени разработки ВАСО. Теперь нет необходимости проводить вычисления для отдельных зон как в классическом варианте ВАСО с использованием формул Корнелла, так как расчеты выполняются посредством генерации синтетических каталогов землетрясений и прямого моделирования воздействия от каждого отдельного землетрясения.

Синтетический каталог формируется на основе модели сейсмического режима, определяющей повторяемость землетрясений определенной магнитуды в разных точках рассматриваемого региона. Общепринятой практикой является использование фактических землетрясений. При этом предполагается, что места землетрясений меньших магнитуд репрезентативны как места потенциально более сильных землетрясений. Конкретные детали того, какие магнитуды используются, зависят от качества каталога землетрясений и могут меняться во времени. Обычно считается, что надежность прогноза связана с объемом каталога, который может составлять от десятилетий до столетий.

В принципе в качестве модели сейсмического режима могут использоваться зональные модели типа МДФ. В этом случае параметры сейсмического режима оцениваются на основе фактического каталога для отдельных зон модели. При использовании сглаженной модели сейсмичности параметры модели обычно оцениваются по фактическому каталогу на регулярной сетке с определенным шагом. К распространенным методам сглаживания относятся те, в которых используется постоянный радиус сглаживания (например, [7]), и те, в которых радиус сглаживания увеличивается по мере уменьшения плотности наблюдаемых землетрясений (например, [6]). В обоих подходах значение оцениваемого параметра приписывается центру круга. Это всегда приводит к существенному снижению контрастности результатов оценки: на наиболее сейсмически активных участках оценка активности неизбежно оказывается заниженной, а по краям этих участков — завышенной. Дополнительное снижение контрастности вызвано тем, что при нормировании оценок активности на единицу площади не учитывается фрактальная структура распределения сейсмичности [8], и нормирование производится на всю площадь круга. В данной работе мы предлагаем высококонтрастный метод сглаживания, в котором

оценки параметров приписываются не центру круга, а среднему положению эпицентров землетрясений, использованных в расчетах, и в котором площадная нормировка производится с учетом фрактальности.

Выбор зональной модели или конкретного метода сглаживания обычно основывается исключительно на экспертной оценке. Для объективного выбора той или иной модели необходимы численные методы оценивания и сравнения моделей. В работе мы предлагаем ряд статистических тестов, которые могут быть использованы для проверки и сравнения эффективности моделей, в том числе их согласованности с ретроспективными данными.

Практически все модели сейсмического режима основаны на применении закона Гутенберга-Рихтера. Согласно этому закону, график зависимости от магнитуды числа землетрясений в логарифмическом масштабе имеет в широком диапазоне магнитуд прямолинейный вид с наклоном, тангенс которого получил название “b-value”. Это позволяет оценивать повторяемость более сильных землетрясений по повторяемости более слабых. В области малых магнитуд прямолинейность графика сохраняется до представительной магнитуды, обозначаемой M_c . В области больших магнитуд распределение ограничено максимальной возможной магнитудой M_{max} ; обычно используется двойное усеченное распределение. В зональных моделях величина M_{max} обычно определяется на основе баз данных разломов (например, [9]). По геологическим, палеосейсмическим или геодезическим данным может оцениваться и повторяемость сильнейших землетрясений на конкретных разломах (например, [10]).

Еще одна часто используемая особенность применения закона Гутенберга-Рихтера — это так называемая характеристическая модель [11], по которой узкий диапазон магнитуды (например, очень большие магнитуды) имеет значительно большую повторяемость, чем определяемая по закону Гутенберга-Рихтера. В данной работе в отдельном разделе мы обсудим пределы применимости закона Гутенберга-Рихтера и проблему совместного использования сейсмологических и геологических данных для построения модели сейсмического режима.

Практически все используемые варианты ВАСО опираются на два важных предположения, которые связаны друг с другом. Первое — предположение о стационарности сейсмичности; иными словами, предполагается, что повторяемость землетрясений

является постоянной в разные периоды времени и что период времени доступных наблюдений репрезентативен для того, какой будет сейсмическая активность в долгосрочной перспективе. Второе — возникновение землетрясений считается независимым от времени, и каждое землетрясение следует пуассоновскому процессу во времени [4]. Ключевым следствием этого является то, что 50-летний прогноз ВАСО справедлив для любого 50-летнего временного окна и не является конкретным только для следующих 50 лет. Однако хорошо известно, что из-за группирования землетрясений в пространстве и во времени распределение Пуассона допустимо лишь относительно каталогов землетрясений, прошедших процедуру декластеризации [12]. Декластеризация — это метод, при котором краткосрочные группы землетрясений (например, афтершоки и форшоки) удаляются из каталога, и оставляется самое сильное землетрясение каждой последовательности. Обычно предполагается, что если конструкции не повреждены в результате основного толчка, то они не будут затронуты афтершоками, которые, как предполагается, вызывают колебания грунта меньшей интенсивности. Однако недавние повторные сильные землетрясения в Турции, Кентербери, Новая Зеландия, центральной Италии и Кумамото, Япония, продемонстрировали, что землетрясения, которые можно было бы исключить путем декластеризации, могут вызывать жертвы и значительный ущерб. Кроме того, даже не очень сильные афтершоки могут увеличивать суммарный ущерб, так как в результате частичного разрушения конструкций при основном толчке резко снижается их прочность. Использование в ВАСО декластеризованных каталогов, таким образом, может привести к значительной недооценке риска.

Декластеризация основана на бинарной характеристике, согласно которой землетрясение либо является основным толчком, либо нет. Разделение каталога на основные и связанные землетрясения в значительной степени условно, поэтому разные методы декластеризации дают существенно разные результаты [13]. Дополнительным и часто упускаемым из виду последствием простых техник декластеризации (например, [12]) является то, что они могут вносить значительные искажения в оценки параметров закона Гутенберга-Рихтера, поскольку в результате их применения удаляется неслучайная выборка магнитуд землетрясений [13].

Таким образом, декластеризация, с одной стороны, необходима для того, чтобы использовать предположение о независимости сейсмических событий от времени. С другой стороны, при

моделировании сейсмического режима связанные события, удаляемые при декластеризации, должны быть учтены. В данной работе мы предлагаем компромиссную методику, в которой мы предлагаем использовать “симметричные” подходы для декластеризации каталога и для стохастического моделирования связанных землетрясений. Благодаря такому подходу, если при декластеризации удаляется “слишком много” событий и, соответственно, при моделировании фоновых землетрясений их оказывается несколько меньше, чем должно было бы быть, то при моделировании связанных событий их автоматически оказывается пропорционально больше.

Главная задача данной работы — рассмотреть проблемы, связанные с наиболее существенными элементами моделей сейсмического режима и предложить варианты их решения.

ВЫСОКОКОНТРАСТНЫЙ МЕТОД СГЛАЖИВАНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ

Модель сейсмического режима должна хорошо соответствовать реальной сейсмичности. Для этого необходимо с достаточной детальностью по пространству (для построения карт ОСР-97, ОСР-2015, ОСР-2016 использовалась сетка с шагом 0.25 градуса) параметризовать реальную сейсмичность. Главная проблема, которая здесь возникает, состоит в том, что необходимы локальные, точечные оценки, а подсчет числа событий возможен только в некотором пространственном объеме. Проблема решается путем использования различных способов сглаживания. Из-за значительной неравномерности пространственного распределения сейсмичности результаты сильно зависят от выбранного способа сглаживания.

Для целей оценки сейсмической опасности в различных странах приняты разные процедуры сглаживания [13], в которых используются разные варианты пространственных областей, в которых ведется подсчет числа событий. Их можно разделить на три основных типа: 1) модели типа ЛДФ [5], 2) оценки в кругах фиксированного радиуса, 3) так называемые адаптивные оценки. В моделях типа ЛДФ исследуемая территория делится на непересекающиеся области (“линементы” — протяженные структуры небольшой ширины вдоль активных разломов и “домены” — площадные структуры между линементами). Внутри каждой из структур положение эпицентров считается равновероятным. В моделях второго типа подсчет числа событий

ведется в кругах фиксированного радиуса, а значения приписываются центрам кругов. В моделях третьего типа радиус круга определяется заданным числом событий, поэтому такой метод часто называется также методом *k*-ближайших соседей [6], а значения также приписываются центру круга.

О недостатках моделей типа ЛДФ говорилось во Введении. Адаптивные оценки дают более контрастную картину распределения сейсмичности по сравнению с другими способами сглаживания, однако излишняя детальность может быть не вполне оправданной из-за значительного пространственно-временного группирования землетрясений, которое сохраняется даже после декластеризации каталога землетрясений. Еще один недостаток такой модели состоит в том, что оценка интенсивности потока событий в единицу времени на единицу площади опирается на предположение об однородности, хотя метод нацелен именно на выявление деталей пространственной неоднородности распределения сейсмичности. Использование сглаживания с помощью кругов фиксированного радиуса, с одной стороны, позволяет рассматривать области достаточно большого размера (это необходимо для применения закона Гутенберга-Рихтера, см. следующий раздел), но, с другой стороны, может приводить к неоправданному “размазыванию” сейсмической активности.

Здесь мы предлагаем модифицированный вариант метода сглаживания кругами фиксированного радиуса, дающий значительно более контрастные результаты по сравнению со стандартным методом и не содержащий описанных выше недостатков метода *k*-ближайших соседей. Регион исследования сканируется кругами с постоянным радиусом *R*. Центры кругов расположены в узлах регулярной сетки с заданным шагом *D* по широте и по долготе. Хорошо известно, что сейсмичность имеет фрактальную структуру по пространству [8], которую необходимо учитывать при нормировании интенсивности потока событий. Это учитывается в нашем методе. В каждом рассматриваемом круге производится оценка $v(M)$ числа землетрясений с магнитудой $m \geq M$ землетрясений в пространственной ячейке $D \times D$, нормированного на длительность каталога

$$v(M) = N(M) \frac{S_{cell}^{d_f}}{S_{circle}^{d_f}}. \quad (1)$$

Здесь $N(M)$ — число землетрясений с магнитудой $m \geq M$ в круге, $S_{cell}^{d_f}$ и $S_{circle}^{d_f}$ — площади ячейки и круга в d_f -мерном пространстве:

$$S_{circle}^{d_f} = R^{d_f} \frac{\pi^{d_f/2}}{\Gamma(d_f/2)}; \quad S_{cell}^{d_f} = D^{d_f} \cos^{d_f/2}(\varphi),$$

где Γ — это гамма-функция, R — радиус круга, φ — географическая широта центра круга, d_f — фрактальная размерность пространственного распределения эпицентров.

На рис. 1 приведена карта оценки вариаций сейсмической активности в регионах юга Сибири. Карта построена по данным каталога землетрясений за 1982–2021 гг., полученного объединением каталогов из ежегодников “Землетрясения в СССР” за 1982–1991 гг. (оцифрованная версия доступна по ссылке http://www.wdcb.ru/sep/seismology/cat_USSR.ru.html), ежегодников “Землетрясения в Северной Евразии” (1992–2021) (http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/hp/seismology.ru/cat_N_Eurasia.ru.html) и каталога Международного сейсмологического центра ISC (<http://www.isc.ac.uk>). Дубли в каталоге выявлены и удалены по методике работы [14]. Проведена также декластеризация каталога по методике работы [15]. Результирующий каталог доступен по ссылке https://www.itpz-ran.ru/wp-content/rnf/rnf-20-17-00180/S_Siberia_ForUpload_MainShocks.txt. Локаль-

ные оценки представительной магнитуды для каталога (карта доступна по ссылке https://www.itpz-ran.ru/wp-content/rnf/rnf-20-17-00180/Представительная_магнитуда.pdf) позволяют принять значение $M_c = 3.5$ в качестве региональной оценки. Регион исследования сканируется кругами с постоянным радиусом $R = 100$ км. Шаг сканирования $D = 0.1$ град. Величина $a = \log_{10} v(3.5)$, где $v(3.5)$ — оценка числа землетрясений в ячейке с магнитудой $M \geq 3.5$, вычисленная по формуле (1). Значения активности привязаны к центрам кругов сканирования.

Как видно из рис. 1, зоны высокой сейсмической активности оказались значительно расширенными по сравнению с распределением эпицентров. Это связано с тем, что центры кругов сканирования могут оказаться в стороне от землетрясений, попавших в круг. Пример для узла с координатами (106° в.д., 53° с.ш.) показан на рис. 2.

В предлагаемой здесь модифицированной методике мы будем привязывать значение не к центру круга, а к среднему положению землетрясений выборки. В результате этой операции в некоторые ячейки 0.1×0.1 попадет несколько

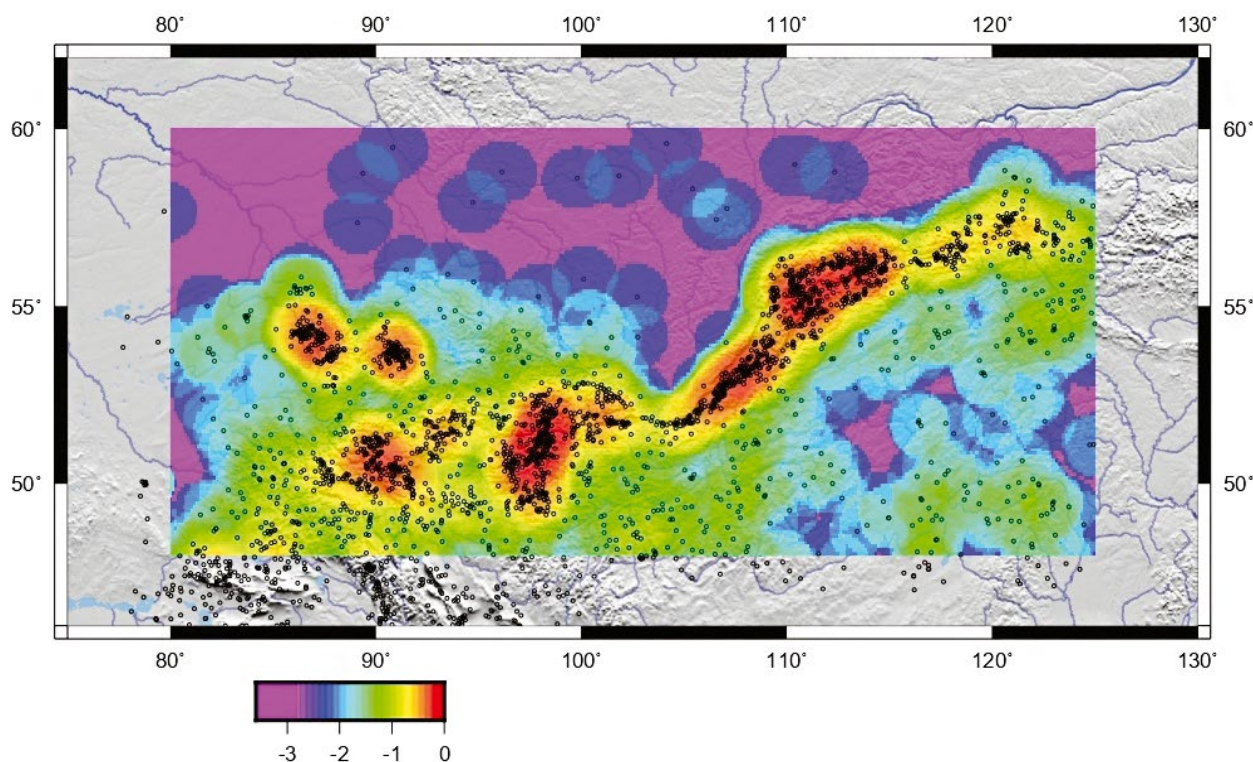


Рис. 1. Вариации сейсмической активности $a = \log_{10} v$, v — оценка числа землетрясений с магнитудой $M \geq 3.5$, вычисленная по формуле (1). Землетрясения показаны черными кружками. Значения привязаны к центрам кругов сканирования.

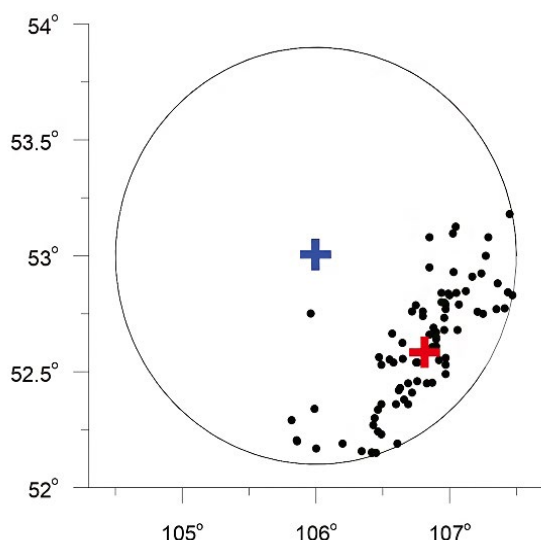


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений в круге с координатами центра (106° в.д., 53° с.ш.). Синим крестом показан центр круга, красным крестом — среднее положение землетрясений (106.8° в.д., 52.6° с.ш.), которое сдвинуто относительно центра круга на 70 км.

значений активности. Для каждой такой ячейки мы выберем единственное значение v , соответствующее максимальной оценке активности. В тех ячейках, куда не попало ни одного значения, мы восстановим активность с помощью интерполяции.

Интерполяция криволинейными сплайнами выполнена с помощью встроенной процедуры “Surface” пакета Generic Mapping Tool [16], являющейся модификацией известного метода минимальной кривизны. Основной проблемой методов интерполяции при картировании данных является получение необоснованных выбросов в результатах, которые плохо вписываются в реальную картину (например, резкие перепады высот на равнине в картах рельефа и т.п.). Это происходит из-за того, что значения в интервалах между точками с известными данными, ничем не ограничены. Проблема обычно решается с помощью современных методов числовых поверхностей, которые можно разделить на две группы: методы с весами и методы конечных разностей. В первом случае интерполируемое значение определяется взвешенным средним значений окружающих точек. Чем дальше находится точка, тем меньше ее вес. Однако, этот метод дает плохие результаты, когда плотность данных сильно варьируется. Области с высокой плотностью будут сглаживаться, а области с низкой плотностью интерполироваться довольно неравномерно. Для сглаживания интенсивности

потока сейсмических событий применим скорее метод конечных разностей, в котором предполагается, что искомая поверхность подчиняется некоторому дифференциальному уравнению. Это уравнение затем аппроксимируется конечными разностями и решается итеративно. В самом простом случае в качестве уравнения можно использовать уравнение Лапласа:

$$\frac{\delta^2 z}{\delta^2 x} + \frac{\delta^2 z}{\delta^2 y} = 0. \quad (2)$$

В таком случае значение в точке z_{ij} будет определяться четырьмя значениями в соседних точках. В пакете GMT используется более сложное уравнение смещений тонкого металлического листа, изгибаемого силами, действующими в точках, так что смещение в этих точках равно наблюдаемому значению [16]. В таком случае значение в точке z_{ij} будет определяться двенадцатью значениями в соседних точках. Показано, что такое уравнение обеспечивает условие минимизации квадрата кривизны поверхности. Суммарная запасенная энергия упругой деформации в согнутой пластине примерно пропорциональна кривизне. Из всех дважды дифференцируемых поверхностей, интерполирующих данные, поверхность минимальной кривизны сохраняет наименьшую энергию деформации [16]. Таким образом, накладываются ограничения на интерполируемые значения между точками с известными данными и этим ограничениям дается физическое обоснование.

Процедура “Surface” пакета GMT восстанавливает значения z в узлах регулярной сетки по заданным значениям (x, y, z) на произвольном множестве точек внутри региона с помощью решения уравнения:

$$(1-t)\Delta(\Delta(z)) + t\Delta(z) = 0. \quad (3)$$

Здесь Δ — оператор Лапласа, t — параметр натяжения (tension factor). Мы использовали рекомендованное значение $t = 0.25$ [16]. В нашем случае x, y — это географические координаты (долгота и широта), z — сейсмическая активность $a = \log_{10} v$.

Карта вариаций сейсмической активности с привязкой значений к среднему положению землетрясений выборки, полученная с помощью описанной выше процедуры интерполяции, показана на рис. 3. Активность хорошо соответствует пространственному распределению эпицентров. Таким образом, предложенный метод, сохраняя преимущества метода сглаживания кругами постоянного радиуса, дает значительно

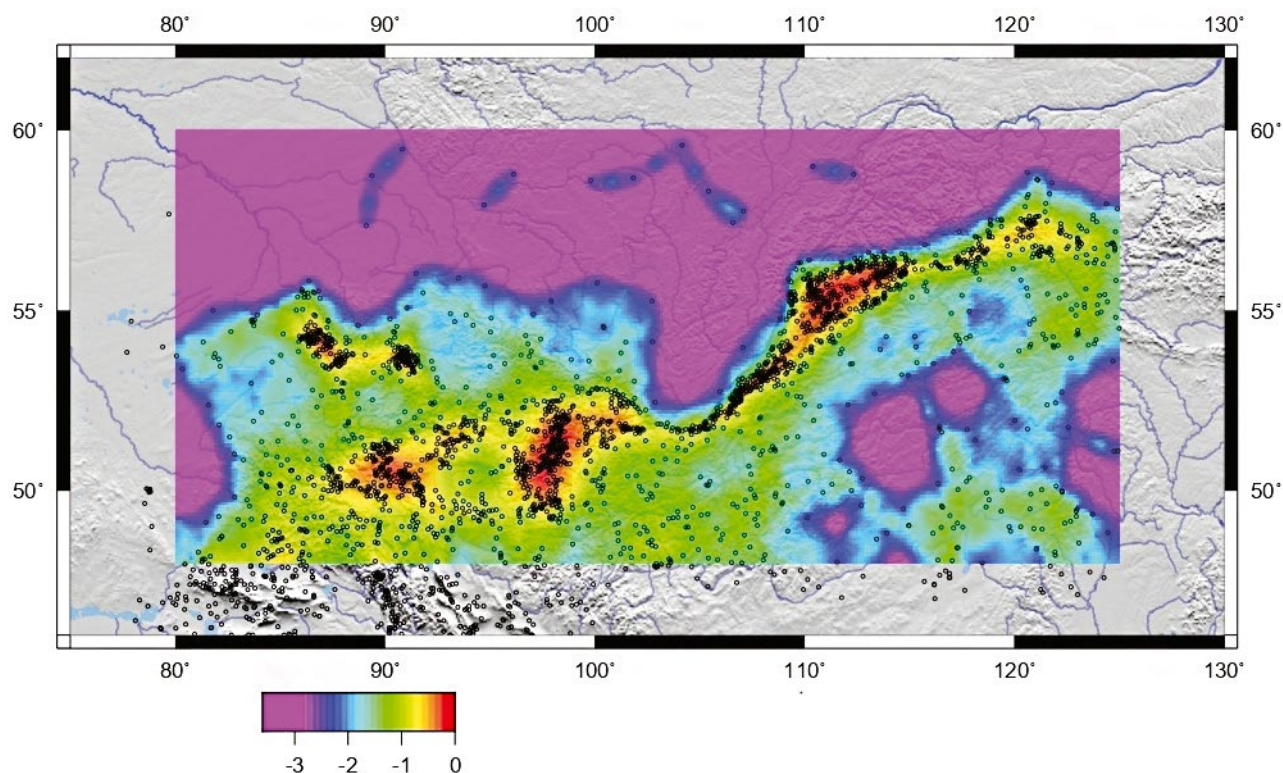


Рис. 3. Вариации сейсмической активности $a = \log_{10} v$, v — оценка числа землетрясений с магнитудой $M \geq 3.5$, вычисленная по формуле (1). Значения привязаны к среднему положению землетрясений выборки. Землетрясения показаны черными кружками.

более контрастную карту активности, детально отражающую распределение эпицентров землетрясений.

В качестве стандарта предлагается использовать значение $R = 100$ км, что составляет порядка 10 размеров очага землетрясений с магнитудой $M = 6.0$, что позволяет получать корректные локальные оценки параметров закона повторяемости. С другой стороны, эта величина, как правило, значительно меньше размера региона исследования, что позволяет выявить локальные вариации сейсмической активности.

Аналогичный подход мы предлагаем использовать для локальных оценок параметра b -value. Оценки предлагается проводить в кругах фиксированного радиуса (мы предлагаем использовать значение $R = 200$ км, чтобы обеспечить достаточное количество событий для устойчивых оценок), а значения приписывать среднему положению землетрясений выборки. Значения в узлах сетки формируются с помощью метода интерполяции, описанного выше.

ПРЕДЕЛЫ ПРИМЕНИМОСТИ ЗАКОНА ГУТЕНБЕРГА-РИХТЕРА, ГИПОТЕЗА ХАРАКТЕРИСТИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В соответствии с законом Гутенберга-Рихтера повторяемость более сильных землетрясений меньше повторяемости более слабых, и для оценки повторяемости более сильных событий, из-за ограниченности каталогов землетрясений по времени, ни один из методов сглаживания не может дать адекватные вероятностные оценки. Поэтому практически во всех моделях сейсмического режима используется закон Гутенберга-Рихтера, позволяющий экстраполировать оценки повторяемости слабых землетрясений на оценки для более сильных землетрясений. При этом параметр b -value закона Гутенберга-Рихтера также определяется в областях, определяемых одним из трех описанных в предыдущем разделе способов. При использовании закона Гутенберга-Рихтера и оценке его параметров необходимо соблюдение двух важных условий. Во-первых, размер рассматриваемой

области должен быть много больше линейного размера очагов максимальной рассматриваемой магнитуды. Например, если мы должны оценить повторяемость землетрясений магнитуды 6, имеющих линейный размер очага порядка 10 км, то необходимо рассматривать области с линейным размером не менее 100 км; для землетрясений магнитуды 7 этот размер должен составлять не менее 500 км. Во-вторых, рассматриваемые области не должны быть слишком узкими. Закон Гутенберга-Рихтера отражает фрактальную структуру системы разломов, в которой формируются очаги землетрясения. Эта структура охватывает сложную систему разломов, ориентированных по разным направлениям. Если ограничить рассматриваемую область узкой полосой, то неизбежно будут учитываться только землетрясения, очаги которых ориентированы вдоль основной структуры. Такое искусственное ограничение может сказаться на форме закона повторяемости. Например, если рассматривается узкая область, в которой уже произошло сильное землетрясение, это распределение может иметь видимый выброс в области больших магнитуд просто потому, что для данной области рассматривается временной интервал, в котором сильное землетрясение уже точно произошло. Для корректного статистического анализа необходимо, чтобы выбор области и интервала времени исследования не зависел от данных о событиях, которые рассматриваются. Именно в нарушении этих двух важных условий может состоять реальная причина наблюдаемого явления “характеристических землетрясений”, состоящего в отклонении закона повторяемости от линейной формы в виде появления преимущественных значений магнитуды.

Гипотеза характеристических землетрясений [11] часто используется в оценках сейсмической опасности. В частности, эта гипотеза применялась для карт ОСР-97, ОСР-2015, ОСР-2016. Применимость этой модели уже давно обсуждается в литературе, но статистические тесты по-прежнему не позволяют сделать вывод для отдельных разломов.

Поскольку мы считаем нарушение двух описанных выше условий применимости закона Гутенберга-Рихтера наиболее вероятной причиной наблюдаемого эффекта, называемого гипотезой характеристических землетрясений, здесь мы предлагаем простое решение. Мы считаем, что закон Гутенберга-Рихтера выполняется в больших областях. При моделировании сейсмического режима в виде синтетического

каталога землетрясений мы предлагаем генерировать времена и магнитуды землетрясений в соответствии с законом повторяемости для всей такой области. А вот координаты эпицентра могут генерироваться в соответствии с пространственным распределением локальных оценок повторяемости событий данной магнитуды, вычисляемым по результатам определения сглаженных значений $a = \log_{10} v$ и b -value.

Такой подход позволяет избежать двойного учета одного и того же землетрясения, что в ином случае приводит к завышению прогнозируемой повторяемости землетрясений. Двойной учет возникает, например, при одновременном использовании модели характеристических землетрясений и модели, основанной на подсчетах в соответствии с законом Гутенберга-Рихтера. Другая возможность — независимая оценка повторяемости сильных землетрясений на близких разломах, не учитывающая очевидную взаимозависимость процессов на этих разломах.

МЕСТА СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Слабые землетрясения в сейсмически активных районах происходят практически повсеместно. Места возможного возникновения сильных землетрясений значительно более ограничены. Обычно предполагается, что сильные землетрясения происходят на активных тектонических разломах. Эта гипотеза восходит к детерминистскому подходу к оценке сейсмической опасности и в настоящее время лежит в основе практически всех методов сейсмического районирования, применяемых на официальном уровне в мире. Такой подход имеет ряд очень существенных недостатков. Во-первых, землетрясения довольно часто происходят вне известных активных разломов. Обычно это интерпретируется тем, что разлом, на котором произошло землетрясение, ранее просто не был выявлен. Это значит, что каталоги разломов заведомо не полны. Во-вторых, картирование активных разломов часто является весьма субъективным. Этот факт хорошо демонстрирует база данных активных разломов, разработанная в Геологическом институте РАН [9]. Эта база данных представляет собой несомненную очень высокую ценность, поскольку составлена на основе 612 опубликованных источников и, таким образом, содержит наиболее полную имеющуюся информацию об активных разломах. Вместе с тем в разных источниках разные разломы картируются по-разному, а объективная возможность выбора наилучшего варианта фактически отсутствует. В-третьих, активными фактически

считаются разломы, на которых проявляется или проявлялась в прошлом сейсмическая активность. Таким образом, информация об активных разломах по факту не является или, во всяком случае, не всегда является независимой от информации о землетрясениях. В результате при использовании такого подхода очень редко удастся верно спрогнозировать места будущих сильных землетрясений, в которых землетрясения такой силы еще не наблюдались. Это привело к значительной недооценке ожидаемого разрушительного воздействия, рассчитанного в рамках программы GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program) для большинства сильных землетрясений мира, которые произошли после построения карт в рамках этой программы [1, 3]. Пришедшая на смену GSHAP программа GEM (Global Earthquake Model), построенная на схожих принципах, не устранила указанные недостатки. Яркими примерами значительной недооценки эффекта от землетрясений являются, в частности, парное землетрясение 6 и 7 февраля 2023 г. в Турции и Сирии с (M_w 7.8 и 7.7) и землетрясение 8 сентября 2023 г. в Марокко с M_w 6.9.

Альтернативный подход к определению мест возможного возникновения сильных землетрясений давно разрабатывается с применением элементов искусственного интеллекта на основе морфоструктурного районирования (МСР) территорий [17]. МСР основано на совместном анализе современного рельефа, отображенного на топографических картах и спутниковых снимках, и геологической структуры региона, представленной на геологических картах. МСР направлено на определение иерархической линеаментно-блоковой структуры изучаемого региона и выявление наиболее тектонически активных структур — морфоструктурных узлов. Предполагается, что сильные землетрясения приурочены к морфоструктурным узлам. Основная задача этого подхода — определение мест будущих сильных землетрясений, в которых они еще не были зарегистрированы. Эта задача решается выявлением опасных морфоструктурных узлов методами распознавания образов по набору геолого-геофизических признаков.

В нашем подходе построения синтетического каталога землетрясений при определении координат землетрясения (см. предыдущий раздел) для сильнейших землетрясений вводится дополнительное ограничение: такие землетрясения могут иметь эпицентры только в окрестности морфоструктурных узлов, распознанных как опасные.

МАКСИМАЛЬНАЯ ВОЗМОЖНАЯ МАГНИТУДА

В стандартных процедурах ВАСО с использованием моделей типа ЛДФ для каждого элемента модели используется вариант закона Гутенберга-Рихтера с ограничением максимальной возможной магнитуды. Обычно используется простейший вариант такого ограничения: до значения $M_{\max}$ принимается линейная форма закона Гутенберга-Рихтера (логарифм числа землетрясений пропорционален магнитуде с отрицательным коэффициентом b -value), а для событий большей магнитуды вероятность событий принимается равной 0. Для линейных структур значение $M_{\max}$ определяется исходя из линейного размера структуры. Для площадных структур обычно принимаются экспертные оценки.

Оценки $M_{\max}$ по размерам структуры основаны на предположении, что разломы разрываются повторяющимся и сегментированным образом; другими словами, длина разрыва ограничена границами сегментов разлома, и маловероятно, что землетрясение приведет к разрыву нескольких сегментов. Это предположение в основном было основано на геологических наблюдениях [10] и сделано по практическим соображениям упрощения расчетов. Геологические исследования некоторых исторических землетрясений показали необходимость учета многосегментных разрывов. Землетрясение 2016 года в Каикюре, Новая Зеландия, M_w 7.8, является убедительным примером многосегментного разрыва с участием более 20 отдельных разломов [18]. Таким образом, оценки максимальной возможной магнитуды на основе информации об активных разломах оказываются весьма неоднозначными. Причина многих ошибок в оценке сейсмической опасности в рамках программы GSHAP лежит именно в недооценке максимальной возможной магнитуды по размерам структур.

Другой подход к оценке максимальной возможной магнитуды основан на статистике повторяемости землетрясений. Такой подход применим, аналогично применимости закона Гутенберга-Рихтера, для больших территорий, имеющих линейный размер много больший по сравнению с линейными размерами очага землетрясения магнитудой $M_{\max}$. Обычно оценка $M_{\max}$ составляет наблюдаемое значение максимальной магнитуды с некоторой добавкой, величина которой зависит от параметров закона Гутенберга-Рихтера [19].

Предлагаемый здесь подход к построению синтетического каталога землетрясений легко инкорпорирует именно такой метод оценки $M_{\max}$. Поскольку времена и магнитуды землетрясений генерируются для всей большой области, значения, превышающие оценку $M_{\max}$ для этой области, просто игнорируются.

УЧЕТ ГРУППИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Значительная часть землетрясений происходит как следствие предшествующих землетрясений, что проявляется в виде возникновения групп близких по времени и расстоянию событий. В каждой группе событий можно выделить одно, например, сильнейшее или первое по времени. Такие события обычно называются *фоновыми*. Как правило, принимается, что повторяемость фоновых землетрясений в окрестности каждой точки в рассматриваемом регионе не меняется во времени [12]. Каждое землетрясение может инициировать связанные с ним сейсмические события — афтершоки. Афтершоки составляют обычно более половины всех сейсмических событий, после сильных землетрясений, и они могут продолжаться в течение многих лет.

Как было отмечено во введении, распределение Пуассона допустимо лишь относительно каталогов землетрясений, прошедших процедуру декластеризации. Это важно, поскольку афтершоки сконцентрированы в пространстве и времени вблизи отдельных землетрясений за относительно короткий период, охватываемый фактически каталогом землетрясений (порядка 100 лет). Поэтому использование не декластеризованного каталога приведет к локальному завышению опасности вблизи эпицентров сильных землетрясений. Однако использование декластеризованных каталогов занижает общую сейсмическую опасность. Поэтому, с одной стороны, важно максимально точно разделить сейсмические события на фоновые и зависимые события. С другой стороны, при моделировании необходимо учесть и вклад афтершоков в общую сейсмичность. Обычно для стохастического моделирования афтершоков используется модель ETAS [20], в которой сейсмический режим моделируется суперпозицией последовательностей, убывающих во времени по известному закону Омори-Утсу. В пространственно-временном варианте модели ETAS учитывается степенной закон убывания интенсивности

афтершоков с расстоянием от эпицентра основного толчка. В модели ETAS постулируется, что число афтершоков у землетрясений одинаковой магнитуды одинаково. Однако установленный недавно закон продуктивности землетрясений [15] опровергает этот постулат, одновременно давая объяснение факту завышения прогнозируемой вперед по модели ETAS интенсивности потока землетрясений. Закон продуктивности устанавливает, что количество афтершоков является случайной величиной, имеющей экспоненциальный вид распределения. Это распределение определяется единственным параметром — средней продуктивностью. В рамках нашего подхода мы предлагаем использовать модель ETAS-e [15], в которой дополнительно учтен закон продуктивности землетрясений.

Для процедуры декластеризации мы предлагаем использовать метод ближайшего соседа [21]. В методе постулируется однозначное определение событий-триггеров и зависимых событий по значению функции близости. Для каждого события триггером считается более раннее событие, значение функции близости с которым минимально и при этом меньше некоторого порогового значения. Это значение определяется эмпирически по распределению значений функции близости для всех пар триггер — зависимое событие (“ближайших соседей”) [15]. Продуктивность определяется как число зависимых событий в интервале магнитуды фиксированной ширины относительно магнитуды триггера.

Применение метода ближайшего соседа для декластеризации каталога и модели ETAS-e в значительной степени компенсирует возможные ошибки декластеризации. В случае если принятое значение порога функции близости слишком мало, это приводит к уменьшению числа фоновых событий, но к увеличению числа зависимых событий, а значит, к увеличению средней продуктивности. Благодаря этому при моделировании в рамках модели ETAS-e генерируется большее число зависимых событий, частично компенсирующее недостаток фоновых событий.

СИНТЕТИЧЕСКИЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В качестве примера применения предложенных принципов сгенерирован синтетический каталог землетрясений региона Алтай-Саяны-Прибайкалье. На первом этапе сгенерирован каталог фоновых событий,

а затем для каждого фонового события по модели ETAS-е сгенерированы серии афтершоков, включающие (при наличии) серии афтершоков от афтершоков, афтершоков этих вторичных афтершоков и т.д. В большинстве случаев, в соответствии с законом продуктивности [15], число афтершоков равно нулю. Благодаря этому такая процедура быстро сходится и включает, как правило, не более 3 итераций, но возможны случаи (для сильных землетрясений), когда число итераций достигает 10. Сгенерированный на условный период 40 000 лет синтетический каталог доступен по ссылке <https://www.itpz-ran.ru/wp-content/rnf/rnf-20-17-00180/baikalSynthCat.txt>.

ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Для того чтобы можно было проверить, действительно ли модель сейсмического режима выполняет прогнозную функцию, необходимо установить критерии соответствия модели реальности. Возникает также проблема сравнения с этой точки зрения разных моделей. Здесь мы предлагаем использование одного из возможных подходов, основанного на функции правдоподобия, L-тест [22]. Модель сейсмического режима определяет вероятность сейсмических событий в определенных ячейках пространства-времени-магнитуды. Функция правдоподобия определяет совместную вероятность рассматриваемых реальных событий в соответствующих ячейках. Правдоподобие

определяется как произведение по всем элементам пространства-магнитуды вероятностей реализации в них фактически наблюдаемого числа событий. Обычно используется логарифмическая функция правдоподобия:

$$L = \sum_{i,j} \ln[f_{ij}(\omega(i,j))], \quad (4)$$

где $\omega(i,j)$ обозначает число реализаций землетрясений в интервале магнитуды i и в элементе пространства j за период времени T , $f_{ij}(k)$ указывает вероятность k реализаций землетрясений за период T .

В некоторых случаях можно предположить, что количество землетрясений в каждой ячейке имеет распределение Пуассона. В этом случае уравнение (4) имеет вид:

$$L = \sum [-\lambda(i,j) + \omega(i,j) \ln \lambda(i,j) - \ln(\omega(i,j)!)]. \quad (5)$$

Если каталог землетрясений был использован для построения модели, то результаты L-теста могут говорить только о соответствии модели тем данным, по которым она построена: необходимое, но недостаточное условие для проверки модели. Но L-тест можно использовать также при тестировании метода по вновь происходящим землетрясениям или по части фактического каталога, не использованной для определения параметров модели. В этом случае результаты теста покажут, насколько точно модель может предсказывать будущую сейсмичность территорий.

