

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 504, номер 2, 2022

---

---

## ГЕОЛОГИЯ

Новые данные о геологическом строении восточного фланга трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика)

*С. Г. Сколотнев, А. А. Пейве, А. Н. Иваненко, К. О. Добролюбова, А. Санфилиппо, М. Лиджи, С. Ю. Соколов, И. А. Веклич, Л. Петракчини, В. Баси, К. Феррандо, К. Сани, М. Биккерт, Ф. Муччини, К. Палмиотто, М. Каффари, Д. А. Кулешов, В. Н. Добролюбов, Н. А. Шкиттин, С. А. Докашенко, Е. С. Яковенко* 121

Гравитационно-инъективные микститы – новый тип отложений переноса масс

*М. Г. Леонов* 127

Поперечная (субширотная) зональность Южного Урала: причины и время возникновения

*К. С. Иванов, В. Н. Пучков* 134

---

## ГЕОХИМИЯ

Особенности фазообразования в кимберлите в восстановительных условиях при 4 ГПа и 1500°C

*Е. И. Жимулев, А. И. Чепуров, В. М. Сонин, А. А. Чепуров, Н. П. Похиленко* 140

---

## МИНЕРАЛОГИЯ

Гиббсит и бёмит в латеритизированных корках выветривания разного возраста: особенности условий нахождения и образования

*Н. М. Боева, М. А. Макарова, Е. С. Шпилова, А. Д. Слукин, С. В. Соболева, Е. А. Жегалло, Л. В. Зайцева, Н. С. Бортников* 145

---

## ВУЛКАНОЛОГИЯ

Геофизические эффекты извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г.

*В. В. Адушкин, Ю. С. Рыбнов, А. А. Спивак* 156

Опасность разрушения вулкана Беренберг (остров Ян-Майен, Норвежско-Гренландское море)

*А. О. Мазарович, С. Ю. Соколов* 163

---

## ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Пещера Лангчанг в Северном Вьетнаме – местонахождение плейстоценовых млекопитающих с *Gigantopithecus*

*А. В. Лопатин, И. В. Головачев, Н. В. Сердюк, Е. Н. Мащенко, И. А. Вислобокова, Ле Суан Дак, Фам Май Фуонг, П. Ю. Пархаев, Е. В. Сыромятникова* 168

---

## ГЕОФИЗИКА

Поверхностно-волновая томография Кольского полуострова и сопредельных территорий по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява

*А. И. Филиппова, О. А. Соловей* 177

Акустический и магнитный эффект падения болида 17.11.2021 г.  
*Ю. С. Рыбнов, С. А. Рябова, А. А. Спивак* 183

Всплески геомагнитных пульсаций и излучения ночной атмосферы,  
вызванных изменениями давления солнечного ветра в ходе магнитосферной бури  
*В. В. Мишин, Ю. Ю. Клибанова, А. В. Медведев, А. В. Михалев, Ю. В. Пенских, Р. А. Марчук* 189

---

## **СЕЙСМОЛОГИЯ**

Излучение верхней атмосферы Земли в эмиссии [OI] 557.7 нм  
в связи с Хубсугульским землетрясением 11 января 2021 года  
(юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны)  
*А. В. Ключевский, А. В. Михалев, А. В. Медведев, В. М. Демьянович* 195

---

## **ГЕОЭКОЛОГИЯ**

Изменение форм нахождения меди в поверхностных водах  
при возрастании техногенной нагрузки  
*О. Ю. Дроздова, В. В. Демин, М. А. Макарова, М. М. Карпунин, С. А. Лапицкий* 200

Кристаллохимический фактор выбора матриц РЗЭ-актинидов  
*С. В. Юдинцев, М. С. Никольский, О. И. Стефановская, Б. С. Никонов* 205

---

---

# CONTENTS

---

---

Vol. 504, no. 2, 2022

---

---

## GEOLOGY

New Bata on the Geological Structure of the Eastern Flank  
of the Charlie Gibbs Transform Fault (North Atlantic)

*S. G. Skolotnev, A. A. Peyve, A. N. Ivanenko, K. O. Dobrolyubova, A. Sanfilippo, M. Ligi, S. Yu. Sokolov,  
I. A. Veklich, L. Petracchini, V. Basch, C. Ferrando, C. Sani, M. Bickert, F. Muccini, C. Palmiotto,  
M. Cuffaro, D. A. Kuleshov, V. N. Dobrolyubov, N. A. Shkittin, S. A. Dokashenko, and E. S. Yakovenko* 121

Gravitational-Protrusive Mixtites – A New Type of Mass Transport Deposites

*M. G. Leonov* 127

Transverse (Sublatitudinal) Zonality of the Urals: Causes and Time of Occurrence

*K. S. Ivanov and V. N. Puchkov* 134

---

## GEOCHEMISTRY

The Peculiarities of Formation of Phases in Kimberlite  
under the Highly Reduced Conditions AT 4 GPA and 1500°C

*E. I. Zhimulev, A. I. Chepurov, V. M. Sonin, A. A. Chepurov, and N. P. Pokhilenko* 140

---

## MINERALOGY

Gibbsite and Boehmite in Lateritized Weathering Crusts of Different Ages:  
Features of the Conditions of Location and Formation

*N. M. Boeva, M. A. Makarova, E. S. Shipilova, A. D. Slukin, S. V. Soboleva,  
E. A. Zhegallo, L. V. Zaitseva, and N. S. Bortnikov* 145

---

## VOLCANOLOGY

Geophysical Effects of the Volcanic Eruption of Hunga-Tonga-Hunga-Haapai on January 15, 2022

*V. V. Adushkin, Yu. S. Rybnov, and A. A. Spivak* 156

The Risk of Destruction of the Berenberg Volcano (Jan Mayen Island, Norwegian-Greenland Sea)

*A. O. Mazarovich and S. Yu. Sokolov* 163

---

## PALEONTOLOGY

Lang trang Cave (Northern Vietnam): Pleistocene Mammalian Locality with Gigantopithecus Finds

*A. V. Lopatin, I. V. Golovachev, N. V. Serdyuk, E. N. Maschenko, I. A. Vislobokova, Le Xuan Duc,  
Pham Mai Phuong, P. Yu. Parkhaev, and E. V. Syromyatnikova* 168

---

## GEOPHYSICS

Surface Wave Tomography of the Kola Peninsula and Adjacent Areas  
from Rayleigh and Love Wave Group Velocity Dispersion Data

*A. I. Filippova and O. A. Solovey* 177

Acoustic and magnetic effect of a falling bolide on november 17, 2021  
*Yu. S. Rybnov, S. A. Riabova, and A. A. Spivak* 183

Bursts of Geomagnetic Pulsations and Glow in the Night Atmosphere  
Caused by Solar Wind Pressure Changes during a Magnetospheric Storm  
*V. V. Mishin, Yu. Yu. Klibanova, A. V. Medvedev, A. V. Mikhalev, Yu. V. Penskikh, and R. A. Marchuk* 189

---

## SEISMOLOGY

The Earth's Upper Atmosphere Radiation in the Emission [OI] 557.7 nm in Connection  
with the Hovsgöl Earthquake of January 11, 2021 (Southwestern Flange of the Baikal rift Zone)  
*A. V. Klyuchevskii, A. V. Mikhalev, A. V. Medvedev, and V. M. Dem'yanovich* 195

---

## GEOECOLOGY

The Changes in the Forms of Copper in Surface Waters with Increasing Technogenic Load  
*O. Yu. Drozdova, V. V. Demin, M. A. Makarova, M. M. Karpukhin, and S. A. Lapitskiy* 200

Crystal-Chemical Factor in Choice of Matrices for Ree-Actinides  
*S. V. Yudintsev, M. S. Nickolsky, O. I. Stefanovsky, and B. S. Nikonov* 205

---

---

УДК 551.242

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2022 г. С. Г. Сколотнев<sup>1,\*</sup>, А. А. Пейве<sup>1</sup>, А. Н. Иваненко<sup>2</sup>, К. О. Добролюбова<sup>1</sup>, А. Санфилиппо<sup>3</sup>, М. Лиджи<sup>4</sup>, С. Ю. Соколов<sup>1</sup>, И. А. Веклич<sup>2</sup>, Л. Петракчини<sup>4</sup>, В. Басш<sup>3</sup>, К. Феррандо<sup>3</sup>, К. Сани<sup>3</sup>, М. Биккерт<sup>5</sup>, Ф. Муччини<sup>4</sup>, К. Палмиотто<sup>4</sup>, М. Каффаро<sup>4</sup>, Д. А. Кулешов<sup>6</sup>, В. Н. Добролюбов<sup>1</sup>, Н. А. Шкиттин<sup>1</sup>, С. А. Докашенко<sup>7</sup>, Е. С. Яковенко<sup>7</sup>

Представил академик РАН К. Е. Дегтярев 17.01.2022 г.

Поступило 17.01.2022 г.

После доработки 27.01.2022 г.

Принято к публикации 17.02.2022 г.

Рассмотрено геологическое строение крупной вулканической постройки, находящейся на восточном фланге крупного трансформного разлома Чарли Гиббс в Северной Атлантике в районе подводного поднятия Восточное Туле. Показано, что вулканическая постройка сформировалась вблизи осевой зоны САХ в интервале 64–67 млн лет. В дальнейшем ее вершинная часть была разрушена волновой абразией, а затем погрузилась вместе с океанической частью плиты на 2500 м. Сделан вывод о том, что вулканизм в рифтовой впадине Роколл оказывал влияние на более южный район, который уже являлся океаническим бассейном и был отделен от данной впадины трансформным разломом Чарли Гиббс.

*Ключевые слова:* Северная Атлантика, разлом Чарли Гиббс, поднятие Восточное Туле, внутриплитный вулканизм, плато Роколл, плюм

**DOI:** 10.31857/S2686739722060147

Одной из задач 53-го рейса НИС “Академик Сергей Вавилов”, состоявшегося осенью 2021 г., было изучение внутриплитных процессов в Северной Атлантике. Эти процессы, как правило, сопряжены с подъемом плюмов глубинной мантии, порождающим внутриплитный вулканизм, что приводит к формированию на поверхности океанического дна отдельных вулканических гор,

их цепей, а также вулкано-тектонических поднятий. Исландский и Азорский — это наиболее крупные плюмы в Северной Атлантике. Первый из них расположен под осевой зоной спрединга Срединно-Атлантического хребта (САХ), второй находится вблизи нее [1]. Между этими двумя плюмами на восточном фланге САХ отмечается ряд более мелких плюмов, функционирование которых привело к образованию Азоро-Бискайского поднятия и вулканических гор вблизи трога Кинг. На восточном фланге крупного трансформного разлома Чарли Гиббс в Северной Атлантике находится подводное поднятие Восточное Туле [2]. Симметрично этому поднятию на западном фланге САХ располагается поднятие Западное Туле, что дает основание полагать, что в геологическом прошлом эти два поднятия были единой структурой, сформировавшейся в осевой зоне спрединга САХ в результате подосевого поднятия плюма глубинной мантии [3]. Возраст этого поднятия оценивается в 54–46 млн лет (эоцен), а вулканическая активность в его пределах продолжалась около 8 млн лет [3]. Образование поднятия Туле связывается с горячей точкой Милна, которая существовала под осевой частью САХ с

<sup>1</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширинова Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Отдел наук о Земле и окружающей среде, Университет Павия, Италия, 27100, Павия, Виа Феррата 1

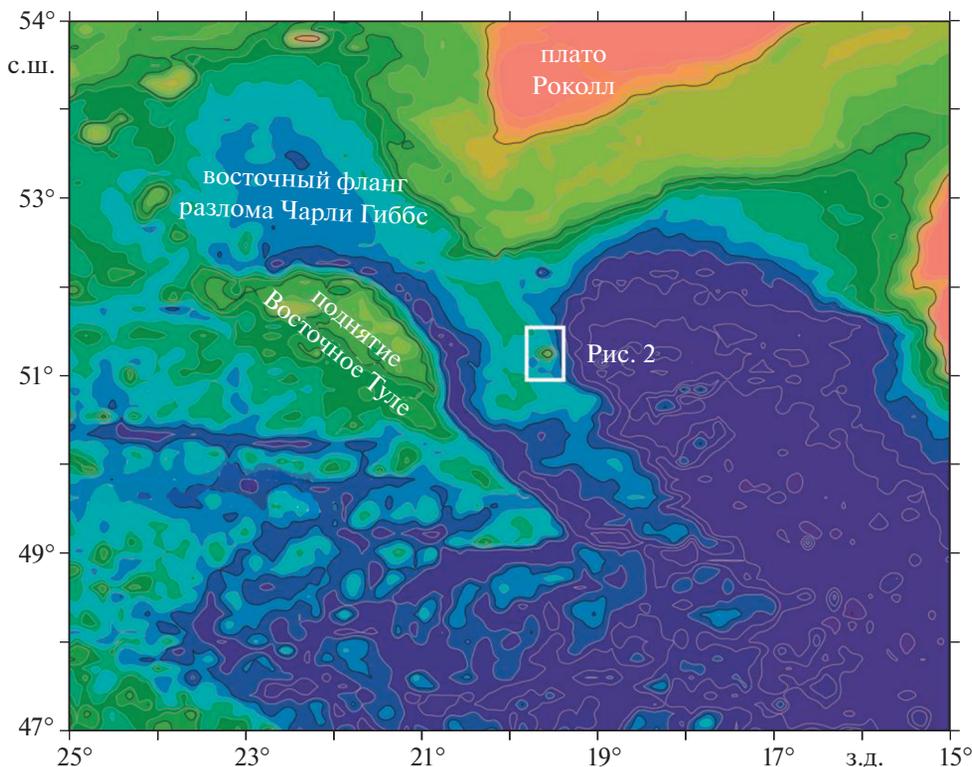
<sup>4</sup>Институт морских исследований — CNR, Италия, 40129, Болонья, Виа Гобетти 101

<sup>5</sup>Университет Модена, Италия, 41121, Модена, Виа Уневерсита, 4

<sup>6</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>7</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: sg\_skol@mail.ru



**Рис. 1.** Карта рельефа района восточного фланга разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика). Белым прямоугольником показано положение рис. 2.

76 млн лет и мигрировала вдоль САХ как к югу, так и к северу [4].

В 50-м рейсе нис “Академик Николай Стрехов” в районе поднятия Восточное Туле была обнаружена и подтверждена батиметрической съемкой крупная подводная гора с центром  $51^{\circ}15' \text{ с.ш.}, 19^{\circ}35' \text{ з.д.}$  (в дальнейшем гора 51-19). Она располагается на приподнятой линейной структуре, отходящей в юго-восточном направлении от поднятия, объединяющего плато Роколл и впадину Роколл, которая прослеживается под осадками на сейсмических профилях [5]. Эта структура протягивается параллельно поднятию Восточное Туле и отделена от него узкой глубокой депрессией (рис. 1).

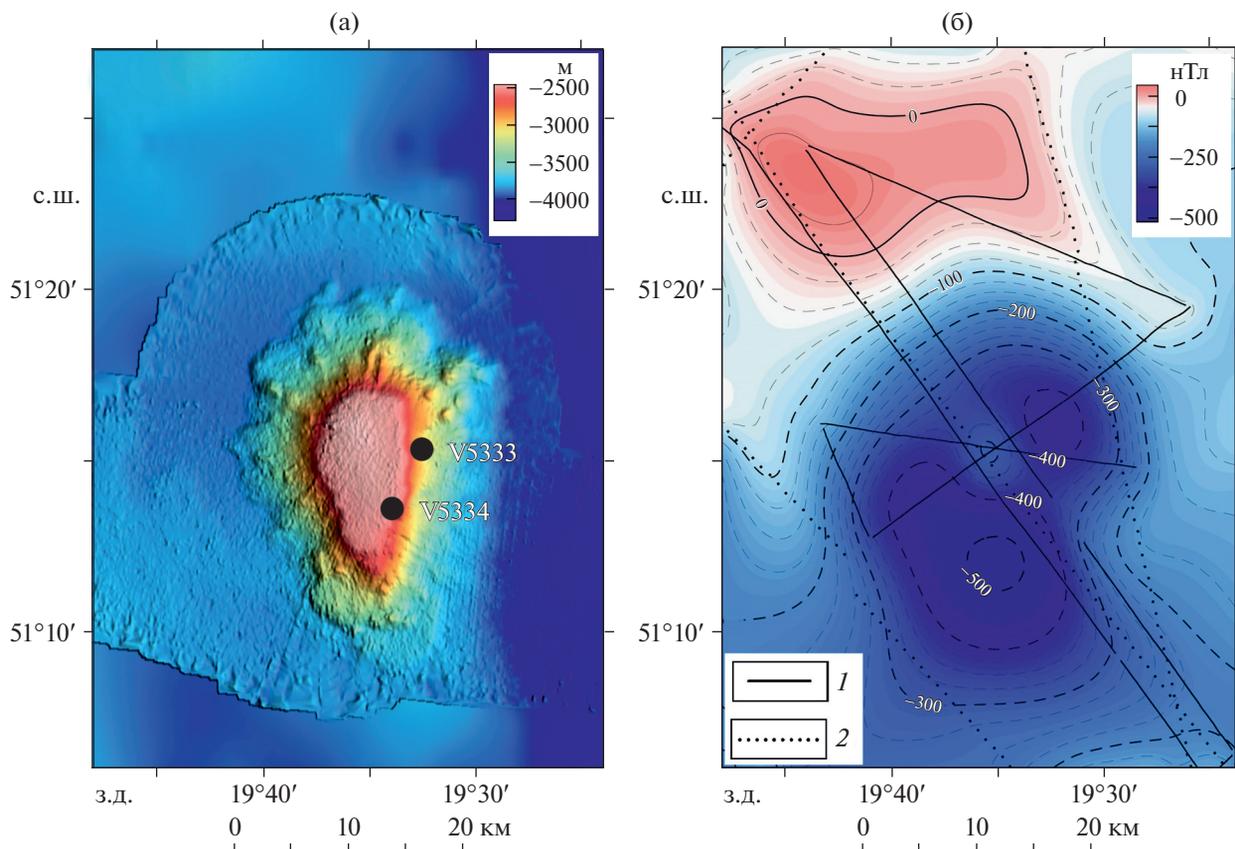
Во впадине Роколл имеются погруженные поздне меловые вулканические хребты Барра [5]. В настоящее время трудно однозначно сказать, является ли данное поднятие юго-западным продолжением хребтов Барра или оно относится к поднятию Восточное Туле, когда-то разделенному на две части глубокой депрессией.

На основе батиметрической съемки с помощью многолучевого эхолота RESON SEABAT-7150 была построена среднемасштабная батиметрическая карта горы 51-19 (рис. 2а). В 53-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов” в этом районе были

проведены магнитная съемка с использованием магнитометра SeaSpray (рис. 2б) и драгирование.

Гора 51-19 имеет форму, близкую к усеченному конусу, слегка вытянутому в меридиональном направлении. Она возвышается над уровнем дна на 1500 м, поднимаясь с глубины 4000 м. Ее плоская вершина располагается на глубине 2500 м. Диаметр ее основания около 18 км, а размер плоской вершинной части (с севера на юг) — 8 км. Склоны горы осложнены мелкими конусовидными горами диаметром до 1.5 км и высотой от 100 до 200 м, особенно их много на северо-восточном склоне горы. Таким образом, морфология горы свидетельствует о том, что это вулканическая постройка, которая ранее выступала над уровнем моря. Ее вершинная часть была размыва волновой абразией на уровне поверхности моря и указывает на этап разрушения потухшего вулкана, до того, как образовавшийся гайот стал опускаться вместе с опусканием океанического дна. Мелкие конусовидные горки являются побочными вулканическими постройками.

По результатам магнитной съемки была построена карта аномального магнитного поля горы 51-19 с использованием данных геофизической базы Geodas [6]. Горе соответствует обширная однополярная отрицательная аномалия с максимальной амплитудой около  $-550 \text{ нТл}$ . Как и сама



**Рис. 2.** Карта рельефа (а) и карта аномального магнитного поля (б) в районе горы 51-19. Черные кружки на (а) – положение станций драгирования. На (б): 1 – магнитные профили 53-го рейса НИС “Академик Сергей Вавилов”; 2 – магнитные профили из геофизической базы GEODAS [6].

гора, аномалия слегка вытянута в меридиональном направлении. В структуре аномалии четко выделяются два локальных отрицательных экстремума –550 и –450 нТл, разделенных зоной повышенных значений поля. Менее интенсивный северо-восточный экстремум в плане соответствует склону горы, где имеет место концентрация побочных вулканов. Таким образом, очевидно, что рассматриваемая вулканическая постройка образовалась в одну из эпох существования обратной полярности магнитного поля Земли. Непосредственно к северу от горы 51-19 выделяется положительная аномалия около +50 нТл, которая, по-видимому, связана с другими источниками аномального поля.