При использовании синтетического каталога оценить, достаточно ли велико значение L, чтобы

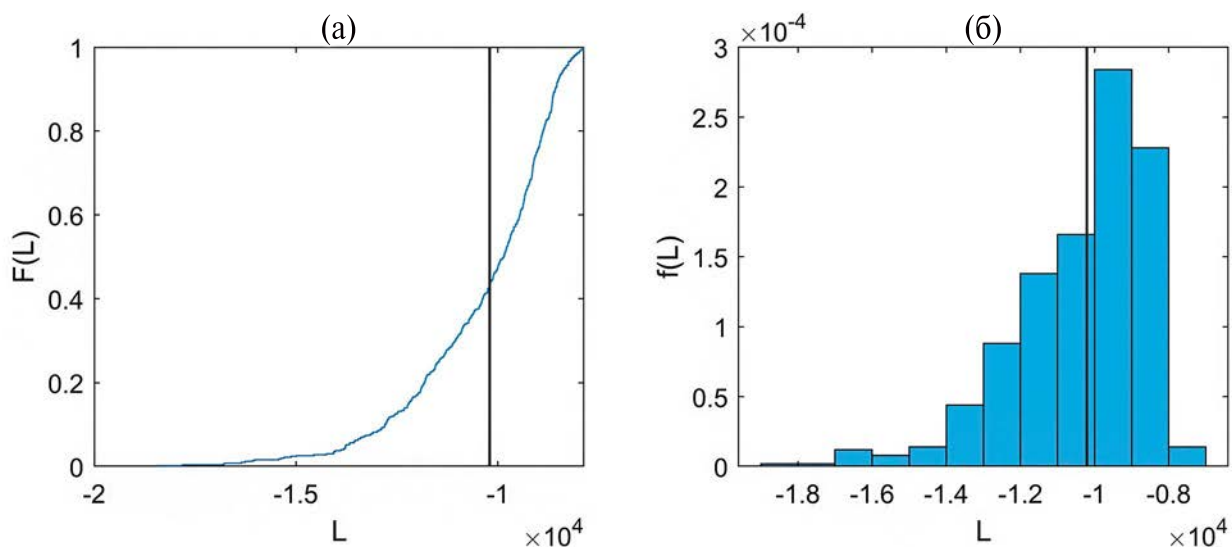


Рис. 4. Результаты верификации синтетического каталога землетрясений региона Алтай-Саяны-Прибайкалье по фактическому каталогу с 1982 по 2021 гг., $M \geq 3.5$ – L-тест. Эмпирическая функция распределения (синяя кривая слева) и гистограмма (справа) – величины логарифмического правдоподобия. Вертикальной линией показано значение L.

сделать вывод о соответствии модели реальным данным, можно путем многократного применения формулы (4) для непересекающихся частей синтетического каталога землетрясений длительностью T каждый. Для каждой k -й части рассчитывается логарифмическая функция правдоподобия L_k по формуле (4) аналогично расчетам с использованием реального каталога. Затем рассчитывается доля γ случаев, в которых значение правдоподобия по синтетическому каталогу меньше, чем по реальному. Очень маленькое значение γ указывает на то, что наблюдение не согласуется с моделью (на доверительном уровне $100(1-\gamma)\%$). На рис. 4 представлены эмпирическое распределение и гистограмма реализаций L_k в сравнении со значением, полученным по фактическому каталогу. Значение L находится вблизи медианы эмпирического распределения, что означает очень хорошее совпадение модели с фактическими данными.

Для сравнения разных моделей достаточно сопоставить значения L каждой из них. Модель с большим значением L лучше соответствует данным. Возможны вариации L -теста. Например, вместо набора интервалов магнитуды можно рассматривать один интервал магнитуд, соответствующий сильным землетрясениям. Тогда L -тест редуцируется к суммированию в формуле (4) только по пространственным ячейкам — S -тест. S -тест оценивает качество моделирования пространственного распределения сильных землетрясений. В M -тесте все рассматриваемое пространство редуцируется к одному элементу; этот тест оценивает качество моделирования закона повторяемости.

ОБСУЖДЕНИЕ

Используемая до настоящего времени методика оценки сейсмической опасности, очевидно, требует существенной переработки, особенно в части моделирования сейсмического режима. В данной работе мы рассмотрели недостатки отдельных элементов такого моделирования и предложили вариант методики, которая, вследствие исправления описанных недостатков, должна давать более точные оценки вероятного проявления сейсмичности в будущем.

Практически все используемые в настоящее время в мире модели ВАСО в значительной степени субъективны и, кроме того, все модели всегда в той или иной степени приводят к ошибкам [13]. Эти два фактора, в случае существенной недооценки опасности для какого-то землетрясения, неизбежно приводят к снижению доверия общества к системе оценки сейсмической опасности, хотя

в большинстве случаев дело не в ошибочности решений, а в недостатке данных, по которым они были построены. Единственный путь избежать такого снижения доверия — это сделать методику построения моделей ВАСО максимально объективной. В идеале желательна полная воспроизводимость результатов. В любом случае, по нашему мнению, это должна быть открытая, как минимум для научного и инженерного сообщества, система, включающая базы всех исходных данных (включая конкретные субъективные решения) и алгоритмы расчетов.

Мы предложили один из возможных путей совершенствования моделей для оценки сейсмической опасности в рамках ВАСО. Возможны и другие. Каждая модель должна соответствовать тем данным, по которым она построена. Здесь предложены методика и критерии такой проверки. Эта же методика позволяет оценить, какая из двух сравниваемых моделей лучше соответствует ретроспективным данным. Соответствие исходным данным является необходимым, но не достаточным условием для принятия модели. Предложенная методика может применяться и для проверки моделей по независимым данным. В этом случае оценивается способность модели прогнозировать будущие проявления сейсмичности. Методика позволяет также сравнивать в этом отношении альтернативные модели.

Главные аргументы использования информации об активных разломах — это возможность точного определения будущих очагов землетрясений и оценка максимальной возможной магнитуды по длине разломов. Но, как показывает практика, далеко не все очаги землетрясений, вызывающих разрушения, оказываются приурочены к известным разломам, а очаги землетрясений могут охватывать несколько сегментов разломов, первоначально рассматриваемых как возможные очаги только отдельных землетрясений. Наконец, информация о разломах — это в наибольшей степени субъективная часть. В целях достижения максимальной объективности оценок необходимо провести тщательные исследования по сравнению моделей, основанных только на анализе каталогов землетрясений, и моделей, использующих геометрию активных разломов.

Вероятностные модели оценки сейсмической опасности изначально разрабатывались, главным образом, для внедрения системы страхования в решение проблемы снижения и компенсации общего ущерба от землетрясений. В России созданные в рамках ВАСО карты ОСР пока не привели к повсеместному внедрению страхования

ущерба от землетрясений, хотя соответствующий закон уже действует с 2019 г. При совершенствовании концепции по снижению опасности землетрясений и пересмотре соответствующей нормативной базы целесообразно внедрять риск-ориентированные подходы. Система ВАСО и карты ОСР могут быть нацелены на оценки сейсмического риска, то есть возможного ущерба от землетрясений. Это позволит, например, более эффективно распределять федеральный бюджет между субъектами РФ на проведение антисейсмических мероприятий. Также это позволит выявить регионы, где землетрясения могут вызывать значительный материальный ущерб и жертвы среди населения. В таких регионах, а также в местах строительства важных объектов, целесообразно проводить более детальные исследования. В таких местах необходимо сохранить обязательность сейсмоизоляции при строительстве и соответствующую нормативную базу. При этом нормативы должны опираться на результаты детального сейсмического районирования (ДСР), которое должно не просто обеспечивать более детальный по сравнению с ОСР масштаб, но и использовать максимум доступной информации, включая карты активных разломов, палео- и архео-сейсмологические данные. Особую роль в последнее время приобретают высокоточные геодезические наблюдения с помощью спутниковых технологий. По данным Глобальной навигационной спутниковой системы (GNSS) можно оценивать скорости деформационных процессов в литосфере и выявлять наиболее опасные места, например, по балансу долговременных оценок скорости деформации по геологическим данным и краткосрочных по данным GNSS [23].

В сейсмически менее опасных местах, где не ожидается значительный ущерб (прогнозная балльность менее VIII), вместо применения обязательных строительных норм экономически более выгодно внедрение системы страхования, при которой застройщик сам может принимать решение о том, выгоднее ли вкладывать средства в укрепление зданий или в страховку.

Таким образом, по нашему мнению, система общего сейсмического районирования должна, по-прежнему, опираться на вероятностный подход, но быть перенацелена на оценивание сейсмических рисков и обеспечение системы страхования от стихийных бедствий. Главная задача совершенствования методологии ОСР при этом, помимо улучшения точности оценок, состоит в максимальном сокращении доли субъективных оценок.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда, проект № 20-17-00180-П.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wyss M., Nekrasova A., Kossobokov V. Errors in expected human losses due to incorrect seismic hazard estimates // *Natural Hazards*. 2012. V. 62. I. 3. P. 927–935.
2. Баранов С.В., Шебалин П.Н., Воробьева И.А., Селюцкая О.В. Автоматизированная оценка опасности афтершоков землетрясения в Турции 06.02.2023 г., М 7.8 // *Физика Земли*. 2023. № 6. С. 1–9.
3. Шебалин П.Н., Гвишиани А.Д., Дзедобов Б.А., Скоркина А.А. Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2022. Т. 507. № 1. С. 91–97.
4. Cornell C.A. Engineering seismic risk analysis // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1968. V. 58. Iss. 5. P. 1583–1606.
5. Ulomov V.I. Seismic hazard of Northern Eurasia // *Annali di Geofisica*. 1999. V. 42. I. 6. P. 1023–1038.
6. Helmstetter A., Werner M.J. Adaptive spatiotemporal smoothing of seismicity for long-term earthquake forecasts in California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2012. V. 102(6). 2518–2529. DOI: 10.1785/0120120062.
7. Frankel A. Mapping seismic hazard in the central and eastern United States // *Seismological Research Letters*. 1995. V. 66(4). P. 8–21. DOI: 10.1785/gssrl.66.4.8.
8. Keilis-Borok V.I., Kossobokov V.G., Mazhenkov S.A. On the similarity in the spatial distribution of seismicity. In: *Vychisl. Seismologiya, Vyp. 22, Teoriya i algoritmy interpretatsii geofizicheskikh dannykh (Theory and Algorithms of Geo-physical Data Interpretation, vol. 22 of Computational Seismology)*, Moscow: Nauka, 1989. P. 40.
9. Zelenin E., Bachmanov D., Garipova S., Trifonov V., Kozhurin A. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // *Earth Syst. Sci. Data*. 2022. V. 14. P. 4489–4503. DOI: 10.5194/essd-14-4489-2022.
10. Howarth J.D., Cochran U.A., Langridge R.M., Clark K., Fitzsimons S.J., Berryman K., et al. Past large earthquakes on the Alpine Fault: Paleoseismological progress and future directions // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 2018. V. 61(3), P. 309–328. DOI: 10.1080/00288306.2018.1464658.

11. *Wesnowsky S.G.* Crustal deformation processes and the stability of the Gutenberg-Richter relationship // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1999. V. 89(4). P. 1131–1137.
12. *Gardner J.K., Knopoff L.* Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian? // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1974. V. 64. P. 1363–1367.
13. *Gerstenberger M.C., Marzocchi W., Allen T., Pagani M., Adams J., Danciu L., et al.* Probabilistic seismic hazard analysis at regional and national scales: State of the art and future challenges // *Reviews of Geophysics*. 2020. V. 58. e2019RG000653. DOI: 10.1029/2019RG000653.
14. *Vorobieva I., Gvishiani A., Dzeboev B., Dzeranov B., Barykina Y., Antipova A.* Nearest neighbor method for discriminating aftershocks and duplicates when merging earthquake catalogs // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. P. 820277. DOI: 10.3389/feart.2022.820277.
15. *Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V.* Earthquake productivity law // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 222. Is. 2. P. 1264–126913. DOI: 10.1093/gji/ggaa252.
16. *Wessel P., Luis J.F., Uieda L., Scharroo R., Wobbe F., Smith W.H., Tian D.* Generic mapping tools version 6 // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. V. 20. P. 5556–5564. DOI: 10.1029/2019GC008515.
17. *Соловьев А.А., Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Добровольский М.Н., Новикова О.В.* Распознавание мест возможного возникновения землетрясений: методология и анализ результатов // *Физика Земли*. 2014. № 2. С. 3–20. DOI: 10.7868/S0002333714020112.
18. *Hamling I.J., Hreinsdóttir S., Clark K., Elliott J., Liang C., Fielding E., et al.* Complex multifault rupture during the 2016 Mw 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand // *Science*. 2017. V. 356(6334), eaam7194. DOI: 10.1126/science.aam7194.
19. *Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Скоркина А.А., Левина Е.А.* Структура сейсмического поля Байкальской рифтовой зоны // *Физика Земли*. 2022. № 3. С. 37–55.
20. *Ogata Y.* Statistical model for standard seismicity and detection of anomalies by residual analysis // *Tectonophysics*. 1989. V. 169. Issues 1–3. P. 159–174. ISSN0040–1951, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90191-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90191-1).
21. *Zaliapin I., Ben-Zion Y.* Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 2847–2864. DOI:10.1002/jgrb.50179.
22. *Zechar J.D., Gerstenberger M.C., Rhoades D.A.* Likelihood-based tests for evaluating space-rate-magnitude forecasts // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2010. V. 100(3). P. 1184–1195. DOI: 10.1785/0120090192.
23. *Carafa M.M.C., Kastelic V.* Earthquake rates inferred from active faults and geodynamics: The case of the External Dinarides // *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. 2014. 55(1). P. 69–83. DOI: 10.4430/bgta0112.

ON MODELING SEISMICITY IN SEISMIC HAZARD ASSESSMENT PROBLEMS

Corresponding Member of the RAS **P. N. Shebalin^{a,b,#}, S. B. Baranov^{a,c}, I. A. Vorobieva^{a,b},
E. M. Grekov^a, K. V. Krushelnitskii^a, A. A. Skorkina^a, O. V. Selyutskaya^a**

^a*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Kola Branch, Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences,
Apatity, Russian Federation*

[#]*E-mail: shebalin@mitp.ru*

Seismicity modeling is an important part of creating General Seismic Zoning maps within the framework of a probabilistic approach. We consider the main disadvantages of individual elements of the recent seismicity models. A variant of the methodology is proposed, which, due to the improvements of those elements, should provide more accurate estimates of the future seismicity. For the first time, a stochastic seismicity model has been proposed in the form of a synthetic earthquake catalog, generated for an arbitrary conditional period and reproducing the properties of the catalog of actual earthquakes, including spatiotemporal grouping. A methodology for verifying seismicity models is proposed to check the compliance of the models with the initial data, to assess the predictive efficiency of the models, and to compare efficiency of different models.

Keywords: earthquake, seismic hazard, General seismic zoning, GSZ, seismic regime, earthquake intensity, synthetic catalog of earthquakes

УДК 550.34

ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ ПОД ВУЛКАНОМ ЭБЕКО (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В ИЮЛЕ–АВГУСТЕ 2021 ГОДА

© 2024 г. Я. М. Бережнев^{1,2,*}, Н. Н. Беловежец^{1,2}, член-корреспондент РАН И. Ю. Кулаков^{1,2,3},
А. В. Яковлев⁴, М. С. Алажми⁵, академик РАН Е. И. Гордеев⁶

Поступило 13.11.2023 г.

После доработки 15.11.2023 г.

Принято к публикации 23.11.2023 г.

Представлены изменения сейсмических скоростей в северной части острова Парамушир (Курильские острова), где расположен действующий вулкан Эбеко. Были использованы данные сейсмической сети, функционировавшей в этом районе в 2021–2022 годах, с 1 июля по 15 августа 2021 года, когда работало большинство сейсмических станций сети. Изменения сейсмических скоростей были получены на основе функций взаимной кросс-корреляции сейсмического шума. Для выявления общих закономерностей в полученных кривых изменения скоростей был проведен кластерный анализ, в результате которого все кривые были разделены на две группы, имеющие схожую форму внутри каждой группы, но сильно различающиеся между группами. Изменения скорости в первой группе, соответствующей парам станций, охватывающим весь северный Парамушир, имеют некоторую запаздывающую корреляцию с интенсивностью осадков, что позволяет предположить, что эти изменения могут быть вызваны миграцией метеорных вод. Во второй группе, более сконцентрированной в районе вулкана Эбеко, изменения скорости, по-видимому, связаны как с внешними факторами (осадки и атмосферное давление), так и с внутренней деятельностью вулкана (фреатические взрывы, сейсмичность, термические аномалии и газовыделение).

Ключевые слова: вулкан Эбеко, Курильские острова, сейсмический шум, изменения сейсмической скорости, кластеризация

DOI: 10.31857/S2686739724030132

ВВЕДЕНИЕ

Действующие вулканы являются уникальными геологическими структурами, в которых значительные изменения физических свойств среды можно обнаружить инструментально различными геофизическими методами. Эти изменения в основном связаны с изменением

напряженно-деформированного состояния, миграцией флюидов, трещинообразованием и другими процессами, которые могут очень быстро происходить внутри действующих вулканов. Скорости сейсмических волн чувствительны к этим факторам [1], поэтому такие вариации сейсмических скоростей могут дать возможность идентифицировать предвестники предстоящих извержений.

В то же время определение изменений сейсмических скоростей является нестандартной задачей. Первые подобные исследования были основаны на проведении сейсморазведочных работ с контролируемыми источниками. Такой подход может обеспечить высокую точность оценки изменений сейсмических свойств, но является дорогостоящим и сложным с точки зрения логики. Другой способ — использование повторяющихся землетрясений, называемых дублетами, для исследования изменений скоростей между

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики Сибирского отделения наук Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

²Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия

³Институт земной коры Сибирского отделения наук

Российской Академии наук, Иркутск, Россия

⁴Институт Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия

⁵Город науки и технологий имени короля Абдель Азиза, Эр-Рияд, Саудовская Аравия

⁶Институт вулканологии и сейсмологии

Дальневосточного отделения Российской Академии наук,

Петропавловск-Камчатский, Россия

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

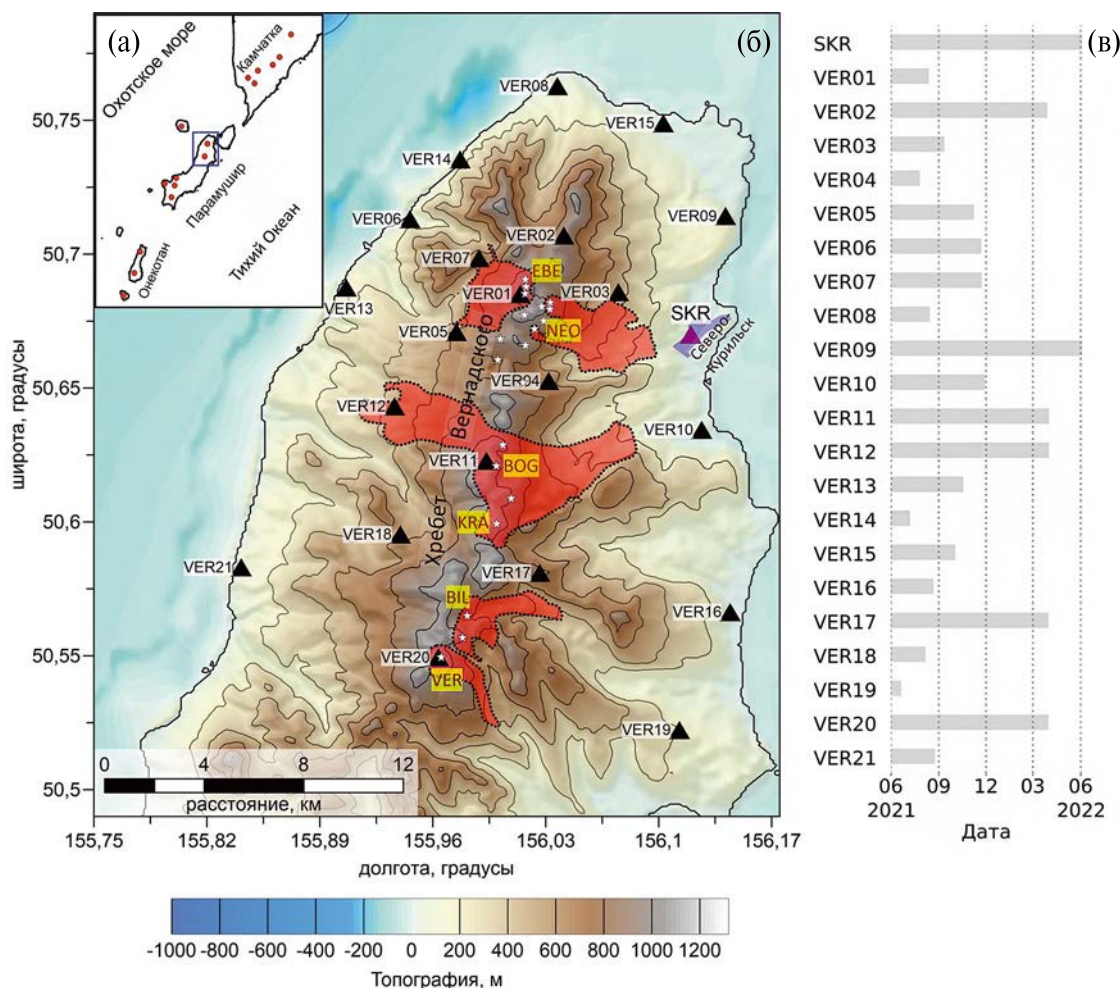


Рис. 1. Район исследования и распределение данных. (а) Карта северных Курильских островов и южной Камчатки с указанием района исследований (синий прямоугольник). Красные точки обозначают голоценовые вулканы. (б) Район исследований с отмеченными временными и постоянными сейсмическими станциями (черный и фиолетовый треугольники соответственно). На фоне изображен рельеф с интервалом в 200 м. Красные области изображают голоценовые потоки лавы. Белые звезды обозначают конусы. Коричнево-желтыми обозначены крупные вулканические центры: VER – Вернадский; BIL – Билибин; KRA – Крашенинников; BOG – Богданович; NEO – Неожиданный; EBE – Эбеко. (в) Графики времени регистрации сейсмических станций.

сейсмическими событиями [2]. Однако эти методы имеют ряд ограничений из-за неравномерного пространственно-временного распределения землетрясений. Также можно использовать повторяющуюся локальную томографию на землетрясениях [3]. Однако в этом случае надежная информация может быть получена только после тщательного отбора данных из большого набора и не может быть использована для целей краткосрочного прогнозирования. Альтернативный подход заключается в построении функции Грина между парой сейсмических станций

по сейсмическому шуму [4], что является эффективным методом мониторинга изменений сейсмических скоростей [5].

В работе была исследована северная часть острова Парамушир, который является самым северным и одним из крупнейших островов Курильской дуги на Дальнем Востоке России (рис. 1 а). В северной части острова Парамушир основной структурой является хребет Вернадского высотой около 1000 м, включающий цепь плейстоцен-голоценовых вулканов (рис. 1 б). Массивные голоценовые потоки лавы и десятки

моногенных конусов, наблюдаемые вдоль хребта Вернадского, демонстрируют большой потенциал вулканических извержений в этой зоне (рис. 1 б).

Ныне действующий вулкан Эбеко расположен на северной оконечности хребта Вернадского и состоит из ряда конусов и кратеров. В историческое время большинство извержений Эбеко были фреатическими и фреатомагматическими. В течение последнего десятилетия Эбеко проявляет вулканическую активность, состоящую из регулярных взрывов, некоторые из которых выбрасывали пепел на высоту до 5–7 км [6, 7]. Также существующая эпизодическая фумарольная активность на вулкане Крашенинникова свидетельствует о продолжающейся активности магмо- и гидротермальной системы в средней части хребта Вернадского [8].

Частые извержения вулкана Эбеко создают серьезные проблемы для города Северо-Курильска с населением 3000 человек, расположенного на расстоянии всего 6–7 км от него. Облака пепла, выброшенные извержениями Эбеко, могут нарушать маршруты авиации, которые очень активны в этой части Тихого океана. Все эти факторы определяют важность мониторинга этого вулкана для предоставления надежных и своевременных предостережений о его извержениях.

В 2021–2022 годах на северной части острова Парамушир была установлена временная сейсмическая сеть, состоящая из 20 сейсмических станций (рис. 1 б, в). Во время работы сейсмической сети вулкан Эбеко производил несколько эксплозивных извержений за сутки, особенно в течение июля-августа 2021 [7]. Такого рода вулканическая активность неизбежно вызывает изменения механических свойств пород под вулканом. Наличие сейсмических станций в этом районе дает уникальную возможность выявить эти изменения.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Для данного исследования были использованы трехкомпонентные непрерывные сейсмические данные, зарегистрированные временной сейсмической сетью, функционировавшей на хребте Вернадского с июня 2021 по июнь 2022 года, и одной постоянной сейсмической станцией, расположенной вблизи города Северо-Курильск (SKR) (рис. 1 б). Следует отметить, что на некоторых станциях были проблемы с синхронизацией часов станции (VER02, VER11,

VER12). В предыдущих исследованиях на основе данных этой сейсмической сети дрейф часов уже был определен и учтен [9]. К сожалению, большинство временных станций постепенно вышло из строя из-за суровых климатических условий и нападений животных. Поэтому в данном исследовании был рассмотрен период времени с 30 июня по 14 августа 2021 года, когда большая часть записей была доступна и имела удовлетворительное качество.

Были построены функции взаимной кросс-корреляции сейсмического шума в диапазонах частот 0.125–0.25 Гц и 2–4 Гц, следуя процедуре, описанной Bensen et al. [10]. Чтобы подавить случайный шум, дневные кросс-корреляции были усреднены в скользящем окне длиной 5 дней. Изменения сейсмических скоростей были определены с помощью кросс-спектрального анализа в скользящем окне без использования эталонного сигнала [11], который представляет собой анализ оконных сигналов в частотной области, основанный на линейной зависимости между фазовыми сдвигами на каждой частоте и задержками времени прихода между оконными сигналами, и на линейной зависимости временных задержек от относительного изменения скорости, справедливой для равномерного изменения скорости во всей среде. Пример полученных изменений сейсмических скоростей показан на рис. 2.

Для выделения различных закономерностей был проведен двухэтапный кластерный анализ методом самоорганизующейся карты и кластеризации k -средних [12]. Самоорганизующаяся карта (SOM) – это метод машинного обучения без учителя для преобразования входных данных большой размерности в двумерные выходные карты [13]. Следуя Brentan et al. [12], выходные карты были использованы в качестве входных данных для алгоритма k -средних для укрупнения полученных групп. В результате было выделено 2 группы кривых для обоих исследуемых диапазонов частот, которые показаны на рис. 3.

На рис. 4 а и б представлены распределения пар станций, соответствующих этим двум группам. На первый взгляд может показаться, что они охватывают в основном одни и те же территории, однако более внимательное рассмотрение показывает, что вторая группа более сконцентрирована в северной части исследуемой области вокруг вулкана Эбеко, а первая в основном охватывает всю исследуемую область.

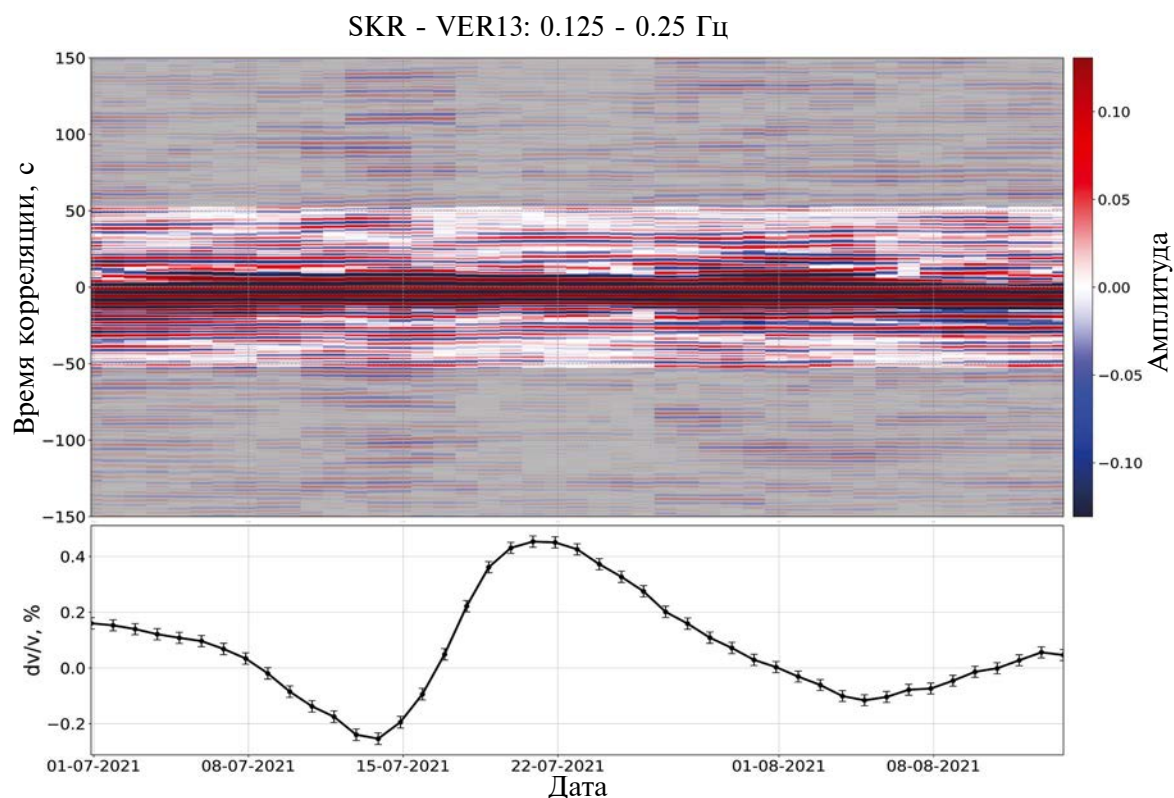


Рис. 2. Верхняя часть представляет собой пример суточных кросс-корреляций по парам станций SKR-VER13 в полосе частот 0.125–0.25 Гц после усреднения по скользящему окну. Серые части обозначают времена корреляции, которые не были использованы для оценки изменений скорости. Полученные изменения скорости для этой коррелограммы показаны на нижней панели.

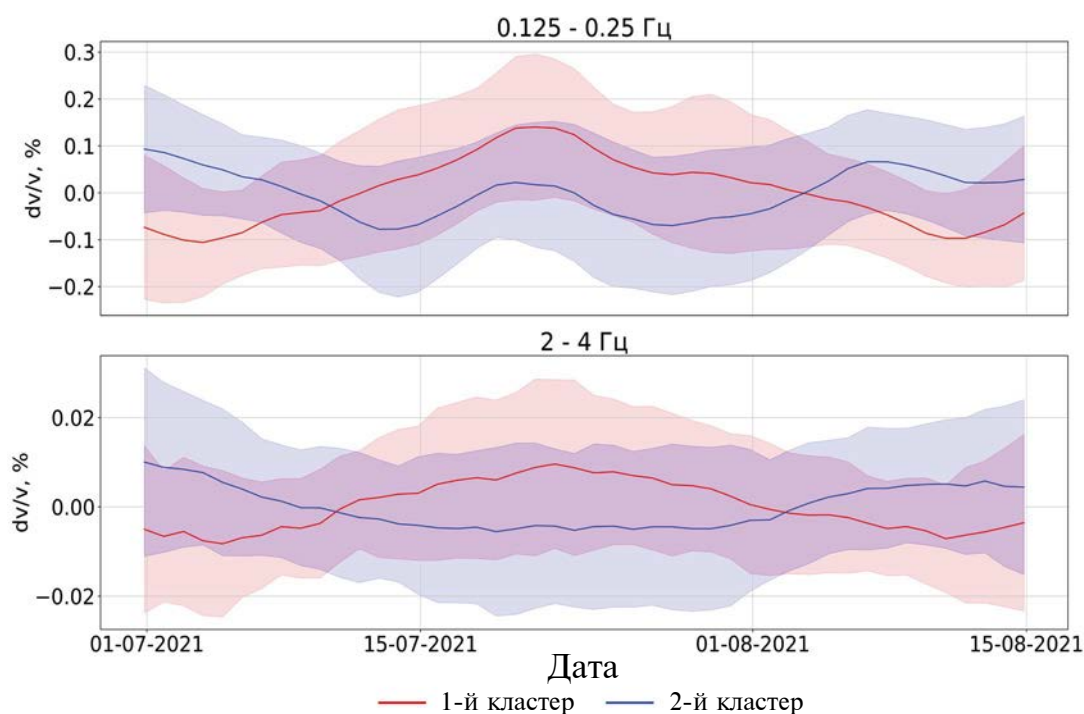


Рис. 3. Средние кривые изменения скоростей и их стандартные отклонения для диапазонов частот 0.125–0.25 Гц и 2–4 Гц для 1-й и 2-й группы, обозначенные розовым и синим цветами соответственно.

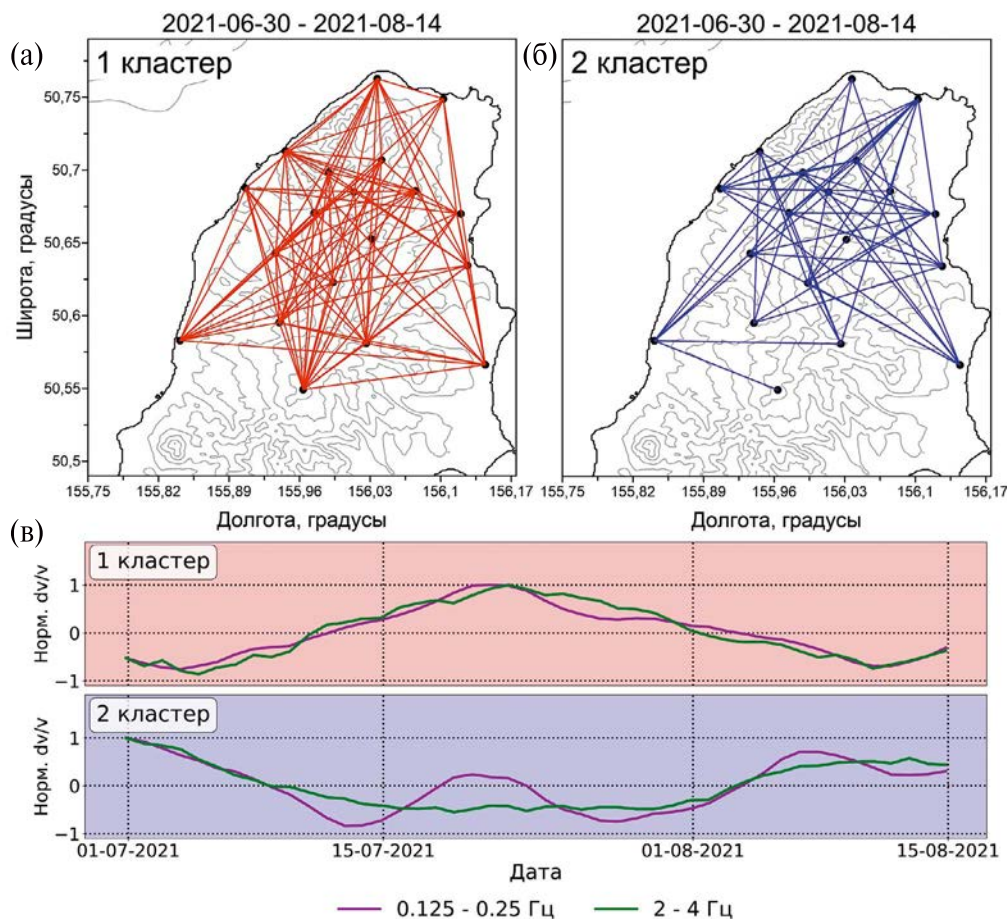


Рис. 4. Результаты кластеризации. (а), (б) Пары станций (черные точки), соответствующие группам 1 и 2 (красные и синие линии соответственно). (в) Средние кривые изменений скорости для диапазонов частот 0.125–0.25 Гц и 2–4 Гц (фиолетовая и зеленая линии соответственно) для групп 1 и 2, обозначенных розовым и синим фоном соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Простейшая модель описывает кода-волны как смесь рассеянных объемных и поверхностных волн [14]. Так как кода-волны являются результатом сложного рассеяния, конкретное местоположения объектов, влияющих на них, довольно трудно определить в сложной геологической обстановке [15]. Поэтому пространственное распределение областей, где произошли изменения скорости, не может быть напрямую определено на основе геометрии пар станций, используемых для кросс-корреляции. По этой причине на рис. 4 а и б не наблюдается четкого разделения пар станций в пространстве, соответствующих двум группам. Глубинная чувствительность кода-волновой части кросс-корреляций в первом приближении может быть описана ядрами чувствительности фундаментальной моды поверхностной волны Релея. Согласно имеющимся ядрам чувствительности для

исследуемой области для низкочастотного диапазона максимум чувствительности располагается на глубине 3–5 км, а для высокочастотного — в первых сотнях метров от дневной поверхности [9].

Изменения скорости, выявленные в результате анализа, могут быть вызваны рядом различных факторов. Во-первых, как было обнаружено Sens-Schoenfelder & Weggler [5], кросс-корреляции сейсмического шума очень чувствительны к погодным условиям. Это может быть справедливо для случая Парамушира, где климат чрезвычайно влажный и подвержен сильным циклонам. Во-вторых, вулканическая деятельность является важным фактором, который также может изменять механические свойства горных пород. Кроме того, могут существовать некоторые другие внешние факторы, такие как атмосферное давление, которые могут повлиять на свойства резервуаров подземных вод [16]. Поэтому при интерпретации вариаций

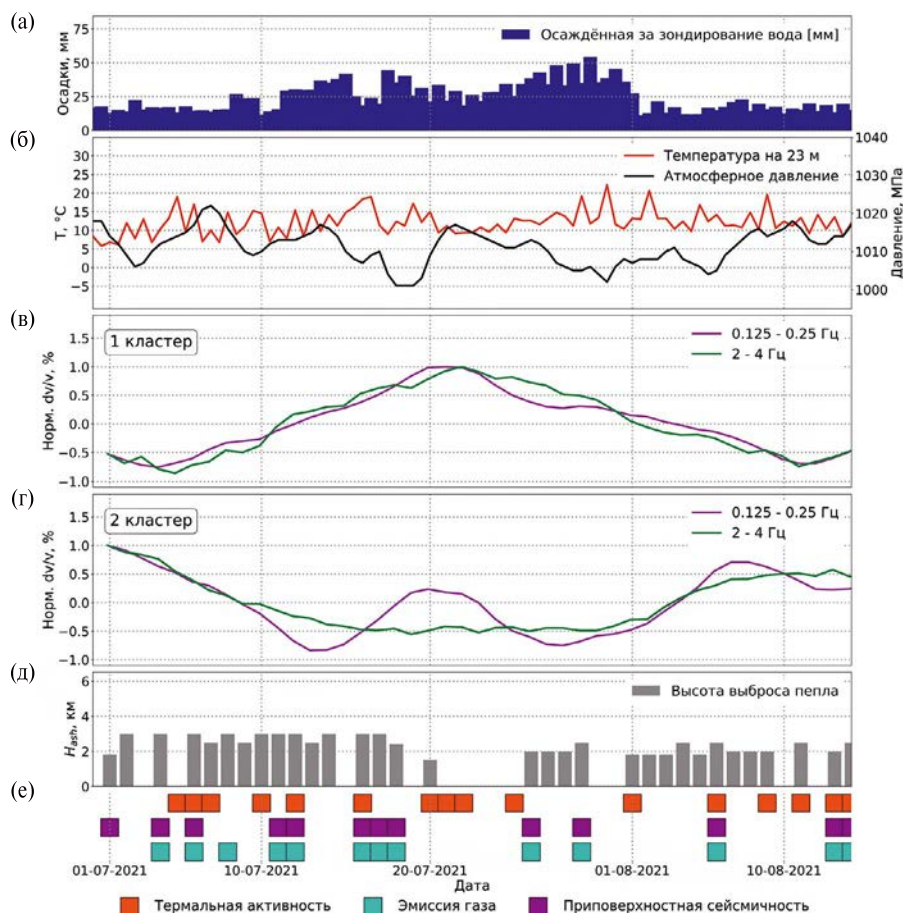


Рис. 5. Нормированные средние кривые изменений скорости в сравнении с метеорологическими данными и активностью вулкана Эбеко. Суточная активность Эбеко определялась по данным КФ ГС РАН [17] и KVERT [19].