В процессе экспресс-обработки данных по схеме, предлагаемой в [7], установлено, что аномалию от горы 51-19 можно аппроксимировать набором двух дипольных источников. Первый расположен в ее южной части на глубине свыше 8 км (4 км ниже дна). Полученные подобным образом оценки для конических и цилиндрических тел дают глубину, близкую к их основанию, т.е. нижней кромке. Второй источник расположен в северо-восточной части горы. Глубина до него

3.3 км, что соответствует северо-восточному склону постройки. Это свидетельствует в пользу того, что этот источник генетически связан с концентрацией в этой части горы упомянутых выше небольших конусообразных вулканических построек. Исходя из проделанных расчетов, можно ожидать, что под горой располагается застывшая магматическая камера, простирающаяся до глубины 4 км.

Основываясь на глобальной гравитационной модели Земли с разрешением 2 угловых минуты, представленной в работе [8], для горы 51-19 и ее окрестностей была построена карта остаточных аномалий Буге (исключен билинейный тренд) (рис. 3).

Эти аномалии формируют в данном районе знакопеременную, квазикольцевую, концентрическую структуру. Центральная гравитационная отрицательная аномалия округлой формы совпадает с самой горой и, соответственно, ее появление обусловлено повышенной мощностью коры в районе горы, сформированной в ходе вулканической активности. Эта аномалия окружена полукольцом положительных локальных остаточных аномалий, что указывает на уменьшенную мощ-

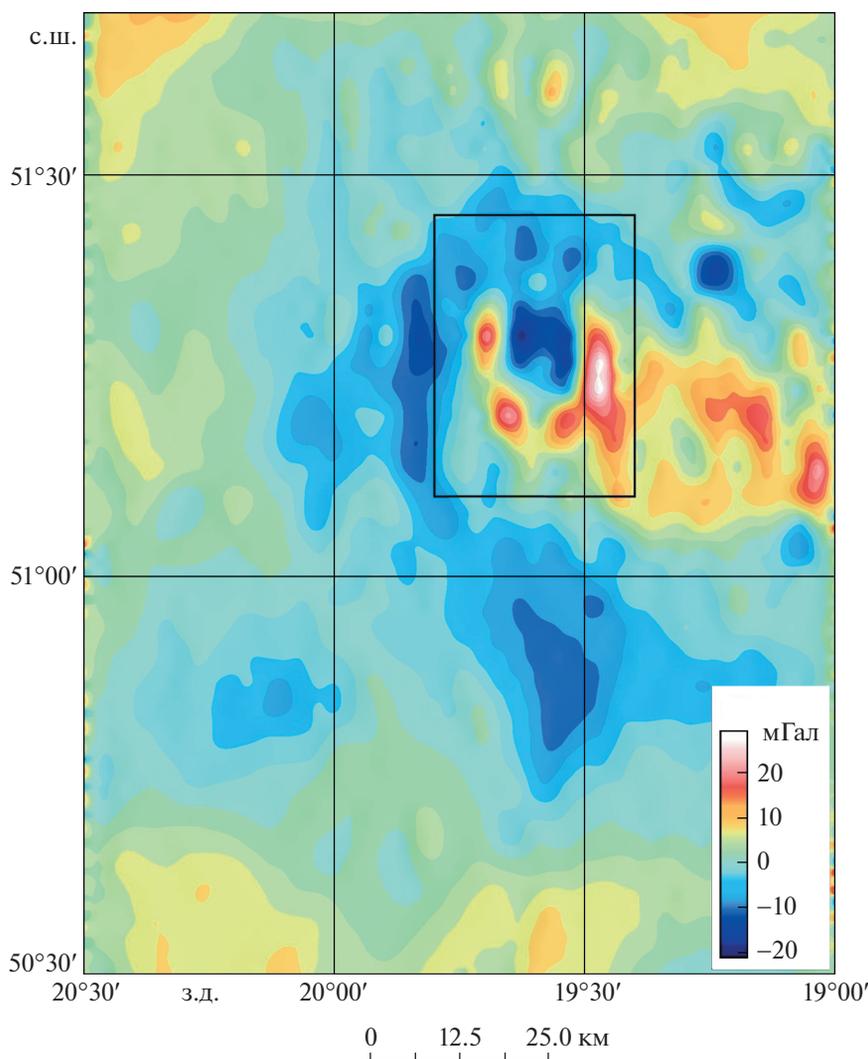


Рис. 3. Карта остаточных аномалий силы тяжести в редукции Буге [8]. Прямоугольником околнурена область рис. 2.

ность коры вокруг вулканической постройки. Скорее всего, уменьшение мощности коры по периферии вулкана связано с прогибом литосферы из-за литостатической нагрузки. В свою очередь, это говорит о формировании вулкана на достаточно тонкой литосфере, возможно, вблизи осевой зоны САХ.

В верхней части восточного склона горы 51-19 были сделаны две станции драгирования: V5333 (51.25° с.ш., 19.55° з.д. в интервале глубин 3150–2600 м) и V5334 (51.24° с.ш., 19.54° з.д. в интервале глубин 2680–2630 м) (см. рис. 2а). Результаты драгировок подтвердили вулканическую природу горы. Наряду с породами, являющимися продуктами ледового разноса, подняты базальты, среди которых выделяются афировые и порфиоровые разности (до 10–15% вкрапленников). В последних преобладают вкрапленники плагиоклаза, но также встречаются оливин и клинопироксен.

Есть пористые разности афировых базальтов. Округлые пустые поры размером от 0.5 до 7 мм составляют 20–25% объема породы. Очевидно, что сильно пористые базальты сформировались либо в мелководных условиях, либо выше уровня моря.

Таким образом, исследованная гора 51-19, являющаяся гайотом, сформировалась в результате мощного импульса вулканической активности. Сформировавшийся вулкан выступал над уровнем моря. Перестав быть активным, он дрейфовал вместе с Евразийской плитой в восточном направлении, погружаясь вместе с океанической частью плиты. Когда его вершинная часть достигла уровня поверхности моря, она под абразионным действием волн была срезана. В соответствии с глубинным уровнем плоской поверхности горы (2500 м) и с учетом скорости опускания океанического дна со скоростью около 0.04 мм/год согласно [9], полностью гора 51-19 оказалась ни-

же уровня моря около 62.5 млн лет назад. Следовательно, возникла она в еще более раннее время. Принимая во внимание, что гора 51-19 находится между полосовыми магнитными аномалиями 25 и 31 [10], она могла образоваться в соответствии с магнитостратиграфической шкалой [11] в интервале 64–70 млн лет. Поскольку над горой находится отрицательная магнитная аномалия, этот интервал можно сузить до 64–67 млн лет (поздний мел) – времени обратной магнитной полярности [11]. Этот возраст свидетельствует о том, что вулкан формировался вблизи осевой зоны САХ, что хорошо согласуется с приведенными выше данными об аномалиях Буге над горой, которые говорят об относительно тонкой литосфере под горой во время ее образования.

Эта расчетная возрастная оценка вулканической активности ближе ко времени образования вулканических хребтов Барра, возраст которых в соответствии с [5] – поздний мел. Следовательно, можно ожидать, что вулканизм в рифтовой впадине Роколл оказывал влияние на более южный район, который уже являлся океаническим бассейном и был отделен от нее трансформным разломом Чарли Гиббс.

Таким образом, проведенные исследования показали, что подводная гора 51-19, расположенная у восточного окончания разлома Чарли Гиббс, является гайотом, образовавшимся при разрушении под действием волн верхней части вулкана, сложенного базальтами, возникшего около 64–67 млн лет вблизи осевой зоны спрединга САХ. Скорее всего, данный палеовулкан является продуктом позднемеловой вулканической активности, имевшей место в данном регионе и приведшей к образованию вулканических хребтов Барра во впадине Роколл.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в Геологическом институте РАН за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00036.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A., Masters G.A.* Catalogue of Deep Mantle Plumes: New Results from Finite-frequency Tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 11. P. 1–69.
2. *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO).* Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv. 2004.
3. *Louden K.E., Tucholke B.E., Oakey G.N.* Regional Anomalies of Sediment Thickness, Basement Depth and Isostatic Crustal Thickness in the North Atlantic Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224. P. 193–211.
4. *Whitmarsh R.B., Ginzburg A., Searle R.C.* The Structure and Origin of the Azores-Biscay Rise, North-east Atlantic Ocean // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1982. V. 70. P. 79–107.
5. *Scrutton R.A., Bentley P.A.D.* Major Cretaceous Volcanic Province in Southern Rockall Trough // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 91. P. 198–204.
6. *National Centers for Environmental Information (NCEI).* <https://www.ngdc.noaa.gov/>.
7. *Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В.* Аномальное магнитное поле ΔТа экваториальной части Индийского океана (съёмка на полигонах) // *Вестник КРАУНЦ* 2020. № 1. Вып. 45. С. 17–37.
8. *Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M.* World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World, UNESCO, Paris, France, 2012.
9. *Slater J.G., Anderson R.N., Bell M.L.* Elevation of Ridges and Evolution of the Central Eastern Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 7888–7915.
10. *Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана // Удинцев Г.Б. (гл. ред.) МОК (ЮНЕСКО), МИНГЕО СССР, АН СССР, ГУГК СССР. Москва. 1989–1990. 158 с.*
11. *Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M., Pitman W.C., Le Pichon X.* Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals and Motions of the Ocean Floor and Continents // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. № 6. P. 2119–2136.

## NEW DATA ON THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE EASTERN FLANK OF THE CHARLIE GIBBS TRANSFORM FAULT (NORTH ATLANTIC)

S. G. Skolotnev<sup>a, #</sup>, A. A. Peyve<sup>a</sup>, A. N. Ivanenko<sup>b</sup>, K. O. Dobrolyubova<sup>a</sup>, A. Sanfilippo<sup>c</sup>, M. Ligi<sup>d</sup>, S. Yu. Sokolov<sup>a</sup>, I. A. Veklich<sup>b</sup>, L. Petracchini<sup>d</sup>, V. Basch<sup>c</sup>, C. Ferrando<sup>c</sup>, C. Sani<sup>c</sup>, M. Bickert<sup>e</sup>, F. Muccini<sup>d</sup>, C. Palmiotto<sup>d</sup>, M. Cuffaro<sup>d</sup>, D. A. Kuleshov<sup>f</sup>, V. N. Dobrolyubov<sup>a</sup>, N. A. Shkittin<sup>a</sup>, S. A. Dokashenko<sup>g</sup>, and E. S. Yakovenko<sup>g</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Dipartimento di Scienze della Terra e dell’Ambiente, Universita’ di Pavia, Italy, 27100, Pavia, via Ferrata 1*

<sup>d</sup>*Istituto di Scienze Marine – CNR, Bologna, Italy, 40129, Bologna, via Gobetti 101*

<sup>e</sup>*University of Modena, Italy, 41121, Modena, Via Universita 4*

<sup>f</sup>*Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>g</sup>*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: sg\_skol@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev January 17, 2022

The article discusses geological structure of a large volcanic edifice located on the eastern flank of the Charlie Gibbs fracture zone (FZ) in the North Atlantic in the region of the Eastern Thule submarine rise. It is shown that the volcanic edifice was formed near the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge in the age interval of 64–67 Ma. Subsequently, its summit part was destroyed by wave abrasion, and then sank along with the oceanic part of the plate to 2500 m. It was concluded that volcanism in the Rockall Rift Basin influenced more southern region, which was already an oceanic basin and was divided by the Charlie Gibbs FZ.

*Keywords:* North Atlantic, Charlie Gibbs FZ, Eastern Thule Rise, intraplate volcanism, Rockall Plateau, plume

УДК 551.243 (575)

## ГРАВИТАЦИОННО-ИНЪЕКТИВНЫЕ МИКСТИТЫ – НОВЫЙ ТИП ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРЕНОСА МАСС

© 2022 г. М. Г. Леонов<sup>1,\*</sup>

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 09.02.2022 г.

Поступило 09.02.2022 г.

После доработки 17.02.2022 г.

Принято к публикации 21.02.2022 г.

Проведен аналоговый эксперимент, отражающий динамику плотностных гравитационных потоков и механизм их захоронения в разрезе осадочного чехла. В результате выявлена ранее не диагностируемая разновидность отложений переноса масс – гравитационно-инъективные микститы, формирование которых связано с механическим внедрением материала плотностных потоков внутрь осадочного чехла.

*Ключевые слова:* микститы, плотностные потоки, осадочный чехол, аналоговый эксперимент

**DOI:** 10.31857/S2686739722060093

Среди слоистых и стратифицированных отложений палеобассейнов известны пластообразные и линзовидные тела хаотических глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий, мусорных терригенных пород, известных как олигостромы, гравитационные и тектоно-гравитационные микститы, осадочные меланжи [6, 7, 10, 15]. Их мощность от первых метров до сотен метров, протяженность – от десятков метров до километра и более. Природа этих образований различна, но неперенным фактором является гравитационное обрушение (или оползание) пород на бортах осадочного бассейна и захоронение обвально-оползневых масс среди фоновых бассейновых отложений. Границы таких тел с подстилающими осадками обычно эрозионные, с признаками механического воздействия и выпаживания подстилающих осадков. Контакты с перекрывающими толщами – седиментационные, с “обтеканием” тел пластами фоновых отложений, отмечается наличие отторженцев фоновых отложений в составе грубой фракции микститов. Для современных подводнооползневых образований также свойственны сходные признаки [1, 4]: смятые в складки пласты внутри недислоцированных отложений, внутриформационные плоскости скольжения; складки волоочения, смещение контуров фациальных зон, нарушение внутренней структуры, захват фрагментов фоновых отложений.

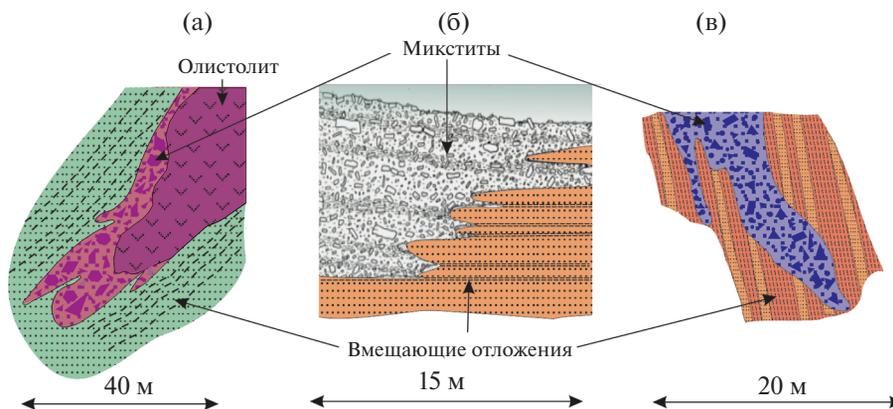
Однако в ряде случаев, как можно видеть на рис. 1 [7, 10, 17], картина существенно иная. В зоне соприкосновения тел микститов с фоновыми отложениями признаки механического воздействия обвально-оползневых тел на фоновые осадки отсутствуют. Отсутствуют также плоскости скольжения на границе этих тел и подстилающих фоновых отложений, и следы внутреннего перемещения осадочного материала. Состав обломков в микститах полностью аллохтонный и не содержит отторженцев вмещающих микститы пород. В то же время наблюдается торцовое примыкание слоистых отложений к телам микститов. Механизм формирования таких тел неясен, однако интуитивно можно предположить, что подобная картина может возникнуть, в частности, при внедрении одной вязкой субстанции (тело микстита) в другую (фоновые осадки) до их литификации. Рассмотрению этого вопроса и посвящена данная статья.

В современных водоемах развиты аналогичные палеомикститам “отложения переноса масс” (mass transport deposits) (ОПМ): фаны, дебрисовые и турбидные потоки, подводные оползни. Знания о них основаны на изучении современных процессов седиментации [1, 5, 6, 8, 13, 14, 16, 18], анализе динамики потоков дискретных сред (зерновых потоков, снежных лавин) [3, 9, 11], результатах аналогового и расчетного моделирования [2, 4, 11, 19, 20].

Образование ОПМ связано с развитием гравитационных водно-каменных потоков на склонах осадочных бассейнов и отложением материала у подножия склона и на прилегающих участках дна

<sup>1</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: mgleonov@yandex.ru



**Рис. 1.** “Нетипичные” микститы. Примеры заимствованы из [7]: (а) офиолитокластовый микстит, сложенный обломками и глыбами серпентинитов, в сенонском флише Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа (по [10]); (б) терригеннокластовый микстит в плиоценовых молассовых отложениях зоны Молизе, Италия (по [17]); (в) терригеннокластовый микстит, сложенный обломками верхнеюрских песчаников и глинистых сланцев, в верхнеэоценовых флишевых отложениях Южного склона Большого Кавказа (по [7]).

бассейна [1, 5, 6, 8, 15, 16, 18]. В зависимости от размера обломочных фрагментов и степени насыщения ими тела потоков различают потоки: дебрисовые (debris-flow), состоящие из разноразмерных обломков и глыб, зерновые (grain-flows), сложенные относительно отсортированным обломочным материалом, турбидные (turbidity currents), образованные взвесью песчано-глинистого материала. Различия между ними весьма условны, и они могут составлять части единого потока.

Основным физическим параметром водно-каменных гравитационных потоков является удельная плотность, что и определило их название – “плотностные потоки”. По данным [4, 5, 8], плотность турбидных потоков (15–60% твердых частиц) составляет  $1050\text{--}2000\text{ кг/м}^3$ , подводных оползней и селей (70–90% твердых частиц) –  $1500\text{--}2400\text{ кг/м}^3$ , нелитифицированных песчано-глинистых отложений – порядка  $1300\text{--}1500\text{ кг/м}^3$ . Эти значения превышают значения плотности пресной ( $1000\text{ кг/м}^3$ ) и морской ( $1020\text{--}1030\text{ кг/м}^3$ ) воды. Скорость потоков может варьировать от 20–30 до 100–150 км/час. Имея значительную массу, плотность и скорость, потоки, согласно известной зависимости  $E_k = mv^2/2$ , обладают значительной кинетической энергией, реализуемой в масштабном продвижении потоков в область глубоководных равнин, разрыве подводных кабелей, выпахивании подводных каньонов, формировании валов нагнетания, инициации цунами и пр.

Плотностной поток – это двухфазная дисперсная среда, которой свойственны связанная и несвязанная формы движения. В первом случае силы взаимодействия удерживают частицы в покое относительно друг друга (градиент скоростей частиц = 0), поток движется как условно единое те-

ло. Во втором – межзерновые связи ослаблены, градиент скоростей гранул  $>0$ . Возникает “внутрипотоковое” течение. Обе формы могут сосуществовать в едином потоке. В аналоговых и численных моделях [4, 19] показана возможность “самоускорения” (self accelerating) плотностных потоков, за счет чего их энергия возрастает. В нижней части потока в результате гравитационного осаждения увеличивается объем включений, соответственно возрастают скатывающая сила и скорость потока [4, 13]. Во фронтальной части потока утяжеленная нижняя часть опережает основную массу и выдвигается вперед в виде языка, обладающего значительной кинетической энергией. Эти данные соотносимы с данными [11], где показано, что движущаяся масса наибольшую  $E_k$  приобретает в области перегиба склона, оказывая в подошве потока “подрезающее” действие.

В водно-каменных потоках прочность на разрыв на контакте твердых фрагментов значительно меньше их внутренней прочности, что является определяющим свойством гранулированных сред, для которых, в частности, характерны [9, 12] сверхтекучесть и исчезновение структурных признаков течения среды после остановки потока. В процессе движения дебрисового потока происходит хаотическое соударение частиц, что может быть приравнено к явлению вибрации. Гранулярная структура и режим “вибрации” придают дебрисным потокам свойства вязкой жидкости (работы И.И. Блехмана и В.З. Партона и др.).

По умолчанию принимается, что тела ОПМ формируются на поверхности дна и перекрываются более молодыми осадками [5, 8, 13, 16]. Однако, учитывая слабую связность донных отложений и высокую энергию ОПМ, допустимо предположение (см. выше), что плотностные потоки могут механически внедряться в податливые сла-

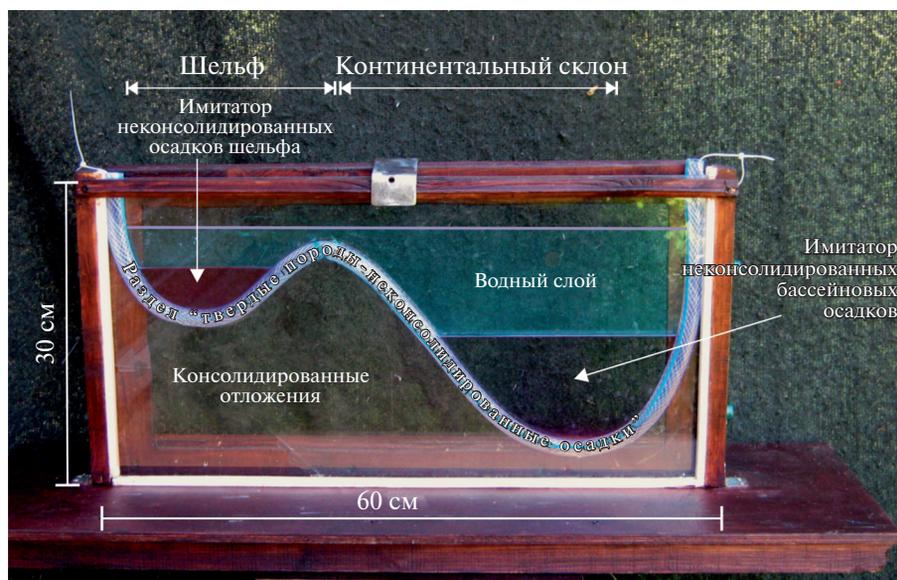


Рис. 2. Установка для проведения эксперимента. Описание в тексте.