скорости, полученных в этом исследовании, были учтены различные типы данных, включая метеорологические и вулканологические наблюдения (рис. 5).

На рис. 5 можно наблюдать, что две группы кривых демонстрируют почти противоположную корреляцию: для первой группы кривые имеют четкие максимумы в средней части рассматриваемого периода времени, тогда как кривые во второй группе имеют тенденцию к более низким значениям в одно и то же время. В первой группе низкочастотные и высокочастотные кривые практически идентичны. Напротив, во второй группе кривые выглядят иначе: высокочастотная кривая имеет один широкий минимум в средней части рассматриваемого интервала времени, тогда как низкочастотная кривая имеет более сложную форму и имеет локальный максимум примерно в то же время, что и максимум в первой группе.

Рассматривая связь изменений скорости с осадками, важно иметь в виду, что изменение скорости может произойти не сразу после изменения

режима осадков, так как метеорной воде нужно некоторое время, чтобы проникнуть в горные породы. Если предположить, что фактор осадков существенен, то разница в характере изменений скорости для групп 1 и 2 может быть связана с разным распределением пар станций в этих двух случаях: пары станций в группе 2 занимают более локальную зону вокруг вулкана Эбеко, где, считается, что породы более проницаемы. При сравнении с количеством осадков для группы 2 наблюдается тесная связь между интенсивностью дождя и уменьшением скорости. Это может свидетельствовать о том, что в этом случае метеорная вода сразу проникает в земную кору и влияет на ее упругие свойства. Для группы 1 в тот же период с 1 по 20 июля наблюдается постепенное увеличение скорости. Эта разница может быть связана со значительно более низкой проницаемостью пород, препятствующей проникновению воды на более глубокие горизонты. Увеличение скорости в данном случае может быть отсроченной реакцией на высыхание почвы после таяния снега в июне. Начиная с 20 июля по 10 августа

уменьшение скорости в группе 1 может быть связано с отсроченным действием дождей, прошедших с начала июля.

Помимо осадков, может быть рассмотрена связь между полученными изменениями скорости и атмосферным давлением. На рис. 5 низкочастотная кривая в группе 2 имеет некоторую очевидную связь с изменением атмосферного давления. Два локальных пика изменения скорости 13 июля и 7 августа соответствуют локальным минимумам давления. Можно предположить, что снижение атмосферного давления может вызвать подъем уровня грунтовых вод, как это было предложено в [19]. В связи с этим перераспределение порового давления в гидротермально-магматической системе Эбеко может привести к подъему флюидов из магматического очага. Этот процесс может вызвать повышение давления в магматическом очаге, уплотнение горных пород и соответствующее увеличение сейсмической скорости. Отметим, что такая связь наблюдается только для низкочастотной кривой скорости в группе 2, соответствующей району Эбеко.

Изменения скорости в группе 2 также можно сравнить с информацией об активности вулкана Эбеко (фреатические извержения, сейсмичность, эмиссия газа и термические аномалии), представленной на рис. 5. Общее снижение скорости на кривых совпадает с разрывом или уменьшением фреатических извержений с 19 по 25 июля, низким уровнем сейсмичности и пониженной эмиссии газа. С другой стороны, этому перерыву эруптивной активности предшествует локальный максимум низкочастотной кривой, который во время перерыва снижается. Как показала численная модель на примере вулкана Безымянный, подобные особенности могут быть вызваны подъемом флюида перед эксплозивным извержением [20]. Таким образом, наблюдаемые изменения скорости в группе 2 можно объяснить как внешними (осадки и атмосферное давление), так и внутренними (миграция флюидов) механизмами. Для группы 1 не наблюдается связи с глубинными процессами, а лишь некоторые замедленные реакции на изменение интенсивности осадков.

Размещение сейсмических станций вокруг вулкана Эбеко дало нам уникальную возможность выявить изменения скорости в период его активной вулканической деятельности. Кластерный анализ позволил выявить и разделить скрытые закономерности, обусловленные различными процессами. Следовательно, такой анализ может быть полезен для изучения вулканической активности в сложных условиях, когда наблюдается несколько

значительных источников изменения скорости (например, метеорологические условия, вулканическая и гидротермальная активность и т.д.).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-27-00374.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ratdomopurbo A., Poupinet G. Monitoring a Temporal Change of Seismic Velocity in a Volcano: Application to the 1992 Eruption of Mt. Merapi (Indonesia) // *Geophysical Research Letter*. 1995. V. 22. P. 775–778.
2. Poupinet G., Ellsworth W.L., Frechet J. Monitoring Velocity Variations in the Crust Using Earthquake Doublets: An Application to the Calaveras Fault, California // *Journal Geophysical Research*. 1984. V. 89. P. 5719–5731.
3. Vargas C.A., Koulakov I., Jaupart C., Gladkov V., Gomez E., El Khrepy S., Al-Arifi N. Breathing of the Nevado Del Ruiz Volcano Reservoir, Colombia, Inferred from Repeated Seismic Tomography // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. P. 46094.
4. Shapiro N.M., Campillo M. Emergence of Broadband Rayleigh Waves from Correlations of the Ambient Seismic Noise // *Geophysical Research Letter*. 2004. V. 31. P. 2004GL019491.
5. Sens-Schönfelder C., Wegler U. Passive Image Interferometry and Seasonal Variations of Seismic Velocities at Merapi Volcano, Indonesia // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33. P. 2006GL027797.
6. Belousov A., Belousova M., Auer A., Walter T.R., Kotenko T. Mechanism of the Historical and the Ongoing Vulcanian Eruptions of Ebeko Volcano, Northern Kuriles // *Bulletin of Volcanology*. 2021. V. 83. P. 4.
7. Kotenko T.A., Smirnov S.Z., Timina T.Yu. The 2022 Activity of Ebeko Volcano: The Mechanism and Ejecta // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2023. V. 17. P. 259–277.
8. Котенко Т.А., Котенко Л.В. Гидротермальные проявления и тепловой поток вулканов Эбеко и Крашенинникова (о. Парамушир, Курильские о-ва) // *Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле*. 2006. № 1. Вып. 7. С. 129–137.
9. Belovezhets N., Berezhnev Y., Koulakov I., Jakovlev A., Abramnikov S., Smirnov S.Z., Abkadyrov I. Magma and Hydrothermal Sources below the Northern Part of Paramushir Island (Kuril Arc) Inferred from Ambient Noise Tomography // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2023. V. 443. P. 107931.
10. Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y. Processing

- seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // *Geophysical Journal International*. 2007. V. 169. P. 1239–1260.
11. *Brenguier F., Campillo M., Takeda T., Aoki Y., Shapiro N.M., Briand X., Emoto K., Miyake H.* Mapping Pressurized Volcanic Fluids from Induced Crustal Seismic Velocity Drops // *Science*. 2014. V. 345. P. 80–82.
 12. *Brentan B., Meirelles G., Luvizotto E., Izquierdo J.* Hybrid SOM+k-Means Clustering to Improve Planning, Operation and Management in Water Distribution Systems // *Environmental Modelling & Software*. 2018. V. 106. P. 77–88.
 13. *Li K., Sward K., Deng H., Morrison J., Habre R., Franklin M., Chiang Y.Y., Ambite J.L., Wilson J.P., Eckel S.P.* Using Dynamic Time Warping Self-Organizing Maps to Characterize Diurnal Patterns in Environmental Exposures // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. P. 24052.
 14. *Obermann A., Planès T., Hadziioannou C., Campillo M.* Lapse-Time-Dependent Coda-Wave Depth Sensitivity to Local Velocity Perturbations in 3-D Heterogeneous Elastic Media // *Geophysical Journal International*. 2016. V. 207. P. 59–66.
 15. *Van Dinther C., Margerin L., Campillo M.* Implications of Laterally Varying Scattering Properties for Subsurface Monitoring With Coda Wave Sensitivity Kernels: Application to Volcanic and Fault Zone Setting // *Journal Geophysical Research. Solid Earth*. 2021. V. 126. P. e2021JB022554.
 16. *Gradon C., Brenguier F., Stammeijer J., Mordret A., Hindriks K., Campman X., Lynch R., Boué P., Chmiel M.* Seismic Velocity Response to Atmospheric Pressure Using Time-Lapse Passive Seismic Interferometry // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2021. V. 111. P. 3451–3458.
 17. KBGS. Daily Activity Level Color Codes for Kamchatka Volcanoes (in Russian). Available online: <http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>.
 18. KVERT. Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS. Available online: <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>.
 19. *McMillan T.C., Rau G.C., Timms W.A., Andersen M.S.* Utilizing the Impact of Earth and Atmospheric Tides on Ground-water Systems: A Review Reveals the Future Potential // *Reviews of Geophysics*. 2019. P. 57. P. 281–315.
 20. *Berezhnev Y., Belovezhets N., Shapiro N., Koulikov I.* Temporal Changes of Seismic Velocities below Bezmianny Volcano Prior to Its Explosive Eruption on 20.12.2017 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2023. V. 433. P. 107735.

SEISMIC VELOCITY CHANGES BENEATH EBeko VOLCANO (KURIL ISLANDS) BASED ON OBSERVATIONS IN JULY-AUGUST 2021

Ya. M. Berezhnev^{a,b,#}, N. N. Belovezhets^{a,b},

Corresponding Member of the RAS I. Yu. Koulakov^{a,b,c}, A. V. Jakovlev^d, M. S. Alajmi^e,

Academician of the RAS E. I. Gordeev^f

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

^b*Skolkovo Institute of Science and Technology (Skoltech), Moscow, Russian Federation*

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

^d*Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, Germany*

^e*King Abdulaziz City of Science and Technology, Riyadh, Saudi Arabia*

^f*Institute of Volcanology and Seismology Far Eastern Branch of the Russian Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation*

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

Here we present seismic velocity changes in the northern part of Paramushir Island, where presently active Ebeko Volcano is located. We use the data of a seismic network that operated in this area in 2021–2022 during a continuous eruption activity of Ebeko. We selected the data from July 1 to August 15, when most stations of the network provided prompt recording of seismic signals. The velocity changes were derived from the ambient noise cross-correlation functions. To identify common features in the obtained velocity variation curves, we have performed the cluster analysis and separated all the curves in two groups having similar shapes within each group, but strongly different between the groups. Velocity changes in Cluster 1 corresponding to the station pairs covering the entire Northern Paramushir have some delayed correlation with the precipitation intensity, implying that these changes might be caused by meteoric fluid migration. In Cluster 2, which is more concentrated in the area of Ebeko Volcano, the velocity changes are apparently connected with both external factors (precipitation and atmospheric pressure) and internal indicators of volcano activity (phreatic explosions, seismicity, thermal anomalies and gas emission).

Keywords: Ebeko volcano, Kuril Islands, ambient noise, seismic velocity variation, clustering

УДК 550.385

ГЕОМАГНИТНЫЙ И ИОНОСФЕРНЫЙ ЭФФЕКТЫ ДВУХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В МАРОККО 08.09.2023 г.

© 2024 г. Академик В. В. Адушкин¹, А. А. Спивак^{1,*}, С. А. Рябова^{1,**}, А. В. Тихонова¹

Поступило 27.10.2023 г.

После доработки 28.11.2023 г.

Принято к публикации 01.12.2023 г.

Рассмотрены геофизические эффекты сильного сейсмического события в виде двух землетрясений магнитудой 6.8 и 4.9, произошедших 08.09.2023 г. в Марокко в близкие времена 22:11 и 22:30 UTC с эпицентральной дистанцией между очагами ~ 4 км. С использованием данных ряда обсерваторий сети INTERMAGNET и результатов магнитной регистрации в геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН показано, что в отсутствие значимых глобальных возмущений магнитного поля Земли землетрясения сопровождались серией из трех положительных бухтообразных геомагнитных вариаций с максимальными амплитудами от ~ 1 до ~ 10 нТл, следующих друг за другом через ~ 60 мин. Максимумы вызванных вариаций магнитного поля наблюдались практически синхронно на расстояниях от ~ 800 до ~ 10000 км. Время запаздывания магнитного эффекта относительно главного толчка первого землетрясения составило ~ 70 мин. С учетом практически планетарного характера и высокой синхронности вызванных возмущений магнитного поля в значительном диапазоне расстояний, а также задержек по времени, соответствующих по порядку величины времени пробега сейсмического сигнала расстояния, кратного размеру Земли, высказано предположение, что магнитный эффект рассматриваемого сейсмического события был вызван глобальным источником, в качестве которого может служить возбужденное геодинамо. Приведен ионосферный эффект рассматриваемого сейсмического события в виде вариаций критической частоты f_0F_2 , вычисленных по данным станции наземного зондирования обсерватории дель-Эбре.

Ключевые слова: землетрясение, инструментальные наблюдения, магнитное поле, вариация, критическая частота F2-слоя ионосферы

DOI: 10.31857/S2686739724030144

Наряду с хорошо известными вариациями магнитного поля, вызванными космическими факторами, наблюдаются магнитные вариации, связанные с процессами и явлениями природного и техногенного происхождения, протекающими как в верхних, так и в нижних геосферах [1–3]. Например, сильные землетрясения, которым сопутствует ряд геофизических эффектов, таких как деформация и разрушение горных пород, генерация сейсмических и атмосферных волн, вариации атмосферного электрического поля, изменение критической частоты F-слоя ионосферы и т.д., вызывают

также вариации магнитного поля, весьма чувствительного к внешним возмущениям [1, 4–6].

Изучение геомагнитных вариаций представляет значительный интерес не только с точки зрения всестороннего описания эффектов, сопутствующих землетрясениям, но и для понимания их внутренних механизмов, закономерностей их развития, а также влияния на среду обитания. При этом следует отметить, что вызванные магнитные вариации содержат важную информацию, которая необходима для разработки моделей, всесторонне описывающих магнитное поле Земли, а в целом — для установления природы и механизмов межгеосферных взаимодействий [4].

Несмотря на имеющиеся данные, имеется недостаток наблюдательного материала, основываясь на котором можно адекватно представлять сложную структуру магнитного эффекта

¹Институт динамики геосфер
им. Академика М.А. Садовского
Российской Академии наук, Москва, Россия
*E-mail: aaspivak100@gmail.com
**E-mail: riabovasa@mail.ru

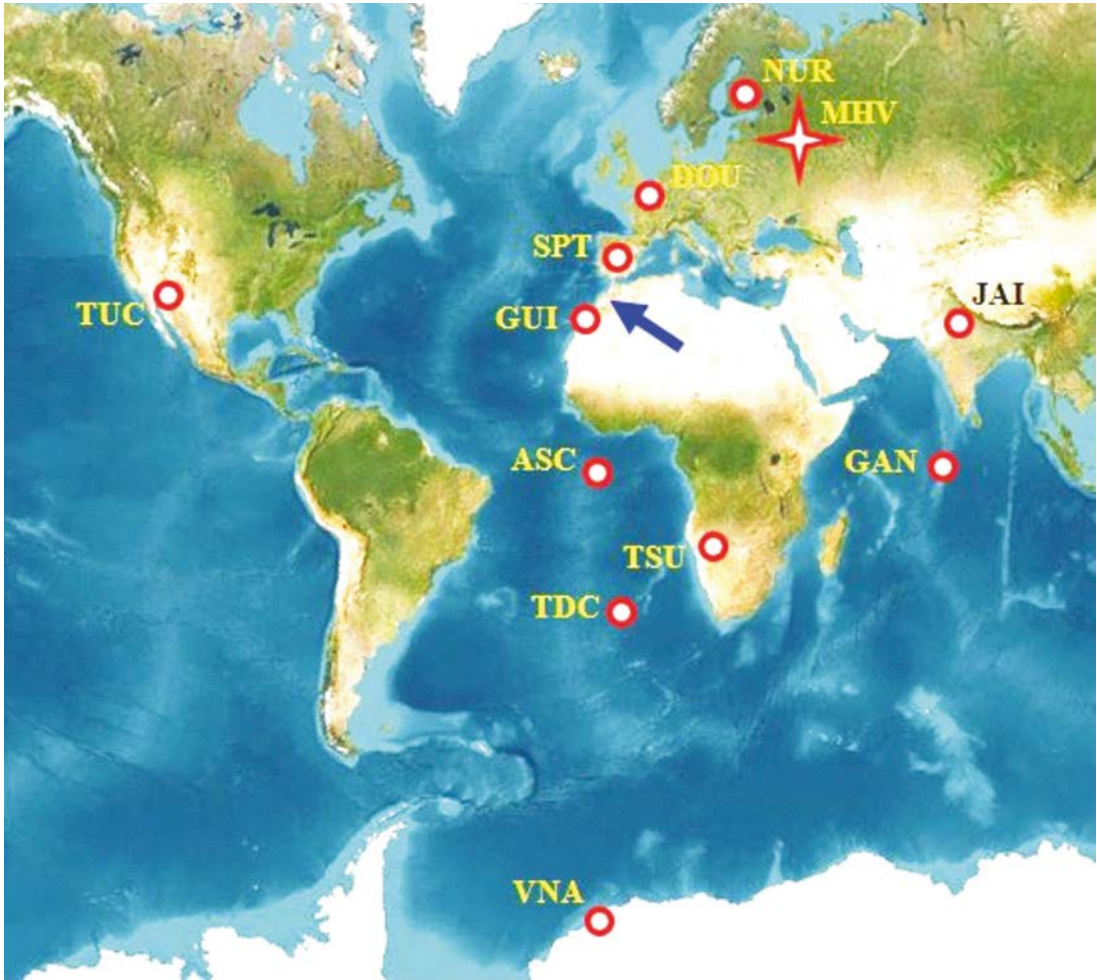


Рис. 1. Схема расположения очага землетрясения (синяя стрелка) и магнитных обсерваторий: кружки — обсерватории международной сети INTERMAGNET (коды обсерваторий приведены в поле рисунка), звездочка — обсерватория “Михнево” ИДГ РАН (MHV).

Таблица 1. Характеристика наиболее сильных землетрясений, произошедших в Марокко 08.09.2023 г., по данным из каталога USGS на 04.10.2023 г.

№ п/п	Дата	Время (UTC)	Магнитуда	Географические координаты		Глубина, км
				Широта	Долгота	
1	08.09.2023	22:11:01	6.8	31.055° N	8.389° W	19
2	- « -	22:30:44	4.9	31.036° N	8.352° W	10

землетрясений, что необходимо для разработки концептуальных, теоретических и феноменологических моделей, описывающих в полном объеме последствия сильных сейсмических явлений.

В настоящем сообщении рассматривается магнитный эффект двух сильных землетрясений, произошедших последовательно 08.09.2023 г. в Марокко через короткое время¹ (табл. 1) [7].

¹ По нашим оценкам сейсмическая энергия составила $\sim 10^{15}$ и $\sim 10^{12}$ Дж соответственно для первого и второго сейсмического события.

При этом основное внимание уделено наблюдаемым в большинстве случаев длиннопериодным вариациям магнитного поля, которые вносят основной вклад по энергии в магнитный эффект.

В качестве исходных данных использовались результаты инструментальных наблюдений, выполненных в ряде активно функционирующих в этот период времени обсерваториях сети INTERMAGNET (табл. 2, рис. 1) [8] и в Геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН (MHV, 54.96°N; 37.76°E) [1]. Анализировались вариации наиболее чувствительной к внешним

Таблица 2. Данные магнитных обсерваторий

Код	ГЕО		t_1 , UTC	t_2 , UTC	t_3 , UTC	B_1 , нТл	B_2 , нТл	B_3 , нТл	R , км
	Широта	Долгота	08.09.2023	09.09.2023	09.09.2023				
GUI	28.321° N	343.559° E	23:49	00:41	02:09	~1	~4	~2.5	~830
SPT	39.55° N	4.35° W	23:50	00:50	02:10	~2.5	~9	~4	~1010
DOU	50.1° N	4.6° E	23:50	00:41	02:09	~2.5	~10	~5	~2380
NUR	60.51° N	24.66° E	23:45	01:05	02:07	~3	~8	~10	~4070
ASC	7.95° S	14.38° W	23:49	00:40	02:10	~1	~2.5	~1	~4380
MHV*	54.96° N	37.76° E	23:42	01:05	02:10	~3	~8	~6.5	~4470
TSU	−19.202° N	17.584° E	23:50	00:42	02:10	~1	~6.5	~5	~6240
GAN	0.694° N	73.153° E	23:35	01:05	—	~1.5	~4	—	~7580
TDC	37.067° S	12.316° W	23:49	00:41	02:10	~1.5	~4	~3	~7870
JA1	26.92° N	75.8° E	23:35	01:05	02:15	~1	~1.5	~2.5	~7990
TUC	32.17° N	110.73° W	23:48	01:15	02:08	~4	~2	~1	~9240
VNA	70.683° S	8.283° W	23:50	00:51	01:55	~5	~5	~10	~11310

*Не входит в INTERMAGNET.

Таблица 3. Индексы магнитной активности K (по данным MHV) и Kp (по данным International Service of Geomagnetic Indices (ISGI)) за 08.09.2023 г.

Индекс	Время (UTC)							
	0–3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–18	18–21	21–24
K	2	1	0	1	1	2	1	1
Kp	3–	1 +	0	1–	1 +	2 +	1 +	0 +

возмущениям горизонтальной компоненты магнитной индукции B_x , ориентированной в направлении север–юг. Период рассматриваемого события характеризовался спокойной геомагнитной обстановкой (табл. 3), что упростило выделение вызванных возмущений магнитного поля.

Примеры геомагнитных вариаций, вызванных землетрясениями 08.09.2023 г. и зарегистрированных обсерваториями сети INTERMAGNET, расположенных на разных эпицентральных расстояниях R от очага события, приведены на рис. 2. Из данных рис. 2 следует, что рассматриваемые сейсмические события сопровождались хорошо выраженным магнитным эффектом, представленным в виде трех следующих друг за другом бухтообразных вариаций B_x длительностью от ~50 до ~80 мин и амплитудой от ~1 до ~10 нТл (характеристики каждого из бухтообразных возмущений в виде его максимальной амплитуды B_i и времени ее наступления t_i ($i = 1, 2, 3$) приведены в табл. 2). При этом сходный характер вызванных вариаций магнитного поля наблюдался практически одновременно на всех эпицентральных расстояниях R :

от 830 км до ~10000 км. Возмущения фиксируются, начиная с ~23:23 UTC08.09.2023 г., то есть спустя примерно 70 мин после основного толчка события 1 из табл. 1. Первый максимум вызванных вариаций зарегистрирован спустя ~100 мин после первого события, второй и третий – соответственно через ~160 и ~220 мин. Общая длительность возмущенного периода магнитного поля оценивается в ~200 мин.

Синхронность наблюдаемых вариаций магнитного поля, сопутствующих рассматриваемому сейсмическому событию, в широком диапазоне эпицентральных расстояний и достаточно узкий с практической точки зрения интервал амплитуд свидетельствуют о высокой вероятности наличия единого глобального источника возмущений. С учетом задержек зарегистрированных магнитных возмущений относительно главного толчка на времена, соответствующие по порядку величины времени пробега сейсмического сигнала расстояния, кратного размеру Земли, можно предполагать, что в данном случае в качестве источника геомагнитных вариаций является геодинамо, возмущенное сейсмическими волнами,

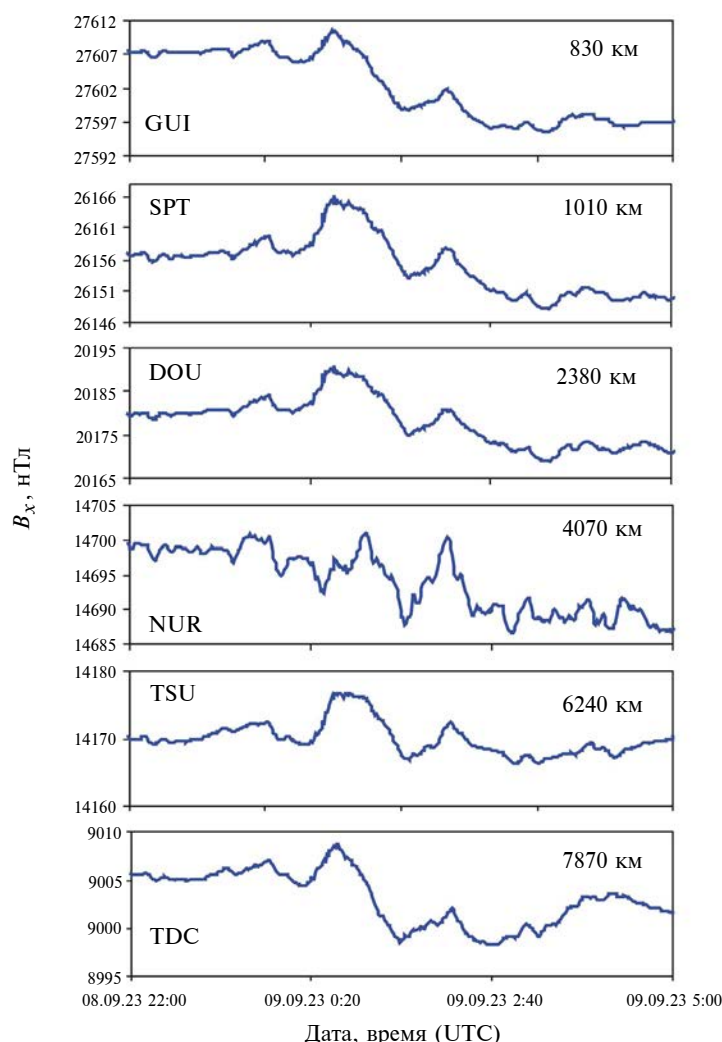


Рис. 2. Вариации горизонтальной компоненты индукции геомагнитного поля в период землетрясения 08.09.2023 г. в Марокко (коды обсерваторий и эпицентральные расстояния до очага землетрясения I из табл. 1 приведены в поле рисунка).

которые распространялись вглубь Земли. Вопрос о правомерности такого предположения уже поднимался авторами [9].

Действительно, было замечено, что двойные землетрясения сопровождаются в ряде случаев магнитным эффектом, сходным по характеру с эффектом, рассмотренным в настоящей работе [6, 10]. Учитывая мультидипольный характер магнитного динамо Земли [11], соотношение между энергией главного магнитного поля Земли ($\sim 10^{20}$ Дж) и энергиями сильных землетрясений, достигающих величин $\sim 10^{18} - 10^{22}$ Дж [7]), а также возможность триггерного эффекта воздействия, представляется весьма вероятным, что сейсмические волны, вызванные сильными, близкими по времени землетрясениями, распространяясь вглубь Земли, складываясь, оказывают влияние на турбулентные движения в области

жидкого ядра в эпицентральной области сейсмических очагов и, таким образом, возмущают расположенные здесь магнитные диполи, а в целом и суммарный магнитный диполь Земли. Это позволяет поставить вопрос о существовании класса землетрясений, которые в силу особенностей расположения очаговых зон и условий выделения сейсмической энергии способны оказывать влияние на магнитное динамо Земли и, как результат, на характеристики ее главного магнитного поля.

Отдельный интерес представляет рассмотрение ионосферного эффекта сильных землетрясений. В частности, в настоящей работе проведен анализ вариаций критической частоты F2-слоя ионосферы f_0F2 , характеризующих динамику состояния ионосферы в условиях внешних воздействий. С этой целью выполнялась обработка

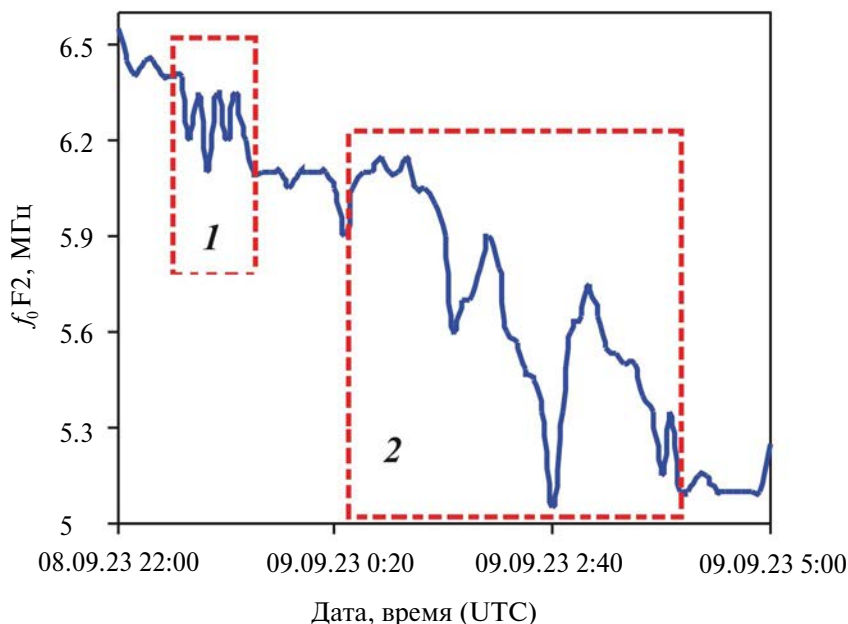


Рис. 3. Вариации критической частоты слоя F2 ионосферы по данным обсерватории дель-Эбре в период землетрясений 08.09.2023 г. (красной штриховкой обозначены первый (1) и второй (2) периоды возмущения f_0F2).

исходных данных в виде ионограмм высотно-частотного зондирования, полученных в обсерватории дель-Эбре (координаты ионосферной станции: 40.8° с.ш.; 0.49° в.д.). Ионограммы размещены в доступном виде на сайте обсерватории дель-Эбре [12]. В процессе обработки данных каждая ионограмма подвергалась ручной обработке и интерпретации по методике URSI [13]. В результате формировался цифровой ряд данных временной вариации критической частоты f_0F2 с дискретизацией 5 мин.

На рис. 3 представлены вариации f_0F2 в период землетрясений в Марокко 08.09.2023 г. Из рис. 3 следует, что рассматриваемое событие вызвало ярко выраженные продолжительные знакопеременные вариации критической частоты f_0F2 с периодом около 10 мин с $\sim 22:40$ до $\sim 23:15$ UTC 08.09.2023 г. (максимальная амплитуда вариаций ~ 0.35 МГц) и с $\sim 00:00$ до $\sim 03:10$ UTC 09.09.2023 г. с периодом ~ 35 – 50 мин (максимальная амплитуда вариаций ~ 0.9 МГц). Общая продолжительность вариаций критической частоты F2-слоя составила ~ 4 – 5 ч. Первое возмущение f_0F2 с периодом ~ 10 мин связано с влиянием на ионосферу Релеевских волн от землетрясений [14]. Второе возмущение f_0F2 в виде более длиннопериодного сигнала связано, вероятнее всего, с распространением внутренних гравитационных волн [15].

Приведенные в настоящем сообщении данные, по мнению авторов, дополняют существующие в настоящее время представления о геофизических последствиях сильных землетрясений и могут оказаться полезными при разработке и верификации аналитических и численных моделей, всесторонне описывающих энергообменные процессы при сейсмических событиях, а также их влияние на внешние геосферы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИДГ РАН № 122032900185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные эффекты природных и техногенных процессов. М.: ГЕОС, 2021. 264 с.
2. Гвишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю., Соловьев А.А. Геомагнетизм: от ядра Земли до Солнца. М.: РАН, 2019. 186 с.
3. Адушкин В.В., Спивак А.А. Воздействие экстремальных природных событий на геофизические поля в среде обитания // Физика Земли. 2021. № 5. С. 6–16.

4. Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
5. Спивак А.А., Рябова С.А. Геомагнитные вариации при сильных землетрясениях // Физика Земли. 2019. № 6. С. 3–12.
6. Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Рябова С.А., Спивак А.А., Тихонова А.В. Геофизические эффекты серии сильных землетрясений в Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 142–152.
7. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
8. https://imag-data.bgs.ac.uk/GIN_V1/GINForms2
9. Адушкин В.В., Спивак А.А. Эффект влияния сильных землетрясений на геодинamo // Доклады академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 61–64.
10. Адушкин В.В., Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Тихонова А.В. Магнитный эффект двойного землетрясения 16.03.2022 г. (Япония). Результаты наблюдений // Физика Земли. 2023. № 5. С. 142–152.
11. Демина И.М., Никитина Л.В., Л.В., Фарафонова Ю.Г. Вековые вариации главного магнитного поля Земли в рамках динамической модели его источников // Геомагнетизм и аэрoномия. 2008. Т. 48. № 4. С. 567–575.
12. <https://www.obsebre.es/en/>
13. Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм. Под редакцией П.В. Медниковой. М.: Наука. 1977. 342 с.
14. Maruyama T., Tsugawa T., Kato H., Ishii M., Nishioka M. Rayleigh wave signature in ionograms induced by strong earthquakes // Journal of Geophysical Research: Space Physics. 2012. V. 117. A08306, DOI: 10.1029/2012JA017952.
15. Рябова С.А., Шалимов С.Л. О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности земли и приуроченных к сильным землетрясениям // Физика Земли. 2022. № 4. С. 30–45.

GEOMAGNETIC AND IONOSPHERIC EFFECTS TWO CONSECUTIVE STRONG EARTHQUAKES IN MOROCCO ON SEPTEMBER 08, 2023

Academician of the RAS V. V. Adushkin^a, A. A. Spivak^{a, #}, S. A. Riabova^{a, ##}, A. V. Tikhonova^a

^aSadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

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

^{##}E-mail: riabovasa@mail.ru

The geophysical effects of a strong seismic event in the form of two earthquakes of magnitude 6.8 and 4.9 that occurred on September 08, 2023 in Morocco at close times 22:11 and 22:30 UTC with an epicentral distance between the foci of ~ 4 km are considered. We used data from a number of observatories of the INTERMAGNET network and the results of magnetic registration at the Mikhnevo Geophysical Observatory of IDG RAS. It was shown that in the absence of significant global disturbances of the Earth's magnetic field, earthquakes were accompanied by a series of three positive bay-shaped geomagnetic variations with maximum amplitudes from ~ 1 to ~ 10 nT, following each other after ~ 60 min. The maxima of the induced magnetic field variations were observed almost synchronously at distances from ~ 800 to ~ 10000 km. The delay time of the magnetic effect relative to the main shock of the first earthquake was ~ 70 min. Taking into account the almost planetary nature and high synchronicity of the magnetic field disturbances caused over a significant range of distances, as well as time delays corresponding in order of magnitude to the travel time of the seismic signal of a distance multiple of the size of the Earth, it is suggested that the magnetic effect of the seismic event in question was caused by a global source, which can serve as an excited geodynamo. The ionospheric effect of the seismic event under consideration is presented in the form of variations of the critical frequency f_oF_2 calculated from the data of the ground-based sounding station of the del Ebre Observatory.

Keywords: earthquake, instrumental observations, magnetic field, variation, critical frequency of the F2 layer of the ionosphere

УДК 551.510

ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ АЭРОЗОЛЯ И ТЕПЛА НА ОПУСТЫНЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ ПРИ ВСПЛЕСКОВОЙ ЭМИССИИ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ

© 2024 г. Г. И. Горчаков^{1,*}, О. Г. Чхетиани¹, А. В. Карпов¹, Р. А. Гущин¹, О. И. Даценко¹

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 30.10.2023 г.

Поступило 30.10.2023 г.

После доработки 02.11.2023 г.

Принято к публикации 07.11.2023 г.

По данным измерений флуктуаций компонент скорости ветра, температуры воздуха и концентрации частиц аэрозоля на опустыненной территории в Астраханской области в условиях всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля определены вертикальные турбулентные пылевого аэрозоля и тепла. С использованием спектрального анализа охарактеризована временная изменчивость горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра, температуры воздуха и концентрации частиц пылевого аэрозоля. Показано, что всплесковая эмиссия пылевого аэрозоля определяется низкочастотными конвективно обусловленными вариациями горизонтальной компоненты скорости ветра при превышении пороговой скорости сальтации. Выявлены существенные различия пространственно-временной изменчивости вертикального переноса тепла и пылевого аэрозоля. Рассчитаны 30-минутные средние значения потоков тепла ($90\text{--}158\text{ Вт/м}^2$) и пылевого аэрозоля ($7.2\text{--}27.5\text{ см}^{-2}\text{см}^{-1}$), а также скорости выноса тепла ($14\text{--}21\text{ см/с}$) и пылевого аэрозоля ($10\text{--}16\text{ см/с}$).

Ключевые слова: опустынивание, ветропесчаный поток, перемежающаяся сальтация, эмиссия пылевого аэрозоля, турбулентный поток тепла, турбулентный поток аэрозоля, скорость выноса аэрозоля, скорость выноса тепла

DOI: 10.31857/S2686739724030154

ВВЕДЕНИЕ

Пылевой аэрозоль (ПА) [1] прямо и косвенно влияет на радиационный режим атмосферы [2], процессы в биосфере [3] и на здоровье населения [4]. На опустыненных территориях (ОТ) пылевой аэрозоль образуется на подстилающей поверхности (ПП) под воздействием ветропесчаного потока [5]. Согласно существующим представлениям, частицы ПА выбиваются сальтирующими песчаными частицами (сальтация — скачкообразные перемещения песчинок) с подстилающей поверхности (процесс sandblasting [6]). Следует отметить, что существенную роль в процессе выноса частиц ПА с подстилающей поверхности (ПП) играют электрические процессы [7, 8].

Значительная часть пылевого аэрозоля поступает в атмосферу с опустыненных территорий

и благодаря дальнему переносу ПА распространяется на большие расстояния. Эффективность дальнего переноса зависит, в частности, от особенностей вертикального переноса и перемещения ПА в пограничном слое атмосферы непосредственно после эмиссии на ПП. В соответствии с градиентной гипотезой, в полуэмпирической теории турбулентной диффузии вертикальный перенос примесей описывается уравнением турбулентной диффузии [9, 10]:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \frac{dC}{dz} \right], \quad (1)$$

где C — концентрация примеси, t — время, z — вертикальная координата и K — коэффициент турбулентной диффузии.

В конвективных условиях, которые часто реализуются на опустыненных территориях, коэффициент турбулентной диффузии для тепла отличается от коэффициента диффузии для примесей и количества движения, а при возникновении организованной конвекции [11] происходит контраградиентный перенос примесей.

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

*E-mail: gengor@ifaran.ru

Кроме того, интенсивность эмиссии пылевого аэрозоля на опустыненных территориях является нелинейной функцией скорости ветра, что определяется нелинейной зависимостью интенсивности сальтации от скорости ветра [12].

Процессы переноса пылевого аэрозоля и тепла на ОТ до сих пор недостаточно изучены. Поэтому результаты экспериментальных исследований потоков тепла и аэрозоля представляют большой интерес. В [13, 14] представлены результаты определения вертикальных турбулентных потоков аэрозоля в условиях квазинепрерывной эмиссии ПА.