босцементированные донные осадки, прежде всего по градиентным плотностным границам отложений различного состава и степени литификации. Выше приведенные сведения об ОПМ не противоречат этому варианту, однако данных о таком механизме в литературе не встречено. В связи с этим для верификации сделанного предположения был осуществлен аналоговый эксперимент.

Установка для проведения экспериментов (рис. 2) представляет собой плоский прозрачный сосуд ( $60 \times 40 \times 1.5$  см), разделенный водонепроницаемой виниловой трубкой на два полупространства: нижнее соответствует слою литифицированных отложений, верхнее — водному слою бассейна и толще вязко-текучих нелитифицированных осадков.

Проведена серия опытов, в которых в качестве «поточных субстанций» в различных комбинациях использованы жидкости и суспензии с разной плотностью. Правомерность такого подхода основана на следующих положениях: плотностные потоки возникают в водной среде и представляют собой водные суспензии; плотность является параметром, во многом определяющим динамику гравитационных потоков; существуют проверенные численными расчетами аналоговые модели плотностных потоков с использованием водно-твердофазной суспензии [2, 4].

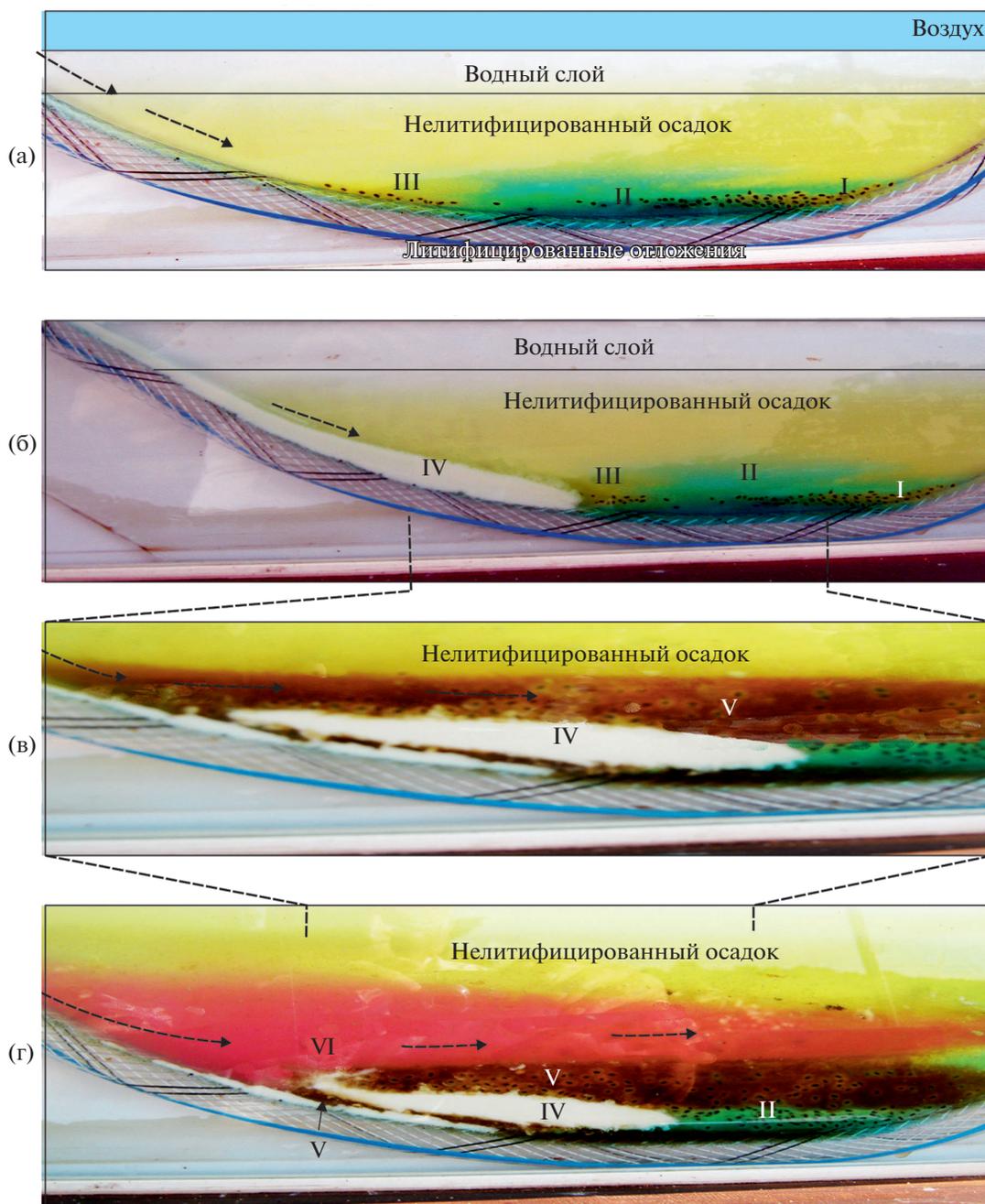
Имитаторами осадочных слоев служили подкрашенные жидкости различной плотности (водно-соляно-глицерино-полимерные растворы). Плотностные потоки имитировались подкрашенными суспензиями различного состава и плотности. Суспензии порциями выплескива-

лись с шельфа на склон, образуя плотностные потоки. Результаты экспериментов приведены на фотографиях, сделанных в процессе эксперимента, с последующей прорисовкой формы, взаимоотношения и значений плотности фоновых субстанций и плотностных потоков (рис. 3, 4, 5).

*Вариант 1* (рис. 3). Отражает последовательное поступление плотностных потоков (суспензий различной плотности) в бассейн, частично заполненный имитатором нелитифицированного осадка.

Нелитифицированные осадки (светло-желтый цвет) имитировались раствором сока манго с загустителем E418 (интегральная плотность  $1040 \text{ кг/м}^3$ ). В последующем в бассейн последовательно (а, б, в, г) вливались суспензионные потоки различной плотности: I (желтый) — суспензия: жидкая фаза — сок манго+загуститель E418+ глицерин, твердая фаза — семена базилика, плотность  $1050 \text{ кг/м}^3$ ; II (синий) — суспензия: жидкая фаза — сок-микст+загуститель E418+глицерин, плотность  $1040 \text{ кг/м}^3$ ; III (желтый) — суспензия: жидкая фаза — сок манго + загуститель E418+ глицерин, твердая фаза — семена базилика, плотность  $1050 \text{ кг/м}^3$ ; IV (белый) — кефир, плотность  $1100 \text{ кг/м}^3$ ; V (коричневый) — суспензия: жидкая фаза — водно-полимерный раствор + сок-микст + загуститель E418 + глицерин, твердая фаза (30% объема) — семена базилика, плотность  $1150\text{--}1170 \text{ кг/м}^3$ ; VI (фиолетово-красный) — суспензия: подкрашенный фукурсином водно-соляной раствор + глицерин, (плотность  $1100 \text{ кг/м}^3$ ).

*Вариант 2* (рис. 4). Поступление плотностного потока в бассейн, частично заполненный смесью водно-полимерного раствора, поваренной со-



**Рис. 3.** Модель поведения серии плотных потоков в бассейне седиментации. а–г – стадии процесса; I–VI – порядок поступления плотных потоков и формирования дискретных тел отложений переноса масс. Состав и параметры потоковых субстанций в тексте.

ли и глицерина, имеющими различную плотность (значения показаны на рис. 3) и имитирующими слоистую структуру осадочного чехла. Плотностной поток представлен суспензией, состоящей из жидкой фазы (сок манго, загуститель E418, глицерин) и твердой фазы (семена базилика).

*Вариант 3* (рис. 5) Поступление плотностного потока в бассейн, частично заполненный водно-

полимерной жидкостью (морилка + глицерин) – имитатором отложений осадочного чехла.

Плотностной поток в этом варианте представлен суспензией, состоящий из жидкой фазы (сок манго, загуститель E418, глицерин) с плотностью  $1200 \text{ кг/м}^3$  и твердой фазы (семена базилика).

Проведенная серия экспериментов выявила некоторые особенности динамики плотностных



Рис. 4. Модель внедрения плотностного потока в неконсолидированные донные осадки. 1–4 – слои осадочных нелитифицированных отложений осадочного чехла.

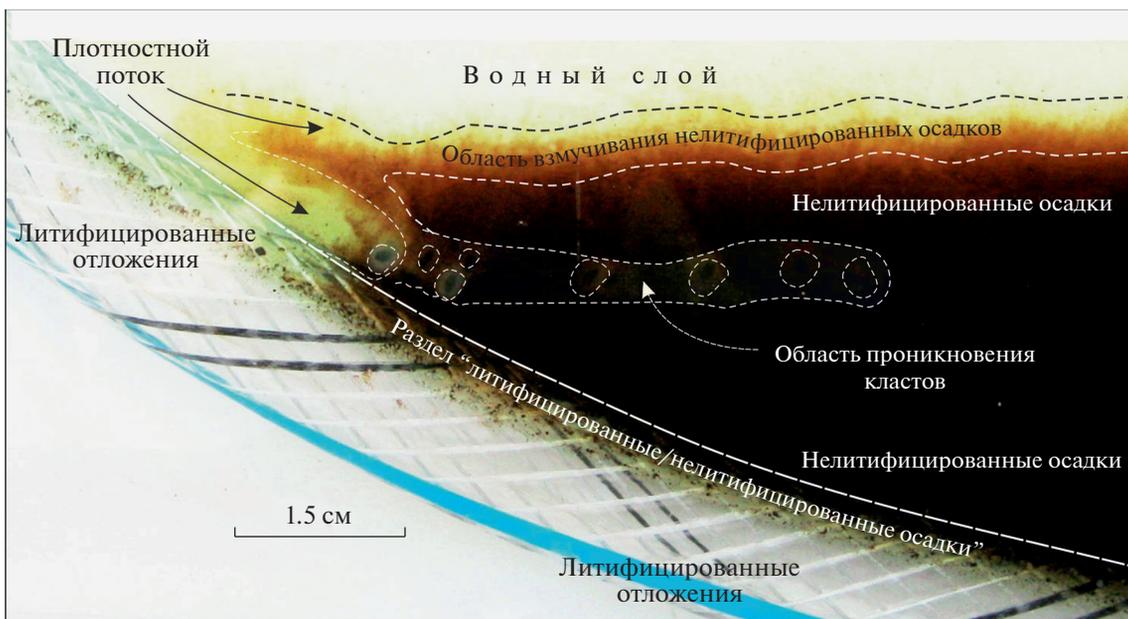


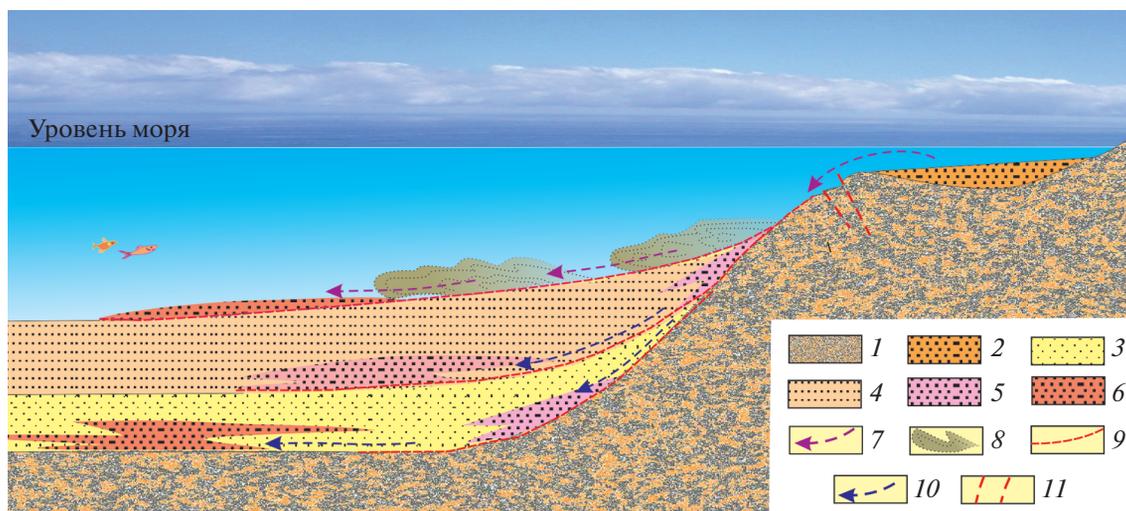
Рис. 5. Модель внедрения плотностного потока в неконсолидированные донные осадки (вариант 3). Состав и параметры потоковых субстанций в тексте.

потоков в условиях их гравитационного скольжения по наклонной плоскости и наличия расслоенных по плотности вязко-текучих сред.

Как показал опыт, при определенных, эмпирически подобранных углах наклона поверхности склона и плотностных параметрах, близких к природным, плотностные потоки могут проникать внутрь неконсолидированных осадков, раздвигая их и формируя бескорневые изолированные тела. Внедрение потоков осуществляется по

границам слоев разной плотности, наиболее часто – вдоль плоскости контакта “литифицированных отложений” и “нелитифицированных осадков”. Плотностные потоки проникают также по контактам исходного неконсолидированного осадка и заключенных в нем ранее возникших потоковых тел, в отдельных случаях расслаивали их.

Наблюдается концентрация грубых кластов в нижней части потока, их опережающее движение и активное проникновение в фоновые субстан-



**Рис. 6.** Принципиальная схема формирования гравитационно-инъективных микститов. 1 – консолидированные отложения; 2 – неконсолидированные осадки шельфа; 3–4 – неконсолидированные бассейновые осадки разного состава или различной степени литификации; 5–6 – отложения переноса масс: 5 – гравитационно-инъективные, 6 – гравитационные; 7 – направление движения плотностных потоков по дну бассейна; 8 – водно-каменные и турбидные потоки; 9 – поверхности скольжения потоков; 10 – направление движения плотностных потоков внутри неконсолидированных бассейновых отложений; 11 – разломы.

ции, что, как было показано выше, свойственно и природным плотностным потокам. При этом происходит расслоение плотностного потока на две “струи”: тонкозернистую (без кластов) и грубозернистую (с кластами). Кластические включения в движении опережают основной поток и внедряются в неконсолидированный осадок.

Таким образом, наличие своеобразных палеомикститов, анализ полевых и экспериментальных данных по динамике ОПМ и результаты проведенного аналогового эксперимента подтверждают возможность механического внедрения (инъектирования) вещества плотностных потоков внутрь осадочного чехла. Эти данные позволяют выделить новый, не диагностируемый ранее морфогенетический тип отложений переноса масс – гравитационно-инъективные микститы, принципиальная схема формирования которых представлена на рис. 6.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено по теме госзадания учреждения ФГБУН Геологического института РАН № 0135-2019-0047.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Есина Л.А., Евсюков Ю.Д., Хворощ А.Б. Оползневые процессы на материковом склоне северо-западной части Черного моря (полигон между поселками Бетта и Ольгинка) // вестник Южного научного центра. 2011. Т. 7. № 3. С. 61–68.

2. Жмур В.В., Якубенко М.В. Динамика плотностных потоков на наклонном дне // Изв. АН СССР. Физ. атм. и океана. 2001. Т. 37. № 4. С. 1–10.
3. Забродин В.Ю. Модель ледника как идеальный объект теории динамических систем // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2011. Т. 1. № 3. С. 1–3.
4. Завьялов И.Н., Жмур В.В. Интенсивные взвешенные потоки в придонном слое океана на наклонном дне // Аэрокосмические исследования, прикладная механика. Труды МФТИ. 2010. Т. 2. № 3. С. 158–167.
5. Козлов С.А. Инженерно-геологическая стратификация Западно-Арктической нефтегазонасыщенной провинции // Электронный научный журнал “Нефтегазовое дело”. 2005. № 1. 24 с. [http://www.ogbas.ru/aurhors/Kozlov/Kozlov\\_3.pdf](http://www.ogbas.ru/aurhors/Kozlov/Kozlov_3.pdf).
6. Лаврушин Ю.А. Особенности субаэрально-турбидитового и субмаринно-гляциотурбидитового осадконакопления // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2005. № 66. С. 10–21.
7. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
8. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 310 с.
9. Ревуженко А.Ф. Механика сыпучей среды. Новосибирск: Изд-во ЗАО “ОФСЕТ”, 2003. 374 с.
10. Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 96 с. Тр. ГИН АН СССР, вып. 296.
11. Соловьев А.С., Калач А.В., Паринков А.В. Особенности математического моделирования зоны распространения снежной лавины // Вестник Воронеж.

- Института ГПС МЧС России. 2014. Вып. 4 (13). С. 64–68.
12. *Cambell C.S.* Rapid Granular Flows // Annual Review of Fluid Mechanics. 1990. V. 22. P. 5792. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.22.010190.000421>
  13. *Chikita K.A.* Sedimentation by Turbidity Currents // J. of the Faculty of Science. Hokkaido Univ. 1980. V. 6. № 2. P. 255–300.
  14. *Chikita K.A., Okumura Yo.* Dynamics of River-induced Turbidity Currents from Field Measurements // Geoph. Bull. of Hokkaido Univ. 1987. № 49. P. 291–300.
  15. *Festa A., Pini G.A., Dilek Y., Codegone G.* Mélanges and Mélange-forming Processes: A Historical Overview and New Concepts // International Geology Review. 2010. V. 52 № 10–12. P. 1040–1105.
  16. *Hjelstuen B.O., Eldholm O., Faleide J.I.* Recurrent Pleistocene Mega-failures on the S.W. Barents Sea Margin // Earth and Planetary Science Letter. 2007. V. 258. P. 605–618.
  17. *Görler K., Reuter K.J.* Entstehung und Merkmale der Olistostrome // Geol. Resch. 1968. Bd. 57. H. 2. P. 484–510.
  18. *Naylor M.A.* Debris Flow (Olistostromes) and Slumping on a Distal Passive Continental Margin: The Palombini Limestoun-shale Sequence of Northern Apennints // Sedimenttology. 1981. T. 28. V. 6. P. 837–852.
  19. *Parker G., Fukuschima Y.* Selfaccelerating Turbidity Currents // J. Fluid Mech. 1986. V. 71. P. 145–181.
  20. *Simpson J.E.* Gravity Currents in the Environment and Laboratory // Ellis Workwood Ltd. Ser. in environmental science. 1987. 244 p.

## GRAVITATIONAL-PROTRUSIVE MIXTITES – A NEW TYPE OF MASS TRANSPORT DEPOSITES

**M. G. Leonov<sup>a,#</sup>**

<sup>a</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mai: mgleonov@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev February 9, 2022

An analog experiment reflecting the dynamics of density gravitational flows and the mechanism of their burial in the section of the sedimentary cover was conducted. As a result, a previously undiagnosed type of mass transport deposits – gravitational-protrusive mixites was revealed. Their formation is associated with the mechanical introduction of density flow material into the sedimentary cover.

*Keywords:* mixites, density flows, sedimentary cover, analog experiment

## ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24+551.73(470.5)

**ПОПЕРЕЧНАЯ (СУБШИРОТНАЯ) ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮЖНОГО УРАЛА:  
ПРИЧИНЫ И ВРЕМЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ**© 2022 г. К. С. Иванов<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков<sup>1</sup>

Поступило 30.11.2021 г.

После доработки 09.03.2022 г.

Принято к публикации 10.03.2022 г.

Показано, что наблюдаемая широтная зональность Урала вызвана, главным образом, разным уровнем современного эрозионного среза разных его районов. Так, на крайнем юге Урала, в Западно-Мугоджарской вулканогенной зоне на поверхность Земли выведены комплексы, слагающие глубокие уровни Магнитогорского мегасинклинория, что могло произойти только в случае вертикального поднятия примерно на 5–8 км и последующей эрозии палеозойских пород Мугоджар. Вертикальные движения, обусловившие наблюдаемую сейчас субширотную зональность Урала, на юге региона происходили разнонаправленно в его западном и восточном секторах. Это приводило к срывам с вращением по плоскости Главного Уральского глубинного разлома. Эти дифференциальные поднятия разных районов Урала произошли преимущественно в средне-позднетриасовое время (что доказывается геологическими данными и анализами треков распада в апатитах и цирконах) и, вероятно, были обусловлены сжатием в направлении север–юг. К образованию любых домезозойских полезных ископаемых региона субширотная зональность имеет лишь косвенное отношение. Но знание глубины эрозионного среза в конкретных районах имеет большое значение для оценки металлогении. Для наиболее молодых полезных ископаемых – нефти, газа, россыпей благородных металлов и гипергенных месторождений субширотная зональность Урала крайне важна.