В настоящей работе представлены результаты определения турбулентных потоков аэрозоля и тепла при всплесковой или перемежающейся сальтации и, соответственно, всплесковой эмиссии [15] пылевого аэрозоля.

Турбулентные потоки тепла и аэрозоля определяются турбулентными пульсациями (флуктуациями) и конвективно обусловленными вариациями температуры воздуха, компонент скорости ветра и концентрации частиц пылевого аэрозоля. В следующем разделе приведены результаты измерений в условиях всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля в сентябре 2021 г. на опустыненной территории вблизи реки Волги в Астраханской обл. горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра, температуры воздуха и суммарной концентрации частиц пылевого аэрозоля. Рассчитаны статистические характеристики вариаций указанных величин. Далее с использованием спектрального анализа охарактеризованы временная изменчивость компонент скорости ветра, температуры воздуха и концентрации частиц аэрозоля. Приведены 30-минутные средние значения измеренных величин и соответствующие параметры турбулентности.

В следующих разделах представлены результаты определения вертикальных турбулентных потоков пылевого аэрозоля и тепла.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ КОМПОНЕНТ СКОРОСТИ ВЕТРА, КОНЦЕНТРАЦИИ ЧАСТИЦ АЭРОЗОЛЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Синхронные измерения температуры воздуха, концентрации частиц аэрозоля и компонент скорости ветра проводились в августе-сентябре 2021 г. на опустыненной территории на высоте 3 м в течение 7 дней. В настоящей работе

представлены результаты измерений выполненных в условиях всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля 09.09.2021 в период с 10:00 до 15:00. Горизонтальная и вертикальная компоненты скорости ветра, а также температура воздуха измерялись с частотой 10 Гц с помощью акустической метеостанции Метео-2 (Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск), а суммарная концентрация части пылевого аэрозоля в диапазоне размеров от 0.5 до 5.0 мкм с помощью фотоэлектрического счетчика частиц ОЭАС-05 (НИФХИ, г. Москва) с временным разрешением 1 с.

На рис. 1 а показана временная изменчивость горизонтальной компоненты скорости ветра V (кривая 1) и сглаженный временной ход (на интервале 1 мин) флуктуаций вертикальной компоненты скорости ветра (кривая 2) $w'(t) = w(t) - \bar{w}$, где $w(t)$ и $\bar{w}$ — результаты измерений вертикальной компоненты скорости ветра и ее среднее значение (в период с 10:00 до 15:00). Видно, что в рассматриваемый период времени преобладают “низкочастотные” конвективно обусловленные вариации V . Во временном ходе вертикальной компоненты скорости ветра доминируют более высокие частоты. На рис. 1 а (кривая 3) отмечена пороговая скорость сальтации $V_0 \cong 5.5$ м/с и, следовательно, эмиссии пылевого аэрозоля, которая близка к среднему значению горизонтальной компоненты скорости ветра $\bar{V} = 5.7$ м/с.

На рис. 1 б показана зависимость от времени наблюдаемой суммарной концентрации частиц пылевого аэрозоля $N(t)$ (кривая 6) и сглаженный временной ход (на интервале 1 мин) температуры воздуха $T(t)$ (кривая 5). Отчетливо видны резкие всплески $N(t)$ (до $15\text{--}25\text{ см}^{-3}$) и в среднем медленно меняющейся концентрации фоновое аэрозоля (9 — тренд фоновой концентрации фоновое аэрозоля). Отметим, что в период примерно с 12:00 до 13:30 наблюдалась квазипериодическая изменчивость концентрации фоновое аэрозоля. В период проведения измерений наблюдался рост средней температуры воздуха со скоростью 0.61 град/час (7 на рис 1 б) в период с 10:00 до 13:30 и со скоростью 0.20 град/час (8 на рис. 1 б) в период с 13:30 до 15:00 (10 — момент изменения скорости роста температуры).

Количественные характеристики временной изменчивости рассматриваемых величин далее определены с использованием спектрального анализа.

В табл. 1 приведены результаты расчетов статистических характеристик вариаций рассматриваемых нами величин. Вариации горизонтальной компоненты скорости ветра V отличаются

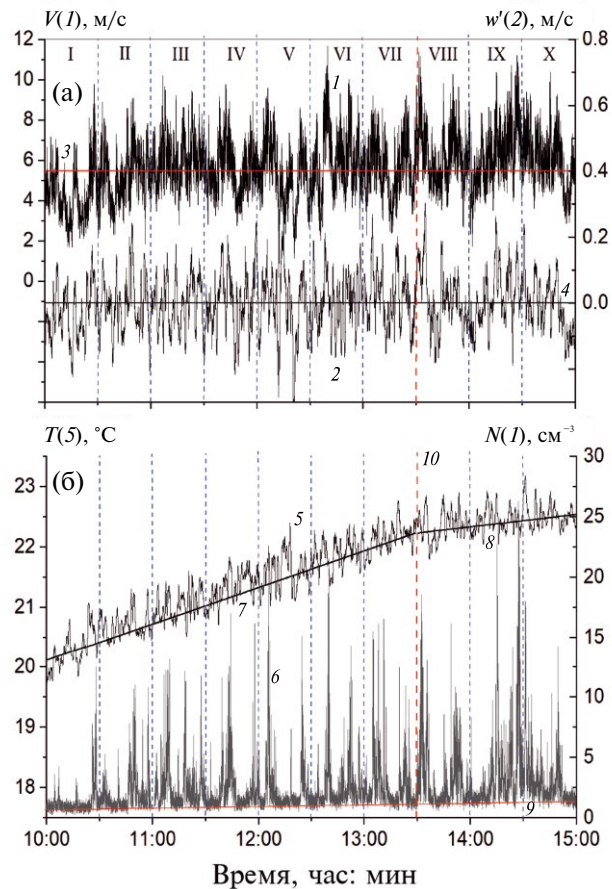


Рис. 1. Временная изменчивость 09.09.2021 в период с 10:00 до 15:00 по данным измерений на высоте 3 м горизонтальной компоненты скорости ветра (V), турбулентных пульсаций (w') вертикальной компоненты скорости ветра (сглажены на интервале 50 сек), пульсации температуры воздуха (T) — сглаженную на интервале 50 с и суммарной концентрации частиц пылевого аэрозоля (6). Обозначения: 3 — пороговая скорость сальтации, 4 — начало отсчета для вертикальной компоненты скорости ветра, 7 и 8 — интервалы кусочно-линейной аппроксимации тренда температуры воздуха, 9 — концентрация фонового аэрозоля, 10 — момент излома кусочно-линейной интерполяции температуры, I–X — 30-минутные интервалы.

Таблица 1. Статистические характеристики вариаций компонент скорости ветра, температуры воздуха и суммарной концентрации пылевого аэрозоля (9.09.2021)

Параметры	V , м/с	w' , м/с	T , °C	N , см ⁻³
Среднее	5.70	0.0	0.0	2.44
Станд. откл.	1.40	0.35	0.55	2.22
Максимум	11.7	2.90	3.20	26.3
Минимум	0.2	−2.13	−1.33	0.2
Коеф. вариаций	0.25	—	—	0.91
Асимметрия	0.13	0.24	1.05	3.40
Экссесс	0.09	1.06	1.15	16.3

малыми значениями асимметрии и эксцесса. Эмпирическая функция распределения V близка к нормальному распределению. Заметный эксцесс имеет место для вариаций w' и T' . В обоих случаях максимальные положительные отклонения от среднего заметно больше (по модулю) отрицательных отклонений. Сильно асимметрична и с большим эксцессом эмпирическая функция распределения концентрации аэрозоля. Следует иметь в виду, что заметный вклад в наблюдаемые концентрации вносит фоновый аэрозоль.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТ СКОРОСТИ ВЕТРА, ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И КОНЦЕНТРАЦИИ ЧАСТИЦ АЭРОЗОЛЯ

Важные количественные характеристики временной изменчивости измеренных нами величин можно получить методом спектрального анализа.

На рис. 2 представлены спектры флуктуаций (кривая 1) $P(f) = fS(f)$, где S — спектральная плотность мощности и f — частота, рассчитанные (Origin 2021) по данным измерений $V(t)$ (а), $w(t)$ (б), $T(t)$ (в) и $N(t)$ (г). Высоочастотная часть спектра $P_V(f)$ (рис. 2 а) аппроксимируется степенной функцией в диапазоне частот примерно от 0.8 до 6.5 Гц $P_V^{(2)}(f) = C_P^{(2)} f^{-k^2}$, где $k_V^{(2)} = 0.71$, что близко к $k = 0.67$ для режима локально изотропной турбулентности. На частотах > 0.8 Гц спектр $P_V(f)$ с удовлетворительной точностью аппроксимируется другой степенной функцией $P_V^{(3)}(f)$ с показателем $k_V^{(3)} = 0.45$, что обусловлено определяющим вкладом конвективных движений в вариации $V(t)$. В спектре $P_V(f)$ достаточно отчетливо выражены широкий максимум (5) в диапазоне частот 1–5 мГц (периоды 200 с — 1000 с) и максимум в диапазоне 10–20 мГц (7), а также слабо выраженные максимумы в диапазонах 15–45 мГц (8) и 50–80 мГц (9).

Высоочастотные участки спектров w' и T' с удовлетворительной точностью аппроксимируются (2 на рис. 2 б и 2 в) степенными спектрами с показателями $k_w^{(2)} = 0.70$ и $k_T^{(2)} = 0.71$, а низкочастотные ($f < 10$ мГц для w и $f < 100$ мГц для T) аппроксимируются степенными функциями с показателями $k_w^{(3)} = -0.58$ и $k_T^{(3)} = -0.61$ (падение мощности флуктуаций с уменьшением частоты).

Кроме этого, для оптимизации общей точности кусочно-степенной аппроксимации для w и T приходится вводить отдельную аппроксимацию

на “промежуточных” частотах с использованием степенных функций с показателями $k_w^{(4)} = -0.1$ (рис 2 б) для диапазона частот примерно от 100 мГц до 0.8 Гц и $k_T^{(4)} = -0.03$ (рис. 2 в) для диапазона примерно от 15 мГц до 0.5 Гц. Отметим также, что на спектре $P_w(f)$ достаточно отчетливо выражен низкочастотный максимум (2–5 мГц) и конвективно обусловленные вариации (7, 8 и 9) в диапазоне частот от 10 до 100 мГц. На спектре $P_T(f)$ отчетливы выражены максимумы (7, 8 и 9) на частотах примерно 18.36 и 54 мГц и слабо выражены максимумы в диапазоне частот $f < 100$ мГц.

В спектре $P_N(f)$ (1 на рис. 2 г), где максимальная частота $f_{\max} = 0.5$ Гц, весь представленный на рис. 2 г аппроксимируется степенной функцией $P_N^{(2)}$ с показателем $k_N^{(2)} = 0.11$. Очень сильно

выражен низкочастотный (5 на рис. 2 г) максимум (частоты 2–6 мГц, периоды 160–500 с). Хорошо выражен максимум вблизи 100 мГц (6 на рис. 2 г) и максимум в диапазоне 0.04–0.08 Гц (9 на рис. 2 г).

Достаточно представительные оценки турбулентных потоков тепла и аэрозоля можно получить при сравнительно большом времени осреднения. С учетом сильно низкочастотной изменчивости анализируемых характеристик время осреднения было выбрано равным 30 минут.

С целью характеристики условий измерений для 30-минутных периодов были определены параметры турбулентности, включая дисперсии флуктуаций температуры воздуха σ_T^2 и вертикальной компоненты скорости ветра σ_w^2 , динамическая скорость (скорость трения) u_* ,

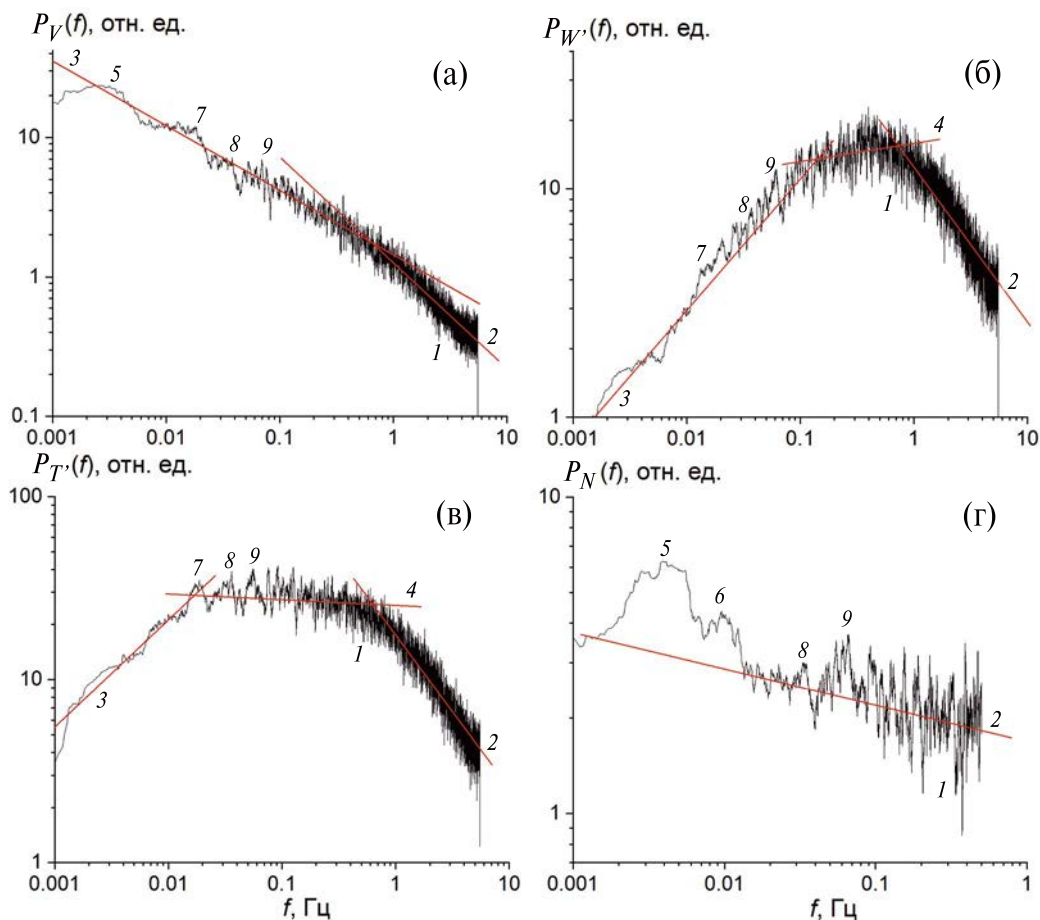


Рис 2. Спектральная плотность мощности турбулентных пульсаций горизонтальной компоненты скорости ветра (а), вертикальной компоненты скорости ветра (б) флуктуации температуры воздуха (в) и флуктуации суммарной концентрации частиц пылевого аэрозоля (г). Обозначение: 1 – рассчитанные спектры, кусочно-линейные аппроксимации в области “высоких” частот (2), “низких” частот (3) и в области “промежуточных частот” 1–5 мГц (5), вблизи 100 мГц (6) и в диапазоне от 100 до 10 мГц (7, 8 и 9).

масштаб Мони́на-Обуха L . В табл. 2 приведены также средние значения горизонтальной компоненты скорости ветра V и концентрации частиц пылевого аэрозоля $N_a = N - N_{bd}$, где N — наблюдаемые концентрации и N_{bd} — фоновые концентрации, которые определяются по данным измерений N между всплесками.

Анализ показал, что в первый 30-минутный период (10:00–10:30) имела место слабая генерация пылевого аэрозоля, так как средняя скорость ветра была заметно меньше пороговой скорости ветра. В течение последнего часа (14:00–15:00) режим генерации аэрозоля отличается от всплескового. Он был преимущественно квазинепрерывным. В период с 10:30 до 14:00 наблюдались заметные отклонения рассматриваемых параметров от их средних значений. В частности, в отдельные периоды заметно уменьшалась до (0.13–0.17 м/с) динамическая скорость. В период с 13:30 до 14:00 средняя концентрация пылевого аэрозоля увеличилась до 1.06 см^{-3} .

ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ

Вертикальный турбулентный поток пылевого аэрозоля

$$F = \tau^{-1} \int_0^{\tau} g(t) dt = \tau^{-1} \int_0^{\tau} N'_a(t) w'(t) dt, \quad (2)$$

где $N'_a(t) = N_a(t) - \bar{N}_a$ и τ — период осреднения, $g(t)$ — плотность потока аэрозоля.

Результаты определения плотности потока $g(t)$ представлены на рис 3 а. В условиях всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля $g(t)$ представляет собой последовательность всплесков. Значения 30-минутных средних плотности потока приведены в табл. 2. Они меняются в пределах от 7.2 (период 10:00–10:30) до $27.5 \text{ см}^{-2}\text{с}^{-1}$ (период 14:00–14:30) и в среднем $16 \text{ см}^{-2}\text{с}^{-1}$.

Большой интерес представляет собой нормированные потоки или скорости выноса пылевого аэрозоля

$$W_N = \frac{F}{\bar{N}}, \quad (3)$$

где $\bar{N}$ — средние 30-минутные концентрации пылевого аэрозоля.

Оказалось (табл. 2), что скорость выноса W_N меняется примерно от 11 (в период от 14:30 до 15:00) до 16 см/с (в среднем для 9.09.23 13.7 см/с).

Для режима квазинепрерывной эмиссии пылевого аэрозоля [13, 14] были получены значения $W_N = 4\text{--}5 \text{ см/с}$.

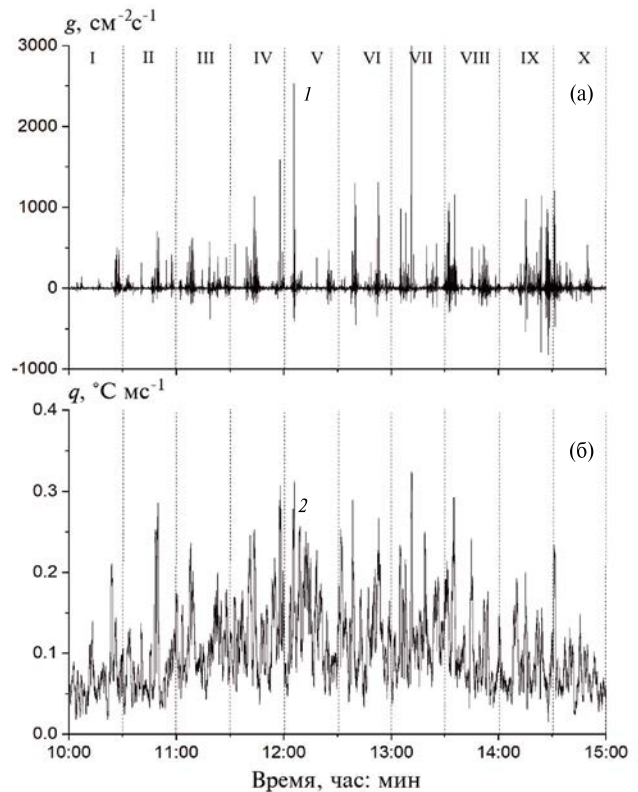


Рис. 3. Временная изменчивость плотности вертикальных турбулентных потоков пылевого аэрозоля (1) и потоков тепла (2).

Спектр потока пылевого аэрозоля представлен на рис. 4 а (кривая 1). В области “высоких” частот ($f > 0.1$ Гц) этот спектр аппроксимируется константой, а в области частот < 0.1 Гц степенной функцией с показателем -0.58 .

На спектре отчетливо выражен максимум (5) в диапазоне частот от 2–6 мГц, а также максимум (9 на рис. 4 а) в диапазоне 0.045–0.08 Гц.

Таким образом, при всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля вертикальный перенос происходит, главным образом, на “высоких” частотах f больше примерно 0.05 Гц.

ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА

В квазистационарных условиях вертикальный турбулентный поток тепла

$$Q = \frac{\rho c_p}{\tau} \int_0^{\tau} q(t) dt = \frac{\rho c_p}{\tau} \int_0^{\tau} T'(t) w'(t) dt, \quad (4)$$

где ρ — плотность воздуха, c_p — теплоемкость при постоянном давлении, q — плотность потока температуры $T'(t)w'(t)$.

При заметных изменениях средней температуры целесообразно определять $T'(t)$ из соотношений

$$T'(t) = T(t) - T_{tr}(t), \quad (5)$$

где $T_{tr}(t)$ — сглаженный временной ход температуры воздуха.

Для периода времени от 10:00 до 15:00. 9.09.2021. сглаженный временной ход потока температуры (сглаженные на интервале ~ 1 мин) показан на рис. 3 б (кривая 2), который в отличие от плотности вертикального потока пылевого аэрозоля является непрерывной функцией времени. Однако для получения устойчивых оценок потока тепла при наблюдаемой изменчивости q время осреднения при определении потоков тепла должно быть достаточно большим: Q для 30-минутных интервалов (табл. 2). Оказалось, что поток тепла 9.09.2021 варьировал пределах от 90 до 158 Вт/м². Нормированный поток температуры или скорость выноса для вертикального турбулентного потока тепла будет определяться из отношения

$$W_H = \frac{Q}{\sigma_T}, \quad (6)$$

где Q — средние 30-минутные значения потока температуры. Величина W_H варьирует в пределах от 14 до 21 см/с, (в среднем 8.5 см/с), что по порядку величины согласуется с соответствующими значениями W_N .

Таким образом, нормированные турбулентные потоки тепла и пылевого аэрозоля или скорости выноса из приземного слоя атмосферы при всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля согласуются друг с другом по порядку величины. На рис. 4 б представлена кусочно-степенная аппроксимация спектральной плоскости мощности $P_q(f)$ турбулентного потока температуры (1). В области частот примерно от 0.8 до 5 Гц применима аппроксимация с показателем степени 0.64, а в области “низких” частот меньше примерно 0.15 Гц — с показателем -0.51 . В “промежуточном” диапазоне частот показатель равен -0.08 . На спектре $P_q(f)$ заметно проявляются конвективно обусловленные максимумы в диапазоне частот от 0.015 до 0.15 Гц.

Диапазон частот, где наблюдаются наибольшие вклады в спектральную плотность мощности турбулентных потоков тепла и аэрозоля в значительной степени перекрываются, что обусловлено определяющим влиянием спектров флуктуаций вертикальной компоненты скорости ветра.

Представленные в табл. 2 результаты определения параметров турбулентности свидетельствуют о том, что измерения вертикальных турбулентных потоков тепла и аэрозоля были выполнены в конвективных условиях.

Таблица 2. Концентрация пылевого аэрозоля, характеристики компонент скорости ветра, параметры турбулентности, потоки тепла и пылевого аэрозоля для 30-минутных интервалов.

Интервалы	10:00—10:30	10:30—11:00	11:00—11:30	11:30—12:00	12:00—12:30	12:30—13:00	13:00—13:30	13:30—14:00	14:00—14:30	14:30—15:00	Сред.
Параметры											
σ_1^2 , °C	0.28	0.24	0.35	0.40	0.42	0.38	0.36	0.32	0.23	0.20	0.32
σ_w^2 , м ² /с ²	0.08	0.10	0.12	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.11	0.11
$\bar{N}$, см ⁻³	0.45	0.85	1.13	0.93	0.88	1.21	1.14	1.76	2.21	1.32	1.19
$\bar{V}$, м/с	4.37	5.28	6.03	5.59	5.27	5.99	5.66	6.29	6.32	6.06	5.69
u , м/с	0.21	0.13	0.22	0.15	0.17	0.16	0.21	0.15	0.17	0.13	0.17
L , м	-9.1	-1.9	-7.5	-1.9	-3.0	-2.4	-5.6	-2.5	-4.5	-2.1	-4.1
Q , Вт/м ²	90	100	134	157	158	151	150	128	107	90	126
W_H , см/с	14	17	18.5	20.5	20	20	21	18.5	18	16.5	18.4
F , см ⁻² с ⁻¹	7.2	12	11.5	17.0	14	17	18.5	19	27.5	15	15.9
W_N , см/с	16	15	10	18	16	14	16	11	12.5	11	13.9

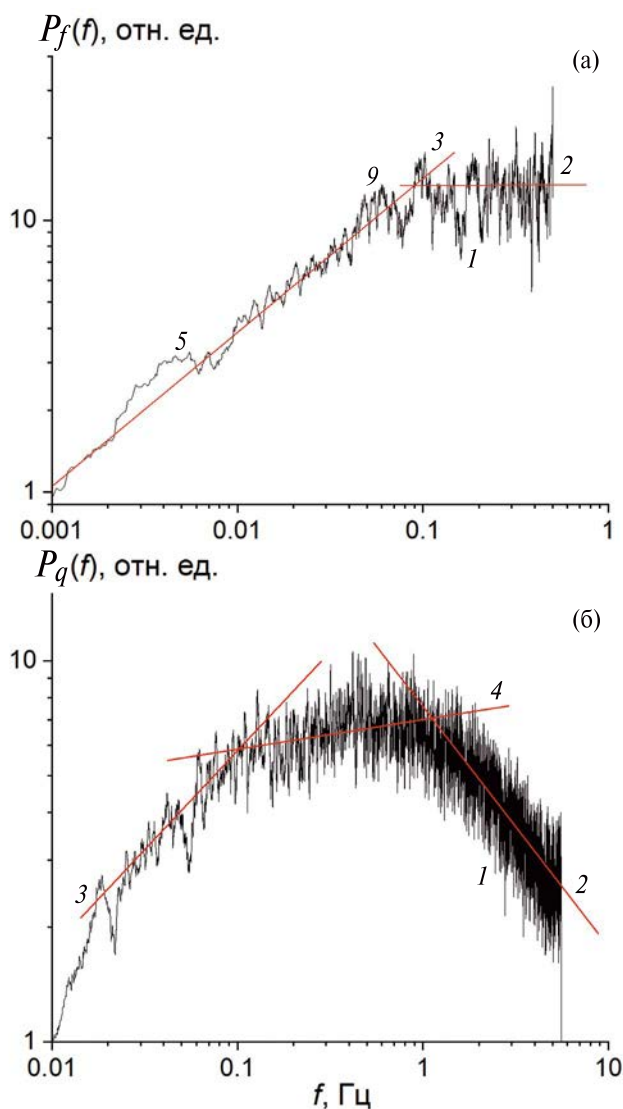


Рис. 4. Спектры турбулентных потоков пылевого аэрозоля (а) и тепла (б). Обозначения см. на рис. 2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным измерений на опустыненной территории в Астраханской обл. в приземном слое атмосферы на высоте 3 м флуктуаций температуры воздуха, компонент скорости ветра и концентраций частиц пылевого аэрозоля в диапазоне размеров частиц от 0.5 до 5.0 мкм определены вертикальные турбулентные потоки тепла и пылевого аэрозоля в условиях всплесковой сальтации и, соответственно, всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля.

Показано, что пространственно-временная изменчивость потоков тепла и пылевого аэрозоля в рассматриваемых условиях существенно

различна. Потоки пылевого аэрозоля возникают только при превышении скоростью ветра пороговой скорости сальтации.

С использованием спектрального анализа охарактеризована сложная многомасштабная изменчивость полей ветра, температуры воздуха и пылевого аэрозоля.

Рассчитаны средние 30-минутные турбулентные потоки тепла и аэрозоля.

Нормированные турбулентные потоки или скорости выноса тепла (14–21 см/с) и пылевого аэрозоля (10–16 см/с) на 30-минутных интервалах по порядку величины согласуются друг с другом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Г.С. Голицына за полезные советы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 20-17-00214).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mahowald N., Albani S., Kok J.F., Engelstaeder S., Scanza R., Ward D.S., Flanner M.G. The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system // *Aeolian Research*. 2014. V. 15. P. 53–71.
2. Miller R., Tegen I., Perlwitz J. Surface radiative forcing by soil dust aerosol and the hydrologic cycle // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. DO4203.
3. Krishnamurthy A., Moore J.K., Mahowald N., Luo C., Zender C.S. Impacts of atmospheric nutrient inputs on marine biogeochemistry // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. G01006.
4. Brunekreef B., Holgate S.T. Air Pollution and Health // *Lancet*. 2002. V. 360. P. 1233–1242.
5. Shao Y. *Physics and Modeling of Wind Erosion*. N. Y.: Springer, 2000. 393 p.
6. Alfaro S.C., Gaudichet A., Gomes L., Maille M. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 11239–11249.

7. Горчаков Г.И., Копейкин В.М., Карнов А.В., Гушчин Р.А., Даценко О.И., Бунтов Д.В. Электризация ветропесчанного потока на опустыненных территориях // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 88–93.
8. Горчаков Г.И., Копейкин В.М., Карнов А.В., Гушчин Р.А., Даценко О.И., Бунтов Д.В. Пылевая плазма ветропесчанного потока на опустыненных территориях // Изв. РАН. Физика атмосферы и океаны. 2022. Т. 58. № 5. С. 543–553.
9. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1975. 448 с.
10. Seinfeld J.H., Pandis S.N. Atmospheric chemistry and physics. NY: Wiley Intersci. Publ., 1998. 1326 p.
11. Sow M., Alfaro S.C., Rajot J.Z. Comparison of the size resolved dust emission fluxes measured over a Sahelian source with the Dust Production Model (DPM) predictions // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2011. V. 11. P. 11077–11107.
12. Bagnold R.A. The physics of blown sand and desert dunes, London: Methuen. 265. 1941.
13. Горчаков Г.И., Карнов А.В., Гушчин Р.А. Турбулентные потоки пылевого аэрозоля на опустыненной территории. Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. С. 53–57.
14. Карнов А.В., Горчаков Г.И., Гушчин Р.А., Даценко О.И. Вертикальные турбулентные потоки пылевого аэрозоля // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57, № 5. С. 565–574.
15. Горчаков Г.И., Шукуров К.А. Флуктуации концентрации субмикронного аэрозоля в конвективных условиях // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 1. С. 85–97.
16. Gorchakov G.I., Koprov V.M., Shukurov K.A. Vertical turbulent aerosol fluxes over desertized areas // Izv. Atm. and Oceanic Physics. 2002. V. 38. Suppl 1. P. S138–S147.
17. Caughey S.J., Kaimal J.C. Vertical heat flux in the convective boundary layer. Q. J. R. // Meteorol. Soc. 1977. V. 103. P. 811–815.
18. Горчаков Г.И., Чхетиани О.Г., Карнов А.В. и др. Квазипериодическая эмиссия пылевого аэрозоля на опустыненной территории // Метеорология и гидрология. 2023. № 8. С. 62–72.

TURBULENT FLUXES OF AEROSOL AND HEAT IN A DESERTIFIED AREA DURING INTERMITTENT EMISSION OF DUST AEROSOL

G. I. Gorchakov^{a,*}, O. G. Chkhetiani^a, A. V. Karpov^a, R. A. Gushchin^a, O. I. Datsenko^a

Presented by Academician of the RAS G.S. Golitsyn October 30, 2023

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

^{*}*E-mail: gengor@ifaran.ru*

Based on fluctuations measurement results in the components of wind speed, air temperature and concentration of aerosol particles on a desertified area in the Astrakhan region under conditions of intermittent emission of dust aerosol, vertical turbulent fluxes of dust aerosol and heat were determined. Using spectral analysis, the temporal variability of the horizontal and vertical components of wind speed, air temperature and concentration of dust aerosol particles was characterized. It is shown that the intermittent emission of the dust aerosol is determined by low-frequency convective-induced variations in the horizontal component of wind speed when the threshold saltation speed is exceeded. Significant differences in the spatiotemporal variability of vertical heat transfer and dust aerosol were revealed. The 30-minute average values of heat fluxes (90–158 W/m²) and dust aerosol (7.2–27.5 cm⁻²cm⁻¹), as well as the rate of heat removal (14–21 cm/s) and dust aerosol (10–16 cm/s).

Keywords: desertification, wind-sand flux, intermittent saltation, dust aerosol emission, turbulent heat flux, turbulent aerosol flux, aerosol removal rate, heat removal rate

УДК 528.942

КАРТА АНТРОПОГЕННОЙ НАРУШЕННОСТИ ПОЧВ РОССИИ

© 2024 г. Академик РАН И. Ю. Савин^{1,2,*}, К. С. Орлова¹, С. А. Аветян^{1,3}

Поступило 10.11.2023 г.

После доработки 12.11.2023 г.

Принято к публикации 14.11.2023 г.

Почвы выполняют важную роль по сохранению устойчивости биосферы, а также обеспечивают человечество продуктами питания, одеждой и являются основой для жизни человека на Земле. В процессе нерационального землепользования почвы часто деградируют, а иногда полностью уничтожаются. Но инвентаризация уничтоженных почв на систематической основе до сих пор не ведется ни в одной стране мира. В России на традиционных почвенных картах уничтоженные почвы также не отражаются. Нами предпринята попытка создания первой карты страны, на которой показаны уничтоженные в результате направленного антропогенного воздействия почвы. На карте отражены территории, где почвенный покров был уничтожен в результате строительства зданий, сооружений, автомобильных и железных дорог, карьеров и насыпей при добыче полезных ископаемых. В качестве основного источника информации использовалась краудсорсинговая база данных OpenStreetMap, а также результаты визуального дешифрирования нарушенных почв по спутниковым данным интернет-ресурса GoogleEarthTM. Данные о нарушенности почв были агрегированы на почвенно-географические выделы Единого государственного реестра почвенных ресурсов России (масштаб 1: 2 500 000). Карта представлена в формате ГИС (шейп-файл). Карта содержит информацию о площади и доли нарушенных почв, а также о типе воздействия, в результате которого произошли нарушения.

Ключевые слова: антропогенная деградация почв, уничтожение почв, Россия, OpenStreetMap, картографирование почв, ГИС

DOI: 10.31857/S2686739724030168

Важная роль почв в функционировании биосферы и в хозяйственной деятельности человека предопределила появление почвоведения как науки. Функции и сервисы почв многочисленны и достаточно хорошо изучены [1]. Их эффективность и выраженность предопределяется свойствами почв, они, в свою очередь, формируются под влиянием факторов почвообразования, одним из которых является хозяйственная деятельность человека [2, 3].

Человек использует почвы в хозяйственной деятельности (в сельском хозяйстве, в строительстве) с учетом их свойств. Так, например, в распахку вовлекаются лишь почвы, обладающие достаточно высоким уровнем естественного

плодородия. Но использование почв человеком в подавляющем большинстве случаев приводит к изменению свойств почв, что меняет их качество и часто приводит к их деградации. По данным GLASOD [4], в мире около 15% почв в той или иной степени деградировано в результате направленного антропогенного воздействия. Деградация почв ведет к утрате почвами их важных функций и сервисов, что, с одной стороны, дестабилизирует биосферу, а с другой делает менее эффективным и более затратным землепользование. Все это предопределяет необходимость оперативной инвентаризации антропогенно измененных почв и мониторинга их состояния.

Самым мягким вариантом направленного изменения почв человеком является их распахка, а самым сильным — полное уничтожение почвы как природного тела. Инвентаризация и мониторинг пахотных почв достаточно хорошо налажены во многих странах мира, в том числе и в России [5, 6]. Но этого нельзя сказать про почвы, полностью уничтоженные в результате хозяйственной деятельности человека. Традиционно

¹Федеральный исследовательский центр “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, Москва, Россия

²Институт экологии, Российский Университет Дружбы Народов, Москва, Россия

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

*E-mail: savin_iyu@esoil.ru

они не отражались на крупномасштабных почвенных картах [7, 8]. Лишь в последние годы появились почвенные карты отдельных регионов или полей, на которых показаны антропогенно нарушенные почвы [9–12].

Результатом наших исследований стало создание новой цифровой карты почв России, полностью уничтоженных в результате хозяйственной деятельности человека.

В качестве основной информации для компиляции карты использовались данные интернет-ресурса OpenStreetMap (<https://www.openstreetmap.org/#map=3/60.06/102.48>). Это некоммерческий веб-картографический проект. В его рамках создаются и постоянно обновляются карты объектов, обычно показываемых на традиционных топографических картах. Для создания карт используются данные с персональных GPS-трекеров, результаты аэро- и космической съемки, панорамы улиц, архивы которых собраны на всю территорию мира некоторыми компаниями (Maxar, Bing, ESRI, Mapbox и др.), а также персональные знания человека, который вносит информацию в эту базу данных. По сути, это база пространственных данных, созданная в рамках краудсорсинговых технологий, которая постоянно пополняется и уточняется.

Было проведено достаточно большое количество исследований качества этой базы данных в разных частях мира, которые показали, что качество базы данных зависит от типа картографируемого объекта и региона, в котором он расположен [13–15]. Согласно этим данным, ошибка позиционирования представленных данных для строений и дорог не превышает 15–20%, а число пропусков или ложных объектов не превышает 10–15%. Общей закономерностью является то, что более населенные регионы характеризуются более высокой точностью. Кроме того, более крупные объекты выделяются с большей точностью (например, точность выделения дорог с асфальтовым покрытием гораздо выше, чем грунтовых дорог).

Для произведения расчетов и визуализации полученных результатов использован программный пакет QGIS3.28.11 “Firenze”. Данные о нарушенных участках извлекались с сервиса OpenStreetMap (<https://download.geofabrik.de/>). Почвенные выделы получены из пакета файлов почвенной карты РФ масштаба 1 : 2 500 000 (<https://egrpr.esoil.ru/content/1DB.html>).

Анализ данных OSM производился для слоев: `gis_osm_landuse_a_free_1` (участки с различными типами землепользования), `gis_osm_buildings_a_free_1` (здания и постройки), `gis_osm_roads_free_1` (автомобильные дороги) и `gis_osm_railways_free_1` (железнодорожные пути).

В слое `gis_osm_landuse_a_free_1` расчет производился для всех атрибутов, которые в поле “`fclass`” имели значение “`quarry`” (свалки, мусорные полигоны, выработки, образованные при добыче полезных ископаемых).

В слое `gis_osm_buildings_a_free_1` расчет производился для всех атрибутов без исключения.

В слое `gis_osm_roads_free_1` расчет производился для атрибутов, которые в поле “`fclass`” имели значение “`motorway`” или “`motorway_link`”, или “`trunk`”, или “`trunk_link`”, или “`primary`”, или “`primary_link`”, или “`secondary`”, или “`secondary_link`”, или “`tertiary`”, или “`tertiary_link`”, или “`unclassified`”, или “`residential`”, или “`busway`”, или “`service`”.

В слое `gis_osm_railways_free_1` расчет производился для атрибутов, которые в поле “`fclass`” имели значение “`rail`”.

Для каждого полигонального атрибута была рассчитана его площадь в границах почвенного выдела, для линейного – сперва рассчитана длина отрезка в границах почвенного выдела, далее умножена на ширину в зависимости от класса дороги (ранжирование по полю “`fclass`”). Далее указана принятая ширина для дорог различного типа в слое `gis_osm_roads_free_1`: “`motorway`”, “`motorway_link`” – 30 м, “`trunk`”, “`trunk_link`” – 20 м, “`primary`”, “`primary_link`” – 20 м, “`secondary`”, “`secondary_link`” – 10 м, “`tertiary`”, “`tertiary_link`” – 10 м, “`unclassified`” – 5 м, “`residential`” – 5 м, “`busway`” – 5 м, “`service`” – 5 м; в слое `gis_osm_railways_free_1` – `rail` – 20 м. Считалось, что почвенный покров полностью нарушен в результате строительства этих объектов в пределах указанных для них буферных зон.

Полученные площади отдельных объектов суммировались в границах каждого почвенного выдела, результатом деления суммы площадей атрибутов на площадь почвенного выдела, являлось получение доли нарушенных почв в границах каждого почвенного выдела. Доля была рассчитана в процентах и в гектарах.

Для крупных площадных объектов (карьерные выработки, отвалы, обширные заасфальтированные участки в промышленных зонах), не отраженных в данных OSM, производилось ручное дешифрирование по актуальным



Рис. 1. Распространенность почв России, нарушенных в результате направленного антропогенного воздействия (процент от площади контура ЕГРПР).

космическим снимкам, которые были получены с использованием сервиса GoogleEarth™.

Площади уничтоженных почв под дорогами, карьерами и строениями вычислялась с учетом указанных буферных зон (см. выше) в QGIS и после этого агрегировалась на почвенно-картографические выделы Единого государственного реестра почвенных ресурсов России (исходный масштаб 1 : 2 500 000) (ЕГРПР) [16].

Карта создана с использованием QGIS и затем конвертирована в формат шейп-файла. Она может быть легко импортирована в другие географические информационные системы. В качестве атрибутов карта содержит информацию о площади почв в России, уничтоженных направленным антропогенным воздействием.

На рис. 1 показаны территории с уничтоженными почвами в России. В табл. 1 приведен перечень почв, которые в наибольшей степени подверглись уничтожению в результате прямого антропогенного воздействия.

Карта по уровню специальной нагрузки соответствует традиционным почвенным картам

масштаба 1:2 500 000 и содержит информацию по состоянию на 2010–2020 годы.

В большинстве случаев почвы в России уничтожены в результате строительства автодорог и поселений. Гораздо меньшие площади почв уничтожены при добыче полезных ископаемых и функционировании промышленных предприятий. Общая площадь, на которой почвы были уничтожены человеком, составляет около 31 864 км², что составляет около 0.2% от всей территории страны. Больше всего почв было уничтожено в г. Санкт-Петербурге (17.08% от площади субъекта), г. Москве (16.69%), Московской (2.61%), Калининградской (1.21%) и Кемеровской (1.11%) областях страны. Наименее изменен человеком почвенный покров республики Якутия (0.03%), Ямало-Ненецкого АО (0.03%), Камчатского края (0.02%), Тюменской области (0.01%) и Ненецкого АО (0.01%).

В табл. 1 приведены данные о том, каких почв страны было уничтожено больше всего. Из данных таблицы следует, что в наибольшей степени в России были уничтожены дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые

Таблица 1. Площади почв России, уничтоженных в результате направленного антропогенного воздействия (почвы ранжированы по площади и доле)

Наименование почв в терминах ЕГРПР	Доля уничтоженных почв от всей площади почв в стране (%)	Наименование почв в терминах ЕГРПР	Площадь уничтоженных почв (км ²)
Пойменные слитые	8.15	Дерново-подзолистые преимущественно мелко- и неглубокоподзолистые	2131.28
Лугово-черноземные карбонатные	6.98	Черноземы выщелоченные	1718.86
Лугово-коричневые	5.46	Серые лесные	1353.97
Пойменные карбонатные	3.09	Пойменные кислые	1273.89
Темно-каштановые солонцеватые и солончакватые и солонцы (автоморфные)	2.77	Пойменные слабокислые и нейтральные	1239.37
Подзолисто-желтоземные	2.58	Дерново-подзолистые преимущественно неглубокоподзолистые	1235.97
Черноземы выщелоченные мицелярно-карбонатные (черноземы глубокие выщелоченные)	1.65	Дерново-подзолистые иллювиально-железистые	1174.61
Буровато-темно-серые лесные (переходные к бурым лесным)	1.54	Подзолы иллювиально-железистые и иллювиально-гумусовые без разделения (подзолы иллювиально-мало- и многогумусовые)	969.93
Иловато-болотные	1.52	Черноземы обыкновенные	901.68
Серопески	1.33	Темно-серые лесные	781.58
Черноземы типичные мицелярно-карбонатные (черноземы глубокие слабовыщелоченные)	1.23	Черноземы южные и обыкновенные мицелярно-карбонатные (черноземы глубокие карбонатные)	756.88
Луговые дифференцированные (в том числе осолоделые)	1.20	Черноземы оподзоленные	674.39
Дерново-палево-подзолистые и подзолисто-буроземные	1.07	Дерново-карбонатные (включая выщелоченные и оподзоленные)	518.58
Серые лесные остаточные-карбонатные	1.06	Торфяные болотные верховые	497.11
Черноземы слитые	1.06	Черноземы типичные	491.25
Коричневые типичные	1.05	Черноземы южные	483.74
Лугово-черноземные выщелоченные	1.02	Торфяно- и торфянисто-подзолисто-глеевые	477.73
Черноземы языковатые и карманистые выщелоченные	0.94	Буро-таежные (буроземы грубогумусовые)	443.75
Пойменные слабокислые и нейтральные	0.93	Подзолы глеевые торфянистые и торфяные, преимущественно иллювиально-гумусовые	440.89
Дерново-подзолистые со вторым осветленным горизонтом	0.88	Подзолы иллювиально-железистые (подзолы иллювиально-малогумусовые)	440.83
Черноземы южные и обыкновенные мицелярно-карбонатные (черноземы глубокие карбонатные)	0.87	Черноземы языковатые и карманистые выщелоченные	424.86

почвы. В несколько меньшей степени — черноземы выщелоченные, серые лесные и пойменные кислые почвы.

По нашим самым грубым оценкам уничтожение таких площадей почв в России потенциально эквивалентно потерям около 500–600 тонн зерна в год. Кроме того, уничтожение почв ведет к ухудшению экологической обстановки. Суммарный запас углерода в почвах страны уменьшился приблизительно на 40–50 тыс. тонн. Изменяется также и энергетический баланс земной поверхности. Подобная смена гумусированных поверхностных горизонтов почв на строения, асфальт и безгумусный грунт потенциально должно приводить к повышению отражения солнечной энергии на территории страны приблизительно на 0.1%. Эти процессы также могли оказать влияние на повышение парниковых газов в атмосфере и на наблюдаемые изменения климата.

Полученные данные уточняют существующую информацию о состоянии почвенных ресурсов страны и могут использоваться для уточнения моделей функционирования биосферы и атмосферы Земли.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке гранта Минобрнауки России (соглашение № 075-15-2022-321).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Функции почв в биосфере и экосистемах. М.: Наука. 1990. 261 с.
2. Добровольский Г.В. Структурно-функциональная роль почвы в биосфере. М.: ГЕОС. 1999. 278 с.
3. Wang J., Zhen J., Hu W., Songchao Chen S., Lizaga I., Zeraatpisheh M., Xiaodong Yang X. Remote sensing of soil degradation: Progress and perspective // International Soil and Water Conservation Research. 2023. V. 11. № 3. P. 429–454.
4. Bridges E. M., Oldeman L. R. Global Assessment of Human-Induced Soil Degradation // Arid Soil Research and Rehabilitation. 1999. 13(4). P. 319–325.
5. Савин И.Ю., Столбовой В.С., Аветян С.А., Шишконокова Е.А. Карта распаханности почв России // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2018. № 94. С. 38–56.
6. Иванов А.Л., Савин И.Ю., Столбовой В.С., Аветян С.А., Шишконокова Е.А., Кашистанов А.Н. Карта агрогенной эродированности почв России // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 99–102.
7. Герасимова М.И., Караваева Н.А., Таргульян В.О. Деградация почв: методология и возможности картографирования // Почвоведение. 2000. № 3. С. 358–365.
8. Богданова М.Д., Герасимова М.И. Почвенные карты в новом Экологическом атласе России // Почвоведение. 2019. № 12. С. 1454–1470.
9. Савин И.Ю. Картографирование экраноземов Московской агломерации по спутниковым данным LANDSAT // Исследование Земли из космоса. 2013. № 5. С. 55–61.
10. Михайлов И.С., Михайлов С.И. Опыт создания и содержание почвенно-экологической карты Ямало-Ненецкого автономного округа // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2017. № 87. С. 55–72.
11. Сухачева Е.Ю., Апарин Б.Ф., Андреева Т.А., Казаков Э.Э., Лазарева М.А. Принципы и методы создания цифровой среднemasштабной почвенной карты Ленинградской области // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. № 1. С. 100–113.
12. Герасимова М.И., Ананко Т.В., Савицкая Н.В. Разработка подходов к введению антропогенно-измененных почв в содержание почвенной карты Российской Федерации (на примере Московской области) // Почвоведение. 2019. № 1. С. 19–30.
13. Girres G.F., Touya G. Quality Assessment of the French OpenStreetMap Dataset // Transactions in GIS. 2010. V. 14. № 4. P. 435–459.
14. Haklay M. How good is volunteered geographical information? A comparative study of OpenStreetMap and Ordnance Survey datasets // Environment and Planning B: Planning and Design. 2010. V. 37. № 4. P. 682–703.
15. Neis P., Zielstra D., Zipf A. The Street Network Evolution of Crowdsourced Maps: OpenStreetMap in Germany 2007–2011 // Future Internet. 2012. V. 4. № 1. P. 1–21.
16. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0. М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии. 2014. 768 с.

MAP OF ANTHROPOGENIC SOIL DISTURBANCE IN RUSSIA**Academician of the RAS I. Yu. Savin^{a,b,#}, K. S. Orlova^a, S. A. Avetyan^{a,c}**^a*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russian Federation*^b*Institute of Environmental Engineering, RUDN University, Moscow, Russian Federation*^c*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*[#]*E-mail: savin_iyu@esoil.ru*

Soils play an important role in maintaining the sustainability of the biosphere, as well as providing food, clothing and the basis for human life on Earth. In the process of irrational land use, soils are often degraded and sometimes completely destroyed. But, inventory of destroyed soils on a systematic basis is still not conducted in any country of the world. In Russia, traditional soil maps do not reflect the destroyed soils either. We have made an attempt to create the first map of the country, which shows soils destroyed as a result of directed anthropogenic impact. The map shows areas where soil cover was destroyed as a result of construction of buildings, structures, roads and railroads, quarries and embankments during mining. The crowdsourcing database OpenStreetMap was used as the main source of information, as well as the results of visual interpretation of disturbed soils using GoogleEarthTM satellite data. The data on disturbed soils were aggregated to soil-geographical sections of the Unified State Register of Soil Resources of Russia (scale 1 : 2500000) (UGRSR). The map is presented in GIS format (shapefile). The map contains information on the area and share of disturbed soils, as well as the type of impact that resulted in disturbance.

Keywords: anthropogenic soil degradation, soils destruction, Russia, OpenStreetMap, soil mapping, GIS

УДК 631.4

ТРЕХФАЗНАЯ И ГЕЛЕВАЯ МОДЕЛИ ПОЧВ В АНАЛИЗЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

© 2024 г. Г. Н. Федотов^{1,*}, член-корреспондент РАН С. А. Шоба¹, Д. А. Ушкова¹,
И. В. Горепекин¹, А. И. Сухарев¹, Д. И. Потапов¹

Поступило 27.10.2023 г.

После доработки 15.11.2023 г.

Принято к публикации 23.11.2023 г.

Рассмотрение результатов экспериментов в физике почв принято проводить с позиции трехфазной модели почв. Наряду с трехфазной существует гелевая модель почв. Основу моделей составляют разные принципы: в трехфазной модели — постоянство твердой фазы и подвижность жидкой, в гелевой модели — способность почвенных гелей набухать, твердеть и снижать подвижность воды. Цель работы — оценка применимости использования трехфазной и гелевой моделей почв для анализа результатов изучения некоторых физических свойств почв. Исследования проведены на почвах зонального ряда: дерново-подзолистой, серой лесной, черноземе, каштановой. В работе использовали методы: вибрационной вискозиметрии, лазерной дифрактометрии, электросопротивления почв. При изучении физических свойств почв были получены неожиданные результаты. Во-первых, кривая влияния влажности образцов на вязкость приготовленных из них паст достигла максимума в области влажности разрыва капилляров (ВРК). Во-вторых, при усилении механического воздействия на почвенные пасты размер частиц в них не уменьшился, а увеличился. В-третьих, зависимость электросопротивления почв от их влажности сохраняет равномерный ход в области ВРК, хотя при этой влажности исчезает непрерывный каркас жидкой фазы в почвах, обеспечивающий влагопроводность и электропроводность. В-четвертых, влажные почвы высыхают в эксикаторе над водой. Объяснить эти результаты с позиций общепринятой в почвоведении трехфазной модели почв не представляется возможным. Поэтому для анализа результатов использовали гелевую модель почв, которая позволила объяснить все полученные результаты.

Ключевые слова: влажность разрыва капилляров, высушивание почв, почвенные пасты, лазерная дифрактометрия, электросопротивление почв, надмолекулярные образования гуминовых веществ
DOI: 10.31857/S2686739724030175

Физические свойства почв в качестве характеристики среды обитания растений очень важны, так как они обеспечивают оптимальные для роста и развития растений водный, воздушный и тепловой режимы.

Большинство представлений в физике почв базируется на трехфазной модели, основанной на существовании в почвах трех агрегатных состояний [1]: твердого — минеральные и органические частицы, жидкого — почвенный раствор и газовой фазы почв.

В последние десятилетия для объяснения экспериментальных результатов стали использовать гелевую модель почв. Она основана на том, что почвенные отдельные части состоят из более мелких

частиц, покрытых и связанных между собой почвенными гелями [2]. Основой этих гелей являются гуминовые вещества (ГВ).

Современные методы исследования позволили уточнить представления о строении ГВ в водных растворах и почвах.

Методом малоуглового рассеяния нейтронов (МУРН) показано [3], что ГВ в растворах образуют фрактальные кластеры (Ф-кластеры) размером 100–200 нм из частиц-молекул, которые имеют мозаичную гидрофильно-гидрофобную поверхность [4]. Аналогичная информация о строении ГВ в растворах получена и другими методами [5, 6].

Исследование образцов почв методом МУРН показало [7], что коллоидная составляющая почв различных типов организована фрактально. Причем размерный диапазон этой организации

¹Московский Государственный Университет
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com

приближается к размерам Φ -кластеров гуминовых кислот (ГК) [7]. Это позволяет сделать вывод, что основой почвенных гелей являются Φ -кластеры из частиц-молекул ГВ.

При объяснении физических свойств с позиции трехфазной и гелевой моделей в почвах должны происходить разные процессы. Отличия объясняются тем, что в основе двух моделей лежат разные принципы: в трехфазной модели — постоянство твердой фазы и подвижность жидкой, в основе гелевой модели — способность почвенных гелей набухать, твердеть и снижать подвижность воды.

Целью работы являлась оценка применимости использования трехфазной и гелевой моделей почв для анализа результатов изучения некоторых физических свойств почв.

В качестве объектов исследования использовали образцы из гумусово-аккумулятивных горизонтов почв зонального ряда:

- дерново-подзолистой (Московская область);
- серой лесной (Тульская область);
- чернозема (Орловская область);
- каштановой (Волгоградская область).

Гранулометрический состав дерново-подзолистой почвы — легкосуглинистый, серой лесной почвы — среднесуглинистый, чернозема — среднесуглинистый, каштановой почвы — легкосуглинистый.

Оценку взаимодействия почвенных образцов с водой проводили путем изучения вязкости почвенных паст.

С позиций физической модели почв этот метод, в первую очередь, дает возможность получать информацию о прочностных характеристиках почвенных частиц [8].

С позиции гелевой модели почв [9], вязкость почвенных паст связана с существованием в почвах Φ -кластеров: чем больше надмолекулярных образований (НМО) образуется из Φ -кластеров и связывает воду, тем выше вязкость образца.

Подготовку образцов для определения вязкости проводили следующим образом. Почвы высушивали до воздушно-сухого состояния, затем готовили образцы различной влажности, добавляя воду. После этого выдерживали образцы в герметичных емкостях не менее 14 дней.

Через 14 дней из образцов готовили почвенные пасты. К почвам добавляли воду

и перемешивали пасту стеклянной палочкой 3–5 минут. Количество воды определяли исходя из рабочего диапазона чувствительности прибора. Итоговое содержание воды в пастах зависело от типа почвы: дерново-подзолистая почва — 37%, серая лесная почва — 47%, чернозем — 57%, каштановая почва — 47%.

Механическую обработку почвенных паст проводили в течение минуты при помощи мешалки MLW MR25 (Германия), меняя число оборотов.

Для определения вязкости паст использовали вибрационный вискозиметр SV-10 фирмы “AND” (Япония). Принцип работы прибора основан на поддержании амплитуды вынужденных колебаний чувствительного элемента (камертона), помещенного в вязкую среду, за счет изменения силы тока. Время измерения — 15 сек. Амплитуда колебаний камертона 2 мм.

Для проверки влияния размера частиц на изменение вязкости почвенных паст использовали лазерный дифрактометр Mastersizer 3000 фирмы “Malvern” (Великобритания). Суспензии готовили, добавляя 10 г пасты к 250 мл воды и перемешивая суспензию 20 минут.

Для проверки движения ионов в почвенном образце при изменении его влажности измеряли удельное электросопротивление почв.

Использовали ячейку размером 110 × 65 × 40 мм. Почвенные образцы доводили до нужной влажности высушиванием. Для этого было необходимо обеспечить скорость удаления воды, при которой влага внутри агрегата распределяется быстрее в сравнении с ее испарением. Чтобы замедлить испарение воды, емкость с почвой (2–3 кг) накрывали хлопчатобумажной тканью и помещали в емкость большего размера с водой. Большую емкость прикрывали пористым материалом, в котором проделывали отверстия диаметром 25 мм. Это позволяло уменьшить потери воды из почвы до значений 0.5% в сутки.

Для определения удельного электросопротивления почв четырехэлектродным методом использовали прибор “LandMapper-02”.

Наименьшую влагоемкость почвенных образцов определяли в соответствии с общепринятой методикой [1].

Измерение влажности почв проводили на влагомере OHAUS MB25.

На первом этапе работы мы изучили влияние влажности почвенных образцов на вязкость приготовленных из них почвенных паст. Было

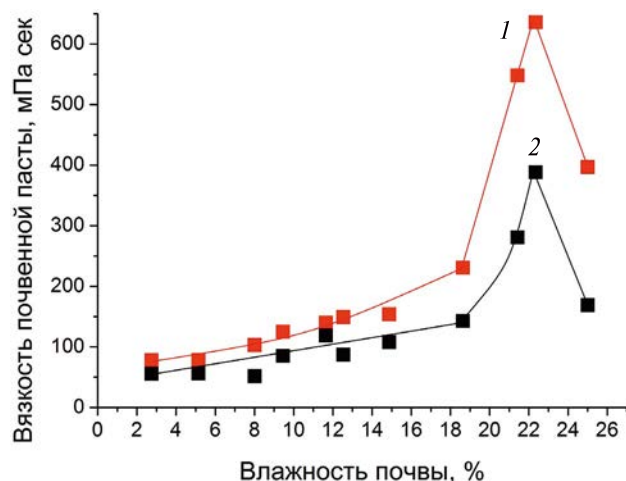


Рис. 1. Влияние влажности образцов дерново-подзолистой почвы на вязкость приготовленных из них паст. Цифрами на рис. обозначены скорости перемешивания паст: 1 – 1200 об/мин; 2 – 200 об/мин.

установлено, что вязкость паст для всех изученных почв меняется сходным образом: сперва наблюдается рост, а затем резкое снижение. Причем при усилении механического воздействия на пасты пики становятся более выраженными. В качестве примера приведены данные для дерново-подзолистой почвы (рис. 1). Учитывая, что наименьшая влагоемкость (НВ) этой почвы составляет 31%, влажность, соответствующая скачку вязкости, близка к гидрологической константе – влажности разрыва капилляров (ВРК) [1]. Пик вязкости паст, приготовленных из образцов с влажностью в области ВРК, обнаружен и на других почвах: серой лесной, черноземе и каштановой.

С позиции физической модели объяснить полученные данные сложно, так как экстремум вязкости не может быть связан с прочностью почвенных частиц: измельчение частиц не меняет их объем, а рост вязкости определяется увеличением доли объема твердой фазы [10].

С позиции гелевой модели почв ситуация выглядит иначе. Проведенные ранее исследования показали [9], что взаимодействие Φ -кластеров определяет вязкость в почвенных пастах.

При высушивании почв до воздушно-сухого состояния – пробоподготовке почв – Φ -кластеры взаимопроникают друг в друга [9]. Это приводит к их укрупнению.

При увлажнении почвы для получения образцов различной влажности (рис. 1) проходит обратный процесс разделения Φ -кластеров,

которые стремятся образовать новые НМО. При сцеплении двух и более Φ -кластеров свободная вода оказывается заключенной в пространстве между ними и ее подвижность снижается [9]. Это приводит к увеличению размера частиц за счет кинетически связанной воды и повышению вязкости почвенных паст. Скорость описываемого процесса растет с увеличением влажности образца, что объясняет наличие пика на графиках (рис. 1).

При переходе через барьерную влажность образцов – ВРК – прочность почвенных агрегатов повышается из-за роста капиллярных сил [11]. Поэтому микроагрегаты в приготавливаемых пастах менее интенсивно распадаются на частицы. Это снижает площадь контакта поверхности гелей, покрывающих почвенные частицы, с водой и уменьшает количество перешедших в воду Φ -кластеров. В результате вязкость почвенных паст снижается¹.

Следует объяснить влияние механического воздействия на величину вязкости (рис. 1). С позиции рассмотренного процесса механическое воздействие при перемешивании паст ускоряет разделение Φ -кластеров. В таком случае с ростом числа оборотов при перемешивании должно происходить увеличение концентрации Φ -кластеров и образование новых НМО из них. Для экспериментальной проверки этого предположения было изучено распределение частиц по размерам в пастах, обработанных мешалкой при различном числе оборотов.

Полученные данные свидетельствуют о том (рис. 2), что при воздействии на пасты с ростом числа оборотов размер частиц увеличивается. Подобные результаты нельзя объяснить с позиции физической модели почв, так как с усилением механического воздействия размер частиц должен уменьшаться.

Суммируем полученные данные по вязкости паст и размеру в них частиц. Во-первых, увеличение скорости перемешивания приводит к укрупнению частиц в пасте. При этом объемная доля твердой фазы остается неизменной. Во-вторых, укрупнение частиц сопровождается уменьшением количества свободной воды и повышением вязкости почвенных паст. Сочетание таких результатов может быть объяснено только включением кинетически свободной воды в состав НМО из Φ -кластеров.

¹ Защемленный воздух в микроагрегатах, по-видимому, не обладает тем разрушающим действием, которое характерно для его действия на макроагрегаты.

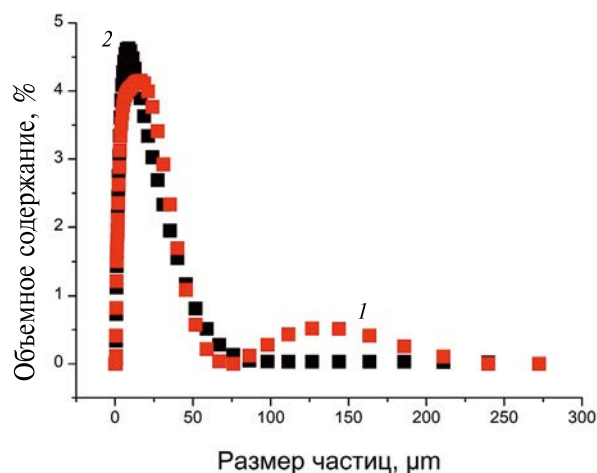


Рис. 2. Распределение размера частиц в почвенных пастах из образцов чернозема при перемешивании: 1 – 1200 об/мин; 2 – 200 об/мин.

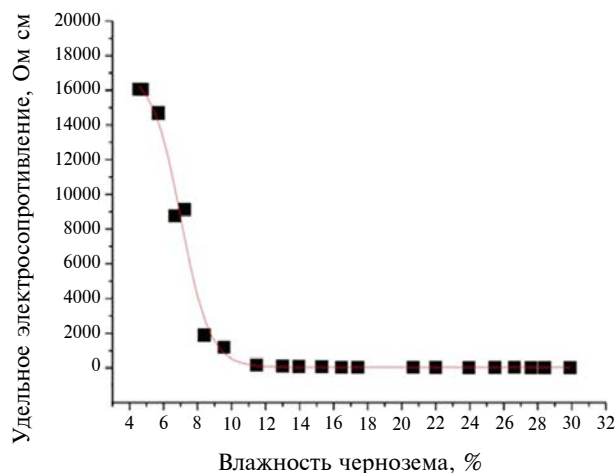


Рис. 3. Влияние влажности чернозема на его электросопротивление.

Экстремум вязкости почвенных паст в проведенных нами опытах соответствует области ВРК. Поэтому сравним понятие ВРК с позицией двух моделей почв.

С позиций физической модели почва состоит из капилляров, заполненных водой и воздухом. Влажность разрыва капилляров – почвенная гидрологическая константа, которая с позиций физической модели объясняется тем, что непрерывная система жидкой воды в почве разделяется при освобождении части капилляров от воды. Нарушается сплошность водного каркаса в почве, и это приводит к снижению подвижности воды в ней [1, 11, 12].

В литературе показано [12], что вода в капиллярах размером менее 10 мкм теряет подвижность. Физическая модель почв не позволяет объяснить эти данные.

С позиции гелевой модели почв [2] вопрос объяснения потери подвижности воды в капиллярах менее 10 мкм объясняется заполнением этих капилляров гелем. Проверить корректность этого предположения можно при помощи следующего эксперимента.

Естественным следствием потери подвижности воды и разрушения единой гидродинамической системы при влажности в области ВРК должно быть снижение прохождения по этой воде электрического тока.

Данные по изучению электросопротивления чернозема показывают (рис. 3), что при ВРК, которое соответствует 28% (НВ = 40%), электросопротивление не изменяется. Возникает

противоречие, которое нельзя объяснить с позиции трехфазной модели почв: при достижении влажности разрыва капилляров сплошность воды нарушается, а ток продолжает течь.

Это противоречие снимается, если принять, что часть воды в капиллярах теряет подвижность, но не электропроводность. Существование такой воды в почвах в виде малоподвижного геля позволяет разрешить это противоречие.

В физике почв есть и другие вопросы, на которые с позиций физической модели нет однозначных ответов. Например, почему вода из паровой фазы может поглощаться почвой только до максимальной гигроскопичности (МГ) [10]?

С позиции гелевой модели почв поглощение паров воды не может происходить без перестройки структуры гелей и наличия в почве жидкой фазы, которая способна обеспечить достаточную подвижность частиц гелей.

Необходимость жидкой воды для перестройки структуры гелей подтверждается и другими экспериментальными данными. В качестве примера приведены результаты, полученные нами для чернозема и дерново-подзолистой почвы (рис. 4). В эксикаторе над чистой водой почвенные образцы влажностью 0.7–0.8 НВ теряют воду через паровую фазу. В то же время при контакте этих образцов с жидкой водой они увлажняются.

С позиции термодинамики потеря влажными почвами влаги в эксикаторе с водой объясняется гидрофобизацией капилляров. Для этого достаточно предположить перестройку Φ -кластеров

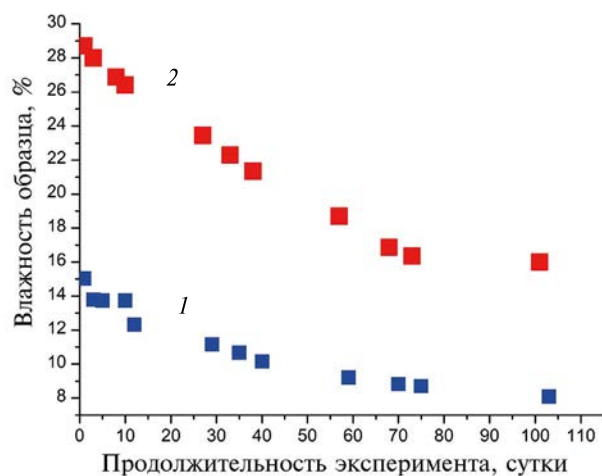


Рис. 4. Влияние длительности хранения дерново-подзолистой почвы (1) и чернозема (2) в эксикаторе над водой на определяемую влажность почв.

на поверхности капилляров, с которых испаряется вода.

Аналогичный физико-химический процесс перестройки белков наблюдается при взаимодействии с водой прорастающих семян [13]. Н.В. Обручева отметила существование предельных влажностей частей семян, по достижении которых активизируются биохимические процессы. Объяснены эти ключевые влажности были с позиций возможности изменения структур белков. После чего начинались процессы прорастания.

ВЫВОДЫ

1. Найден более простой лабораторный метод определения ВРК почв. Он заключается в определении зависимости вязкости паст от влажности почв, из которых их приготовили. Максимальное значение вязкости соответствует влажности в области ВРК.

2. Показано, что зависимость влажности почв от их электросопротивления не имеет экстремумов в области ВРК.

3. Обнаружено, что влажные почвы сохнут в эксикаторе над водой. Это объясняется гидрофобизацией почвенных гелей при потере почвой воды.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 22-14-00107.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Шеин Е.В.* Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с.
2. *Тюлин А.Ф.* Органно-минеральные коллоиды в почве, их генезис и значение для корневого питания высших растений. М.: АН СССР, 1958. 52 с.
3. *Osterberg R., Mortensen K.* Fractal dimension of humic acids. A small angle neutron scattering study // *European Biophysics J.* 1992. V. 21(3). P. 163–167.
4. *Милановский Е.Ю.* Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.
5. *Senesi N., Rizzi F.R., Dellino P., Acquafredda P.* Fractal humic acids in aqueous suspensions at various concentrations, ionic strengths, and pH values. *Colloids and Surfaces A. // Physicochemical and Engineering Aspects.* 1997. V. 127. Iss. 1–3. P. 57–68.
6. *Senesi N., Rizzi F.R., Dellino P., Acquafredda P.* Fractal dimension of humic acids in aqueous suspension as a function of pH and time // *Soil Science Society of Am. J.* 1996. V. 60. № 6. P. 1613–1678.
7. *Федотов Г.Н., Добровольский Г.В.* Возможные пути формирования нано- и микроструктур в гумусовых веществах почвенных гелей // *Почвоведение.* 2012. № 8. С. 908–920.
8. *Хайдапова Д.Д., Мищенко А.В., Карпова Д.В.* Реологические свойства почв как одна из характеристик физической среды обитания растений // *Агрофизика.* 2022. № 1. С. 17–21.
9. *Федотов Г.Н., Шоба С.А., Ушкова Д.А., Горепекин И.В., Салимгареева О.А., Потапов Д.И.* Гуминовые вещества и вязкость почвенных паст // *ДАН. Науки о Земле.* 2023. Т. 511. С. 119–123.
10. *Фролов Ю.Г.* Курс коллоидной химии. Химия. 1982. 463 с.
11. *Воронин А.Д.* Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во МГУЮ 1984. 204 с.
12. *Роде А.А.* Основы учения о почвенной влаге. Л.: Гидрометеиздат. 1965. Т. 1. 664 с.
13. *Обручева Н.В., Антипова О.В.* Физиология и инициация прорастания семян // *Физиология растений.* 1997. Т. 44. № 2. С. 287–302.

THREE-PHASE AND GEL MODELS OF SOILS IN THE ANALYSIS OF EXPERIMENTAL RESULTS

G. N. Fedotov^{a, #}, Corresponding Member of the RAS **S. A. Shoba^a**,
D. A. Ushkova^a, **I. V. Gorepekin^a**, **A. I. Sukharev^a**, **D. I. Potapov^a**

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

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

It is common to consider the results of experiments in soil physics from the position of a three-phase soil model. Along with the three-phase, there is a gel model of soils. The models are based on different principles: in the three-phase model – the constancy of the solid phase and the mobility of the liquid, in the gel model – the ability of soil gels to swell, harden and reduce the mobility of water. The purpose of the work is to assess the applicability of using three-phase and gel soil models to analyze the results of studying some physical properties of soils. The studies were carried out on the soils of the zonal series: sod-podzolic, gray forest, chernozem, chestnut soil. The following methods were used in the work: vibration viscometry, laser diffractometry, electrical resistance of soils. When studying the physical properties of soils, unexpected results were obtained. Firstly, the curve of the influence of the samples moisture content on the viscosity of the pastes prepared from them reached a maximum in the area of the moisture content of the point of limited availability of water (PLAW). Secondly, with increased mechanical action on soil pastes, the particle size in them did not decrease, but increased. Thirdly, the dependence of the electrical resistance of soils on their humidity maintains a uniform course in the area of PLAW. Although at this humidity, the continuous framework of the liquid phase in soils disappears, providing moisture and electrical conductivity. Fourth, moist soils dry out in a desiccator over water. It is not possible to explain these results from the standpoint of the three-phase soil model generally accepted in soil science. Therefore, a gel model of soils was used to analyze the results, which made it possible to explain all the results obtained.

Keywords: point of limited availability of water, soil drying, soil pastes, laser diffractometry, electrical resistance of soils, molecular associations of humic substances

УДК 550.7:581.5

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ФУКУСОВЫХ ВОДОРОСЛЯХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2024 г. Е. Г. Панова¹, Г. М. Воскобойников², академик РАН Г. Г. Матишов²

Поступило 05.09.2023 г.

После доработки 30.10.2023 г.

Принято к публикации 07.11.2023 г.

Закономерности распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в природных объектах являются важными геохимическими индикаторами состояния окружающей среды. Впервые приведены данные по содержаниям РЗЭ в фукусовых водорослях из различных горизонтов литорали Баренцева моря. Поведение РЗЭ в природных процессах контролируется растворимостью их соединений, способностью к комплексообразованию, тетрад-эффектом фракционирования. Обсуждены природные факторы, определяющие миграцию РЗЭ в системе осадок–вода–макрофиты.

Ключевые слова: редкоземельные элементы, тетрад-эффект, фукусовые водоросли, Баренцево море, вода, донный осадок

DOI: 10.31857/S2686739724030186

ВВЕДЕНИЕ

К редкоземельным элементам (РЗЭ) относятся 15 элементов периодической системы химических элементов Д. И. Менделеева, которые по химическим и геохимическим особенностям делятся на три группы (легкие, средние и тяжелые) [1]. Рост их использования в промышленных областях приводит к увеличению их содержаний в объектах окружающей среды и соответственно в континентальных и морских биотопах. Редкоземельные элементы имеют близкие химические и физические свойства и являются стабильными в трехвалентном состоянии. Кроме того, церий проявляет валентность Ce^{4+} , а европий — Eu^{2+} . Соотношения РЗЭ или их групп применяются для характеристики геохимических особенностей компонентов природной среды. Такие показатели используются в качестве индикаторов смены геохимических условий среды обитания.

Поведение РЗЭ достаточно хорошо изучено в эндогенных и экзогенных процессах. При этом остаются недостаточно изученными некоторые аспекты поведения редкоземельных элементов в живом веществе биосферы, а также

особенности их накопления в компонентах природной среды на локальных территориях.

Имеются публикации, затрагивающие вопросы их накопления и распределения в объектах живой природы [2–4]. Максимально допустимые концентрации РЗЭ в пресных поверхностных водах, поставляющих воду в океан, оценены на уровне от 1.8 до 22 мкг/л [5]. Основным процессом, влияющим на содержание РЗЭ в природных водах, является химическое выветривание горных пород и почв, которое может контролироваться биологическими и микробиологическими факторами. Доминирующими факторами, определяющими распространение РЗЭ в открытом океане, является боковая адвекция глубоководными массами, атмосферное осаждение пыли и аэрозолей, поступление органических веществ, влияющих на фракционирование РЗЭ [6–8].

Содержания РЗЭ в среде осадконакопления (воде и донном осадке) отражают биогеохимические условия среды обитания макрофитов. Фукусовые водоросли — сырье для большой группы биологически активных добавок (БАД), получения ряда биологически активных веществ (БАВ). Они обитают в приливно-отливной зоне, закрепляясь “подошвой” преимущественно на камнях, но иногда на иных субстратах. Заросли фукусовых являются местом обитания, размножения многих гидробионтов. Запасы фукусовых на побережье Баренцева моря составляют около

¹Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

²Мурманский морской биологический институт Российской Академии наук, Мурманск, Россия

200 тыс. тонн. Это семейство макрофитов имеет широкое распространение в прибрежной зоне северных морей и встречается до глубины 2–3 м, что делает их удобным объектом мониторинга состояния окружающей среды.

РЗЭ накапливаются в водорослях путем хелатирования с такими соединениями, как пигменты, белки, полисахариды и нуклеиновые кислоты, которые разнообразны и многочисленны в клетках водорослей, однако точных данных о механизмах поглощения лантаноидов водорослями немного. Ранее было показано, что индивидуальные РЗЭ концентрируются в хлоропластах и других органоидах цитоплазмы [9].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Талломы фукусовых водорослей собирали на литорали губы Зеленецкой Баренцева моря (69°7'17" с.ш., 36°3'53" в.д.): *Fucus vesiculosus* (фукус пузырчатый) на верхнем и среднем горизонте, *Fucus distichus* (фукус двухрядный) и *Ascophyllum nodosum* (аскофиллум узловатый) на среднем горизонте, *Fucus serratus* (фукус зубчатый) на нижнем горизонте. Возраст талломов

составлял 3–5 лет. Фукус пузырчатый в отливы всегда оголяется, обсыхает, аскофиллум узловатый и фукус двухрядный оголяются только при сизигийных отливах, фукус зубчатый оголяется очень редко, растет в нижнем горизонте литорали – верхнем горизонте сублиторали.

Водоросли очищали от обрастателей, частичек грунта, ополаскивали в морской воде и высушивали на веревках в проветриваемом помещении при температуре 15–18°C. Талломы измельчали, истирали до аналитической пудры и анализировали методом ИСП МС в аттестованной химической лаборатории ВСЕГЕИ (растворение в концентрированной азотной кислоте). Определение REE выполнено в соответствии с I–II категорией точности в соответствии с ГОСТ 41–08–265–04. Метод ЯМР-спектроскопии позволил определить содержание Mn^{2+} в пробах. В местах отбора проб кроме водорослей были взяты для анализа вода и донный осадок.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты анализа представлены в табл. 1 и на рис. 1.