*Ключевые слова:* тектоника, Урал, широтные структуры, палеозой, триас, юра, поднятия земной коры

**DOI:** 10.31857/S268673972206007X

Урал является одним из признанных мировых эталонов складчатых поясов с полным геодинамическим циклом развития, он сформировался в основном в результате позднепалеозойской складчатости. Урал состоит из ряда меридиональных структурно-формационных мегазон и разделяется на два сектора – западный (палеоконтинентальный) и восточный (палеостроводужный), граничащих по ГУГРу (Главному Уральскому глубинному разлому). Одной из главных нерешенных проблем тектоники Урала являлся вопрос о широтной (поперечной) зональности этого складчатого пояса, причинах ее возникновения и влиянии на металлогению. Основные субширотные структуры, выделенные предшественниками [1–9], показаны на рис. 1. Было установлено, что:

1. Разнообразные геолого-тектонические структуры с широтными и субширотными ориен-

тировками длинных осей на Урале реально существуют.

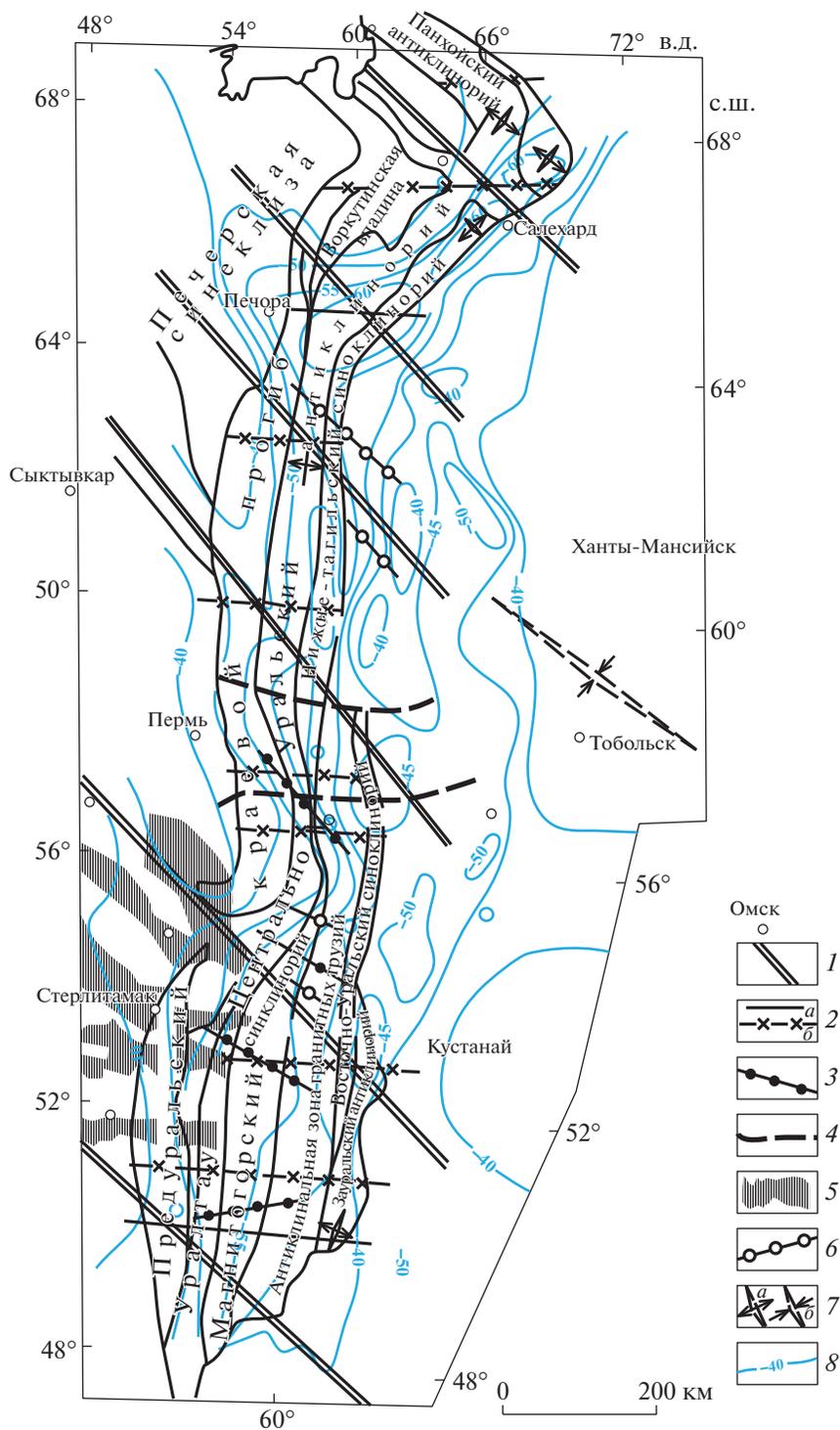
2. Положение многих субширотных структур на Урале нечеткое, и разные исследователи определяют их количество, размеры и границы по-разному. Это связано с разными, и также нечеткими критериями выделения этих структур. Хотя в некоторых местах рисовки субширотных структур совпадают почти у всех. Это, например, зона сочленения Южного Урала и Мугоджар (которые являются южным продолжением Урала – см. рис. 1, 2), а также сочленение Среднего и Южного Урала (оно совпадает с северной рамкой рис. 2).

3. Причины появления субширотных структур были неясны. Преобладало мнение, что субширотные зоны Урала наследуют направления предположительных протерозойских структур в его фундаменте (что справедливо лишь отчасти, но и то только для западного склона Урала).

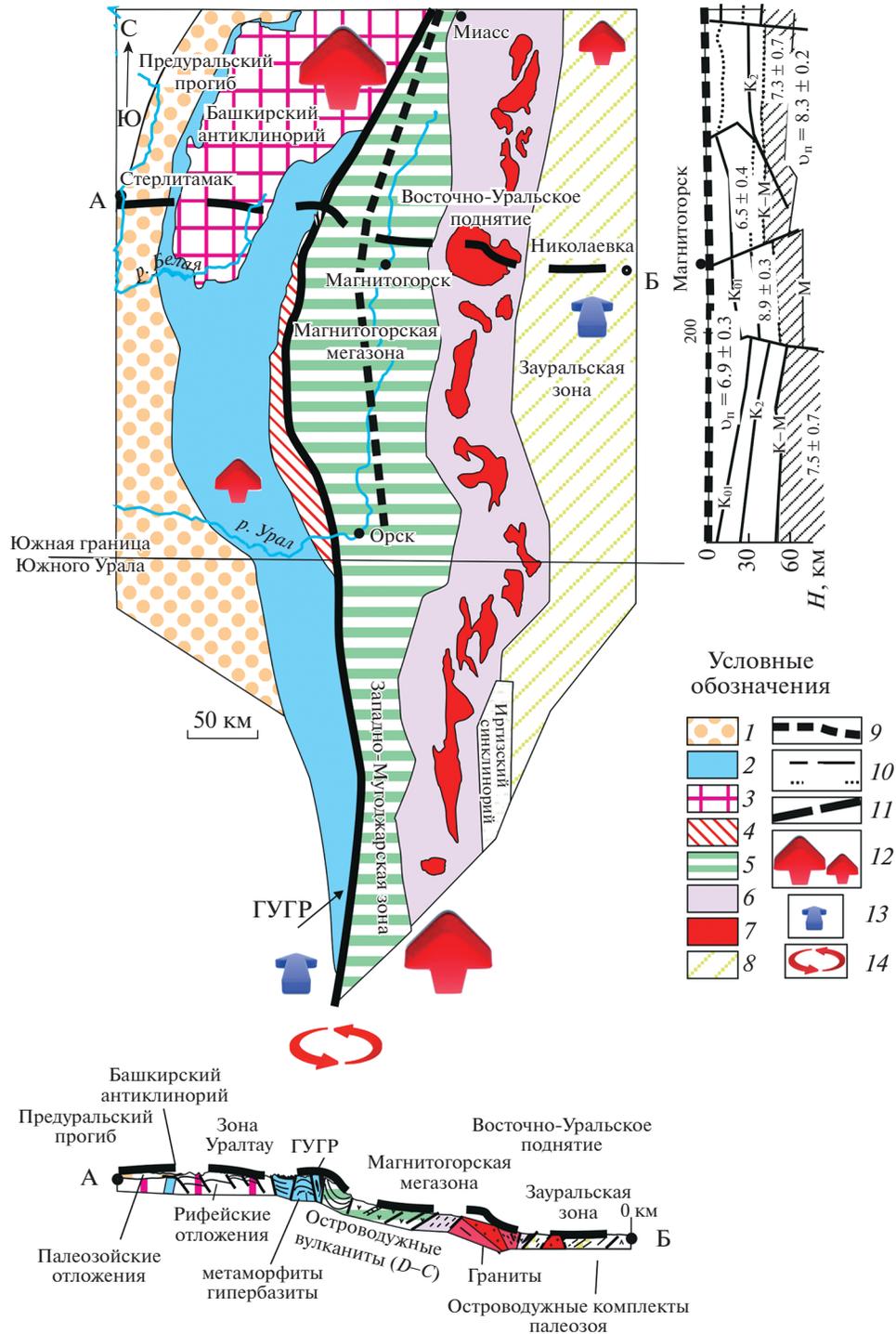
4. О возрасте субширотных структур Урала наиболее распространены две точки зрения – что это очень древние, докембрийские структуры, и, напротив, что они весьма молодые – мезо-кайнозойские. Есть и не доказанные представления, что субширотные структуры Урала заложались

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

\*E-mail: ivanovks55@ya.ru



**Рис. 1.** Схема геологических структур, секущих Урал (по данным [1–9]). 1 – зоны поднятия северо-западного простирания; 2 – границы широтных структур: *a* – провинций, *b* – регионов; 3 – субширотные тектонические нарушения в Тагильском и Магнитогорском синклинариях; 4 – предполагаемые границы погребенного древнего поднятия; 5 – субширотные зоны тектонических поднятий; 6 – оси главных новейших структур; 7 – оси структур допалеозойского фундамента: *a* – положительных, *b* – отрицательных; 8 – изолинии (км) поверхности рельефа верхней мантии Урала и сопредельных территорий (по [9]).



**Рис. 2.** Геодинамическая схема Южного Урала и Мугоджар. Условные обозначения: 1 – Предуральский прогиб; 2 – Западно-Уральская мегазона; 3 – Рифейские терригенно-карбонатные толщи Башкирского антиклинория; 4 – Метаморфические толщи высокобарического максютовского комплекса (девон); 5 – Палеозойские островодужные комплексы Магнитогорского синклинория; 6, 7 – Восточно-Уральское поднятие, 6 – метаморфические толщи (зеленосланцевая и амфиболитовая фации), 7 – позднепалеозойские граниты “Главной гранитной оси Урала”; 8 – палеозойские толщи Зауральской мегазоны. 9–10 – профиль ГСЗ Нижняя Тура – Орск, 9 – местоположение этого профиля на Южном Урале, 10 а, б – главные сейсмические границы, их индексы и скорость продольных волн, по [15]; 11 – местоположение сейсмотрансекта УРСЕЙС-95; 12 – послепалеозойские поднятия земной коры (маленькая красная стрелка – на 4–5 км, большая – более 8 км); 13 – опускания земной коры; 14 – вращение по плоскости ГУГРа.

еще в докембрии и продолжали развиваться поныне.

5. Границами субширотных структур обычно считаются “широтные разломы”, но фактически на Урале такие разломы почти не наблюдаются. Обращает на себя внимание отсутствие на геологических картах крупных, широтно ориентированных разрывов, секущих складчатость вкрест ее простираения. Из этого следует вывод о постепенном, пологом изменении структур в направлении север—юг.

Нами установлено, что наблюдаемая широтная зональность геологического строения Урала вызвана, главным образом, разным уровнем современного эрозионного среза разных его районов. Что в свою очередь обусловлено неодинаковой скоростью и амплитудой поднятия районов Урала, происходившего преимущественно в средне-позднетриасовое время.

Вот как это проявляется на территории Южного Урала и Мугоджар.

Сопоставления [8] толщ Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны и западной части Магнитогорского мегасинклинория (см. рис. 2) стали еще доказательнее после установления по конodontам преимущественно среднедевонского возраста толщ обеих этих структур [10–12], причем и те, и другие формировались в сходной геодинамической обстановке — в тылу островной дуги [10]. При всем несомненном сходстве главными различиями являются значительно меньшая мощность вулканогенного разреза Западных Мугоджар (около 5 км, против  $\approx 10$  км на западе Магнитогорского мегасинклинория [8–12]), а также преобладание на крайнем юге Урала фаций низов разреза, т.е. габбро, комплекса параллельных долеритовых даек и толщ инициальных натриевых базальтов, почти не содержащих осадочных пород. А в Магнитогорском мегасинклинории обнажаются преимущественно более верхние части вулканогенных разрезов, с гораздо большим количеством осадочных и вулканогенно-осадочных пачек, тогда как комплексы параллельных даек практически отсутствуют.

На востоке Магнитогорского мегасинклинория (и в смежных более восточных зонах Урала) весьма обильны вулканогенные толщи каменноугольного возраста (березовская и др. свиты) ([11] и др.). На юге, в Мугоджарах подобные вулканы каменноугольного возраста слагают обособленную структуру — Иргизский синклинорий (см. рис. 2), параллельный Западно-Мугоджарской вулканогенной зоне, но располагающийся восточнее и отделенный блоком метаморфических пород. Вулканы Иргизского синклинория сходны с каменноугольными вулканидами Магнитогорского мегасинклинория и представлены не только базальтами (но более калиевыми, чем в

Западных Мугоджарах), но и андезитами, дацитами, риолитами. Все они здесь также образуют комплексы параллельных меридиональных даек, что четко указывает на условия растяжения в направлении З—В.

Таким образом, в Западно-Мугоджарской зоне выведены на поверхность Земли глубокие уровни Магнитогорского мегасинклинория, что могло произойти только в случае вертикального поднятия на примерно 5–8 км и последующей эрозии комплекса палеозойских пород Мугоджар.

В Восточно-Уральском поднятии (см. рис. 2) также проявлена зональность, сходная с вышеописанной. Метаморфиты амфиболитовой фации на востоке Урала обычно считаются докембрийскими. Площадь выходов таких метаморфических комплексов в Восточных Мугоджарах превышает 10 тыс. км<sup>2</sup>, что больше, чем во всех остальных районах Урала, вместе взятых. Но в Восточных Мугоджарах нет наиболее молодых пород Восточно-Уральского поднятия — не деформированных раннепермских гранитных массивов (эталон — Джабыкский плутон) ([10] и др.). Вероятно, эти гранитные массивы в Восточных Мугоджарах были эродированы, а на дневную поверхность выведены находившиеся под ними амфиболит-гнейсовые толщи. Относительный вертикальный подъем Восточных Мугоджар по сравнению с Восточно-Уральским поднятием составляет 5–8 км.

Эти геологические наблюдения соответствуют и геофизическим данным. Так, сейсмопрофилем УРСЕЙС-95 (рис. 2), проведенным в северной части Ю. Урала ([13, 14] и др.), под Джабыкским гранитным массивом была выявлена слоистая сеймопачка, полого падающая на восток, мощностью  $\approx 15$  км (с верхней границей на глубинах 2–10 км), сложенная, по всей видимости, метаморфическими толщами, сходными с метаморфическими комплексами Восточных Мугоджар.

Меридиональный профиль ГСЗ Нижняя Тура—Орск прошел на севере по Тагильскому, а на юге — по Магнитогорскому мегасинклинориям [15]. Южные 170 км профиля пришлись на зону перехода от Южного Урала к северным Мугоджарам. На рис. 2 в работе [15] зафиксировано, что в пределах этих 170 км в южном направлении происходит подъем поверхностей главных сейсмоструктурных этажей (на 8–12 км для разных сейсмограниц).

В западном секторе Южного Урала картина иная, чем на восточном. Здесь, начиная с самого юга, где велико влияние Прикаспийской впадины, к северу идет постепенный подъем с выводом на уровень современного эрозионного среза все более древних комплексов, сначала осадочных (на юге — палеозойских, а затем и рифейских

толщ Башкирского антиклинория – см. рис. 2), а на севере Ю. Урала уже и метаморфических. Общая вертикальная амплитуда поднятия севера западного склона Ю. Урала (по сравнению с его южной частью) составляет 12–15 км (это суммарная мощность палеозойского осадочного разреза региона, который был смыт при выходе на современный эрозионный срез докембрийских толщ Башкирского антиклинория). Таким образом, вертикальные движения, обусловившие наблюдаемую субширотную зональность Урала, на юге региона происходили разнонаправленно в его западном и восточном секторах. Это должно было приводить к срывам с небольшим вращением по границе между этими секторами, т.е. по плоскости ГУГРа.

Мезо-кайнозойская история Урала распадается на 3 главных этапа [10, 13, 16–19]:

1. *Триасово-раннеюрский*, начавшийся с посторогенного растяжения и рифтогенеза и закончившийся локально проявленными древне-киммерийскими складчато-сдвиго-надвиговыми дислокациями.

2. *Среднеюрско-миоценовый платформенный этап*. В это время происходил ряд трансгрессий и регрессий, вызванных эвстатическими колебаниями уровня моря, и на Урале сформировался обширный пенеплен.

3. *Плиоцен-четвертичный этап внутриконтинентального орогенеза*. Орогенические движения начались в плиоцене, а в настоящее время Урал представляет собой активный внутриконтинентальный ороген, формирующийся в условиях общего СЗ–ЮВ сжатия [13, 19].

Только во время первого и третьего этапов геодинамической активности могли произойти поднятия, обусловившие субширотную зональность. Независимые данные указывают на первый из этих этапов.

*Во-первых*, как показано выше, западный и восточный сектора Ю. Урала претерпели разнонаправленные вертикальные движения, и плоскостью вращения для них был ГУГР. Но ГУГР в районе села Шубино, Оренбургской области (51°40'3" с.ш., 57°57'33" в.д.) перекрыт позднемеловыми морскими осадками, трансгрессивно залегающими на максютовском эклогит-глаукофансланцевом комплексе (рис. 2). Следовательно, породы максютовского комплекса были к этому времени выведены к поверхности Земли, и в послемеловое время существенных движений по ГУГРу уже не было.

*Во-вторых*, эти данные находятся в соответствии с анализами треков распада в апатитах и цирконах [13, 20], указывающими, что породы, обнаженные сейчас на поверхности Южного Урала, остывали в триасово-раннеюрское время (но данные по Башкирскому антиклинорию [20]

показывают, что в плиоцен-четвертичное время вертикальные движения здесь все же продолжались).

Отмечаемые субширотные структуры Урала, по всей видимости, были обусловлены сжатием в направлении север–юг. Формирование триасовых грабенов Урала (Челябинский, Волчанский и др.) было вызвано субширотным растяжением. Сжатие в направлении С–Ю и растяжение З–В реализуются в едином глобальном поле напряжений. Таким образом, этап триасового субширотного растяжения Урала сопровождался и достаточно мощным импульсом сжатия в направлении север–юг. По данным [1] в раннем триасе субширотных “ступеней” еще не было. А в ранней юре преобладало уже сжатие в направлении З–В [13, 16, 17]. Следовательно, образование поднятий земной коры, сформировавших субширотную зональность Урала, произошло преимущественно в средне-позднетриасовое время. И к образованию любых домезозойских полезных ископаемых Урала его субширотная зональность имеет лишь косвенное отношение, поскольку знание глубины эрозионного среза в конкретных районах имеет значение для металлогенических оценок. Для наиболее молодых полезных ископаемых – нефти, газа и россыпных месторождений, субширотная зональность Урала крайне важна.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят сотрудников лаборатории региональной геологии и геотектоники ИГГ УрО РАН за совместные полевые работы на Урале в течение более 25 лет и анонимных рецензентов за замечания, направленные на улучшение статьи.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проводятся в рамках гос. бюджетной темы ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590032-6.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Яхимович В.Л.* О структуре Предуральской депрессии в связи с изучением мезо-кайнозойских отложений // Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1957. (1), С. 55–64.
2. *Горский И.И.* (1958). Уральско-Новоземельская складчатая область / В кн.: Геологическое строение СССР, Тектоника, 3, М.: Госгеолгиздат, С. 79–89.
3. *Вахрушев Г.В.* О широтных и субширотных зонах дислокаций Южного Урала и Предуралья / В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1959. Вып. 2. С. 37–54.
4. *Бакиров А.Г.* Связь рудных образований Урала с его широтными структурами. // ДАН СССР. 1963. Т. 149. № 5. С. 1145–1146.

5. *Олли А.И.* К вопросу о широтной тектонической поясности Урала // Советская геология. 1966. № 7. С. 36–44.
6. *Червяковский Г.Ф., Таврин И.Ф., Ярош А.Я., Ананьев Е.М., Дорофеев Б.Ф., Радионов П.Ф.* Широтные и субширотные структуры Урала // Советская геология. 1966. № 11. С. 34–43.
7. *Огарин И.С.* Секущие Урал структуры и их роль в развитии Уральской геосинклинали / В кн.: Глубинное строение Урала. (под ред. Овчинникова Л.Н.). М.: Наука, 1968. С. 117–121.
8. *Нарвайт Г.Э.* О широтных структурах Западных Мугоджар / В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука. 1969. С. 140–144.
9. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Кн. 2. Урал. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.
10. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: изд. УрО РАН, 1998. 252 с.
11. Стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО, 1993. 151 схема.
12. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратификация и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ, 2010. 288 с.
13. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья. Уфа: ИГ УНЦ, 2010. 280 с.
14. *Рыльков С.А., Рыбалка А.В., Иванов К.С.* Геологическое строение и металлогения Урала: сопоставление глубинной структуры Южного, Среднего и Полярного Урала // Литосфера. 2013. № 1. С. 3–16.
15. *Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Вальчак В.И., Кашубина Т.В., Рыбалка А.В.* Глубинное строение Урала по профилю ГСЗ Нижняя Тура – Орск // Советская геология. 1986. № 1. С. 74–85.
16. *Тужикова В.И.* История нижнемезозойского угленакпления на Урале. М.: Наука, 1973. 251 с.
17. *Rasulov A., Bankwitz P., Bankwitz E.* Triassische Grabenbildung und altkimmerische Deformation am Ostrand der Osteuropaischen Tafel // GFZ. Berlin. Band 25, Heft 1/2 1997. P. 203–228.
18. *Рождественский А.П., Зиняхина И.К.* Развитие рельефа Южного Урала в мезозое и кайнозое. Уфа: УНЦ РАН, 1998. 254 с.
19. *Konn M.L.* Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. 2005. № 5. С. 36–61.
20. *Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N.* Thermotectonic Evolution of the Western Fold-and-thrust Belt, Southern Urals, as Revealed by Apatite Fission-track Data // Tectonophysics. 2002. 354. P. 25–48.

## TRANSVERSE (SUBLATITUDINAL) ZONALITY OF THE URALS: CAUSES AND TIME OF OCCURRENCE

**K. S. Ivanov<sup>a,#</sup> and Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Yekaterinburg, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: ivanovks55@ya.ru*

It is shown that the observed latitudinal zonation of the Urals is caused mainly by the different levels of the modern erosion section of its different regions. So, in the extreme south of the Urals, in the West Mugodzhar volcanic zone, complexes composing deep levels of the Magnitogorsk megasynclorium were brought up to the surface of the Earth, which could only occur in the case of vertical uplift by about 5–8 km and subsequent erosion of Paleozoic rocks of Mugodzhar. Vertical movements that caused the currently observed sublatitudinal zonation of the Urals in the south of the region occurred in different directions in its western and eastern sectors. This led to disruptions with rotation along the plane of the Main Ural deep fault. These differential uplifts of different regions of the Urals occurred mainly in the Middle-Late Triassic (which is proved by geological data and analyses of decay tracks in apatites and zircons) and were probably caused by compression in the north-south direction. The sublatitudinal zonation is only indirectly related to the formation of any pre-Mesozoic mineral deposits in the region. But knowing the depth of the erosion section in specific areas is important for assessing metallogeny. For the youngest deposits – oil, gas, placers of precious metals and hypergenic deposits, the sublatitudinal zonation of the Urals is extremely important.

*Keywords:* tectonics, Urals, latitudinal structures, Paleozoic, Triassic, Jurassic, uplifts of the Earth's crust

УДК 549.01:549.057

## ОСОБЕННОСТИ ФАЗООБРАЗОВАНИЯ В КИМБЕРЛИТЕ В ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ ПРИ 4 ГПа и 1500°C

© 2022 г. Е. И. Жимулев<sup>1,\*</sup>, А. И. Чепуров<sup>1</sup>, В. М. Сонин<sup>1</sup>,  
А. А. Чепуров<sup>1</sup>, академик РАН Н. П. Похиленко<sup>1</sup>

Поступило 07.02.2022 г.

После доработки 17.02.2022 г.

Принято к публикации 01.03.2022 г.

Представлены экспериментальные данные о взаимодействии расплава железа с природным кимберлитом при температуре  $1500 \pm 25^\circ\text{C}$  и давлении  $4.0 \pm 0.2$  ГПа, что соответствует условиям верхней мантии Земли. Установлено, что в результате взаимодействия карбонатной составляющей кимберлита с железом образуются магнезиоферрит, твердый раствор углерода в железе и карбидная фаза. Силикатно-оксидная часть системы представлена минеральной ассоциацией: оливин + пироксен + гранат + монтчеллит + перовскит + (возможно) ильменит. Полученные результаты свидетельствуют о неустойчивости карбонатной составляющей кимберлита в восстановительных условиях металлического железа.

*Ключевые слова:* кимберлит, расплав железа, высокие давления и температуры, восстановительные условия

**DOI:** 10.31857/S2686739722060160

По современным представлениям кимберлитовая магма является результатом частичного плавления карбонатизированных перидотитов. Тем не менее остро дискуссионным остается вопрос о химическом и минеральном составе исходной (parental) магмы, эволюция которой в конечном счете приводит к кристаллизации пород, известных как кимберлиты [1–4]. Глубина зарождения кимберлитовой магмы может достигать значительных глубин: 300 км, в соответствии с обнаружением в кристаллах алмаза из кимберлита дайки Снэп Лейк (Канада) включений высокохромистых гранатов с примесью мэйджоритового компонента [5], и даже 600 км, судя по специфическому набору включений в “суперглубинных” алмазах [6].

Присутствие элементарного углерода (графита или алмаза) и карбонатных минералов или расплавов в мантии буферизуется фугитивностью кислорода. В перидотитовой мантии стабильность карбонатов по оценкам [7] простирается до глубин 100–150 км, т.е. глубже 150 км – область существования графита/алмаза. На глубинах более 200 км – область существования металлической (Fe, Ni) фазы [8, 9]. Поэтому карбонаты на

глубинах более 150–200 км могут присутствовать только локально в местах мантии с более высокой фугитивностью кислорода. Карбонатсодержащие компоненты в эклогитовой системе субдуцирующей океанической плиты более устойчивы. По оценкам [10] восстановление углерода из карбонатов с образованием алмаза возможно в мантии на глубинах 300 км и более. Разложение карбонатов при взаимодействии с металлическим железом доказано результатами экспериментальных исследований [11, 12].

Таким образом, можно предположить, что процесс зарождения кимберлитовой магмы начался в восстановленных доменах мантии, где располагались алмазы и их минералы-спутники. В связи с этой гипотезой несомненный интерес представляет фазообразование в кимберлитовой системе в условиях стабильности металлического железа (на уровне фугитивности кислорода, соответствующему буферу Fe–FeO). На финальном этапе эволюции кимберлитовая магма представляется как силикатно-карбонатный расплав с тугоплавкими фазами и ксеногенным материалом, захваченным при миграции к поверхности. В настоящем исследовании представлены первые экспериментальные данные о взаимодействии расплава железа с природным кимберлитом при высоких *PT*-параметрах, соответствующих условиям верхней мантии Земли, с целью решения, в первом приближении, обратной задачи – рекон-

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

\*E-mail: ezhimulev@igm.nsc.ru

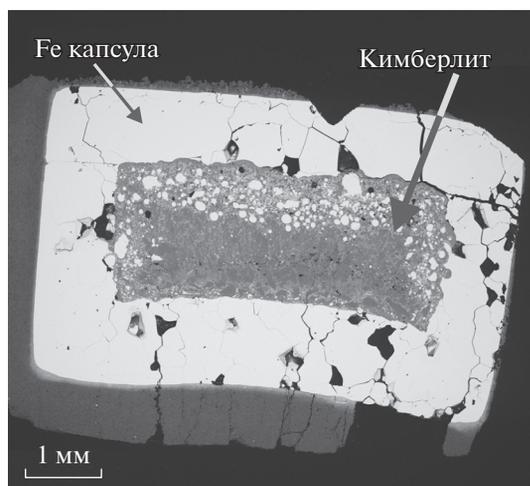


Рис. 1. Общий вид капсулы после эксперимента.

струкции минерального состава системы в восстановительных условиях.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование проводили на беспрессовом многопуансонном аппарате высокого давления типа “разрезная сфера” (БАРС) при температуре  $1500 \pm 25^\circ\text{C}$  и давлении  $4.0 \pm 0.2$  ГПа. Продолжительность экспериментов составила 5 ч. Ячейку высокого давления (ЯВД) и детали для реакционного объема изготавливали из смеси тугоплавких оксидов  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ . Методика экспериментов, разработанная в соответствии с государственным заданием ИГМ СОРАН, детально представлена в работах [13, 14]. Нагревательная система ЯВД состояла из трубчатого графитового нагревателя с графитовыми крышками и молибденовыми электродами. Исследовательский объем представлял собой железную капсулу с толщиной стенок 1 мм, в которую помещали порошок природного кимберлита. Сверху ампулу закрывали крышкой, так же изготовленной из железа. Собранный таким образом капсулу помещали, в свою очередь, в изолирующую от графитового нагревателя капсулу из прессованного порошка  $\text{MgO}$ . Охлаждение образцов осуществляли закалкой (2–3 с) – отключением электротока на нагревателе.

В эксперименте использовали измельченный порошок кимберлита из трубки “Удачная” (любезно предоставлен А.М. Агашевым) следующего состава (в %):  $\text{SiO}_2$  – 29.40,  $\text{TiO}_2$  – 1.26,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2.34,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  – 9.21,  $\text{MnO}$  – 0.15,  $\text{MgO}$  – 32.00,  $\text{CaO}$  – 8.78,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.01,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.97,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.40,  $\text{LOI}$  – 15.60, Сумма – 100.12. Исходный кимберлит перед опытом был представлен относительно крупными обломками кристаллов оливина и

кальцита (до 300 мк), кроме них идентифицированы в меньшем количестве обломки кристаллов биотита и серпентина. Междерновой цемент представлен карбонатно-силикатной тонкозернистой смесью, состоящей также из оливина, кальцита, серпентина. Представленный состав является гибридным, т.е. отличается от состава первичной магмы за счет ксеногенного материала из вышележащих горизонтов, захваченного при выносе кимберлитов на поверхность, а также частично подверженный вторичным процессам. Теме не менее основные черты (ультраосновной характер, наличие карбонатного материала) кимберлитовой магмы сохраняются. Это важно именно для моделирования взаимодействия окисленного состава кимберлита с восстановительной средой.

После эксперимента образец был распилен алмазной дисковой пилой вдоль вертикальной оси, затем приготовлен аншлиф, который исследовали под оптическим микроскопом MC2-Zoom. Химический состав минеральных фаз исследовали на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (“TESCAN” Orsay Holding), оборудованном системой микроанализа “INCA Energy” 450+Xmax80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd.) в ЦКП ИГМ СО РАН.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В образце после эксперимента наблюдалось интенсивное взаимодействие кимберлита и железа, особенно в верхней части образца (рис. 1). В зоне контакта кимберлита и железной капсулы присутствовали многочисленные выделения новообразованных фаз: темно-серой сливистой фазы – магнезиоферрита и светлой, выделяющейся в виде округлых и овальных “капель” затвердевшего сплава, состоящего из смеси твердого раствора углерода в железе ( $\text{Fe}$  – среднее по 6 анализам 98.3 мас. %) и когенита ( $\text{Fe}$  – среднее значение по 6 анализам 93.4 мас. %). Состав магнезиоферрита сильно варьирует:  $\text{FeO}$  – 54.5–82.5;  $\text{MgO}$  – 16.5–45.5 мас. %. Образование оксидных фаз свидетельствует о взаимодействии железа и карбонатным веществом кимберлита [11, 12]. В результате разложения карбоната выделялся углерод, который растворялся в железе, приводя к его плавлению и кристаллизации карбида  $\text{Fe}_3\text{C}$  (когенита) и твердого раствора углерода в железе при охлаждении образца. Кроме новообразованных фаз присутствовали исходные минералы кимберлита: оливин, пироксен, ильменит.

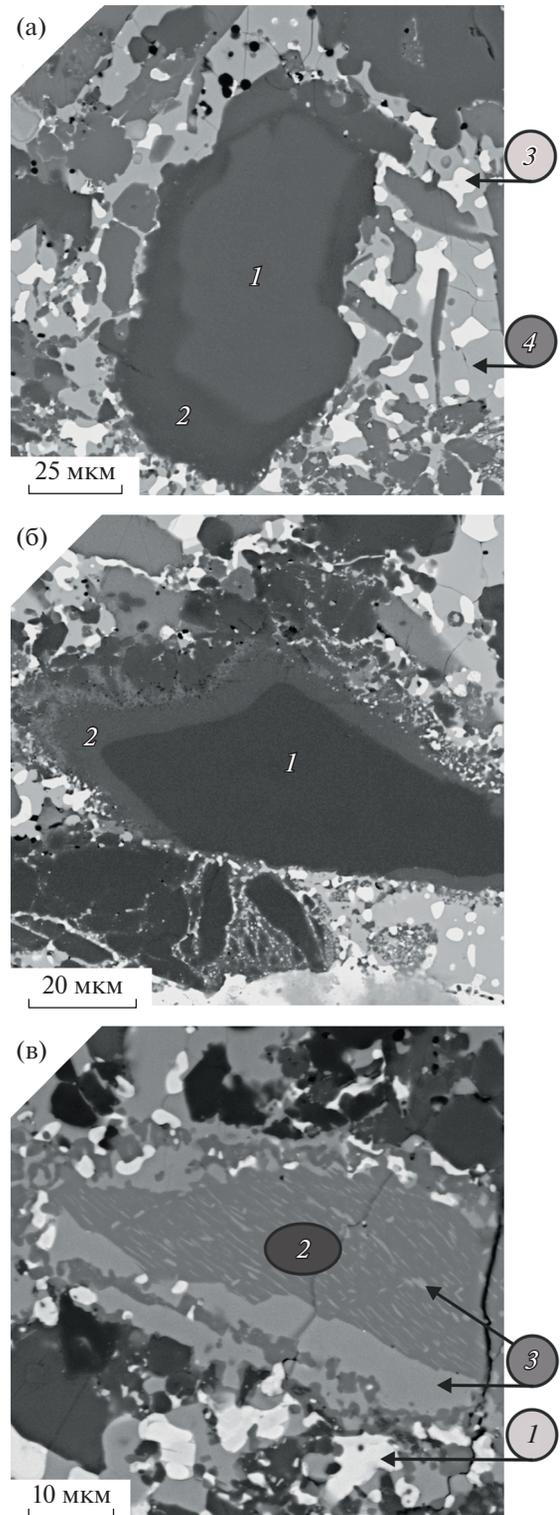
Нижняя часть образца представлена в основном смесью оливина и пироксена (рис. 1). Периферийные зоны кристаллов оливина и пироксена, присутствовавших в кимберлите, претерпели изменения состава вследствие образования каемок. Вариации состава во внутренних зонах оли-

винов (исходные составы) имеют незначительные отличия: MgO — 46.6–47.0; FeO — 11.9–12.4 мас. %. Химический состав периферийных зон изменился в сторону увеличения магнезиальности: MgO — 51.2–52.3; FeO — 4.9–6.1 мас. % (рис. 2 а). Пример зонального кристалла пироксена представлен на рис. 2 б. Исходный пироксен (центральная часть) содержит: MgO — 34.4; FeO — 6.3; CaO — 1.3; SiO<sub>2</sub> — 57.1 мас. % (среднее значение по 7 анализам). В кайме состав изменился и стал соответствовать авгиту: MgO — 26.1–28.8; FeO — 8.0–10.6; CaO — 11.6–16.2; SiO<sub>2</sub> — 48.8 мас. %. В образце присутствовали исходные выделения ильменита (рис. 2 в): FeO — 38.6; MgO — 10.7; CaO — 0.9; TiO<sub>2</sub> — 49.8 мас. % (среднее значение по 6 анализам). Кристаллы ильменита размером до 200 мкм окружены реакционной каймой, состоящей из магнезиоферрита. Толщина реакционной каймы достигала 7–9 мкм. В кайме находятся также застывшие капли металлического железа с когенимом.

Кроме того, в образце обнаружены следующие новообразованные фазы: гранат, монтichelлит, перовскит. Химический состав граната: FeO — 6.6–8.7, SiO<sub>2</sub> — 38.2; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 12.2–15.3; MgO — 8.0–17.7; CaO — 23.0–27.7; TiO<sub>2</sub> — 2.2–3.4 мас. %. Химический состав монтichelлита: SiO<sub>2</sub> — 33.0–36.3; FeO — 5.0–6.1; MgO — 10.0–21.2; CaO — 32.7–45.5 мас. %. Химический состав перовскита: Na<sub>2</sub>O — 0.9; MgO — 0.7; CaO — 33.7; TiO<sub>2</sub> — 50.9–52.1; FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 7.8–11.4; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 1.9; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2.6 мас. %.

Экспериментальное исследование взаимодействия карбонатизированного материала с расплавом железа моделирует особенности реакций фазообразования в условиях соприкосновения окисленной и восстановленной сред при мантийных *PT*-параметрах. Полученные составы фаз не являются равновесными, но тенденция изменений в системе прослеживается. Подтверждено, что карбонаты неустойчивы в восстановительных условиях: при их взаимодействии с железом карбонаты разлагаются с образованием сложных оксидов (ферритов) и выделением углерода, растворяющемся в металлическом расплаве. Минеральная ассоциация (оливин + пироксен + ильменит + гранат + монтichelлит + перовскит), полученная в эксперименте, известна в природных кимберлитах [15].

Особый интерес представляет химический состав кристаллов оливина, поскольку его состав — индикатор redox-условий. В трубке Удачная-Восточная имеется блок неизмененного кимберлита (не содержащего серпентин), основным минералом которого является оливин. Вкрапленники (мегакристы) оливина из этого блока характеризуются высокой магнезиальностью (Fo<sub>85–94</sub>). Оливины с таким составом преобладают в ксено-



**Рис. 2.** Результат взаимодействия расплава железа с кристаллами оливина, пироксена, ильменита: (а) зональный кристалл оливина: 1 — внутренняя зона, 2 — внешняя кайма, 3 — смесь металлического железа с когенимом, 4 — магнезиоферрит; (б) кристалл ортопироксена (1) с окружающей его реакционной каймой (2); (в) кристалл ильменита с окружающими его новообразованными фазами: 1 — смесь металлического железа с когенимом; 2 — ильменит; 3 — магнезиоферрит.

литах перидотитов и во включениях в алмазах. Вкрапленники оливина часто зональные, причем внешняя, регенерационная зона имеет более железистый состав по сравнению с внутренней зоной [16]. Очевидно, что регенерация оливина с изменением состава происходила в кимберлитовой магме. Диапазон вариаций состава оливина из включений в природных алмазах полностью сопоставим с экспериментальными результатами по кристаллизации алмазов в металл–силикат–углеродных системах [17]. Кристаллизация оливинов в области стабильности металлического железа приводит к образованию разностей с низкой железистостью несмотря на избыток железа в системе [18]. Поэтому в работе [17] сделан вывод, что низкая железистость силикатных включений в природных алмазах, по-видимому, обусловлена высоко-восстановительными условиями, отражающими присутствие железа в металлическом состоянии.

Следует отметить, что наряду с ассоциацией оливин + пироксен + ильменит + гранат + монтчеллит + перовскит в продуктах эксперимента присутствовали металлическое железо, когениит, магнезиоферрит – фазы, входящие в парагенезисы минеральных включений в “суперглубинных” алмазах [6, 19]. Поэтому специфический набор минеральных включений в “суперглубинных” алмазах является следствием не только сверхвысоких давлений, но и высокой степени восстановленности глубокой мантии.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты свидетельствуют о неустойчивости карбонатной составляющей кимберлита в восстановительных условиях стабильности металлического железа: в результате взаимодействия с расплавом железа образуются оксидные фазы (магнезиоферрит) и свободный углерод. Углерод растворяется в железе с образованием твердого раствора углерода в железе и карбидной фазы. Силикатно-оксидная часть системы в данных условиях представляется как минеральная ассоциация: оливин + пироксен + гранат + монтчеллит + перовскит + (возможно) ильменит.

Считается, что кимберлитобразование является следствием субдукционных процессов, причем океаническая кора может проникать в глубокую мантию (до 600 км). С этим явлением связывают генезис алмазов, включая кристаллизацию в расплаве Fe–Ni–S–C алмазов типа CLIPPIR, т.е., в условиях стабильности металлических фаз [19]. Отсюда отправной точкой формирования первичных порций кимберлитовой магмы могут быть сильно восстановительные условия, а силикатно-карбонатный состав она приобретала вследствие эволюции состава при миграции к

земной поверхности, главным образом, вследствие окисления ювенильного углерода, включая алмаз [20].