Таблица 1. Среднее содержание РЗЭ в фукусовых водорослях Баренцева моря, мкг/кг

Вид	<i>Fucus vesiculosus</i> (n = 5)	<i>Fucus distichus</i> (n = 5)	<i>Fucus serratus</i> (n = 5)	<i>Ascophyllum nodosum</i> (n = 5)	Пределы обнаружения
Место обитания на литорали	Верхний горизонт	Средний горизонт	Нижний горизонт	Средний горизонт	
La	486	157	219	416	10
Ce	64	121	18	408	10
Pr	15.0	22.0	1.9	77.0	10
Nd	36	78	8	270	10
Sm	13.0	17.0	0.9	52.0	1
Eu	14.0	10.0	5.1	24.0	5
Gd	12.0	11.0	1.9	53.0	10
Tb	0.6	1.2	0.2	3.3	1
Dy	9.0	9.0	2.1	37.0	10
Ho	15	12	7	19	5
Er	10	12	13	32	10
Tm	18	14	10	20	5
Yb	8	9	1	18	10
Lu	20	16	13	22	5
ΣREE	721	509	301	1451	
ΣREE _{Ce} /ΣREE _Y	6.8	5.5	5.2	8.6	
Mn ²⁺ , усл. единицы	5	7	12	8	

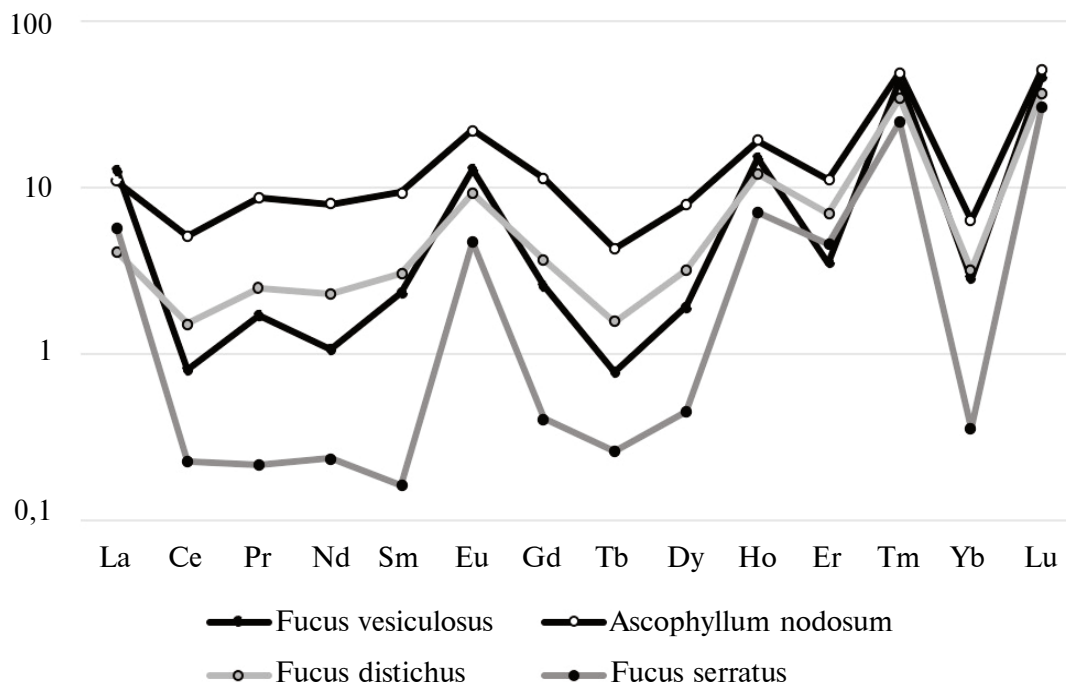


Рис. 1. Спектры РЗЭ макрофитов с различных уровней литорали. По вертикальной оси: содержание в пробах/нормировано на PAAS. *Fucus vesiculosus* — верхний горизонт; *Fucus distichus* — средний горизонт; *Fucus serratus* — нижний горизонт; *Ascophyllum nodosum* — средний горизонт.

Наиболее высокие содержания РЗЭ Баренцева моря характерны для *Fucus vesiculosus* (721 мкг/кг), а минимальные значения — для *Fucus serratus* (301 мкг/кг). Отношение $\Sigma REE_{Ce}/\Sigma REE_{Y}$ обычно используют в качестве индикатора относительной щелочности кислотности. Распределение этого индикатора вниз по литоральному профилю свидетельствует об относительно более щелочных условиях в верхней части и более кислотных в средней и нижней частях литорали. В макрофитах нижнего горизонта литорали зафиксированы максимальные содержания Y (мкг/кг): 16 (верх) — 56 (середина) — 252 (низ) профиля, что подтверждает вывод о наиболее кислотных условиях в нижней части литорали. Относительные условия окисленности-восстановленности охарактеризованы по содержанию Mn^{2+} . Доля двухвалентного марганца увеличивается в фукусовых водорослях вниз по литоральному профилю от 5 до 12 условных единиц.

Наиболее существенные различия содержания РЗЭ в зависимости от видовой принадлежности макрофитов проявляются при сравнении состава сообществ водорослей, обитающих в сходных условиях (в среднем горизонте литорали). Так, сумма РЗЭ в водоросли *Ascophyllum nodosum* составляет 1451 мкг/кг, что в три раза превышает

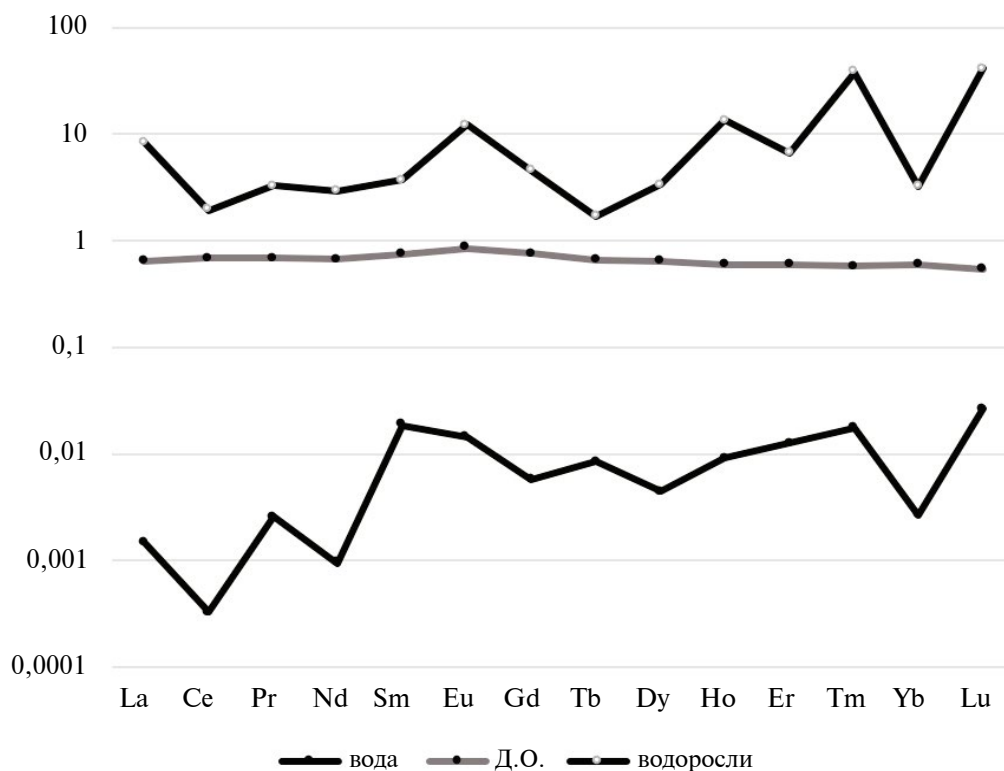
эту величину для *Fucus distichus* (509 мкг/кг). Причина значительных различий в содержании редкоземельных элементов у *Ascophyllum nodosum* и *Fucus distichus* в настоящее время гипотетична. Содержание полисахаридов: альгината, фукоидана, достаточно часто обеспечивающих связывание металлов в клетках бурых водорослей, у обоих видов водорослей близкое [10]. Мы предполагаем, что причиной различий может быть присутствие на поверхности и в тканях аскофиллума эпифитов и эндофитов, в частности морских грибов, которые способны аккумулировать металлы. Грибы на поверхности бурых водорослей *Ascophyllum nodosum* выявлены, а на поверхности *F. distichus* таковые отсутствуют.

Сравнение полученных данных с макрофитами северных морей показало следующее (табл. 2).

В южных морях среди макрофитов *Cystoseira crinita*, *C. barbata*, *Dictyota dichotoma*, *Eclonia stolonifera*, *Sargassum*, *hemiphyllum*, *S. honeri*, *Undaria pinnatifida*, *Eclonia cava*, *Adenocystis utricularis* *Colpomenia sinuosa* обнаружены содержания РЗЭ на 2–3 порядка превышающие значения для фукусовых северных морей [13–17]. Такие различия могут определяться особенностями видов и (или) более высокими температурами воды.

Таблица 2. Среднее содержание РЗЭ в фукусовых водорослях северных морей, мкг/кг

РЗЭ Вид, объект	Баренцево море Среднее ($n = 20$)	Карское море <i>Fucus distichus</i> ($n = 3$)	Балтийское море <i>Fucus vesiculosus</i>
Авторы	Наши данные	[11]	[12]
La	319.5	788	
Ce	152.8	1214	
Pr	29.0	202	
Nd	98.0	905	
Sm	20	217	105
Eu	13.3	62	24
Gd	21.0	259	
Tb	1.3	38	33
Dy	15.8	205	
Ho	13.3	39	
Er	18.8	115	
Tm	15.5	13	
Yb	9.0	97	
Lu	17.8	14	25
ΣREE	745.6	4168	
$\Sigma\text{REE}_{\text{Ce}}/\Sigma\text{REE}_{\text{Y}}$	5.5	7.0	

**Рис. 2.** Спектры РЗЭ воды, донного осадка и макрофитов Баренцева моря (нормировано на PAAS).

Анализ данных показывает сходство спектров РЗЭ для воды и макрофитов, которые отличаются от спектра донного осадка (рис. 2). На спектрах проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ, который впервые был установлен экспериментально при изучении экстракции редкоземельных элементов в системах водных фаз, а также между органической и водной фазами [18]. Тетрадный эффект — это нарушение формы спектра нормированных содержаний редкоземельных элементов, выраженное в его разделении на 4 группы (тетрады): La—Ce—Pr—Nd, Pm—Sm—Eu—Gd, Gd—Tb—Dy—Ho и Er—Tm—Yb—Lu. Этот факт свидетельствует о том, что основным источником РЗЭ макрофитов является вода.

ВЫВОДЫ

1. Сравнительный анализ распределения РЗЭ у различных видов фукусовых водорослей Баренцева моря из одного места обитания (средний горизонт) выявил, что наибольшая сумма РЗЭ (1450 мкг/кг), которая присутствует у *Ascophyllum nodosum*, почти в три раза превышает эту величину для *Fucus distichus*.

2. Минимальные значения содержания РЗЭ отмечены у водорослей нижнего горизонта литорали: *Fucus serratus*. У макроводорослей верхнего горизонта литорали, *Fucus vesiculosus*, зафиксировано большее содержание РЗЭ, чем у фукусов нижнего горизонта, но меньшее, чем у макроводорослей в среднем горизонте.

3. Предполагается наличие прямой зависимости между содержанием РЗЭ и уровнем развития таллома у фукусовых водорослей из одного места обитания.

4. Содержания РЗЭ, выявленные для фукусовых водорослей Баренцева моря, на 2–3 порядка значений ниже обнаруженных показателей у бурых водорослей, обитателей южных морей.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант 22-17-00243.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ НОРМ

Настоящая статья не содержит описания каких-либо исследований с использованием людей и животных в качестве объектов.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *McLennan S.M.* Chapter 7. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* / Eds. B.R. Lipin, G.A. McKay. Berlin, Boston, 1989. P. 169–200. DOI: 10.1515/9781501509032-010.
2. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 339 с.
3. *Арбузов С.И., Рихванов Л.П.* Геохимия радиоактивных элементов. 3-е изд. испр. и доп. Томск: Изд-во ТПУ, 2011. 300 с.
4. *Барановская Н.В., Агеева Е.В., Соктоев Б.Р., Наркович Д.В., Денисова О.А., Матковская Т.В.* Редкоземельные и радиоактивные (Th, U) элементы в компонентах природной среды на территории Томской области // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. 2020. Т. 331. № 2. С. 17–28.
5. *Sneller F.E.C., Kalf D.F., Weltje L., Van Wezel A.P.* Maximum permissible concentrations and negligible concentrations for rare earth elements (REEs) // *RIVM National Institute of Public Health and the Environment. The Netherlands*, 2000. 60 p.
6. *Sholkovitz E.R., Landing W.M., Lewis B.L.* Ocean particle chemistry — the fractionation of rare-earth elements between suspended particles and seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 1567–1579. DOI: 10.1016/0016-7037(94)90559-2.
7. *Hathorne E.C., Stichel T., Brück B., Frank M.* Rare earth element distribution in the Atlantic sector of the Southern Ocean: the balance between particle scavenging and vertical supply // *Mar. Chem.* 2015. V. 177. P. 157–171. DOI: 10.1016/j.marchem.2015.03.011.
8. *Migaszwski Z.M., Gałuszka A.* The characteristics, occurrence, and geochemical behavior of rare earth elements in the environment: a review // *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*. 2015. V. 45. Iss. 5. P. 429–471.
9. *Камнев А.Н.* Структура и функции бурых водорослей. М.: Изд-во МГУ, 1989. 200 с.
10. *Воскобойников Г.М., Облучинская Е.Д.* Биологически активные вещества бурых водорослей: содержание, сезонная динамика, фармакологическая активность // *Арктическая гидробиология как основа современных технологий для промышленности, медицины, сельского хозяйства: сборник избранных ММБИ КНЦ РАН*. 2016. С. 458–467.

11. Jayasekera R., Rossbach M. Use of seaweeds for monitoring trace elements in coastal waters // *Environmental Geochemistry and Health*. 1996. 18: 63–68.
12. Truus K., Vaher M., Taure I. Algal biomass from *Fucus vesiculosus* (Phaeophyta): investigation of the mineral and alginate components // *Proceeding of the Estonian Academy of Science. Chemistry*. 2001. 50: 95–103.
13. Fu F.F., Akagi T., Yabuki S., Iwaki M., Ogura N. Distribution of rare earth elements in seaweed: implication of two different sources of rare earth elements and silicon in seaweed // *Journal of Phycology*. 2000. 36: 62–70.
14. Prazukin A.V. Ecological Phytosystemology. Pero Press, Moscow. 2015. (in Russian). <https://repository.marineresearch.org/bitstream/299011/1358/1/Prazukin.pdf>
15. Sakamoto N., Kano N., Imaizumi H. Biosorption of uranium and rare earth elements using biomass of algae // *Bioinorganic Chemistry and Application*. 2008: 706240.
16. Goecke F., Aránguiz-Acuña A., Palacios M., MuñozMuga P., Rucki M., Vítová M. Latitudinal distribution of lanthanides contained in macroalgae in Chile: an inductively coupled plasma-mass spectrometric (ICP-MS) determination // *Journal of Applied Phycology*. 2017. 29: 2117–2128.
17. Ryabushko V.I., Prazukin A.V., Popova E.V. Nekhoroshev M.V. (2014). Fucoxanthin of the brown alga *Cystoseira barbata* (Stackh.) C. Agardh from the Black Sea // *Journal of the Black Sea/Mediterranean Environment*. 2014. 20: 108–113.
18. Zheng X.-Y., Plancherel Y., Saito M.A., Scott P., Henderson G.M. Rare earth elements (REEs) in the tropical South Atlantic and quantitative deconvolution of their non-conservative behaviour // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 177. P. 217–237. DOI: 10.1016/j.gca.2016.01.018.

RARE EARTH ELEMENTS IN FUCUS ALGAE BARENTS SEA

E. G. Panova^a, G. M. Voskoboinikov^b, Academician of the RAS G. G. Matishov^b

^a*Institute of Earth Sciences of Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russian Federation*

^b*Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russian Federation*

Patterns of distribution of rare earth elements (REE) in natural objects are important geochemical indicators of the state of the environment. For the first time, data on REE contents in fucus algae from various horizons of the littoral of the Barents Sea are presented. The behavior of REE in natural processes is controlled by the solubility of their compounds, the ability to complex, and the tetrad effect of fractionation. Natural factors determining REE migration in the sediment–water–macrophytes system are discussed.

Keywords: rare earth elements, tetrad effect, fucus algae, Barents Sea, water, bottom sediment

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 628.81

ГЛОБАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС ЭВТРОФИРОВАНИЯ И ЕГО ОСОБЕННОСТИ В АРКТИЧЕСКИХ ОЗЕРАХ КАК СЛЕДСТВИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА

© 2024 г. Член-корреспондент РАН Т. И. Моисеенко^{1,*}, М. М. Базова¹

Поступило 13.11.2023 г.

После доработки 14.11.2023 г.

Принято к публикации 14.11.2023 г.

Представлен анализ проблемы эвтрофирования водных объектов как глобального процесса. Показаны объемы нарастающего использования азота и фосфора в планетарном масштабе, рассеивание которого в комплексе с потеплением климата приводит к повышению содержаний биогенных веществ в озерах и реках. Приведены результаты оригинальных исследований удаленных озер арктической зоны. Выявлена тенденция нарастания содержаний азота и фосфора, а также органического вещества в водах озер даже в случае отсутствия антропогенного воздействия на озера. Доказано, что в арктических регионах основное влияние на увеличение содержаний биогенных веществ и трофического статуса озер оказывает потепление климата.

Ключевые слова: эвтрофирование, биогенные элементы, потоки фосфора, растворенное органическое вещество, трофический статус

DOI: 10.31857/S2686739724030191

Проблема эвтрофирования водных объектов остро обозначилась в середине прошлого века и сохраняет свою актуальность в настоящее время. Развитие процесса обусловлено неконтролируемым поступлением азота и фосфора в биосферу: рассеиванием в глобальном масштабе, внесением на поля в виде удобрений, поступлением с хозяйственно-бытовыми стоками и стоками животноводческими ферм. Общий сток реактивного фосфора в океаны, по оценкам ученых, увеличился в 9–10 раз по сравнению с доиндустриальным периодом [1, 2]. Состояние тысяч озер, устьев водохранилищ и водно-болотных угодий по всему миру ухудшается из-за повышения уровня биогенных веществ в воде, вызывающих изменения в экологической структуре и функциях водных экосистем объектов [3, 4].

Эвтрофирование представляет собой угрозу для вод, используемых в качестве питьевого водоснабжения, рыбоводства, рекреации, промышленности, поскольку этот процесс вызывает усиленный рост водных макрофитов

и цианобактерий, выделяющих в воду токсины [1, 5]. В настоящее время не представляется возможным ограничить использование азота и фосфора, как удобрений, поскольку повышение продуктивности полей необходимо для обеспечения продовольствием все возрастающего населения планеты.

В литературе появляется все больше свидетельств, указывающих на влияние сопутствующего потепления климата, которое приводит к изменчивости химического состава вод и эвтрофированию водоемов [6]. Оценивая опасность развития эвтрофирования водоемов, много усилий было приложено к ограничению поступления фосфора и азота в озера и реки с точечными и диффузными источниками. В крупных озерах Америки обозначился процесс олиготрофикации [7], как и в крупных озерах России – Ладоге и Онеге [8].

Основные работы по предотвращению эвтрофирования водных объектов направлены на ограничения поступления биогенных веществ с точечными или диффузными источниками загрязнения. В то же время не представляется возможным ограничить влияние глобального обогащения биосферы фосфором и азотом, а также влияние потепления климата на биогеохимические циклы.

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

*E-mail: moiseenko.ti@gmail.com

Доказанными феноменами влияния потепления климата является повышение содержаний фосфора и азота, которому сопутствует увеличение органического вещества в водах [9, 10]. Многолетние исследования озер Северной Америки показали повышение трофического статуса озер даже в случае отсутствия каких-либо антропогенных источников загрязнения. Сделано заключение об исчезновении олиготрофных озер [11].

В отчетах АМАР [12] проблема повышения трофического статуса озер не рассматривается. На многочисленных конференциях, связанных с исследованиями арктического бассейна, вопрос об особенностях эвтрофирования вод высоких широт не выносится на обсуждение даже в связи с потеплением климата.

Целью работы было представить: 1) последние данные о нарастающих поступлениях в биосферу азота и фосфора и развитие эвтрофирования водных объектов в Арктическом регионе, 2) доказать влияние потепления климата на эвтрофирование озер Арктического региона, не подверженных прямому воздействию

каких-либо источников загрязнения (на примере Кольского Севера России).

Исходными материалами послужила гидрохимическая база данных по малым озерам Кольского Севера за (1990, 1995, 2000, 2010, 2014 и 2018 гг.). На рис. 1 приведена картосхема региона со схемой точек исследования. Изученные озера расположены в тундровой ($n = 15$), лесотундровой ($n = 21$) и северо-таежной зонах ($n = 32$). Всего было исследовано 68 озер. Данные получены на основе методов, используемых в международной практике по программе ICP-Water, которые выполнялись по единым методикам в лабораториях Института проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН (ИППЭС КНЦ РАН), который ежегодно принимал участие в международных интеркалибровках. Более подробно методы исследований изложены в работе [13]. Материалы были обобщены по двум периодам: 1990–2000 гг. и 2010–2018 гг. (табл. 1). Статистическая обработка данных осуществлялась с использованием компьютерной программы “Statistica 10”.

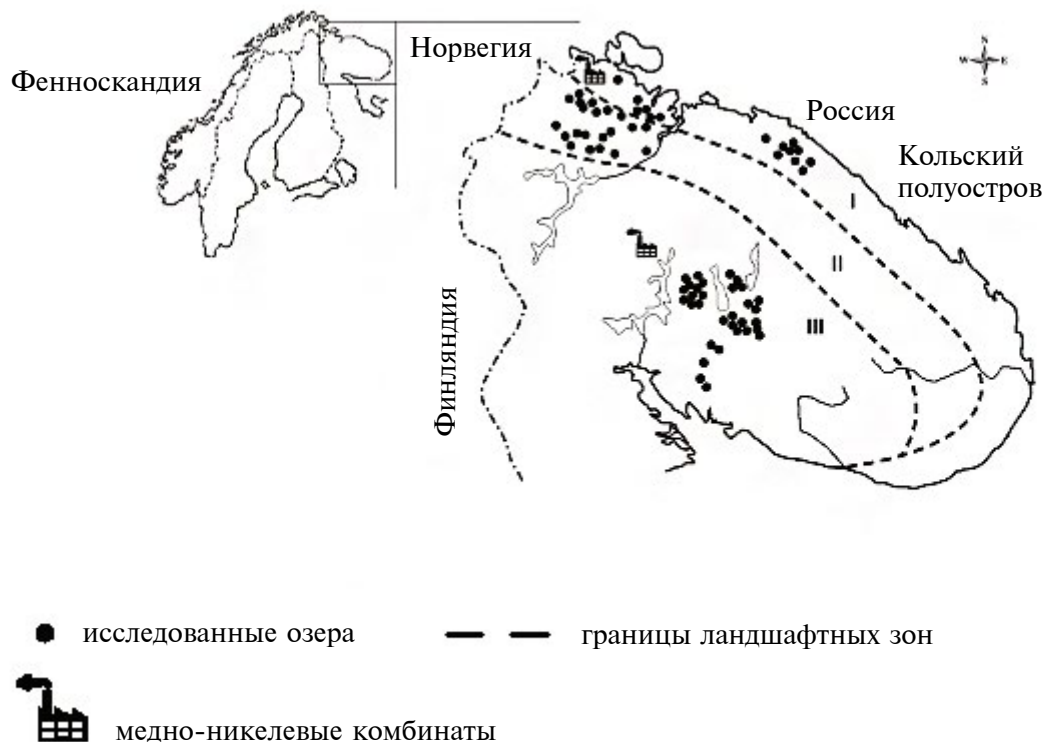


Рис. 1. Карта-схема точек исследованных озер Кольского региона: 1 – тундровая, 2 – лесотундровая, 3 – северо-таежная зоны.

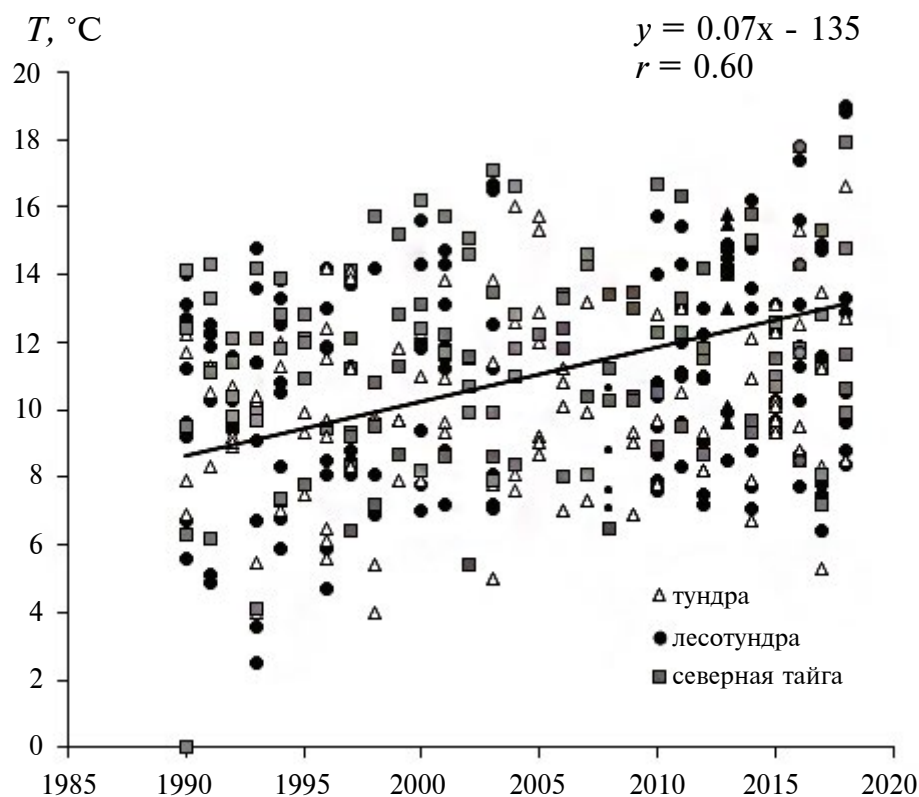


Рис. 2. Среднемесячные температуры приземного слоя воздуха в период открытой воды, T (°C) [14].

Для оценки климатических изменений мы использовали доступные данные по среднемесячной температуре приземного слоя воздуха за 28-летний период наблюдений в период открытой воды (июнь, июль, август и сентябрь) (рис. 2) по трем станциям, расположенным на севере — пос. Териберка (побережье Баренцева моря), в центральной части региона г. Апатиты (водораздел между полуостровом) и на юге Кольского п-ова г. Умба (побережье Белого моря) [14]. Статистически значимый положительный наклон тренда температуры: $r = 0.60$, $p < 0.05$ свидетельствует о потеплении климата в период открытой воды в указанный период при высокой вариабельности, характерной для арктической зоны.

Долговременные тенденции изменения биогенных элементов и органического вещества в условиях потепления климата. В табл. 1 представлены содержания биогенных элементов, растворенного органического вещества, среднемесячная температура и среднемесячное количество осадков в выделенных ландшафтных зонах (тундра, лесотундра и северная тайга) за 2 периода (1990–2000 и 2010–2018). Динамика

среднегодовой температуры приземного слоя воздуха за 2 периода (1990–2000) и (2010–2018) в разных ландшафтных зонах показала увеличение как по медианным, так и максимальным значениям. В северо-западной и северо-восточной частях региона (тундра) за рассматриваемый период среднегодовая температура воздуха увеличилась на 1.1°C , по максимальным значениям на 4.3°C . Среднегодовая температура воздуха в центральной части региона (лесотундра) к 2010–2018 гг. увеличилась на 1.1°C , по максимальным на 3.1°C . В юго-восточной части региона (северная тайга) среднегодовая температура приземного слоя воздуха к 2010–2018 гг. по сравнению с 1990–2000 гг. увеличилась на 1.2°C , по максимальным значениям на 1.7°C .

В воде озер, расположенных в тундровой зоне содержания растворенного органического вещества (DOC) достоверно увеличились по средним значениям ($t = +2.01$, $p < 0.05$) в период с 2010 по 2018 гг. Содержания N_{tot} ($t = +3.00$, $p < 0.01$) и P_{tot} ($t = +2.26$, $p < 0.05$) в воде озер достоверно увеличились к 2010–2018 гг. по сравнению с периодом 1990–2000. В озерах лесотундровой зоны содержания общего азота (N_{tot}) и общего

Таблица 1. Содержание общего азота (N_{tot}), общего фосфора (P_{tot}), кремния (Si), растворенного органического вещества (DOC), среднемесячная температура приземного слоя воздуха в летне-осенний период (июнь-сентябрь) (T) и среднегодовое количество осадков (P , мм/год) (в числителе – среднее значение и среднеквадратичное отклонение, в знаменателе – пределы содержания)

Параметр	Тундра		t	Лесотундра		t	Северная тайга		t
	1	2	p	1	2	p	1	2	p
T , °C	8.9±1.9 4.0–12.3	10.5±2.1 5.3–16.6	+2.65 <0.05	10.5±2.5 2.5–15.7	11.6±2.6 6.4–18.8	+2.88 <0.01	11.2±2.3 4.1–16.2	12.4±2.5 7.2–17.9	+3.14 <0.01
P , мм/год	468 396–557	436 381–493	– –	337 217–419	593 457–686	+4.56 <0.001	436 381–493	603 504–712	+2.25 <0.05
DOC, мгC/л	5.3±2.3 2.8–10.9	5.8±1.8 2.7–9.9	+2.01 <0.05	6.7±5.7 1.6–16.8	6.8±4.0 3.8–16.5	– –	6.9±2.1 2.1–14.5	7.0±4.1 2.2–17.3	– –
Si, мг/л	1.5±0.9 0.09–3.8	1.3±0.8 0.04–3.5	– –	2.3±1.8 0.03–7.1	1.3±1.7 0.04–8.5	– –	2.0±1.4 0.1–5.2	1.6±1.1 0.04–4.1	-3.74 <0.001
N_{tot} , мкгN/л	186±75 75–470	237±90 70–503	+3.00 <0.01	245±122 57–477	350±163 117–593	+3.22 <0.01	218±63 70–324	238±79 110–381	+2.04 <0.05
P_{tot} , мкгP/л	7±4 2–20	10±9 2–65	+2.26 <0.05	10±11 1–54	20±21 4–93	+2.04 <0.05	8±4 2–20	11±5 3–26	+3.17 <0.01

Примечание: t – критерий Стьюдента, p – уровень значимости: тренд недостоверный.

* 1 – 1990–2000, 2 – 2010–2018.

фосфора (P_{tot}) ($t = +3.22$, $p < 0.01$) достоверно увеличились к 2010–2018 гг. В воде озер северо-таежной зоны содержания N_{tot} ($t = +2.04$, $p < 0.05$) и P_{tot} ($t = +3.17$, $p < 0.01$), достоверно увеличились к 2010–2018 гг., по сравнению с периодом 1990–2000, концентрации Si достоверно снизились ($t = -3.74$, $p < 0.001$).

Потоки фосфора и их изменение при потеплении климата. Для расчета потоков фосфора были выбраны 3 модельных озера в различных ландшафтных зонах (тундра, лесотундра и северная тайга). Ниже представлены формулы для расчета по модели В.В. Бульона [15], характеризующие поступление фосфора с водосбора в исследуемые озера:

– $L_a = P \cdot TP_p / 1000$, где L_a – поступление фосфора в озеро с атмосферными осадками, (г/(м²·год)); P – среднегодовое количество осадков, (мм/год); TP_p – содержание фосфора в атмосферных осадках, (мкгP/л) (1);

– $L_d = E \cdot SDA$, где L_d – поступление фосфора в озеро с водосборной площади, (г/(м²·год)), SDA – удельный водосбор (2);

– $E = P_{\text{ter}} \cdot 0.1 \cdot 0.002 \cdot 0.02 \cdot 2 \cdot ((T - 12) / 10) \cdot F_{\text{eu}}$, где E – коэффициент экспорта фосфора с водосборной площади, (г/м² год); (T) – среднемесячная температура приземного слоя воздуха в летне-осенний период (июнь-сентябрь) (табл. 1);

F_{eu} – фактор эвтрофирования озера за счет внешней нагрузки, который для 3 изученных озер равен 1, вследствие отсутствия или минимальной антропогенной нагрузки (3);

– $P_{\text{ter}} = B_{\text{ter}} \cdot V_{\text{ter}} \cdot GS$, где P_{ter} – чистая продукция наземной растительности, (ккал/(м² год)) (4);

– $B_{\text{ter}} = E_{\text{ter}} \cdot GP_{\text{ter}} / (V_{\text{ter}} \cdot GS)$, где B_{ter} – фитомасса на водосборной площади озера, (ккал/м²) (5);

– E_{ter} – эффективность роста, которая для озер северной и северо-западной частей Европейской территории России равна 0.6;

– V_{ter} – скорость оборота биомассы, сут^{–1}, которая для озер северной и северо-западной частей Европейской территории России равна 0.00023;

$GP_{\text{ter}} = (\text{IF } (Eva > P) \text{ THEN } (3000 (1 - \text{EXP}(-0.000664 P))) \text{ ELSE } (3000 / (1 + \text{EXP}(1.315 - 0.119 T)))) / 0.6$, где GP_{ter} – валовая продукция наземной растительности, (ккал/(м²·год)) (6);

$GS = -0.058 \text{ Lat}^2 + 0.549 \text{ Lat} + 36$, где GS – длительность вегетационного сезона, Lat – широта (7);

– $Sed = (L_a + L_d) R$, где Sed – седиментация фосфора в донные отложения, (г/(м²·год)) (8);

– $R = 5 / (5 + G)$, где R – коэффициент седиментации фосфора, G – водная нагрузка

на водоем, (м/год) (отношение средней глубины озера к условному числу лет, необходимому для полного водообмена в озере) (9);

– $TP_{int} = (L_a + L_d) (1 - R) T_w$, где TP_{int} – фосфорная нагрузка, (г/(м²·год)) (10);

– $Out = TP_{int} / T_w$, где Out – потеря фосфора со стоком воды, (г/(м²·год)) (11);

– $T_w = D_{mean} / (0.0315 Mo SDA)$, где T_w – время пребывания воды в озере, (год); D_{mean} – средняя глубина, (м); Mo – модуль стока (12).

Расчеты, выполненные по модели, показывают комплексную реакцию системы “водосбор – водоем” на повышение температурных условий. Согласно нашим расчетам, повышение среднегодовой температуры приземного слоя воздуха на 1.1°C (табл. 1) по сравнению с периодом 1990–2000 гг. стало причиной увеличения поступления фосфора с водосборной площади (L_d) в озеро. Наряду с увеличением количества атмосферных осадков и поступления в озеро фосфора в их составе это привело к росту фосфорной нагрузки на водоемы в 2–3.5 раза (табл. 2).

Для озера, расположенного в тундровой зоне (1), к 2010–2018 гг. отмечено увеличение фосфорной нагрузки (TP_{int}) на 0.14 г/м² × год за счет поступления фосфора с водосборной площади (L_d), которое, в свою очередь, увеличилось к 2010–2018 году по сравнению с периодом 1990–2000 в 2 раза (от 0.24 до 0.52 г/м² × год). Несмотря на отсутствие прямого антропогенного загрязнения, а именно выноса с сельскохозяйственных и урбанизированных территорий, отмечен рост коэффициента экспорта фосфора с водосборной площади (E) (с 0.009 до 0.019 г/м² × год

соответственно) за счет повышения среднегодовой температуры приземного слоя воздуха на 1.1°C (табл. 1), в то же время седиментация фосфора в донные отложения увеличилась в 2 раза (Sed).

Для озера, расположенного в лесотундровой зоне (2), к 2010–2018 гг. фосфорная нагрузка (TP_{int}) увеличилась в 3 раза (с 0.16 до 0.56 г/м² × год), за счет увеличения среднегодовой суммы осадков с 337 до 593 мм (табл. 1) и, соответственно, поступления фосфора в озеро с атмосферными осадками (L_a), а также поступления фосфора с водосборной территории. Поступление фосфора с водосборной площади (L_d) увеличилось в 4 раза к 2010–2018 гг. по отношению к 1990–2000, вследствие увеличения среднегодовой температуры приземного слоя воздуха на 1.1°C (табл. 1), потеря фосфора со стоком воды (Out) увеличилась к 2010–2018 году почти в 3.5 раза. Коэффициент экспорта фосфора с водосборной площади (E) увеличился в 3 раза (с 0.003 до 0.010 г/м² × год соответственно) вследствие повышения среднегодовой температуры приземного слоя воздуха на 1.1°C (табл. 1).

Увеличение фосфорной нагрузки с 0.25 до 0.86 г/м² × год на озеро северо-таежной зоны (3) связано с повышением среднегодовой температуры воздуха на 1.1°C, так и с увеличением среднегодовой суммы осадков к 2010–2018 гг. по отношению к 1990–2000 на 167 мм (табл. 1). Для данного озера характерны самые высокие значения коэффициента экспорта фосфора с водосборной площади (E) (табл. 2).

К 2010–2018 гг. по сравнению с периодом 1990–2000 гг. произошло снижение количества

Таблица 2. Потоки фосфора в озерах по В.В. Бульону [15] (1 – озеро в тундровой зоне, 2 – озеро в лесотундровой зоне, 3 – озеро в северо-таежной зоне)

Параметры год	Потоки фосфора, г/м ² ·год	1		2		3	
		1*	2*	1	2	1	2
TP_{int}	содержание фосфора под единицей площади акватории озера	0.12	0.26	0.16	0.56	0.25	0.86
L_d	поступление фосфора в озеро с водосборной площади	0.24	0.52	0.03	0.12	0.09	0.32
E	коэффициент экспорта фосфора с водосборной площади	0.009	0.019	0.003	0.010	0.010	0.035
Sed	седиментация фосфора в донные отложения	0.07	0.14	0.07	0.02	0.05	0.18
L_a	поступление фосфора в озеро с атмосферными осадками	0.007	0.008	0.003	0.006	0.006	0.008
Out	потеря фосфора со стоком воды	0.34	0.73	0.08	0.27	0.21	0.71

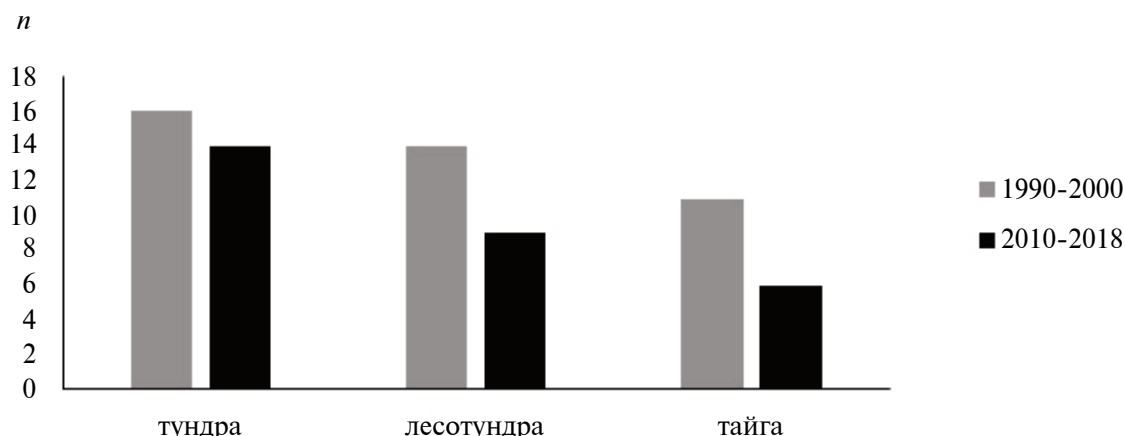


Рис. 3. Количество озер (n) с концентрацией $P_{\text{tot}} < 10$ мкгР/л в тундре, лесотундре и тайге в различные периоды: 1990–2000 и 2010–2018.