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант РНФ № 21-17-00082.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M. Searching for Parental Kimberlite Melt // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 3616–3629.
2. Sparks R.S.J., Brooker R.A., Field M., Kavanagh I., Schumacher J.C., Walter M.J., White J. The Nature of Erupting Kimberlite Melts // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 429–438.
3. Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R., Giuliani A., Kamenetsky M.B., Weiss Y. Towards a New Model for Kimberlite Petrogenesis: Evidence from Unaltered Kimberlites and Mantle Minerals // *Earth Sci. Rev.* 2014. V. 139. P. 145–167.
4. Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонат – кимберлитовым магматизмом // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 1–2. С. 361–383.
5. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Reutsky V.N., Hall A.E., Taylor L.A. Crystalline Inclusions and C Isotope Ratios in Diamonds from the Snap Lake/King Lake Kimberlite Dyke System: Evidence of Ultradeep and Enriched Lithospheric Mantle. // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 57–67.
6. Kaminsky F. Mineralogy of the Lower Mantle: A Review of “Super-deep” Mineral Inclusions in Diamond // *Earth-Science Reviews* 2012. V. 110. P. 127–147.
7. Stagno V., Frost D.J. Carbon Speciation in the Asthenosphere: Experimental Measurements of the Redox Conditions at Carbonate-bearing Melts Coexist with Graphite or Diamonds in Peridotite Assemblages // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 300. P. 72–84.
8. Rohrbach A., Ballhaus C., Golla-Schindler U., Ulmer P., Kamenetsky V.S., Kuzmin D.V. Metal Saturation in the Upper Mantle // *Nature* 2007. V. 449. P. 456–458.
9. Frost D.J., McCammon C. The Redox State of Earth’s Mantle // *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 2008. V. 36. P. 389–420.
10. Stagno V., Frost D.J., McCammon C.A., Mohseni H., Fei Y. The Oxygen Fugacity at which Graphite or Diamond Forms from Carbonate-bearing Melts in Eclogitic Rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. 169:16.
11. Ченуров А.И., Сонин В.М., Жимулев Е.И., Ченуров А.А., Томиленко А.А. Об образовании элементного углерода при разложении CaCO<sub>3</sub> в восстановительных условиях при высоких P-T параметрах // *ДАН*. 2011. Т. 441. № 6. С. 806–809.
12. Martirosyan N.S., Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E. The Reactions between Iron and Magnesite at 6 GPa and 1273–1873 K: Implication to Reduction of Subducted Carbonate in the Deep Mantle // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2015. V. 110. P. 49–59.

13. *Chepurov A.A., Sonin V.M., Dereppe J.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.I.* How do Diamonds Grow in Metal Melt together with Silicate Minerals? An Experimental Study of Diamond Morphology // *Eur. J. Mineral.* 2020. V. 32. P. 41–55.
14. *Chepurov A., Zhimulev E., Chepurov A., Sonin V.* Where did the Largest Diamonds Grow? The Experiments on Percolation of Fe-Ni Melt through Olivine Matrix in the Presence of Hydrocarbons // *Lithos* 2021. V. 404–405. 106437–10.
15. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
16. *Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин С.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В.* Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита // *Геология и геофизика.* 2015. Т. 56. № 1–2. С. 337–360.
17. *Федоров И.И., Ченуров А.И., Сонин В.М., Ченуров А.А., Логвинова А.М.* Экспериментальное и термодинамическое изучение кристаллизации алмаза и силикатов в металл-силикатно-углеродной системе // *Геохимия.* 2008. № 4. С. 376–386.
18. *Федоров И.И., Ченуров А.А., Сонин В.М., Туркин А.И., Ченуров А.И.* Влияние фугитивности кислорода на железистость силикатов в условиях верхней мантии // *Геохимия.* 1999. № 9. С. 961–966.
19. *Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Richardson S.H., Wang W.* Large Gem Diamonds from Metallic Liquid in Earth's Deep Mantle // *Science* 2016. V. 35. P. 1403–1405.
20. *Сонин В.М., Жимулев Е.И., Томиленко А.А., Ченуров С.А., Ченуров А.И.* Хроматографическое изучение процесса травления алмазов в расплаве кимберлита в связи с их устойчивостью в природных условиях // *Геология рудных месторождений.* 2004. № 3. С. 212–221.

## THE PECULIARITIES OF FORMATION OF PHASES IN KIMBERLITE UNDER THE HIGHLY REDUCED CONDITIONS AT 4 GPa AND 1500°C

**E. I. Zhimulev<sup>a,#</sup>, A. I. Chepurov<sup>a</sup>, V. M. Sonin<sup>a</sup>,  
A. A. Chepurov<sup>a</sup>, and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: ezhimulev@igm.nsc.ru*

The present paper reports experimental data on the interaction of iron melt with natural kimberlite at temperature  $1500 \pm 25^\circ\text{C}$  and pressure  $4.0 \pm 0.2 \text{ GPa}$ , which corresponds to the conditions of the Earth's upper mantle. It has been established that interaction of carbonate component of kimberlite with iron leads to formation of magnesioferrite, solid solution of carbon in iron and carbide phases. The silicate-oxide part of the system is represented by mineral association: olivine + pyroxene + garnet + monticellite + perovskite + (probably) ilmenite. The results obtained evidence for the instability of the carbonate component of kimberlite under the reducing conditions in the presence of metallic iron.

*Keywords:* kimberlite, iron melt, high pressures and high temperatures, reducing conditions

УДК 553.21

## ГИББСИТ И БЁМИТ В ЛАТЕРИТИЗИРОВАННЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗНОГО ВОЗРАСТА: ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ НАХОЖДЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ

© 2022 г. Н. М. Боева<sup>1,\*</sup>, М. А. Макарова<sup>1</sup>, Е. С. Шипилова<sup>1</sup>, А. Д. Слукин<sup>1</sup>, С. В. Соболева<sup>1</sup>,  
Е. А. Жегалло<sup>2</sup>, Л. В. Зайцева<sup>2</sup>, академик РАН Н. С. Бортников<sup>1</sup>

Поступило 15.01.2022 г.

После доработки 28.02.2022 г.

Принято к публикации 01.03.2022 г.

Основным источником алюминия являются бокситовые руды и их основные минеральные составляющие гиббсит  $Al(OH)_3$  и бёмит  $AlO(OH)$ , при различных способах разложения которых образуется глинозем  $Al_2O_3$ , электролитическим путем разлагаемый до чистого  $Al$ . Установлено, что гиббсит — главный и часто единственный минерал алюминия в латеритных бокситах мезозойского и кайнозойского возраста, представляющих большую часть мировых запасов. В латеритно-осадочных бокситах при латеритизации и реселификации осветленных водноосадочных континентальных отложений, а также обеленых коренных пород под этими отложениями, за счет избытка алюминия, преимущественно за счет привноса его сверху, в основном, образуется бёмит. В палеозойских латеритах преобладает бёмит. Образование моногидрата алюминия объясняется понижением окислительно-восстановительного потенциала.

*Ключевые слова:* боксит, гиббсит, бёмит, латеритизация

**DOI:** 10.31857/S2686739722060044

### ВВЕДЕНИЕ

До настоящего времени алюминий остается основным промышленно важным металлом в машиностроении, авиастроении, в производстве беспилотников, в строительной индустрии и в быту. В природе найдено 5 модификаций гидроксидов алюминия: диаспор  $AlO(OH)$ , бёмит  $AlO(OH)$ , гиббсит  $Al(OH)_3$ , байерит  $Al(OH)_3$ , нордстрандит  $Al(OH)_3$  и одна модификация оксида алюминия — корунд  $Al_2O_3$ . Главным сырьем для производства алюминия являются бокситовые руды. Переработка боксита в процессе Байера в значительной степени определяется природой боксита. Рудообразующими минералами в бокситах являются гиббсит и бёмит [1]. Наиболее реакционноспособным является гиббситовый боксит. Для переработки бёмитового боксита требуются более высокие температура и давление [2]. Для определения режимов работы перерабатывающих предприятий

важно изучение взаимоотношений и распространенность главных гидроксидов алюминия в бокситах.

Проблема условий образования бёмита и его временное, пространственное и количественное соотношение с гиббситом в бокситах остается до настоящего времени нерешенной. Существуют различные точки зрения, связанные с условиями их образования. Они зачастую прямо противоположные. Рассмотрим некоторые из них:

— Гиббсит является первичным минералом алюминия латеритных покровов, а образование бёмита происходит замещением гиббсита либо за счет прогрева активной солнечной радиацией в саванах [3] в самых верхних почвах и подпочвенных горизонтах разреза, либо за счет периодических пожаров (своего рода кальцинация гиббсита) [1].

— Гиббсит всегда формируется в латеритной трансформации по алюмосиликатным минералам материнских пород и затем может замещаться бёмитом при ремобилизации насыщенных алюминием растворов в нижних частях разреза, либо при смене условий на восстановительные с образованием наряду с бёмитом сидерита, пирита и др. [1].

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: boeva@igem.ru

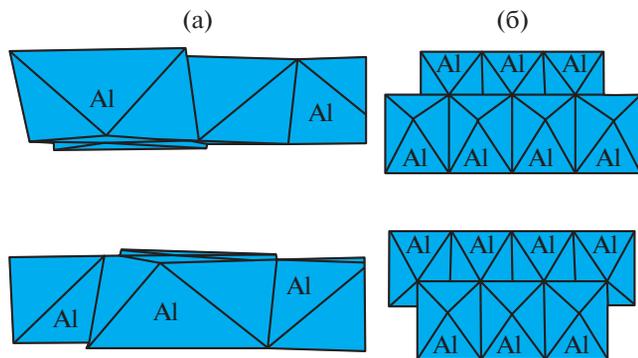


Рис. 1. Кристаллические структуры: (а) гиббсита и (б) бёмита.

– Образование бёмита происходит на уровне грунтовых вод в коре выветривания [4, 5], выше которого он позднее замещается гиббситом.

Гидроксиды алюминия являются предметом многочисленных исследований, в первую очередь экспериментального характера. Тем не менее механизм их образования изучен недостаточно. Гиббсит и бёмит являются основными глиноземсодержащими минералами бокситов. Гиббсит – промежуточный продукт в щелочных способах производства глинозема. Этот минерал – самое устойчивое соединение алюминия в природе. Химический состав:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  65.4%,  $\text{H}_2\text{O}$  34.6%. В виде изоморфных примесей встречаются до 2%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , а также  $\text{Ga}_2\text{O}_3$  – 0.006%. Гиббсит обладает амфотерными свойствами. Бёмит обычно дисперсен и находится в плохо окристаллизованной или скрытокристаллической форме. Теоретический химический состав минерала:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 85%,  $\text{H}_2\text{O}$  – 15%, однако в бёмитовых бокситах всегда содержатся посторонние оксиды в пределах от 3 до 12%, постоянными из которых являются  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Искусственно бёмит может быть получен обжигом гиббсита при  $330^\circ\text{C}$  или обработкой гиббсита водой или щелочным раствором при температуре выше  $130^\circ\text{C}$ , а также при старении аморфного гидроксида алюминия. Растворимость данного минерала в технологическом цикле зависит от его дисперсности и особенностей структуры [6].

Кристаллические структуры гиббсита и бёмита образованы слоями из соединенных ребрами октаэдров, в центрах которых находятся атомы Al в окружении групп OH. В структуре гиббсита и бёмита октаэдры заселены атомами Al только на 2/3, т.е. каждый третий октаэдр является вакантным. Структура гиббсита содержит одинарные октаэдрические слои, параллельные плоскости (001) и ограниченные с верхней и нижней стороны группами OH (рис. 1 а). Вследствие этого слои связаны между собой только слабыми ван-

дер-ваальсовыми силами, чем объясняются совершенная спайность по {001} и нестабильность структуры гиббсита. В структуре бёмита диоктаэдрические слои соединяются ребрами октаэдров в пары, образуя сэндвичи, связанные между собой довольно прочными водородными связями между атомами O и группами OH, вследствие чего структура бёмита значительно прочнее структуры гиббсита, хотя и сохраняет совершенную спайность по {001}. Гиббсит и бёмит устойчивы в обычных условиях, но переходят друг в друга при различных методах обработки.

Для перехода гиббсита в бёмит достаточно удалить из структуры одну молекулу воды по схеме  $\text{Al}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{AlO}(\text{OH}) + \text{H}_2\text{O}$ . В литературе приводятся несколько способов превращения гиббсита в бёмит. Дискуссионным остается вопрос, является ли этот процесс механизмом растворения и образования зародышей бёмита или твердофазным превращением. Обработка гиббсита раскаленным паром в течение 12 ч привела к его растворению и образованию мелких кристаллитов бёмита при  $165^\circ\text{C}$  [7]. При гидротермальной обработке гиббсита при температуре 200 и  $250^\circ\text{C}$  произошло образование волокнистых частичек бёмита в результате твердофазового превращения [8]. При гидротермальной обработке в водной суспензии мелких кристаллов синтетического гиббсита с добавлением уксусной кислоты или ацетата калия при температуре  $160^\circ\text{C}$  в течение 72–168 ч частицы гиббсита растворялись и на их месте образовывались кристаллы бёмита, в то время как в других частицах происходило одновременное растворение гиббсита и перекристаллизация гиббсита в бёмит на поверхности растворяющихся частиц гиббсита [9].

Благодаря сильным водородным связям между октаэдрическими слоями, структура бёмита обладает большой устойчивостью. Поэтому превращение бёмита в гиббсит становится затруднительным. Теоретически преобразование бёмита в гиббсит может происходить следующим образом:



Большинство исследователей предполагают кислые [4] условия образования бёмита. Но по данным экспериментальных исследований Ж. Педро и соавт. [10] бёмит образовался в более щелочных условиях, чем гиббсит. Также в карстовых бокситах часто бокситы имеют существенно бёмитовый состав.

Изучение состава и кристалломорфологии минералов глинозема из разновозрастных латеритных кор выветривания на примере месторождений Ниборасси и Сангареди в Гвинее, Центрального в Сибири и бокситов КМА в Центральной России является необходимым этапом в познании их минералогии и генезиса.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

*Месторождение Ниборасси* расположено на севере Гвинейской Республики. Территория приурочена к северной окраине платообразного поднятия Фута Джалон и представляет собой холмисто-грядовую эрозионно-денудационную равнину с останцами столовых возвышенностей. В региональном плане боваль находится в северной части впадины Туге. Она выполнена морскими терригенными отложениями верхнего рифея-венда, которые формируют здесь протерозойский этаж платформенного чехла Африканской древней платформы. На значительной части территории в терригенно-осадочные отложения внедрились магматические породы основного состава мезозойской трапповой формации, представленные долеритами, габбро-долеритами и габбро, которые образуют многоярусные силлы, реже дайки. Существенно алюмосиликатный состав материнского субстрата создает благоприятные предпосылки для образования в латеритных корах выветривания промышленных залежей бокситов.

*Центральное месторождение бокситов* расположено в юго-западной части древней Сибирской платформы на междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски. Месторождение приурочено к ядру брахиантиклинальной структуры, сложенной докембрийскими отложениями, представляющими собой сланцы различного состава, которые прорваны щелочными ультраосновными породами в виде штоков, даек, силлов, кимберлитовых трубок и тел карбонатитов. Все эти породы в мел-палеогеновое время были латеритизированы, частично денудированы в прилегающие депрессии. Латеритные бокситы, образованные по кварцмусковит-полевошпатовым сланцам состоят из гиббсита (до 62%  $Al_2O_3$ ), гетита, гематита, маггемита, анатаза, каолинита, кварца [11].

*Месторождение Сангареди* расположено на северо-западе Гвинейской Республики. Оно приурочено к нижним частям северо-западного склона морфоструктуры Фута Джалон-Мандинго. Бокситы залегают в платформенном чехле в приосевой части крупной синклинали структуры Бове, ядро которой сложено терригенно-осадочными породами девона — свиты Фаро. В них внедрились силлы и дайки основных пород мезозойской трапповой формации. Коренные породы слагают нижние уровни месторождения и представлены в пределах бокситоносной части девонскими осадочно-терригенными отложениями. Верхние уровни месторождения сложены в основном осадочно-латеритными бокситами, образовавшимися по континентальным водно-осадочным отложениям серии Сангареди, претерпевших существенные изменения исходного состава (обеление—вынос железа) в глеевой геохимиче-

ской обстановке. Длительное латеритное выветривание, начиная с миоцена, привело к формированию мощного латеритного покрова, сформированного как по отложениям серии Сангареди, так и по коренным материнским породам, которые сплошным чехлом покрывали вершину и пологие склоны бовали Сангареди [12].

*Бокситы Курской магнитной аномалии (КМА)* связаны с палеозойской (позднетурнейской-ранневизейской) латеритной корой выветривания филлитовых сланцев, залегающих среди железистых кварцитов курской серии нижнего протерозоя. Коры выветривания по джеспилитам представляют собой богатые железные руды и образуют крупные месторождения. Их бокситовые аналоги развиты преимущественно на участках распространения сланцев кварц-хлорит-серицитового состава. При частом чередовании материнских пород формируются железоалюминиевые руды. Коры выветривания перекрыты осадочными отложениями карбона и мезо-кайнозоя общей мощностью от 400 и более метров [13].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Было изучено более 100 образцов из разновозрастных бокситов: Центрального месторождения (Западная Сибирь), Ниборасси, Сангареди (Гвинея), Яковлевского (КМА, Центральная Россия). Исследования проводились с помощью сканирующих (СЭМ) CamScan 4 (“Cambridge”) и TESCAN VEGA IXMU (“Tescan”) микроскопов с энергодисперсионной приставкой (ЭДС). Рентгенофазовый анализ проводился на дифрактометре Ultima-IV фирмы “Rigaku” (Япония). Синхронный термический анализ (СТА) выполнялся на приборе (STA 449 F1 Jupiter “Netzsch”). Съемка производилась со скоростью  $10^\circ/\text{мин}$  в атмосфере Ar в тигельках с закрытыми крышками до температуры  $1050^\circ\text{C}$ . Масса навески составляла ~ 40 мг. Химический состав бокситов определен с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios “RANalytical”.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

*Рентгенофлуоресцентный анализ.* В табл. 1 приведены данные о среднем химическом составе бокситов четырех изученных месторождений. Содержания  $SiO_2$  находятся в диапазоне от 0.2 до 5.67 мас. %. Максимальное количество  $SiO_2$  отмечается на месторождении Ниборасси. Содержания  $TiO_2$  варьируют от 1.74 до 10.97 мас. %. В бокситах месторождений Сангареди и КМА наблюдается повышенное содержание  $Al_2O_3$  — от 48 до 89.95 мас. %, в отличие от месторождений Ниборасси и Центральное — от 41.23 до 57.86 мас. %.  $Fe_2O_3$  от 2.64 до 29.64 мас. %.  $Na_2O$  и  $K_2O$  находят-

Таблица 1. Химический состав бокситов

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП
Месторождение Ниборасси (Гвинея)											
от	1.84	40.58	1.97	23.46	0.01	0.27	0.023	0.02	0.02	0.11	17.58
до	5.67	47.90	2.52	29.64	0.05	0.30	0.068	0.04	0.06	0.12	25.15
ср	2.82	41.23	2.18	27.35	0.02	0.29	0.04	0.03	0.04	0.12	23.9
Месторождение Сангареди (Гвинея)											
от	0.2	55.23	2.19	2.6	0.02	0.24	0.019	0.01	0.03	0.09	24.43
до	1.5	89.95	5.9	12.3	0.06	0.31	0.054	0.03	0.06	0.13	30.92
ср	0.7	77.34	4.2	9.8	0.03	0.27	0.043	0.02	0.05	0.11	28.7
Месторождение Центральное (Россия)											
от	1.5	41.42	1.74	2.64	0.04	<0.10	0.008	0.02	0.03	0.18	22.3
до	1.8	48.88	10.97	16.32	0.49	<0.10	0.06	0.07	0.05	4.23	30.4
ср	1.6	45.58	6.76	8.9	0.24	<0.10	0.04	0.03	0.04	2.06	25.2
Курская магнитная аномалия (Россия)											
от	7	48	2.1	18	1.36	0.17	н.о.	0.1	0.34	–	11.3
до	12	65.78	4.5	28	1.64	0.21	н.о.	0.4	0.52	–	14.7
ср	11	50	2.8	26	1.52	0.19	н.о.	0.3	0.42	–	12.6

ся в примерно одинаковых диапазонах от 0.02 до 0.5 мас. %, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> от 0.11 до 4.23%.

Рентгенофазовый метод показал, что бёмит, гиббсит, гематит, гетит и каолинит являются основными минералами во всех образцах. Репрезентативная рентгенограмма показана на рис. 2. Гиббсит демонстрирует характерные отражения, наиболее важными и наиболее четко определенными из которых являются пики 4.83 и 4.37 Å, бёмит – 2.34, 1.84 Å.

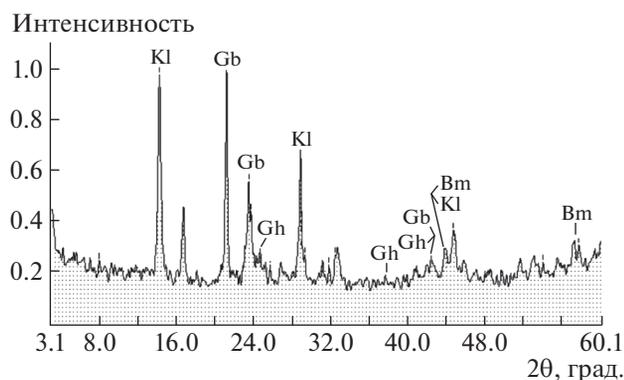


Рис. 2. Рентгенограмма боксита (Kl – каолинит, Gb – гиббсит, Gh – гётит, Bm – бёмит).

#### Синхронный термический анализ

При нагревании гиббсита в диапазоне температур 240–450°C на кривых дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК) фиксируется эндотермический эффект, связанный с выделением основной массы конституционной воды из гиббсита. Одновременно с этим происходит частичное образование промежуточного продукта – бёмита. Дегидратация и разложение бёмита происходит при температуре 450–600°C, что отражается в эндотермическом эффекте на кривой ДСК в этом интервале. Экзотермический эффект в интервале температур 950–1200°C отвечает за фазовый переход  $\gamma$ -Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в  $\alpha$ -Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (корунд) (рис. 3а). Поскольку известно, что в гиббсите содержится 34.6% H<sub>2</sub>O, то по термогравиметрической (ТГ) кривой определяем потерю массы при нагревании в интервале дегидратации и рассчитываем содержание гиббсита в породе по формуле:

$$C_T = 2.89 \times C_B,$$

где  $C_B$  – общая потеря массы при дегидратации гиббсита (в %),  $C_T$  – содержание гиббсита в образце (в %).

Бёмит диагностируется по наличию пика на кривых ДСК в интервале температур 500–650°C. В бёмите содержится 15% H<sub>2</sub>O. По ТГ-кривой определяем потерю массы, связанную с удалением

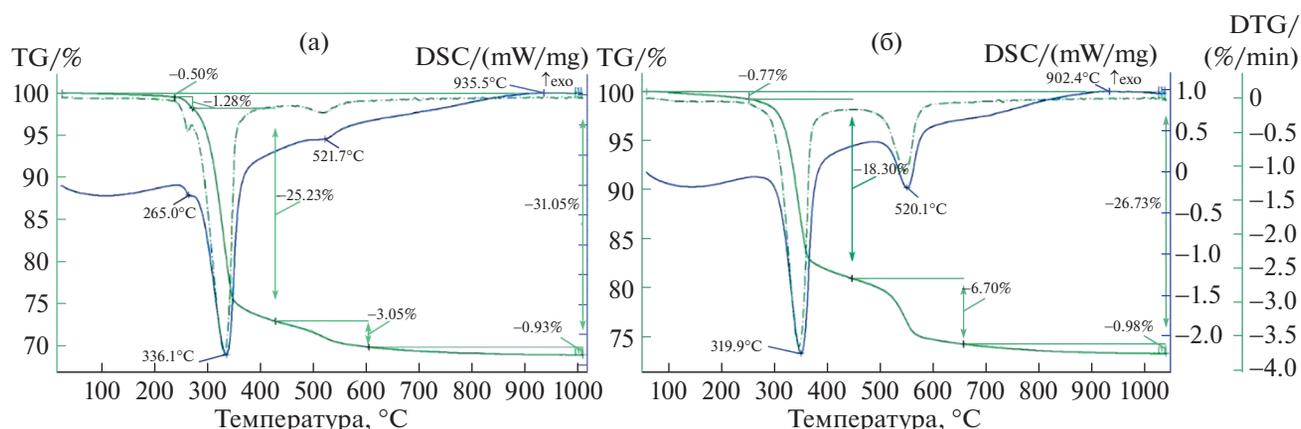
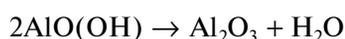


Рис. 3. Термограммы гиббсита (а), гиббсита и бёмита (б).

ем конституционной воды – 6.7% (рис. 3б). По аналогии с гиббситом рассчитывается содержание бёмита в породе. Реакция дегидратации бёмита следующая:



Минеральный состав и количественное соотношение гиббсита и бёмита в бокситах были определены сопоставлением трех методов анализа: рентгенофлуоресцентного, рентгенофазового и термического (табл. 2). Также для диагностики минералов использовалась сканирующая электронная микроскопия.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При изучении разновозрастных бокситов было установлено, что типоморфные особенности главных породообразующих минералов бокситов напрямую связаны с условиями их образования.

*Месторождение Ниборасси.* Бокситы образовались *in situ* по терригенно-осадочным отложениям, интродуцированным магматическими породами основного состава мезозойской трапповой формации, представленные долеритами, габбро-долеритами и габбро. Существенно алюмосиликатный состав материнского субстрата создает

Таблица 2. Минеральный состав бокситов

	Гиббсит	Бёмит	Гётит	Гематит	Бертьерин
Месторождение Ниборасси (Гвинея)					
от	53.5	н.о.	7.52	16.5	
до	82.5	н.о.	10.04	27.6	
среднее	62.5	н.о.	8.8	18.3	
Месторождение Сангареди (Гвинея)					
от	45	4	2	2	
до	85	25	11	5	
среднее	62	8	6	4	
Месторождение Центральное (Россия)					
от	54	н.о.	19	2	
до	70	н.о.	42	8	
среднее	64	н.о.	29	4	
Курская магнитная аномалия, Белгородский район (Россия)					
от	15	35	13	5	7
до	40	53	19	10	15
среднее	20	44	15	5	11

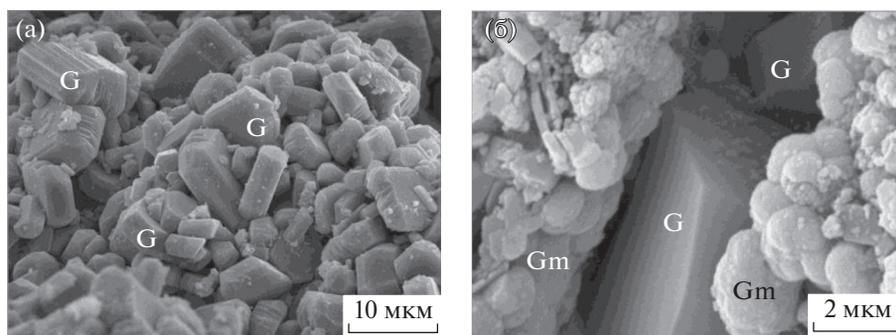


Рис. 4. Кристаллы гиббсита – G (а), гиббсита – G и гематита – Gm (б). СЭМ.

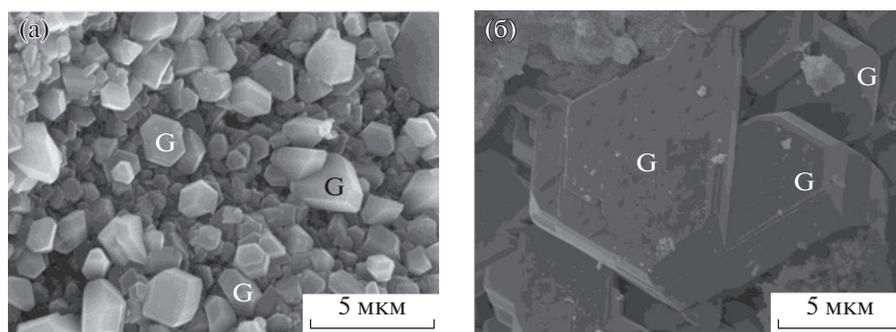


Рис. 5. Кристаллы гиббсита – G (а), двойники кристаллов гиббсита – G (б). СЭМ.

благоприятные предпосылки для образования на месторождении промышленных залежей бокситов. При латеритизации происходит вынос кварца и щелочей. В породах возникает пористость. Отличный дренаж и большое количество осадков при дальнейшей латеритизации приводят к образованию чисто гиббситовых бокситов. Независимо от типа материнского субстрата, латеритные бокситы на месторождении имеют классический профиль. В нижней части коры выветривания выделяется зона каолиновых глин, выше нее – горизонт железистых латеритов (переходная зона). Над породами переходной зоны залегают бокситы, в нижней части светлые, более высокоглиноземистые. Кристаллы гиббсита имеют удлиненную форму, размеры – от 2 до 10 мкм (рис. 4а). Выше по разрезу кристаллы гиббсита увеличиваются, содержание глинозема в боксите падает, а железа – увеличивается (рис. 4б).

Латеритные бокситы *in situ* содержат, в среднем, 40–42%  $Al_2O_3$  (табл. 1). В минеральном составе латеритных бокситов *in situ* по различному субстрату преобладает гиббсит (табл. 2). Содержание железистых минералов в них составляет 27–37%, при этом гематит обычно несколько преобладает над гётитом.

*Латериты Центрального месторождения* в течение десятков миллионов лет сохраняют свой

оригинальный химический и минеральный состав (табл. 1, 2) и идеальные поверхности кристаллов гиббсита [14]. Дезинтеграция горных пород возникает еще до начала выветривания. При выветривании кварц растворяется и выносится. Растворимость глинозема зависит от pH раствора, но в пределах значений pH, существующих при латеритном выветривании, глинозем мало растворим. Вследствие этого при выветривании алюминий остается на месте, псевдоморфно замещающая материнские минералы. Кроме того, он кристаллизуется на стенках трещин, каверн, в биоминеральных пленках и на их поверхности.

Химический состав бокситов тесно связан с минеральным и химическим составом материнских пород, а также с химическими процессами, сопровождавшими латеритизацию. Латеритные бокситы в общем характеризуются высоким содержанием  $Al_2O_3$  – 40–48 мас. % и  $TiO_2$  – до 11 мас. %. Повышенное содержание  $TiO_2$  объясняется тем, что в бокситообразовании принимают участие комплексы внедрившихся в сланцы щелочных и ультраосновных пород.

В нижней части профиля бокситов гиббсит имеет наиболее простые формы (рис. 5а). При латеритизации кристаллы гиббсита становятся толще за счет полисинтетического двойникования (рис. 5б).

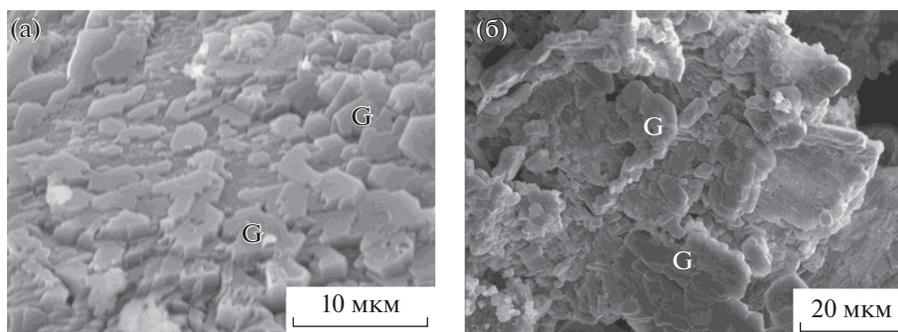


Рис. 6. Псевдоморфозы гиббсита – G по полевому шпату (а), по каолиниту (б). СЭМ.

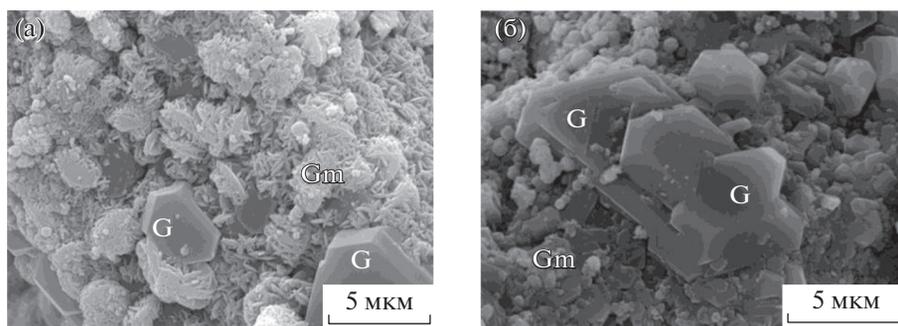


Рис. 7. Толстостолбчатые кристаллы гиббсита – G и гематита – Gm (а), сростки кристаллов гиббсита – G и гематита – Gm (б). СЭМ.

При выветривании полевых шпатов, большинство которых сами являются полисинтетическими двойниками, кристаллы гиббсита образуют цепь тонких гексагональных табличек, с базопинакоидом, конгруэнтно удлиненным вдоль двойниковых полосок (рис. 6а). При выветривании полисинтетических двойников каолинита таблички гиббсита также конгруэнтно развиваются между его пластинками и обрамляют их снаружи (рис. 6б).

В железистых алюмосиликатах при латеритизации происходит дифференциация Fe и Al с образованием гематита и сложных двойников толстотаблитчатых и призматических кристаллов гиббсита (рис. 7).

Бокситы Чадобецкого поднятия имеют гиббситовый состав. В процессе латеритизации гиббсит на Центральном месторождении также не превращается в моногидраты алюминия: бёмит или диаспор – факт, имеющий исключительно важное значение в решении дискуссионных вопросов о термодинамической устойчивости гидратов глинозема в условиях поверхности Земли [15–17].

*Месторождение Сангареди*, расположенное на северо-западе Гвинейской Республики, обладает уникальными по качеству бокситами. Как Центральное месторождение в Сибири, имеет лате-

ритно-осадочный генезис [18]. Однако, в отличие от сибирских бокситов, под осадочно-латеритными бокситами были выявлены особенные, с повышенным содержанием бёмита, бокситы *in situ*, образованные по коренным алюмосиликатным породам ложа серии Сангреди. Эти бокситы узнаются, прежде всего, по светлой окраске, гелеморфным и оолитовым структурам. Образование таких бокситов происходит под слоем светлых маложелезистых осадочно-латеритных бокситов по обеленным коренным породам за счет перераспределения вещества в профиле выветривания. Привнос глинозема происходит сверху, с фронтом просачивающихся поровых растворов, которые насыщены растворенными соединениями алюминия. В матриксе образуются пластинчатые кристаллы гиббсита, а в трещинах и кавернах – щетки и друзы длинностолбчатых минералов (рис. 8а). В свободных пространствах образуются крупные кристаллы гиббсита (рис. 8б) [19].

Осаждение гелей алюминия из пересыщенных поровых растворов приводит к пропитке и замещению каолиновых глин криптокристаллическим глиноземистым веществом (рис. 9а), способствующим образованию псевдоморфных кристаллов гиббсита (рис. 9б) с заметной ролью моногидратных (бёмитовых) форм (рис. 10а, 10б).

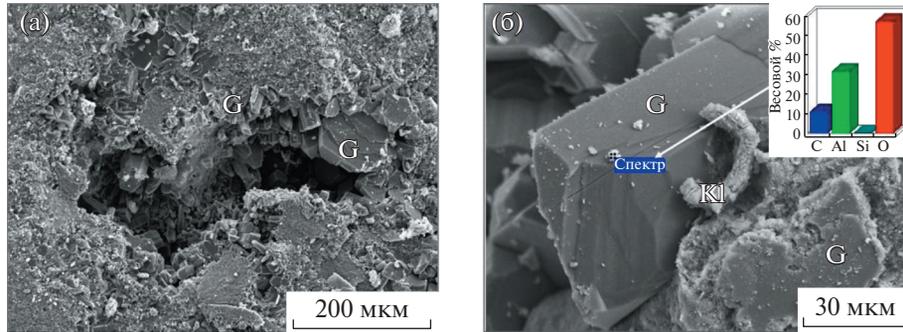


Рис. 8. Кристаллы гиббсита – G (а), кристаллы гиббсита и каолинита (Kl) – на врезке ЭДС гиббсита (б). СЭМ.

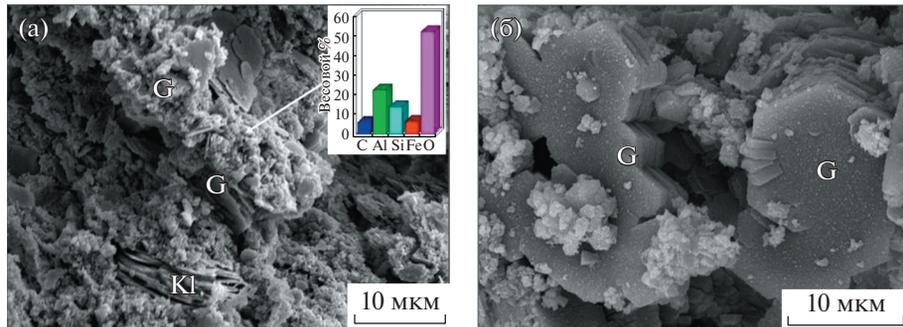


Рис. 9. Кристаллы гиббсита – G и каолинита – Kl – на врезке ЭДС каолинита (а), кристаллы гиббсита – G (б). СЭМ.

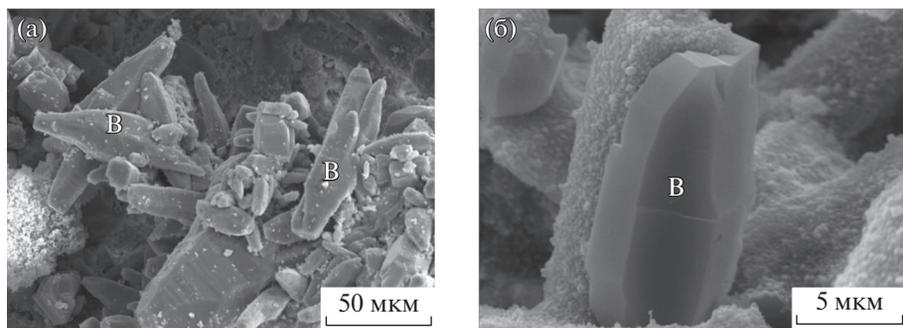


Рис. 10. Кристаллы бёмита – B (а), крупные кристаллы бёмита – B (б). СЭМ.

Осадочно-латеритные бокситы по отложениям серии Сангареди имеют наиболее высокое содержание общего глинозема – 53–65% и повышенное – моногидрата алюминия, варьирующее от 1.5 до 25%. В их минеральном составе преобладает гиббсит. Но в них, в отличие от классических латеритных, заметно повышено содержание бёмита – 4–11%, а в оолитизированных разновидностях до 26%.

*Бокситы КМА*, расположенные в Белгородском рудном районе, развиты на участках распространения кварц-хлорит-серицитовых сланцев. В позднеюрнойско-ранневизейское время обра-

зовались основные минералы бокситов – бёмит, гиббсит, бертьерин, оксиды железа (табл. 2). Латерит образуется непосредственно *in situ*. В условиях интенсивного выноса кремнезема и щелочей возникает пористость, которая способствует привнесу алюминия, железа и титана. Содержание  $Al_2O_3$  в бокситах выше, чем в других месторождениях бокситов. Именно из-за присутствия бёмита в бокситах наблюдается повышенное, по сравнению с чисто гиббситовыми бокситами, глинозема. Железо в значительной части присутствует в виде закиси, а не окиси. Отмечается низкое содержание  $TiO_2$  (табл. 1).

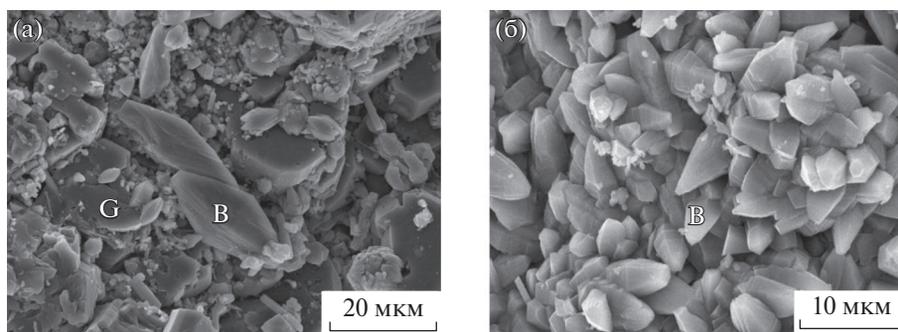


Рис. 11. Кристаллы бемита – В и гиббсита – G (а), кристаллы бёмита – В (б). СЭМ.

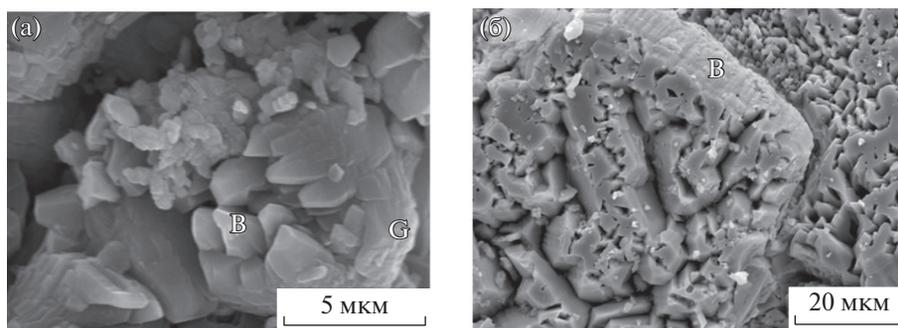


Рис. 12. Кристаллы бемита – В и гиббсита – G (а), кристаллы бёмита – В (б). СЭМ.