озер с концентрацией фосфора < 10 мкгР/л (рис. 3), особенно отчетливо это проявилось в лесотундровой и таежной зонах, что скорее всего связано с повышением температуры воздуха в вегетационный период, в большей степени по минимальным и максимальным значениям (табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В последнее столетие остро обозначилась проблема эвтрофирования водоемов вследствие неконтролируемого поступления огромного количества биогенных элементов и органических веществ в биотический круговорот. Арктические регионы располагают огромным фондом малых олиготрофных озер, не затронутых прямым влиянием человеческой деятельности. Влияние потепления климата на фоне глобального рассеивания фосфора может затронуть и отдаленные озера, включая арктические регионы. Для всей площади водосборных бассейнов исследованных озер на Кольском Севере характерно отсутствие близлежащих крупных населенных пунктов и промышленных производств, оказывающих негативное воздействие на окружающую среду. Наши расчеты показали, что к периоду 2010–2018 гг. по сравнению с периодом 1990–2000 гг. произошло увеличение потоков фосфора с водосборной площади в исследованные озера с разной интенсивностью: в озеро тундровой зоны — в 2 раза, лесотундровой — в 4 раза, северо-таежной — в 3.5 раза. Таким образом, доказано, что потепление климата оказывает влияние на повышение трофического статуса арктических удаленных озер.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-17-00061.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abid A.A., Gill S.S.* Eutrophication: Causes, Consequences and Control. Volume 2. Springer Dordrecht Heidelberg London New York. 2014. 262 pp.
2. *Zhang X., Davidson E.A., Zou T., Lassaletta L., Quan Z., Li T., Zhang W.* Quantifying nutrient budgets for sustainable nutrient management // *Global Biogeochemical Cycles*. 2020. 34. e2018GB006060.
3. *Henderson-Sellers B., Markland H.R.* Decaying Lakes. The Origin and Control of Cultural Eutrophication. 1990. L.: Gidrometeoizdat. 280 p.
4. *Lepori F., Roberts J.J.* Effects of internal phosphorus loadings and food-web structure on the recovery of a deep lake from eutrophication. // *J. Great Lakes Res.* 2017. V. 43. № 2. P. 255–264.
5. *Deng J., Qin B., Sarvala J., Salmaso N., Zhu G., Ventelä A.M., Zhang Y., Gao G., Nurminen L., Kirkkala T., Tarvainen M., Vuorio K.* Phytoplankton assemblages respond differently to climate warming and eutrophication: A case study from Pyhäjärvi and Taihu. // *J. of Great Lakes Research*. 2016. V. 42 № 2. P. 386–396.
6. *Моисеенко Т.И., Базова М.М., Дину М.И., Гашкина Н.А., Кудрявцева Л.П.* Изменение геохимии вод суши в условиях потепления климата и снижения

- выпадения кислот: восстановление или эволюция озер? // Геохимия. 2022. Т. 67. № 2. С. 668–685.
7. Great Lake Ecosystem Report. 2007. Available online: <http://www.epa.gov/glnpo/rptcong>. (accessed on 9 March 2006).
 8. Moiseenko T.I., Sharov A. Large Russian lakes Ladoga, Onega, and Imandra under strong pollution and in the period of revitalization: a review // Geosciences. 2019. V. 9. № 12. P. 492.
 9. De Wit H.A., Stoddard J.L., Monteith D.T., James E.S., Austnes K., Couture S., Fölster J., Higgins S.N., Houle D., Hruška J., Krám P., Kopeček J., Paterson A.M., Herman S.V., Vuorenmaa V.D., Evans C.D. Cleaner air reveals growing influence of climate on dissolved organic carbon trends in northern headwaters // Environ. Res. Lett. 2021. V. 16. P. 104009.
 10. Moiseenko T.I., Bazova M.M., Gashkina N.A. Development of Lake from Acidification to Eutrophication in the Arctic Region under Reduced Acid Deposition and Climate Warming // Water. 2022. V. 14. 3467.
 11. Stoddard J.L., Van Sickle J., Herlihy A.T., Brahmey J., Paulsen S., Peck D.V., Mitchell R., Pollard A.I. Continental-scale increase in lake and stream phosphorus: Are oligotrophic systems disappearing in the United States? // Environ. Sci. Technol. 2016. V. 50. P. 3409–3415.
 12. CliC/AMAP/IASC. The Arctic Freshwater System in a Changing Climate. WCRP Climate and Cryosphere (CliC) Project, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). 2016. International Arctic Science Committee (IASC).
 13. Моисеенко Т.И., Базова М.М., Льюмменс Е.О. Биогеохимические изменения арктических озер в условиях потепления климата: региональные особенности // Геохимия. 2023. Т. 68. № 4. С. 409–423.
 14. Архив погоды: Мурманская область. 2019. Справочно-информационный портал “Погода и климат” (<http://www.pogodaiklimat.ru/archive.php?id=ru®ion=51>).
 15. Бульон В.В. Биотический поток вещества и энергии в системе “озеро и его водосбор” // Успехи современной биологии. 2018. Т. 138. № 5. С. 503–515.

THE GLOBAL PROCESS OF EUTROPHICATION AND ITS FEATURES IN ARCTIC LAKES AS A CONSEQUENCE OF CLIMATE WARMING

Corresponding Member of the RAS T. I. Moiseenko^{a, #}, M. M. Bazova^a

^aVernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: moiseenko.ti@gmail.com

An analysis of the problem of water bodies eutrophication as a global process is presented. The volumes increasing use of nitrogen and phosphorus on a planetary scale are shown, the dispersion of which leads to an increase in the content of nutrients in lakes and rivers. The results of original studies of remote lakes in the Arctic zone are presented, which showed an increase in the concentrations of nutrients in lakes in recent decades. A tendency has been revealed for an increase in the contents of nitrogen and phosphorus, as well as organic matter in lake waters, even in the absence of anthropogenic influence. It has been established that an increase in temperature and climate warming in the Arctic regions exert the main influence on the increase in the content of nutrients and the trophic status of lakes.

Keywords: eutrophication, nutrients, phosphorus fluxes, dissolved organic matter, trophic status

УДК 551.345

СОВРЕМЕННОЕ УСКОРЕНИЕ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВ АНТАРКТИДЫ НА ФОНЕ ВЫСОКОГО ПОДЛЕДНОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

© 2024 г. Академик РАН Л. И. Лобковский¹, А. А. Баранов^{2,*}, М. М. Рамазанов³

Поступило 04.10.2023 г.

После доработки 07.11.2023 г.

Принято к публикации 14.11.2023 г.

Высокий тепловой поток и вулканическая активность в Западной Антарктиде способствуют неустойчивости и ускорению стока в океан покровных ледников Западно-антарктического ледового щита. При этом может произойти катастрофическое повышение уровня моря на десятки сантиметров – первые метры за очень короткое по геологическим масштабам время (годы-десятилетия) за счет быстрого сползания больших масс льда Западной Антарктиды в океан. В случае сползания ледников Пайн-Айленд (50 см – повышение уровня моря) или Туэйтс (65 см – повышение уровня моря) в океан купол Западно-Антарктического ледяного щита потеряет опору со стороны этих ледников и может начать разрушаться. В этом случае уровень моря поднимется уже на первые метры. На основе реологического закона Глена для двумерной модели движения льда как нелинейной вязкой жидкости рассчитаны скорости течения ледника толщиной 3000 м в условиях прилипания к ложу (~20 м/год) и в условиях скольжения по коренному основанию при подплавлении нижней кромки ледника за счет повышенного теплового потока снизу (~3000 м/год). Эти скорости хорошо согласуются со скоростями движения ледников Пайн-Айленд, Туэйтс, Амери, Денмен и Тоттен. Быстрое движение некоторых выводных ледников Восточной Антарктиды, вероятно, также вызвано подплавлением их подошвы, что дает основание предположить повышенный подледный тепловой поток в этих районах Восточной Антарктиды.

Ключевые слова: Антарктида, подледный вулканизм, тепловой поток, Туэйтс, повышение уровня моря

DOI: 10.31857/S2686739724030203

ВВЕДЕНИЕ

Глобальные геологические и геодинамические процессы в Земле происходят очень медленно на временах порядка миллионов, десятков и сотен миллионов лет. Между тем современное глобальное потепление климата происходит в совершенно другом временном диапазоне, характеризующимся десятками лет. При этом полярные области Земли испытывают наиболее заметное и резкое потепление. В Арктике уменьшается

площадь морского льда, на мелководном российском шельфе наблюдается интенсивная эмиссия метана, происходит деградация в вечной мерзлоте на суше [1]. В Антарктиде в последнее время также уменьшается площадь морского льда и происходит ускоренное разрушение шельфовых ледников [2], а покровные ледники увеличивают скорость стекания в океан [3].

Все эти процессы обладают положительной обратной связью с потеплением климата, так как лед и снег хорошо отражают солнечные лучи, а метан в атмосфере обладает сильным парниковым эффектом [4]. Сам процесс таяния больших масс льда из-за тепловых изменений происходит достаточно медленно, занимая столетия и даже тысячелетия, приводя к медленному повышению уровня моря (миллиметры за год), что дает возможность человечеству время для маневра и адаптации. Между тем теоретически возможен сценарий быстрого повышения уровня моря

¹Институт океанологии им. П.П. Шишова
Российской Академии наук, Москва, Россия.

²Институт теории прогноза землетрясений
и математической геофизики Российской Академии наук,
Москва, Россия

³Институт проблем геотермии и возобновляемой
энергетики – филиал Объединенного Института Высоких
Температур Российской Академии наук, Махачкала, Россия
*E-mail: aabaranov@gmail.com

за очень короткое время при ускоренном режиме сползания больших масс покровных ледников Антарктиды в море (ледовый оползень). Это может привести к быстрому катастрофическому поднятию уровня моря на десятки сантиметров и даже первые метры с затоплением огромных площадей суши и вызвать мощное цунами. Некоторым аналогом такого сползания был сход ледника Колка — катастрофа, произошедшая 20 сентября 2002 года в Кармадонском ущелье в Северной Осетии. Во многом катастрофа 2002 года стала неожиданностью для специалистов и органов власти, которые, памятуя о подвижке 33-летней давности, предполагали плавное и замедленное движение ледника, не сопровождающееся разрушительными последствиями. Однако скорость ледово-грязекаменного потока достигала 150–200 км/час. При этом размеры ледника Колка на порядки меньше покровных ледников Антарктиды.

Наблюдаемое в последние годы интенсивное разрушение ледников в Антарктике представляет серьезную опасность и является вызовом для цивилизации, поскольку потенциально может привести к подъему уровня Мирового океана на несколько десятков сантиметров уже в 21 веке. Причем не за счет медленного таяния ледников, а в результате быстрого сползания больших масс льда с коренного ложа в океан. В этом случае произойдет вытеснение огромного количества воды, сопровождаемое глобальным повышением уровня моря. Наиболее опасными считаются ледники Туэйтс и Пайн-Айленд. Их потенциальный вклад в глобальное повышение уровня моря составляет около 65 и 50 см соответственно.

В настоящей работе рассмотрена двумерная модель стекания покровного ледника в океан и даются оценки скоростей движения льда при различных граничных условиях, отвечающих прилипанию ледника к коренному ложу или скольжению его подошвы вдоль основания при подплавлении льда вследствие повышенного теплового потока.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ДВИЖЕНИЕ ЛЬДА В АНТАРКТИДЕ

Антарктический ледяной щит — один из двух полярных ледяных щитов Земли. Он охватывает около 98% площади Антарктиды и является самым крупным скоплением льда на Земле. Его площадь составляет 14 млн км², а объем ~26.5 млн км³ льда. В Антарктическом ледяном щите содержится около 61% всей пресной воды

на Земле, что эквивалентно ~58 м уровня Мирового океана [5]. Динамика движения и таяния ледников Антарктиды определяется множеством факторов: рельефом, реологией, температурой коренного ложа, граничными условиями сбоку, сверху и т.д.

Антарктида состоит из двух тектонически различных областей, разделенных Трансантарктическими горами. Западная Антарктида характеризуется утоненной корой и литосферой, обширными осадочными бассейнами и горячей верхней мантией [6, 7].

Для Западно-антарктической рифтовой системы характерен повышенный тепловой поток [8], в этой области обнаружено более 100 вулканов, в своем большинстве подледных [9], коренные породы находятся, в основном, ниже уровня моря (рис. 1).

Восточная Антарктида ранее считалась стабильным континентальным тектоническим блоком, и тепловой поток на нижней границе льда предполагался относительно низким [8]. Однако было показано, что рифтогенез и вулканическая активность происходили в Восточной Антарктиде в кайнозое и, возможно, продолжают в настоящее время [10–14]. Вулкан Гауссберг на побережье Земли Принцессы Елизаветы имеет плейстоценовый возраст [15].

Антарктический лед распространяется из центра материка к периферии покрова. В разных его частях это движение происходит с разной скоростью. В центре Антарктиды лед движется медленно, у ледникового края его скорости возрастают до нескольких десятков и сотен метров в год. Здесь быстрее всего движутся ледяные потоки, которые погружаются в открытый океан. Их скорости нередко достигают километра в год и более. Однако большинство ледяных потоков впадают не в океан, а в шельфовые ледники. Ледяные потоки такой категории движутся медленнее. Это объясняется сопротивлением со стороны шельфовых ледников, которые сами, как правило, тормозятся берегами и отмелями.

На рис. 1 цифрами обозначены наиболее быстро стекающие покровные ледники и их потенциальный вклад в повышение уровня моря: Пайн-Айленд (50 см), Туэйтс (65 см), Амери (777 см), Денмен (149 см); Тоттен (385 см), Уилкса (158 см). Основные потери льда в последние десятилетия ассоциируются именно с этими ледниками [3].

Основной сток льда центральной и наиболее возвышенной части ледяного щита Западной Антарктиды происходит по четырем

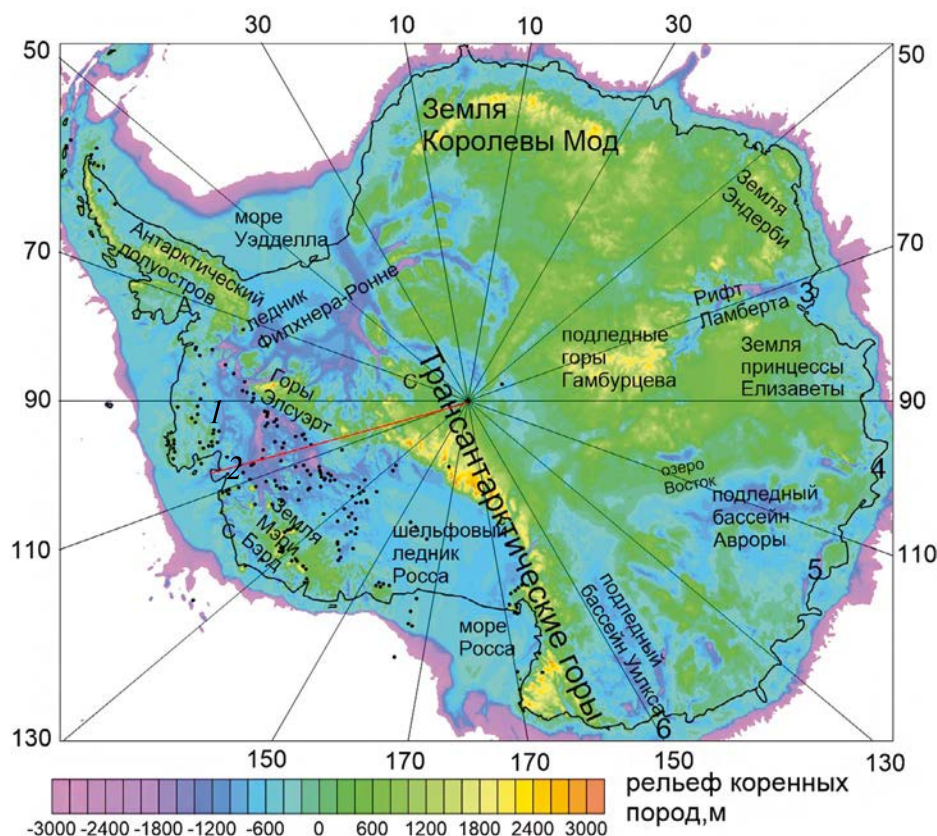


Рис. 1. Рельеф коренных пород Антарктиды по модели BEDMACHINE [5]. Красная линия — профиль от Южного Полюса до ледника Туэйтса. Вулканы отмечены черными точками. Цифрами отмечены быстродвижущиеся ледники: 1 — Пайн-Айленд; 2 — Туэйтс; 3 — Амеры; 4 — Скотт и Денмен; 5 — Вендерфорт и Тоттен; 6 — Уилкса.

направлениям: в сторону ледников Филхнера—Ронне, Росса, Пайн-Айленд и Туэйтс (рис. 1). Для первых двух покровный лед центральной части Западной Антарктиды стекает широким фронтом в шельфовые ледники, тогда как для ледников Пайн-Айленд и Туэйтс шельфовая часть практически отсутствует. Основные опасения вызывают ледники Пайн-Айленд и Туэйтс — скорости их выводных участков в последнее время увеличились в разы и составляют километры в год относительно их границ заземления, которые отступили вглубь континента. Для ледника Пайн-Айленд найден подледный вулканический источник тепла [16]. Повышенный геотермальный поток также обнаружен для ледника Туэйтс [17]. Для Восточной Антарктиды скорости некоторых выводных ледников, стекающих по узким подледным депрессиям, также велики. Для них, как и для ледников Пайн-Айленд и Туэйтс, скорости стекания увеличились в последние десятилетия [3].

МОДЕЛЬ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКА ПО КОРЕННОМУ ЛОЖУ

Оценка скорости стекания ледовой массы по коренному ложу в океан проводится на основе двумерной модели движения покровного ледника как нелинейно вязкой жидкости вдоль профиля от гор Элсуэрт до границы ледника Туэйтс (рис. 2). Следует отметить важную особенность данного профиля. При подходе к берегу подледный рельеф коренных пород резко выполаживается. Объяснение этого феномена Антарктиды связано с позднекайнозойской активизацией рифтогенеза уже после оледенения континента [10]. Уникальность ситуации для ледяного континента заключается в том, что после оледенения происходит прекращение осадконакопления. Продолжение рифтогенеза в этих условиях приводит к формированию глубоких подледных впадин, заполненных льдом. У берега же происходит периодическая регрессия-трансгрессия моря. В период таяния льда возобновляется осадконакопление, а внутри континента этого не происходит. Поднятие дна при подходе к берегу тормозит

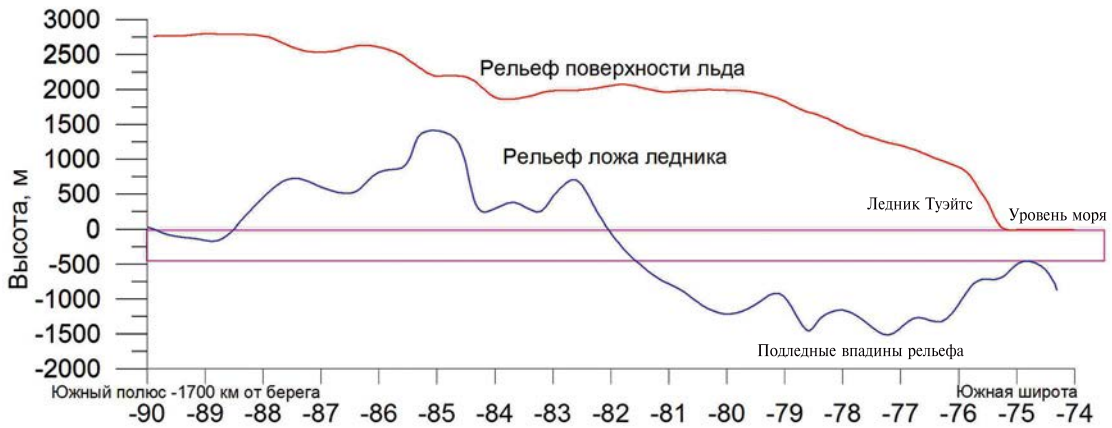


Рис. 2. Профили коренной породы и топографии льда от Южного Полюса до береговой линии ледника Туэйтс.

стекание ледника, поэтому при отступлении зоны заземления вглубь континента сечение стока будет увеличиваться и движение льда ускоряться. Таким образом при отступлении ледника возникает положительная обратная связь. Эта особенность характерна для наиболее нестабильных и быстро стекающих ледников 1–6 (рис. 1).

ОЦЕНКИ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ ЛЕДНИКА

Уравнения двумерного движения вязкой среды с реологией Глена при $n = 3$ можно записать в виде [18]:

$$\begin{aligned} 2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[\eta \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] - \frac{\partial p}{\partial x} &= 0 \\ 2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[\eta \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] - \frac{\partial p}{\partial y} - \rho_i g &= 0 \quad (1) \\ \eta &= \frac{A^{-1/3}}{2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 \right]^{-1/3}. \end{aligned}$$

При условии прилипания ледника к подошве из второго уравнения системы (1) получим оценку:

$$p \sim \rho_i g z_s, \quad (2)$$

где z_s – рельеф ледника.

Используя (2), запишем первое уравнение (1) в виде

$$2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[\eta \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \sim \rho_i g \left(\frac{\partial z_s}{\partial x} + \frac{\partial z_b}{\partial x} \right), \quad (3)$$

где z_b – рельеф пород под ледником.

Будем полагать, что высота ледника много меньше его длины

$$h \ll L. \quad (4)$$

В случае условия прилипания в уравнении (3) первый член относится ко второму как $(h/L)^2 \ll 1$.

Поэтому величину скорости ледника в случае условия прилипания можно оценить, сравнивая по порядку величины второй и третий члены. В итоге с учетом реологии получим [19]:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^{1/3} &\sim A^{1/3} \rho_i g h \frac{\partial (z_s + z_b)}{\partial x} \Rightarrow \\ \Rightarrow u &\sim Ah \left(\rho_i g h \frac{z_s + z_b + z_{\min}}{L} \right) \sim Ah \left(\rho_i g h \frac{h}{L} \right)^3, \quad (5) \\ u &\sim Ah \left(\rho_i g h \frac{h}{L} \right)^3. \end{aligned}$$

Для A возьмем выражение из работы [18]

$$A = \begin{cases} E_f \cdot 5.47 \cdot 10^{10} \exp \left(\frac{-13.9 \cdot 10^4}{RT} \right), & T \gg 263.15 K, \\ E_f \cdot 1.14 \cdot 10^{-5} \exp \left(\frac{-6.0 \cdot 10^4}{RT} \right), & T \ll 263.15 K. \end{cases} \quad (6)$$

Для условия скольжения можно получить оценку:

$$u \sim \frac{3 + h\gamma}{h\gamma} Ah \left(\rho_i g h \frac{z_s + z_b - z_{\min}}{L} \right)^3. \quad (7)$$

Здесь γ – коэффициент, характеризующий трение, который определяется из граничного условия проскальзывания на подошве ледника:

$$z=0: \frac{\partial u}{\partial z} = \gamma u. \quad (8)$$

Из (7) при $\gamma \rightarrow \infty$ получим условие прилипания. С уменьшением γ , как следует из (7), скорость монотонно растет.

Предположим, что имеет место Кулоновский закон трения, тогда

$$\eta \frac{u}{h} \sim F_{tr} \sim \mu(\rho_i gh - p_w). \quad (9)$$

Здесь μ — коэффициент трения; p_w — давление.

Согласно работе [18], можно положить

$$p_w = 0.96 \rho_i gh. \quad (10)$$

Используя (7), (9) и выражение для вязкости (1), можно получить оценку

$$\gamma \sim 5 \frac{10^4}{h\mu^3} \left(\frac{h}{L} \right)^3. \quad (11)$$

При данном значении γ будем иметь следующую оценку скорости

$$u \sim \frac{3+h\gamma}{h\gamma} Ah \left(\rho gh \frac{h}{L} \right)^3, \gamma \sim 5 \frac{10^4}{h\mu^3} \left(\frac{h}{L} \right)^3. \quad (12)$$

Таким образом, при известном γ выражение (7) дает оценку скоростей ледника в случае проскальзывания. Если принять, что трение определяется законом Кулона и справедливо (10), то для γ получим оценку (11) и из (7) имеем

$$u \sim \frac{3+h\gamma}{h\gamma} Ah \left(\rho gh \frac{h}{L} \right)^3.$$

Рассмотрим следующие значения параметров, исходя из рис. 1. $L \sim 8 \cdot 10^5$ м, $\rho_i \approx 900$ кг/м³, $T = 263$ К, $E_f = 1$, $\mu = 0.5$. Значение $\mu = 0.5$ взято из работы [20].

Для $h = 3000$ м при прилипании рассчитанная скорость ледника составляет ~ 23 м/год, при скольжении около 3000 м/год.

Приведенная теоретическая модель показывает, как растекается громадная масса льда толщиной более 2 км в гравитационной линзе центральной части Западной Антарктиды, выдавливаясь через узкое выводное “горло” толщиной около 500 м море. По мере отступления ледника Туэйтс выводное “горло” будет увеличиваться, т.к. рельеф коренных пород углубляется и таким образом стекание льда может ускоряться. Скорости ледника равны десяткам метров в год в случае прилипания к ложу ледника и достигают километров в год в условиях скольжения. В настоящее время для ледников Туэйтса и Пайн-Айленд характерны преимущественно условия скольжения на нижней границе со скоростью течения

льда километры в год. Модели других исследователей дают аналогичные скорости для ледников Туэйтса и Пайн-Айленд, предполагая условие скольжения на ложе ледника [21].

Как отмечалось выше, основным фактором, способствующим скольжению ледникового покрова, является увеличение теплового потока в Западной Антарктиде, что создает возможность таяния льда у подножия ледника. Скольжение на нижней границе ледника может привести к быстрому сползанию ледников Туэйтс и Пайн-Айленд в море, что откроет путь к быстрому гравитационному растеканию ледяной массы центральной части Западной Антарктиды по долинам ледников Туэйтса и Пайн-Айленд и, как следствие, к быстрому подъему уровня моря за короткий период времени.

ДИСКУССИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные выше характерные скорости движения покровных ледников качественно согласуются с наблюдаемыми данными. Повышенный тепловой поток и вулканизм под Западно-антарктической рифтовой системой способствуют подплавлению подошвы ледяного щита Западной Антарктиды, что облегчает скольжение льда из внутренних областей Западной Антарктиды в море по коренному основанию. Это может привести к быстрому сползанию громадных масс покровных ледников в море (например, ледник Туэйтс) и глобальному повышению уровня Мирового океана на несколько десятков сантиметров и даже первые метры. Аналогичный механизм с ускорением стока возможно работает и для части Восточно-антарктического ледового щита, в частности, для ледников Амери, Тоттена и Денмана, стекающих по глубоким впадинам ложа в океан с большой скоростью и дающих наибольшие потери льда для Восточной Антарктиды. Подледные впадины, по которым стекают эти ледники являются элементами кайнозойской, Восточно-антарктической рифтовой системы с повышенным тепловым потоком и возможным подледным вулканизмом [22]. Отступление этих ледников вглубь континента с понижением дна коренного ложа приведет к ускорению движения льда в океан из-за ретроградных наклонов ложа этих ледников.

Представленная модель динамики ледников требует дальнейших уточнений. В частности, в нашей модели не учтена трехмерность модели растекания ледового щита. Необходимы более точные расчеты динамики ледников с учетом их трехмерной геометрии, реологии льда и ложа ледника.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004, частично в рамках госзадания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН № АААА-А19-119011490131-3 и частично в рамках госзадания Института проблем геотермии и возобновляемой энергетики - филиала ОИВТ РАН № 121121700223-8.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lobkovsky L.I. Seismogenic-triggering mechanism of gas emission activations on the Arctic shelf and associated phases of abrupt warming // *Geosciences*. 2020. V. 10. P. 428.
2. Lobkovsky L.I., Baranov A.A., Ramazanov M.M., Vladimirova I.S., Gabsatarov Y.V., Semiletov I.P., Alekseev D.A. Trigger Mechanisms of Gas Hydrate Decomposition, Methane Emissions, and Glacier Breakups in Polar Regions as a Result of Tectonic Wave Deformation // *Geosciences*. 2022. V. 12. P. 372.
3. Rignot E., Mouginot J., Scheuchl B., van den Broeke M., van Wessem M.J., Morlighem M. Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017 // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 2019. V. 116. P. 1095–1103.
4. Ruppel C.D., Kessler J.D. The interaction of climate change and methane hydrates // *Rev. Geophys.* 2017. V. 55. P. 126–168.
5. Morlighem M., Rignot E., Binder T., Blankenship D., Drews R., Eagles G., Eisen O., Ferraccioli F., Forsberg R., Fretwell P., et al. Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nat. Geosci.* 2020. V. P. 13, 132–137.
6. Baranov A., Morelli A. The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model // *Tectonophysics*. 2023. V. 846. P. 299–313.
7. Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // *Доклады Академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 512. № 1. С. 100–105.
8. Löising M., Ebbing J., Szwillus W. Geothermal heat flux in Antarctica: Assessing models and observations by Bayesian inversion // *Front. Earth Sci.* 2020. V. 8. P. 105.
9. van Wyk de Vries M., Bingham R., Hein A. A new volcanic province: an inventory of subglacial volcanoes in West Antarctica // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2018. V. 461. P. 231.
10. Баранов А.А., Лобковский Л.И. Глубочайшие впадины на суше в Антарктиде как результат кайнозойской активизации рифтогенеза // *Доклады Академии наук. Науки о Земле*. 2024. Т. 514. № 1. С. 50–55.
11. Голынский Д.А., Голынский А.В. Рифтовые системы Восточной Антарктиды — ключ к пониманию распада Гондваны // *Региональная геология и металлогения*. 2012. № 52. С. 58–72.
12. Голынский А.В., Голынский Д.А. Рифтовые системы в тектонической структуре Восточной Антарктиды // *Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктике*. Вып. 2. СПб. 2009. С. 132–162.
13. Масолов В.Н., Куринин Р.Г., Грикуров Г.Э. Глубинное строение рифтовых зон Антарктики и их роль в тектонической структуре земной коры // *25 лет Советской антарктической экспедиции*. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. С. 16–29.
14. Каменев Е.Н., Лейченко Г.Л. Структурная карта Антарктики м-ба 1:25 500 000 с объяснительной запиской. Геолого-минералогическая карта Мира м-ба 1:30 000 000 (Ред. Красный Л.И. и др.). СПб: ВСЕГЕИ, 2000.
15. Суцеская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Кузьмин Д.В., Бычкова Я.В. Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида) — результат влияния мантийного плюма Кергелен // *Геохимия*. 2014. № 12. С. 1–21.
16. Loose B., Naveira Garabato A.C., Schlosser P., Jenkins W.J., Vaughan D., Heywood K.J. Evidence of an active volcanic heat source beneath the Pine Island Glacier // *Nat. Commun.* 2018. V. 9. P. 2431.
17. Dziadek R., Ferraccioli F., Gohl K. High geothermal heat flow beneath Thwaites Glacier in West Antarctica inferred from aeromagnetic data // *Communication Earth Environment*. 2021. V. 2 P. 162.
18. Pattyn F. Sea-level response to melting of Antarctic ice shelves on multi-centennial timescales with the fast Elementary Thermomechanical Ice Sheet model (f.ETISH v1.0) // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. P. 1851–1878.
19. Lobkovsky L.I., Baranov A.A., Garagash I.A., Ramazanov M.M., Vladimirova I.S., Gabsatarov Y.V., Alekseev D.A., Semiletov I.P. Large Earthquakes in Subduction Zones around the Polar Regions as a Possible Reason for Rapid Climate Warming in the Arctic and Glacier Collapse in West Antarctica // *Geosciences*. 2023. V. 13. P. 171.
20. Енифанов В.П. Физическое моделирование режимов движения ледников // *Лед и Снег*. 2016. Т. 56. № 3. С. 333–344.
21. Feldmann J., Levermann A. Collapse of the West Antarctic Ice Sheet after local destabilization of the Amundsen Basin // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2015. V. 112. P. 14191–14196.
22. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Владимиров И.С., Алексеев Д.А. Сильнейшие землетрясения и деформационные волны как возможные триггеры потепления климата в Арктике и разрушения ледников в Антарктике // *Вестник РАН*. 2023. Т. 93. № 6. С. 526–538.

ACCELERATION OF ANTARCTICA GLACIERS AT HIGH SUBGLACIAL HEAT FLOW

Academician of the RAS **L. I. Lobkovsky^a, A. A. Baranov^{b,#}, M. M. Ramazanov^c**

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

^b*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Geothermal Research and Renewable Energy – Branch of Joint Institute for High Temperatures
of the Russian Academy of Sciences, Makhachkala, Russian Federation*

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

High subglacial heat flow and volcanic activity in West Antarctica contribute to instability and accelerated flow into the ocean of the West Antarctic ice sheet. In this case, a catastrophic rise in sea level by tens of centimeters – the first meters can occur in a very short geological time (years-decades) due to the rapid sliding of large masses of ice in West Antarctica into the ocean. If the Pine Island (50 cm sea level rise) or Thwaites (65 cm sea level rise) glaciers slide into the ocean, the West Antarctic Ice Sheet will lose support from these glaciers and may begin to collapse. In this case, the sea level will rise by a few meters. Based on Glen's rheological law for a two-dimensional model of the movement of ice as a nonlinear viscous fluid, the flow velocities of a 3000 m thick glacier were calculated under conditions of adhesion to the bed (~ 20 m/year) and under conditions of sliding along the bedrock when the lower edge of the glacier melts due to increased heat flow from below (~ 3000 m/year). These velocities are in good agreement with the velocities of the Pine Island, Thwaites, Amery, Denman and Totten glaciers. The rapid movement of some outlet glaciers in East Antarctica is also likely caused by melting of their bases, suggesting increased subglacial heat flow in these areas of East Antarctica.

Keywords: Antarctica, subglacial volcanism, heat flow, Thwaites Glacier, sea level rise

УДК 551.468

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОД ЮЖНО-КУРИЛЬСКОЙ РЫБОЛОВНОЙ ЗОНЫ РОССИИ РАДИОАКТИВНЫМИ ВОДАМИ АЭС “ФУКУСИМА-1” НА ОСНОВЕ ЛАГРАНЖЕВА МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2024 г. М. В. Будянский¹, А. А. Удалов¹, М. А. Лебедева^{1,2}, Т. В. Белоненко^{2,*}

Представлено академиком РАН Н.С. Бортниковым 17.10.2023 г.

Поступило 17.10.2023 г.

После доработки 02.11.2023 г.

Принято к публикации 07.11.2023 г.

В работе изучается потенциальная опасность, исходящая от мероприятий, проводимых правительством Японии по сбросу технической радиоактивной воды из хранилищ АЭС “Фукусима-1”. Рассматривается загрязнение радиоактивными частицами акватории Южно-Курильской рыболовной зоны (ЮКРЗ), которая является одним из наиболее перспективных районов для рыболовного промысла Российской Федерации. На основе моделирования переноса пассивных маркеров, имитирующих радиоактивное загрязнение, анализируются пути и механизмы переноса загрязнения в ЮКРЗ. Исследование проводится по альтиметрическим данным о геострофических скоростях для периода с 24 августа 2022 г. по 24 августа 2023 г. Перенос загрязнения в ЮКРЗ определяется комплексом условий, связанных с текущим режимом развития Первого меандра Курисио, а также локальной системой вихрей разных знаков как вблизи места слива, так и на границе ЮКРЗ. Установлена сезонная зависимость скорости и количества проникновения загрязненных вод к берегам РФ. Обнаружена возможность быстрой адвекции загрязнения в ЮКРЗ: за 13 суток. Такая скорость обусловлена захватом загрязнения меандром Курисио и дальнейшим его переносом системой мезомасштабных вихрей до границ ЮКРЗ. Выявлена порционность в поступлении загрязнения в ЮКРЗ. Построены графики распределения количества “грязных” маркеров по временам их запуска и поступления загрязненных вод к границе ЮКРЗ.

Ключевые слова: Фукусима, радиация, загрязнение, тритий, Южно-Курильская рыболовная зона, ЮКРЗ, промысел рыб, альтиметрия, вихревая адвекция, течения

DOI: 10.31857/S2686739724030212

ВВЕДЕНИЕ

В марте 2011 г., из-за землетрясения и цунами в Японии, произошла авария на атомной электростанции (АЭС) “Фукусима-1”, которая привела к выбросу радиоактивного загрязнения. В океан радионуклиды попали в результате слива зараженной воды, выпадения осадков на поверхность моря и смыва с почвы радиоактивных элементов [1]. К 2023 году вследствие технологических процессов, направленных на ограничение дальнейшего распространения загрязнения в окружающую среду, в больших емкостях вблизи АЭС скопилось более 1.25 млн тонн технической радиоактивной

воды, которая ранее использовалась для охлаждения поврежденных реакторов.

24 августа 2023 года Япония начала процесс сброса в Тихий океан накопленной технической воды с АЭС. Сброс осуществляется на расстоянии одного километра от берега через подводный туннель. Планируется, что до конца марта 2024 г. с атомной станции будет слито около 31.2 тыс. тонн жидкости, а сам процесс займет несколько десятилетий. Правительство Японии утверждает, что текущая ситуация находится под контролем и что сброс воды не представляет угрозу окружающей среде и здоровью людей. Для подтверждения этой точки зрения японские власти ссылаются на заключение специалистов Международного агентства по атомной энергии.

Однако 1 сентября 2023 г. международные новостные агентства доложили о первом обнаружении с момента начала сброса воды с атомной

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: bvtlisab@yandex.ru

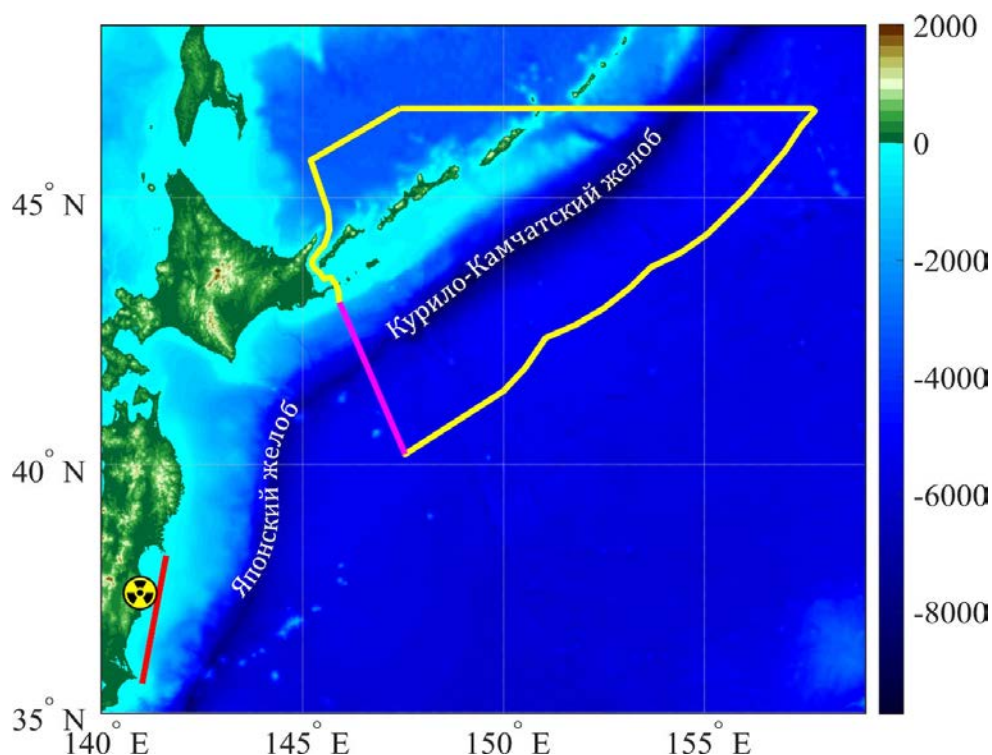


Рис. 1. Район исследования. Расположение АЭС “Фукусима-1” (координаты 37° 25′ 12.0″ с.ш., 141° 2′ 58.0″ в.д.) показано знаком радиационной опасности. Желтая линия обозначает границы ЮКРЗ. Розовый отрезок — юго-западная граница ЮКРЗ. Красный отрезок — область запуска (при лагранжевом анализе в прямом времени) и ловли (при лагранжевом анализе в обратном времени) пассивных маркеров, имитирующих загрязнение. Цветом показана топография. Границы рыбопромысловой зоны 61.04 (Южно-Курильская) построены в соответствии с Приложением № 1 Приказа от 21 октября 2013 года № 385 “Об утверждении правил рыболовства для Дальневосточного рыбохозяйственного бассейна”.

электростанции “Фукусима-1” радиоактивного изотопа трития на северо-восточной границе порта. Концентрация трития составила 10 беккерелей на литр, в то время как нормативное значение составляет 0.1 беккереля на литр. Тритий — тяжелый изотоп водорода, бета-излучатель, который передается через воду рыбам и другим морским организмам и способствует их заражению.

Некоторые специалисты выражают мнение, что сброс радиоактивных вод с АЭС “Фукусима-1” приведет к серьезным последствиям для рыбного промысла РФ, в результате чего Россия может лишиться его на 150 лет¹. Другие ученые утверждают, что до российских берегов загрязненные воды в любом случае не дойдут, так как существующая в регионе система течений надежно защищает дальневосточное побережье России от проникновения радиоактивных

частиц². Однако эти противоположные друг другу мнения основаны на качественной экспертной оценке и не опираются на детальный анализ возможных путей проникновения загрязненных частиц к российским берегам.

Для изучения данного вопроса в настоящей работе применяются методы лагранжева моделирования [2–4]. Подобное исследование уже проводилось непосредственно после аварии 2011 г. (см. [1, 5]). Установлено, что пятно радиоактивной воды распространяется от АЭС в восточном направлении и подхватывается струями Продолжения Кuro시오, однако опасность для живых организмов может представлять обнаруженный эффект захвата радионуклидов мезомасштабными вихрями, которыми радиоактивные частицы адвектируются в российские прибрежные воды.

В настоящей работе мы изучаем возможность загрязнения техническими водами,

¹ <https://www.gazeta.ru/social/news/2023/09/02/21201482.shtml?updated>

² <https://www.pnp.ru/in-world/uchenyy-rasskazal-o-posledstviyakh-dlya-rossii-sbrosa-vody-s-fukusimy.html>

сбрасываемыми из хранилищ АЭС “Фукусима-1”, Южно-Курильской рыболовной зоны (ЮКРЗ), что составляет цель данного исследования. Актуальность этой работы трудно переоценить: акватория ЮКРЗ находится в пределах исключительной экономической зоны России и считается одним из наиболее перспективных районов для рыболовного промысла Российской Федерации (рис. 1). Данный регион богат разнообразными видами морской живности, среди которых сайра, сардина, скумбрия, тресковые рыбы, камбала, тихоокеанские лососи, а также крабы, моллюски, иглокожие и другие морские организмы [6]. Так как попадание радиоактивных частиц с АЭС “Фукусима-1” в район промысла происходит не мгновенно и имеет отложенный эффект, в настоящей работе упор делается на информацию о системе течений в регионе за предыдущий год от момента начала сброса, т.е. рассматривается период с 24 августа 2022 г. до 24 августа 2023 г. Предлагаемый подход позволит получить оценки, которые в целом будут актуальны и для последующих лет. Хотя циркуляция в регионе исследования имеет межгодовую изменчивость, основные системы течений остаются неизменными.

МЕТОДЫ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Для исследования переноса радиоактивного загрязнения применяется арсенал методов, развитых в работах [1–5, 7–9]. Лагранжево моделирование позволяет изучить пути и время распространения радиоактивных веществ с высокой степенью точности и произвести количественную оценку загрязнения радиоактивными частицами акватории ЮКРЗ, близко расположенной к месту слива радиоактивной воды АЭС “Фукусима-1”. Для изучения адвекции радиоактивного загрязнения планируется использование метода трекинга маркеров, при котором рассчитывается большое количество траекторий пассивных трасеров, имитирующих загрязнение.

В качестве информации о течениях мы используем геострофические скорости, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии AVISO (с пространственным разрешением $1/4^\circ$). Эти данные являются результатом объединения измерений всех альтиметрических миссий: Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1, T/P, ENVISAT, GFO, ERS1/2 за период 1993 г. по настоящее время. Данные доступны на портале Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) (<http://marine.copernicus.eu>).

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Зона исследования к востоку от Японии ограничена с юга и севера меандрирующей струей мощного теплого течения Куроисио и холодного Ойяисио. С этими течениями совпадают и соответствующие гидрологические фронты. Участок системы Куроисио от о-ва Хонсю до Императорских гор называют Продолжением Куроисио. В полосе приблизительно $42\text{--}43^\circ$ с.ш. Ойяисио поворачивает на восток (так называемая, Вторая ветвь Ойяисио). Район взаимодействия Куроисио и Ойяисио является одним из самых динамически активных районов Мирового океана, где происходит изменчивость океанологических полей в широком диапазоне пространственно-временных масштабов [10]. Наблюдения показывают, что в отдельные промежутки времени Куроисио и Ойяисио местами расщепляются на отдельные ветви, т.е. происходит бифуркация течений [11]. Наличие квазистационарных меандров Куроисио приводит к образованию с его северной стороны теплых антициклонических вихрей, дальнейшая эволюция которых подвержена влиянию топографии. Антициклонические вихри масштаба около 100 км распространяются вдоль Курильского желоба на северо-восток [12, 13] и взаимодействуют с другими динамическими структурами. На рис. 2 видны меандрирующая струя Куроисио, поток Ойяисио, распространяющийся на юго-запад вдоль Курильской гряды, и система мезомасштабных вихрей, образовавшаяся вследствие неустойчивости Куроисио. В зависимости от сезона существуют различные режимы развития Куроисио: с развитым Первым меандром, простирающимся вдоль японского побережья далеко на север (рис. 2 б) и без него (рис. 2 а). Скорости в стрежне Куроисио достигают 2.5 м/с. Скорости Ойяисио значительно меньше и в феврале достигают 0.5–1.0 м/с, но летом Ойяисио существенно ослабевает: скорости не превышают 0.25–0.35 м/с, что способствует проникновению вод с юга, перемешиванию вод разного происхождения, отрыву филаментов от вихрей и в итоге попаданию радиоактивных частиц воды в ЮКРЗ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАГРАНЖЕВА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Чтобы оценить возможность загрязнения радиоактивными частицами акватории ЮКРЗ, мы провели серию численных экспериментов при помощи лагранжева моделирования.

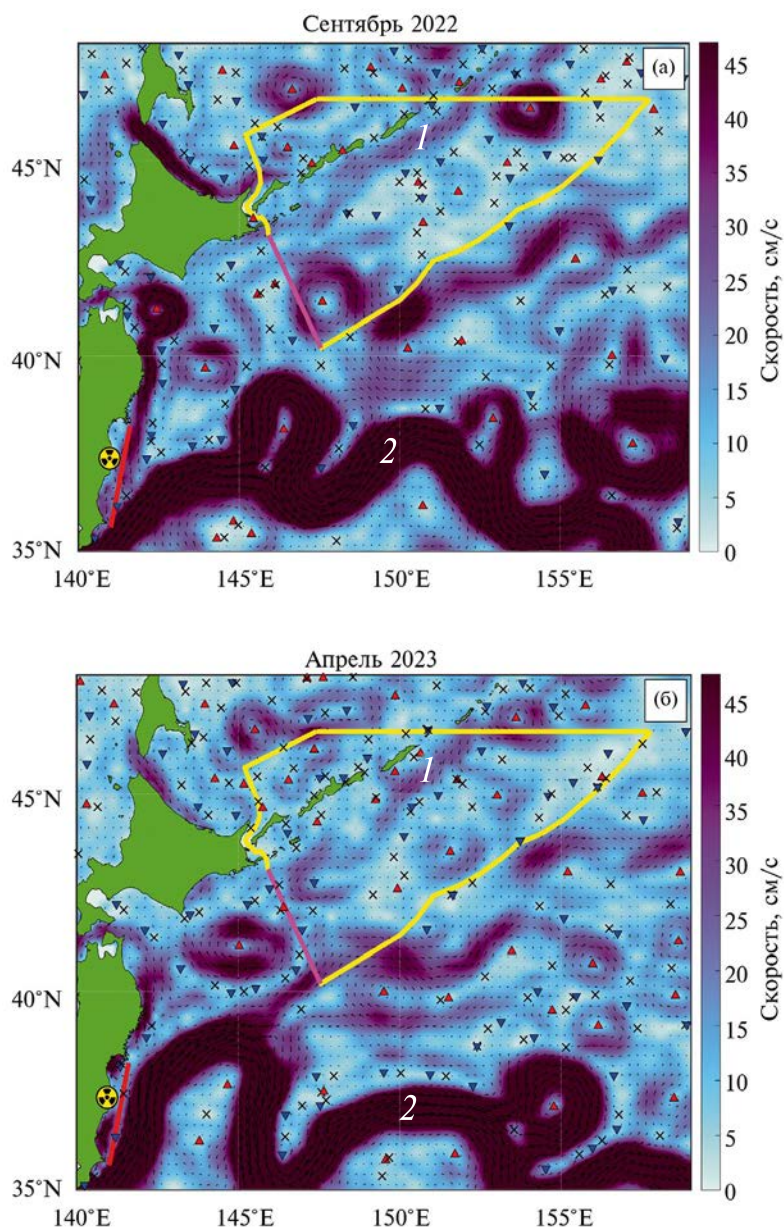


Рис. 2. Геострофические течения, рассчитанные по альтиметрическим данным AVISO и усредненные за сентябрь 2022 г и апрель 2023 г. Течения: 1 – Ойясио, 2 – Курошио. Стрелками показаны векторы течений, цветовая шкала соответствует модулю скорости. Красный отрезок ($35,6^\circ$ с.ш., 141° в.д. – $38,3^\circ$ с.ш., $141,6^\circ$ в.д.) расположен вблизи АЭС “Фукусима-1”, от него рассчитываются траектории маркеров. Красные треугольники $\blacktriangle$ соответствуют центрам антициклонов, синие $\blacktriangledown$ – циклонов. Черными крестиками показаны гиперболические точки.

Оценка адвекции пассивных маркеров по данным AVISO

Каждые сутки в период с 24 августа 2022 г. по 24 августа 2023 г. прямоугольная область с координатами 40° – $48,5^\circ$ с.ш., 145° – 159° в.д., включающая ЮКРЗ, засеивалась пятном маркеров на равномерной сетке 500×500 узлов. Всего 25×10^4 маркеров. Далее для каждого маркера решались уравнения адвекции в обратном

времени на интервале 365 суток и рассчитывались траектории. Те маркеры, траектории которых в прошлом пересекли отрезок $35,6^\circ$ с.ш., 141° в.д. – $38,2^\circ$ с.ш., $141,6^\circ$ в.д., расположенный параллельно береговой линии вблизи АЭС “Фукусима-1” (рис. 1), окрашивались красным цветом. Такие маркеры соответствуют потенциально загрязненным водам АЭС “Фукусима-1”. Хотя, как и утверждает многими экспертами, основная часть загрязненных вод действительно

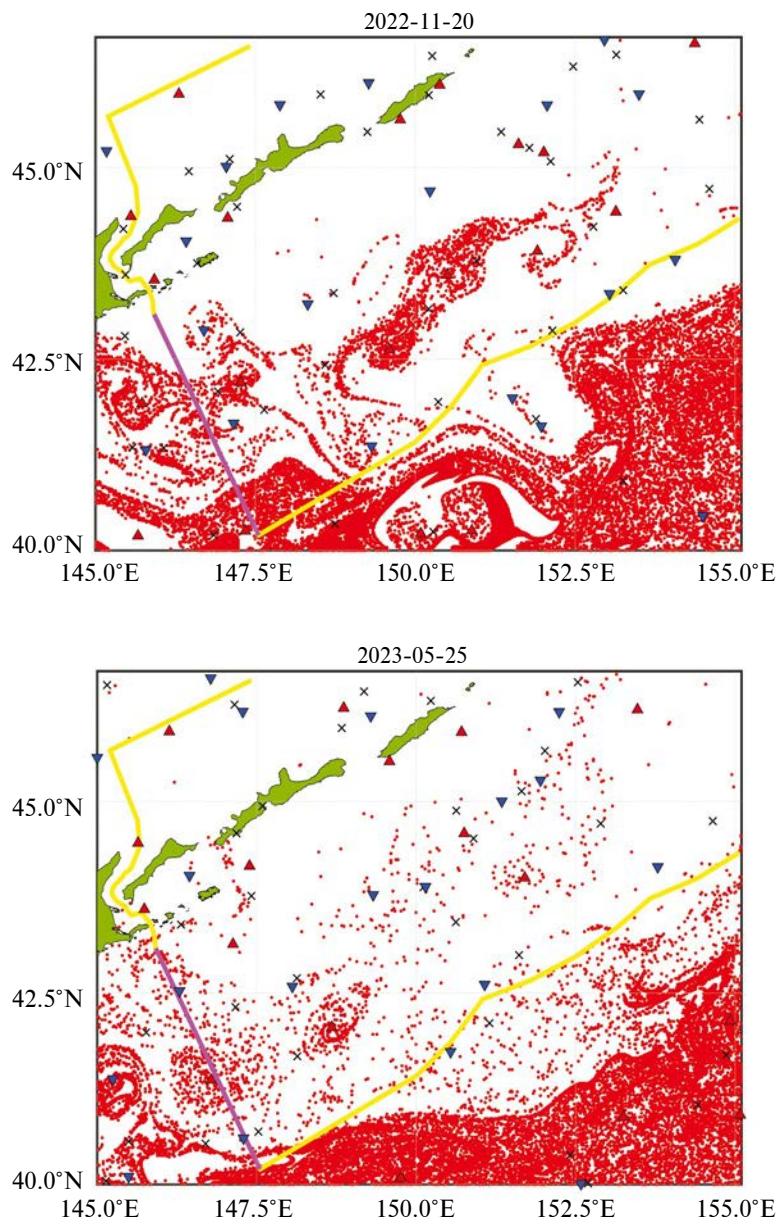


Рис. 3. Пространственное распределение “грязных” маркеров на 20 ноября 2022 г., 25 мая 2023 г. Треугольники и крестики означают то же, что и на рис. 2.

подхватывается потоком Курошио и уносится от берегов Японии в Тихий океан на восток, однако потенциально загрязненные частицы можно обнаружить вблизи Курильских берегов. На рис. 3 видно, что потенциально “грязные” маркеры достигают границ ЮКРЗ и переносятся далеко на север, а также через курильские проливы попадают в Охотское море. Отметим, что эти маркеры, как правило, часто концентрируются на периферии мезомасштабных вихрей или вдоль меандров, из чего следует, что вихревая адвекция является одним из механизмов,

благодаря которому потенциально “грязные” маркеры могут достичь региона российского рыбного промысла.

На рис. 4 приведена временная изменчивость числа “грязных” маркеров в ЮКРЗ. Рассматривался период с 24 августа 2022 г. по 24 августа 2023 г., для которого ежедневно проводился расчет траекторий маркеров в обратном времени длительностью один год. Видно, что наибольшее число “грязных” маркеров, попадающих в ЮКРЗ различными путями, относится к промежутку времени с конца августа до конца

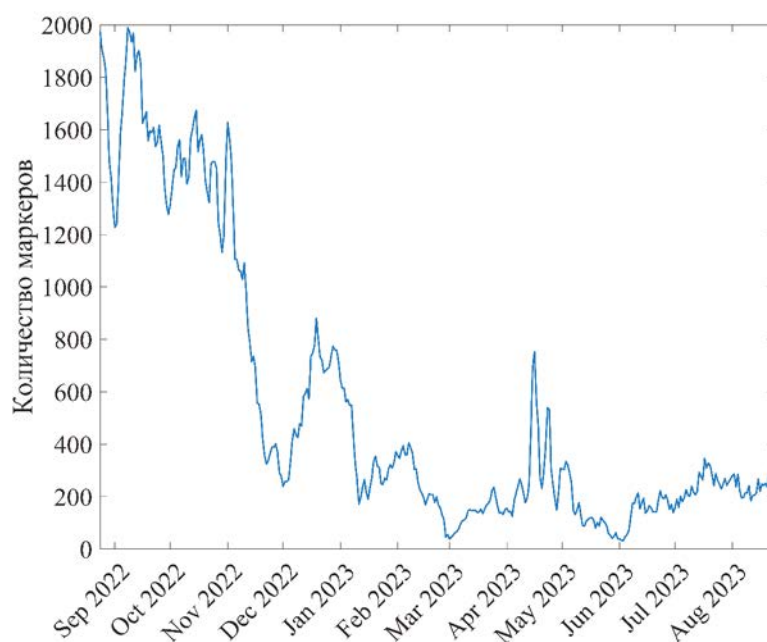


Рис. 4. Временная изменчивость количества “грязных” маркеров внутри ЮКРЗ. Счет проводился ежесуточно с 24 августа 2022 г. по 24 августа 2023 г. Траектория каждого маркера считалась в обратном отсчете времени на 1 год.

октября. Это означает, что именно этот промежуток является наиболее потенциально опасным для промысла в ЮКРЗ.

Количество “грязных” маркеров в ЮКРЗ (рис. 4) меняется в течение года скачкообразно. Экстремумы на графике (в частности, в декабре, в феврале и мае) показывают, что “грязные” частицы попадают в ЮКРЗ порциями. Очевидно, такая закономерность обусловлена особенностями циркуляции в регионе в рассматриваемый период.

Оценка времени адвекции “грязных” маркеров от АЭС “Фукусима-1” до юго-западной границы ЮКРЗ

Следующий эксперимент позволяет оценить время, за которое потенциальное загрязнение с АЭС “Фукусима-1” распространяется до юго-западной границы ЮКРЗ (отрезок 40.2° с.ш., 147.55° в.д. — 43.084° с.ш., 145.917° в.д., на рис. 1 показан розовым цветом). Каждые сутки в период с 24 августа 2022 г. по 6 июня 2023 г. на отрезке (35.6° с.ш., 141° в.д. — 38.2° с.ш., 141.6° в.д., на рис. 1 показан красным цветом), расположенном вдоль береговой линии вблизи АЭС “Фукусима-1”, запускались 50000 пассивных трассеров и рассчитывалось время, за которое частицы достигают юго-западной границы ЮКРЗ. Все траектории рассчитывались в прямом времени на период 90 суток. На рис. 5 видно, что уже

спустя 13 сут. после запуска первые “грязные” маркеры пересекают южную границу ЮКРЗ, после чего число “грязных” маркеров резко растет. Максимальное их число, превышающее 4.4×10^4 , отмечается на 25 сут., после чего число маркеров в несколько раз снижается, но даже на 90-й день после слива радиоактивной воды их число все еще велико (около 0.7×10^4). Отметим, что в данном эксперименте оценка общего числа маркеров относится не к одной конкретной дате запуска, а ко всем датам рассматриваемого периода.

Нам удалось поймать время запуска пятна загрязнения, частицы которого за минимальное время достигают юго-западной границы ЮКРЗ, — это дата 25 мая 2023 г. Всего за 13 сут. загрязненные воды подходят к границе ЮКРЗ. На рис. 6 показаны фрагменты эволюции такого пятна, наложенные на поле скорости AVISO. Быстрая адвекция загрязнения (с 25 мая по 7 июня) обусловлена подхватом пятна зарождающимся меандром Курисио и последующей адвекцией мезомасштабными антициклонами (рис. 6). При прохождении вблизи гиперболических точек на периферии указанных вихрей пятно значительно деформируется с появлением складок, характерных для хаотической адвекции [2–4]. Еще через неделю, 15 июня (рис. 6), рассматриваемое пятно “грязных” маркеров, уносится на восток ветвью Северо-Курильского течения, пересекая южную часть ЮКРЗ.

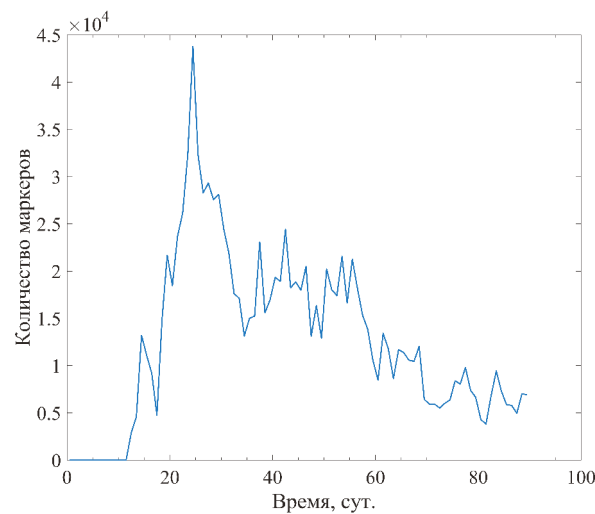


Рис. 5. Распределение количества “грязных” маркеров по времени достижения границы ЮКРЗ по данным поля AVISO. Рассматриваются только те маркеры, которые пересекли южную границу ЮКРЗ (розовый отрезок на рис. 1).

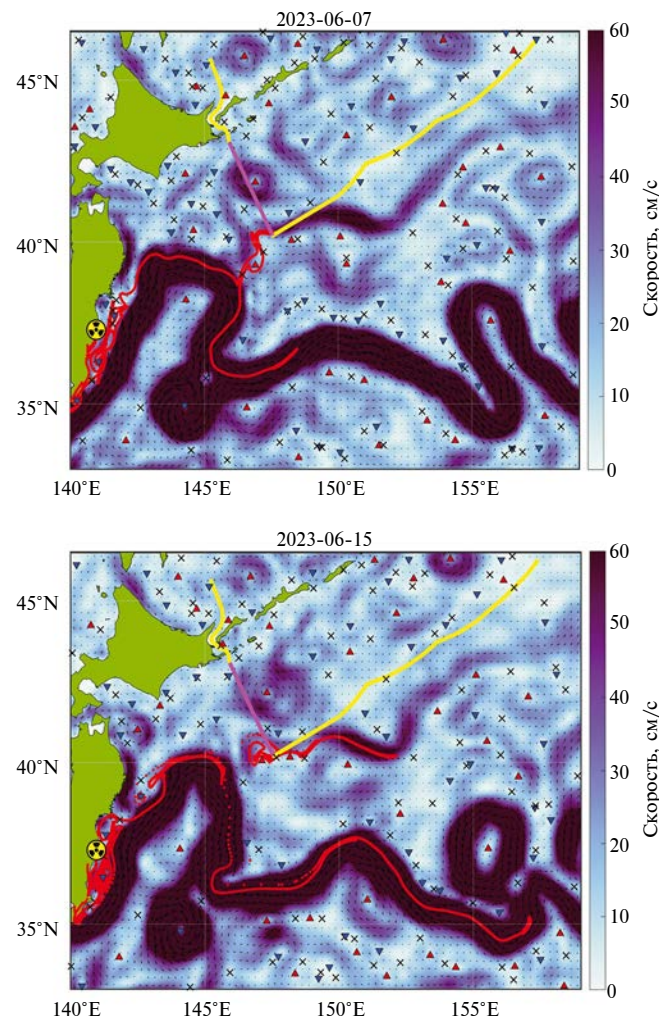


Рис. 6. Поле скорости по данным AVISO с фрагментами эволюции пятна загрязнения от японского берега у АЭС “Фукусима-1” (отрезок, как и пятно, показаны красным цветом, см. также рис. 1). Дата запуска 25 мая 2023 года. Маркеры достигли границы юго-западной границы ЮКРЗ (показана розовым цветом) спустя 13 суток после запуска.

*Дазиметрические карты
(плотность трассеров)*

На рис. 7 представлена оценка количества “грязных” маркеров, достигших юго-западной границы ЮКРЗ в зависимости от даты запуска трассеров на отрезке вблизи восточного берега Японии. В отличие от рис. 4, где рассчитывалось общее число маркеров в акватории ЮКРЗ, на рис. 7 анализируется поступление маркеров только через юго-западную границу. Выделяются пики в октябре 2022 г., апреле и мае 2023 г., указывающие на то, что если сброс загрязненных вод с АЭС производился бы в эти периоды времени, то это будет способствовать большей степени загрязнения ЮКРЗ.

На рис. 8 представлены дазиметрические карты для сентября, ноября 2022 г. и апреля 2023 г., т.е. карты плотности следов (траекторий) “грязных” маркеров, сброшенных с АЭС в различные моменты времени. При построении траекторий исследуемый район 35–44° с.ш., 140–150° в.д. сперва разбивается на равномерную сетку 400×400 прямоугольных ячеек, затем в каждой ячейке считается количество ежесуточных следов, оставленных траекториями загрязненных маркеров, запущенных в определенный период времени у берега Японии (см. красный отрезок

на рис. 1) и достигших юго-западной границы ЮКРЗ. Этот метод иллюстрирует транспортные коридоры для “грязных” маркеров (запуск в октябре 2022 г., апреле и мае 2023 г.) Видно, что формы этих транспортных коридоров не похожи друг на друга, так как они зависят от поля течений, которые изменяются во времени. Однако во всех случаях “грязные” маркеры достигают границы ЮКРЗ и впоследствии попадают в район активного рыбного промысла.

На рис. 9 показано распределение по датам количества “грязных” маркеров, достигших юго-западной границы ЮКРЗ. Выделяется пик в ноябре 2022 г., когда их число составляет 15×10^4 , а также небольшие пики в ноябре 2022 г., январе, мае 2023 г. Этот результат означает следующее: если бы промысел гидробионтов производился в ЮКРЗ в эти периоды, то потребовалось бы повышенное внимание к дозиметрии в этом районе. Один из возможных путей загрязнения обусловлен особенностями циркуляции в этот период: Первый меандр Куроисио прижат к береговой черте (рис. 2 б), струя Ойяиси ослаблена, и в этом районе присутствуют крупномасштабные вихри, которые подхватывают частицы и, вращаясь, переносят их в ЮКРЗ.

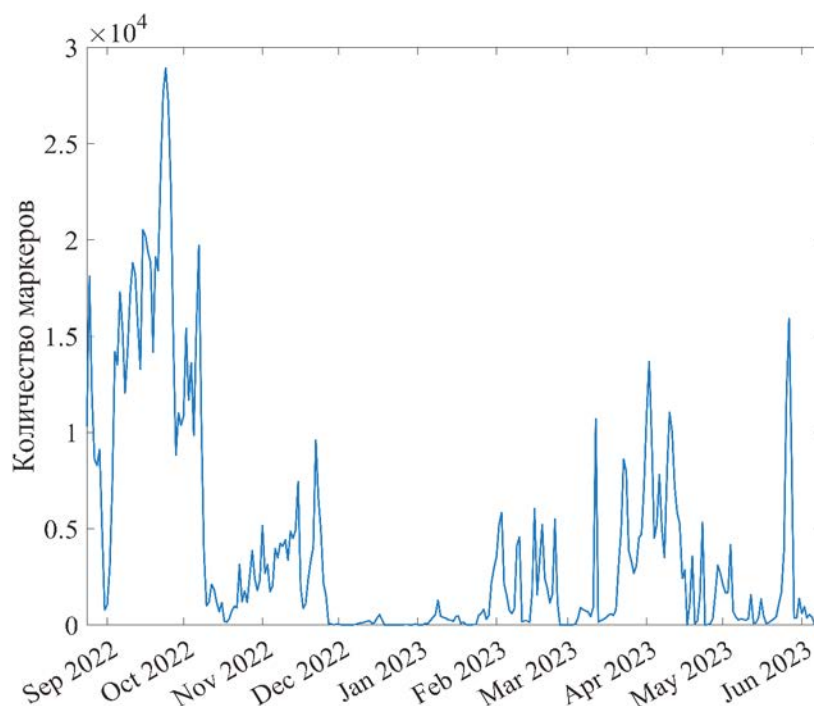


Рис. 7. Распределение количества “грязных” маркеров, достигших границ ЮКРЗ, по датам их запуска от берега Японии.

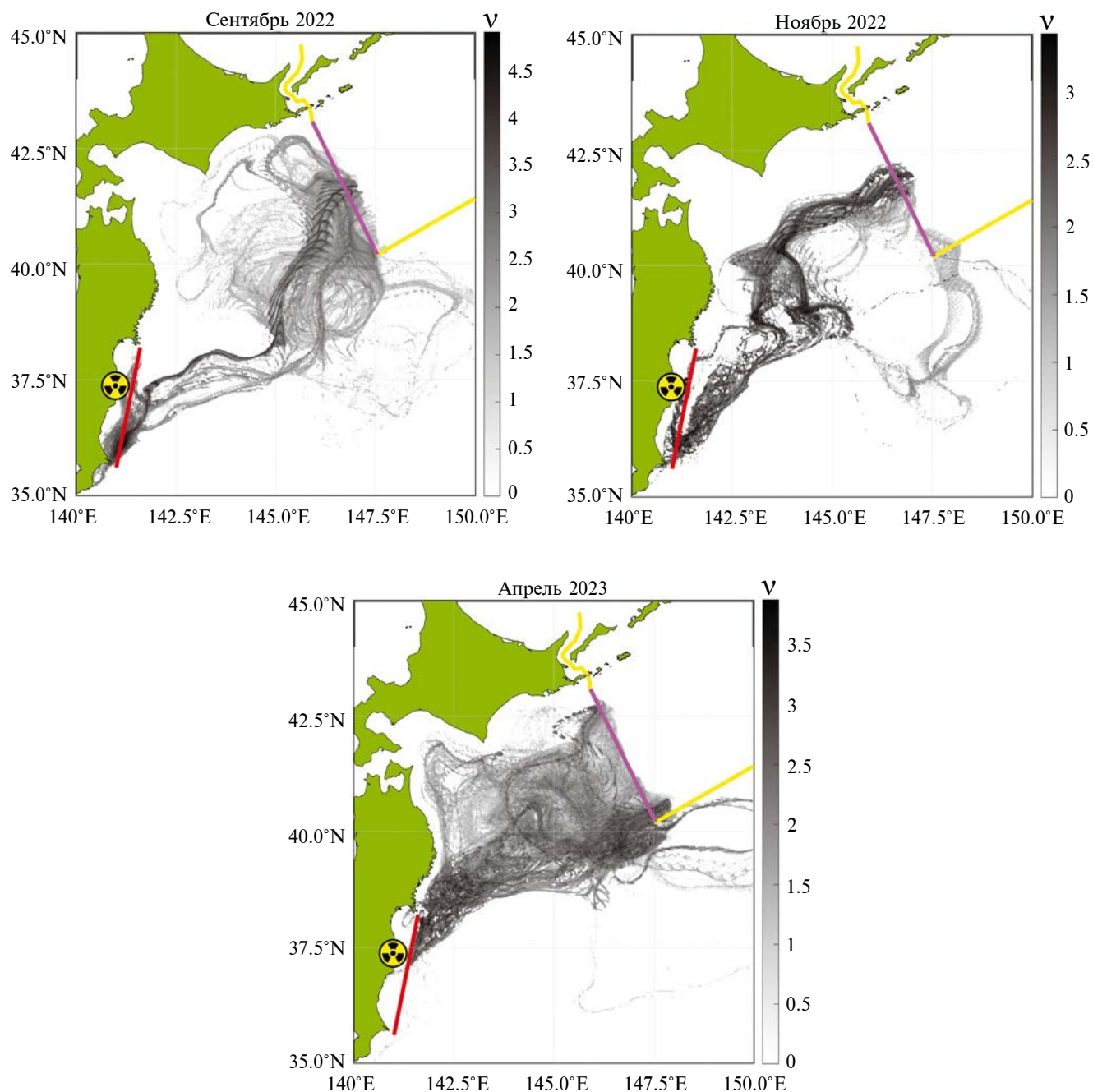


Рис. 8. Дазиметрические карты ежесуточных следов маркеров, запущенных от АЭС “Фукусима-1” в сентябре, ноябре 2022 г. и апреле 2023 г., достигших отрезка юго-западной границы ЮКРЗ. Цвет кодирует значение $v = \log \phi$, где ϕ — плотность ежесуточных следов маркеров.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ показывает, что реальная опасность заражения районов российских прибрежных вод радиоактивными водами, сбрасываемыми с АЭС “Фукусима-1”, существует. Загрязненные воды могут проникнуть в ЮКРЗ, где ведется коммерческий промысел гидробионтов.

Для получения данного вывода было применено лагранжево моделирование переноса загрязнения, основанное на адвекции пассивных маркеров, помещаемых на поверхности моря. Численный расчет уравнений адвекции проводится на основе поля геострофических скоростей AVISO, рассчитанных по данным

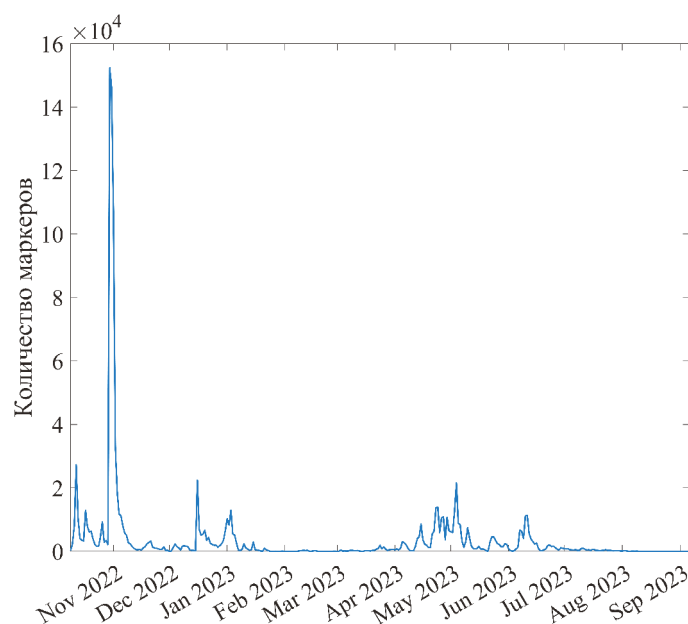


Рис. 9. Распределение количества “грязных” маркеров по датам их прихода к границе ЮКРЗ с 24 августа 2022 г.

альтиметрии. Для моделирования выбран период в один год перед первым сливом технической воды 24 августа 2023 года.

Установлена сезонная зависимость скорости и количества проникновения загрязненных вод к берегам Российской Федерации.

Перенос загрязнения в ЮКРЗ определяется комплексом условий, связанных с текущим режимом развития Первого меандра Куроисио, а также локальной системой вихрей разных знаков как вблизи места слива, так и на границе ЮКРЗ.

Обнаружена возможность быстрой (за 13 сут.) адвекции загрязнения в ЮКРЗ. Такая скорость обусловлена захватом загрязненных частиц меандром Куроисио и дальнейшим его переносом системой вихрей на границе ЮКРЗ.

Выявлена порционность в приходе загрязнения в ЮКРЗ.

Построены графики распределения количества грязных маркеров по временам их запуска и прихода к границе ЮКРЗ.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа М.Б. и А.У. по лагранжевому анализу адвекции пассивных маркеров поддержана РФФ, грант № 23-17-00068.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Пранц С.В., Улейский М.Ю., Будянский М.В.* Численное моделирование распространения в океане радиоактивного загрязнения от АЭС “Фукусима Дайичи” // ДАН. 2011. Т. 439. № 6. С. 811–814.
2. *Prants S. V., Budyansky M. V., Ponomarev V. I., Uleysky M. Yu.* Lagrangian study of transport and mixing in a mesoscale eddy street // Ocean Modelling. 2011. V. 38. No. 1–2. P. 114–125.
3. *Prants S. V., Uleysky M. Yu., Budyansky M. V.* Numerical simulation of propagation of radioactive pollution in the ocean from the Fukushima Dai-ichi nuclear power plant // Doklady Earth Sciences. 2011. V. 439. No. 2. P. 1179–1182.
4. *Prants S. V., Ponomarev V. I., Budyansky M. V., et al.* Lagrangian analysis of mixing and transport of water masses in the marine bays // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2013. V. 49. No. 1. P. 82–96.
5. *Budyansky M. V., Goryachev V. A., Kaplunenko D. D., Lobanov V. B., Prants S. V., Sergeev A. F., Shlyk N. V., Uleysky M. Yu.* Role of mesoscale eddies in transport of Fukushima-derived cesium isotopes in the ocean // Deep-Sea Research I. 2015. V. 96. P. 15–27. DOI: 10.1016/j.dsr.2014.09.007.

6. Промысел биоресурсов в водах Курильской гряды: современная структура, динамика и основные элементы. Под ред. А.В. Буслова. Южно-Сахалинск. 2013. 265 с.
7. *Пранц С.В., Улейский М.Ю., Будянский М.В.* Лагранжевы когерентные структуры в океане, благоприятные для рыбного промысла // ДАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 93–97.
8. *Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M. Yu.* Lagrangian study of surface transport in the Kuroshio Extension area based on simulation of propagation of Fukushima-derived radionuclides // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2014. V. 21(1). P. 279–289. DOI: 10.5194/npg-21-279-2014.
9. *Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M. Yu.* Lagrangian simulation and tracking of the mesoscale eddies contaminated by Fukushima-derived radionuclides // *Ocean Sci.* 2017. V. 13. P. 453–463. DOI: 10.5194/os-13-453-2017.
10. *Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р., Шилов И.О.* Изменчивость уровня Северо-западной части Тихого океана. 2009. СПб.: СММО ПРЕСС, 2009. 309 с.
11. Истоки Ойясио. Ред. В.Р. Фукс, А.Н. Мичурин. 1997. 248 с.
12. *Udalov A., Budyansky M., Prants S.* A census and properties of mesoscale Kuril eddies in the altimetry era // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2023. V. 200. 104129. DOI: 10.1016/j.dsr.2023.104129.
13. *Травкин В.С., Белоненко Т.В., Кочнев А.В.* Топографические волны в Курильском районе // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2022. Т. 19. № 5. С. 222–234. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-222-234.

ASSESSMENT OF POLLUTION OF THE WATERS IN THE SOUTH KURIL FISHING ZONE OF RUSSIA BY RADIOACTIVE WATERS FROM THE FUKUSHIMA-1 NPP BASED ON LAGRANGIAN MODELING

M. V. Budyansky^a, A. A. Udalov^a, M. A. Lebedeva^{a,b}, T. V. Belonenko^{a,*}

Presented by Academician of the RAS N.S. Bortnikov October 17, 2023

^a*Pacific Oceanological Institute of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

^b*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*

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

The study investigates the potential hazard arising from the actions taken by the Japanese government regarding the discharge of technical radioactive water from the Fukushima-1 nuclear power plant storage facilities. The contamination of the South Kuril Fishing Zone (SKFZ), which is one of the most promising fishing areas for the Russian Federation, with radioactive particles, is considered. Based on the modeling of passive markers simulating radioactive contamination, the study analyzes the pathways and mechanisms of pollution transfer into the SKFZ. The research is conducted using altimetric data on geostrophic currents for the period from August 24, 2022, to August 24, 2023. The pollution transfer into the SKFZ is determined by a set of conditions related to the current development regime of the First Kuril Meander and the local vortex system with varying characteristics, both near the discharge site and at the SKFZ border. A seasonal dependence of the speed and quantity of polluted water infiltration toward the Russian Federation's shores is established. The possibility of rapid pollution advection into the SKFZ within 13 days has been discovered. This speed is due to the entrainment of contamination by the Kuril Meander and its further transport by the mesoscale vortex system to the SKFZ border. The study reveals periodicity in the influx of pollution into the SKFZ. Graphs depicting the distribution of the quantity of “dirty” markers over their release times and the arrival of polluted water at the SKFZ border have been created.

Keywords: Fukushima, radiation, contamination, tritium, South Kuril Fishing Zone, SKFZ, fisheries, altimetry, vortex advection, currents