В местах интенсивно выраженной трещиноватости коренные породы приобретали оолитоподобную, псевдобобовую форму. Вдоль зон интенсивного водообмена по каолинизированным серицитовым сланцам образовался гиббсит. В менее обводненных местах по коренному субстрату образовывались одновременно и гиббсит, и бёмит (рис. 11а). В начале процесса гелефикации происходило образование метаколлоидного бёмита, который впоследствии раскристаллизовывался. Кристаллы бёмита идиоморфны, собраны в дружи или щетки (рис. 11б).

Учитывая тот факт, что при замещении сланцев объем пород не меняется, а имеет микроплойчатую текстуру, можно предположить, что в образовании бёмита участвует глинозем, привнесенный из вышележащих пород [20]. В вышележащих толщах, при недостаточном поступлении воды, непосредственно по каолиниту образуется бёмит. Гиббсит в количественном отношении уступает бёмиту. После смены окислительной обстановки на восстановительную, кристаллы гиббсита теряют гидроксильные группы, приобретают губчатую форму, гиббсит преобразуется в бёмит. Псевдогексагональные кристаллы гиббсита почти полностью переходят в кристаллы бёмита (рис. 12а). Направление O–H-связей образует зигзагообразную цепочку между слоями кислорода (рис. 12б). Это отражается на фигурах

растворения поверхностей кристалла гиббсита (рис. 12б).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гиббсит – главный минерал алюминия в латеритных – *in situ* бокситах мезозойского и кайнозойского возраста, представляющих большую часть мировых запасов. В молодых корах выветривания латеритные бокситы на кислых породах состоят из гиббсита. Эти латериты отличаются хорошей проницаемостью. Пористость в них достигает 44%. Бокситы сложены крупнозернистым гиббситом. Его содержание в породе приближается к 98%.

Благоприятным генетическим типом для образования бёмитовых бокситов мезозойского и кайнозойского возраста являются *осадочно-латеритные* бокситы. В депрессиях происходит накопление осадков, в том числе, обогащенных бокситами, образованными *in situ*. Но для дальнейшей латеритизации на территории их развития длительное время должен сохраняться жаркий тропический климат. На Сибирской платформе изменение климата приостановило процессы латеритизации, именно поэтому бокситы месторождения Центрального не имеют такого развития, как бокситы месторождения Сангареди в Гвинее. Несмотря на сходные условия образова-

ния, на Центральном месторождении в латеритных бокситах практически отсутствует бёмит.

Образование бёмита на месторождении Сангареди происходит при латеритизации и реселификации осветленных водноосадочных континентальных отложений, а также обеленных коренных пород под этими отложениями. Избыток алюминия, преимущественно за счет привноса его сверху, является благоприятным фактором для образования бёмита в бокситах.

В палеозойских латеритах преобладает бёмит. Бокситы КМА образовались в результате промывного гидролиза [20]. Образование моногидрата алюминия объясняется понижением окислительно-восстановительного потенциала. В остаточных бокситах КМА гиббсит растворяется с образованием бёмита.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания ИГЕМ РАН № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Nikitina A.P.* Geology and Mineralogy of the Lateritic Bauxites of the East-European Platform // *Weathering; its products and deposits*. 1989. С. 3–25.
2. *Authier-Martin M., Forté G., Ostap S., See J.* The Mineralogy of Bauxite for Producing Smelter-grade Alumina // *Journal of the Minerals, Metals and Materials Society*. 2001. V. 53. P. 36–40.
3. *Синицын В.И.* Климат латерита и боксита. — Л. Недра, 1976. 152 с.
4. *Lapparent F.* Raisons géologiques de la formation des trois hydroxides d'aluminium naturels // *Congrès International des Mines*. 1935. T. 7. C. 375–381.
5. *Mamedov V.I., Boeva N.M., Makarova M.A., Shipilova E.S., Melnikov Ph.P.* The Problem of the Formation of Boehmite and Gibbsite in Bauxite-Bearing Lateritic Profiles // *Minerals*. 2022. № 12. 389. <https://doi.org/10.3390/min12030389>.
6. *Mehrotra S.P., Alex T.C., Greifzu G.* Rakesh Kumar Mechanical Activation of Gibbsite and Boehmite: New Findings and their Implications // *Trans. Indian Inst. Met.* 2016. V. 69(1). P. 51–59. <https://doi.org/10.1007/s12666-015-0633-6>
7. *Chenx B., Xua X., Chen Xi., Kong L.* Transformation Behavior of Gibbsite to Boehmite by Steam-assisted Synthesis // *Journal of Solid State Chemistry*. 2018. V. 265. P. 237–243.
8. *Панасюк Г.П., Белан В.Н., Ворошилов И.Л., Козерожец И.В.* Превращение гидраргиллит → бёмит // *Неорганические материалы*. 2010. Т. 46. № 7. С. 831–837.
9. *Filhoa R.W., Rochaa G.A., Montesa C.R., Vieira-Coelho A.C.* Synthesis and Characterization of Boehmites Obtained from Gibbsite in Presence of Different Environments // *Materials Research*. 2016. V. 19. № 3. P. 659–668.
10. *Pedro G., Berrier J., Tessier D.* Recherches experimental sur l'alteration des argiles dioctaedriques de type kaolinite et illite // *Bull. Groupe Francais Argiles Paris*. 1970. № 22. P. 29–50.
11. *Boeva N.M., Slukin A.D., Shipilova E.S., Makarova M.A., Balashov F.V., Zhegallo E.A., Zaytseva L.V., Bortnikov N.S.* Features of Morphology and Composition of Supergenic Minerals of Rare and Rare Earth Elements in Lateritized Bauxites of the Chadobets Uplift (Siberian Platform) // *Doklady Earth Sciences*. 2021. V. 500. P. 1. P. 720–727. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21090038>
12. *Mamedov V.I., Makarova M.A., Boeva N.M., Vnuchkov D.A., Bortnikov N.S.* The World's Largest Fouta Djallon–Mandingo Bauxite Province (West Africa): Part II. Bauxite Distribution and Grade as Functions of Climate and Protolith Lithology // *Geology of Ore Deposits*. 2021. V. 63. № 6. P. 559–624. <https://doi.org/10.1134/S1075701521050044>
13. *Savko A.D., Ovchinnikova M.Yu., Boeva N.M.* Berthierine-Rich Bauxites in the Kursk Magnetic Anomaly (KMA) // *Lithology and Mineral Resources*. 2021. V. 56. № 1. P. 49–55. <https://doi.org/10.1134/S0024490221010089>
14. *Boeva N.M., Bortnikov N.S., Slukin A.D., Shipilova E.S., Makarova M.A., Melnikov Ph.P.* Biofilms and Biominerals in the Lateritic Weathering Crust as Exemplified by the Central Bauxite Deposit (Siberian Platform, Russia) // *Minerals*. 2021. № 11. 1184. <https://doi.org/10.3390/min11111184>
15. *Chesworth W.* The Stability of Gibbsite and Boehmite at the Surface of the Earth // *Clays and Clay minerals*. 1972. V. 20. P. 369–374.
16. *Peryea F.J., Kittrick J.A.* Relative Solubilities of Corundum, Gibbsite, Boehmite and Diaspor at Standart State Conditions // *Clays and clay minerals*. 1988. V. 36. P. 391–396.
17. *Hemingway B.S., Robie R.A., Apps J.A.* Revised Values for Thermodynamic Properties of Boehmite, AlO(OH), and Related Species and Phases in the System Al–H–O // *American Mineralogist*. 1991. V. 76. № 3, 4. P. 445–457.
18. *Mamedov V.I., Makarova M.A., Boeva N.M., Slukin A.D., Shipilova E.S., Bortnikov N.S.* The Main Processes and Stages in the Formation of the Unique Sangaredi Deposit of Bauxites (West Africa) // *Doklady Earth Sciences*. 2020. V. 492. P. 1. P 291–296. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20050128>
19. *Макарова М.А., Мамедов В.И., Алехин Ю.В., Шунилова Е.С.* Уникальная роль поровых растворов при образовании бокситов в латеритных корах выветривания (Гвинейская Республика) // *ДАН. Серия Геохимия*. 2019. Т. 489. № 1. С. 60–64.
20. *Сиротин В.И.* Метасоматическая модель формирования визейского бокситоносного латеритного профиля КМА // *Вестн. ВГУ. Сер. геол.* 2000. № 9. С. 7–15.

## GIBBSITE AND BOEHMITE IN LATERITIZED WEATHERING CRUSTS OF DIFFERENT AGES: FEATURES OF THE CONDITIONS OF LOCATION AND FORMATION

N. M. Boeva<sup>a,#</sup>, M. A. Makarova<sup>a</sup>, E. S. Shipilova<sup>a</sup>, A. D. Slukin<sup>a</sup>, S. V. Soboleva<sup>a</sup>, E. A. Zhegallo<sup>b</sup>, L. V. Zaitseva<sup>b</sup>, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*A.A. Borisyak Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: boeva@igem.ru*

The main source of aluminum is bauxite ores and their main mineral components gibbsite  $\text{Al}(\text{OH})_3$  and boehmite  $\text{AlO}(\text{OH})$ , with various decomposition methods which form alumina  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , electrolytically decomposed to pure Al. It has been established that gibbsite is the main and often the only aluminum mineral in laterite bauxites of Mesozoic and Cenozoic age, representing most of the world's reserves. In laterite-sedimentary bauxites, during lateritization and reselification of clarified water-sedimentary continental sediments, as well as bleached bedrock under these sediments, due to excess aluminum, mainly due to its introduction from above, boehmite is formed. Paleozoic laterites are dominated by boehmite. The formation of aluminum monohydrate is explained by a decrease in the redox potential.

*Keywords:* bauxite, gibbsite, boehmite, lateritization

УДК 550.24; 551.594

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ХУНГА-ТОНГА-ХУНГА-ХААПАН 15.01.2022 г.

© 2022 г. Академик РАН В. В. Адушкин<sup>1</sup>, Ю. С. Рыбнов<sup>1,\*</sup>, А. А. Спивак<sup>1</sup>

Поступило 08.02.2022 г.

После доработки 16.02.2022 г.

Принято к публикации 17.02.2022 г.

Приведен анализ результатов инструментальных наблюдений за метеопараметрами, микробарическими вариациями и вариациями электрического поля в обсерватории Михнево и Центре геофизического мониторинга Москвы ИДГ РАН, а также геомагнитными вариациями в обсерваториях сети INTERMAGNET в период эксплозивного извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г. Показано, что эксплозия вулкана сопровождалась волновыми возмущениями атмосферы, а также вариациями магнитного и электрического поля на значительных эпицентральных расстояниях. Отмечается, что наряду с вызванными в эпицентре эксплозии волнами Лэмба зарегистрированы волны, вызванные виртуальным источником, расположенным в антиподе, а также вторичные и третичные прямые (из эпицентра эксплозии) и антиподные волны, что свидетельствует о том, что волновой атмосферный сигнал трижды обогнул земную сферу. Оценка энергии источника, выполненная по характерной частоте в спектре сигнала, дает значение  $\sim 10^{18}$  Дж, что в пересчете на взрывной источник соответствует  $\sim 200$  Мт тротилового взрыву. Показано, что эксплозия вулкана вызвала глобальные вариации электрического и магнитного полей.

*Ключевые слова:* вулкан, извержение, эксплозия, акустический сигнал, антипод, геомагнитные вариации, вариации электрического поля

DOI: 10.31857/S2686739722060032

Изучение вулканической деятельности, в первую очередь крупных вулканов, представляет значительный интерес как с точки зрения ожидания возможных погодных аномалий, так и прогнозирования климатических изменений в перспективе. Особый интерес вызывают мощные вулканические извержения в акваториях, что объясняется в этом случае возможностью возникновения цунами. Последствия вулканических извержений эксплозивного типа проявляются в виде воздушных волн, электрических и магнитных эффектов [1–7]. Инструментальные наблюдения за геофизическими полями в период сильных вулканических извержений позволяют расширить сложившиеся представления не только о механизмах этих природных явлений, но также возможных экологических последствий.

В настоящей работе рассматриваются геофизические эффекты мощного эксплозивного извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай ( $20^{\circ}32'36''$  ю.ш.;  $175^{\circ}23'33''$  з.д.), произошедшего

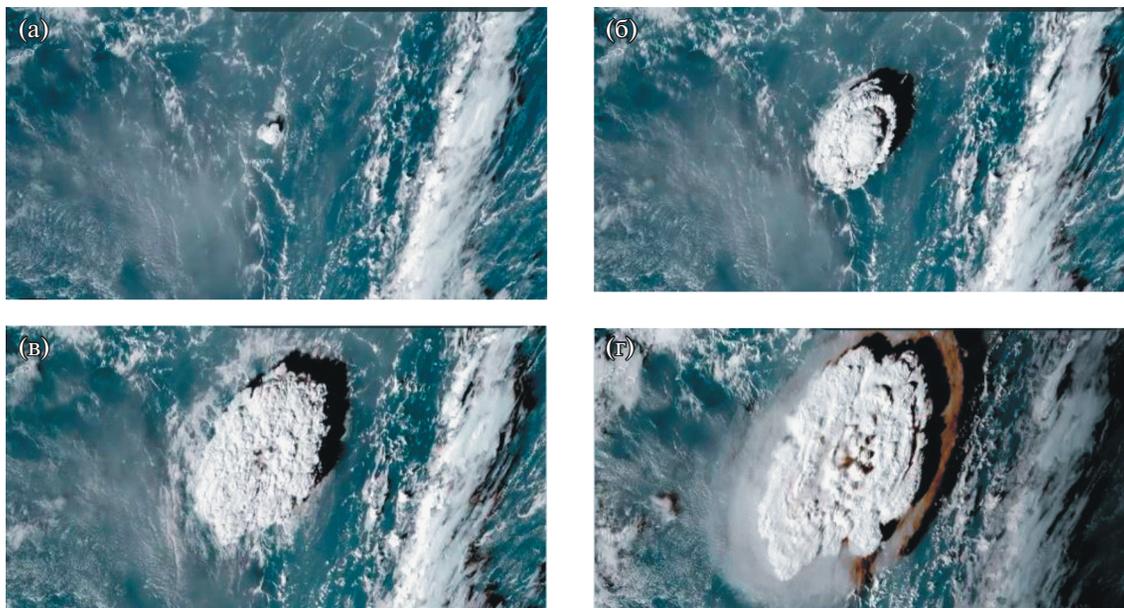
15.01.2022 г. В качестве исходных данных авторами использованы результаты регистрации атмосферного давления, микробарических вариаций и вертикальной компоненты электрического поля в обсерватории Михнево (МНВ) и в Центре геофизического мониторинга Москвы (ЦГМ) Института динамики геосфер РАН, а также данные магнитных измерений, выполненных в обсерваториях сети INTERMAGNET<sup>1</sup> (рассматриваемые сутки характеризовались отсутствием сильных атмосферных явлений в виде ураганов, шквалов и гроз в пунктах регистрации, а также глобальных возмущений электромагнитной природы).

Вулкан Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай расположен в районе островов Полинезии на островной дуге Тонга-Кермадек. Регион отличается повышенной тектонической активностью. Вулкан до настоящего времени не проявлял особо высокой активности. Произошедшие в период с 1912 до 2021 г. извержения (последнее датируется 2014 г.) характеризовались максимальным уровнем 2 по шкале вулканической активности VEI. Извержение вулкана 15.01.2022 г., судя по приведенным в Интернете записям со спутников [8], характери-

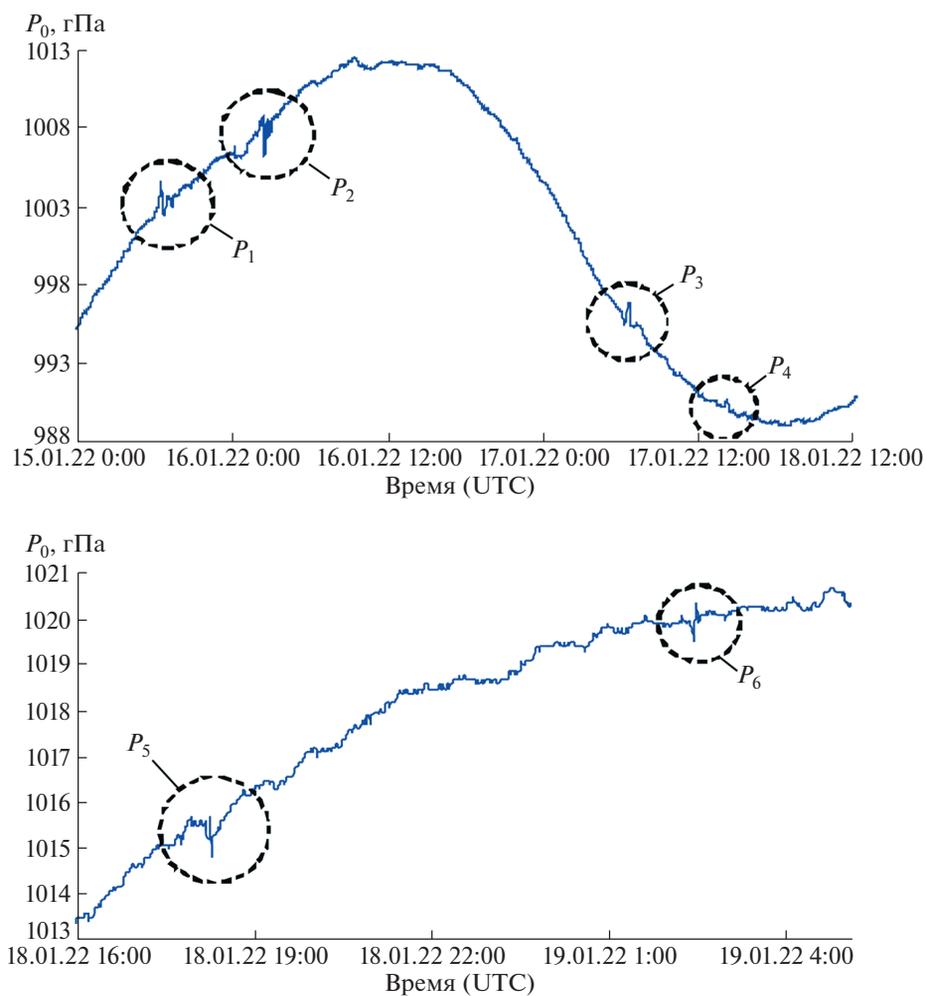
<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: rybnov.y@mail.ru

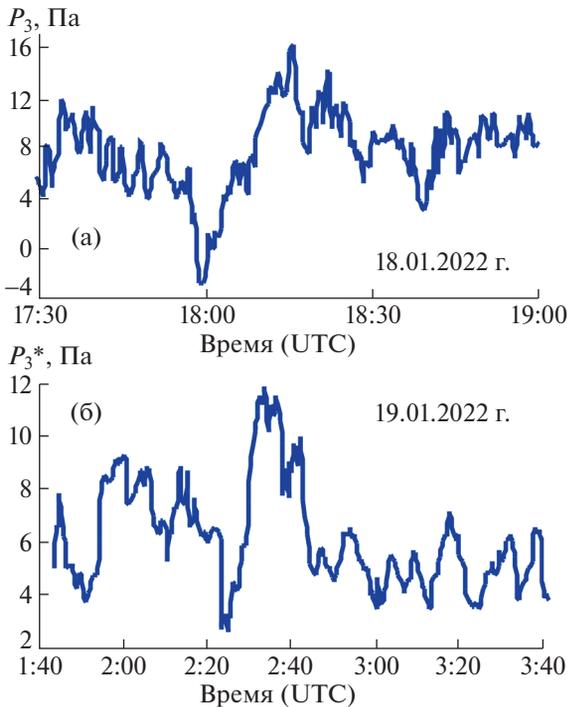
<sup>1</sup> Intermagnet.org



**Рис. 1.** Этапы развития взрывной стадии извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай; время, UTC: (а) – 04:15; (б) – 05:00; (в) – 06:00; (г) – 07:00 (снимки с геостационарного спутника GOES-17 (www.NASA.gov)).



**Рис. 2.** Запись атмосферного давления в обсерватории МНУ в период с 15.01.2022 г. по 19.01.2022 г.



**Рис. 3.** Ход атмосферного давления в обсерватории МНУ в полосе частот 0.0008–10 Гц в период прихода третичного прямого (а) и антиподального (б) сигналов (соответственно 18.01.2022 г. и 19.01.2022 г.).

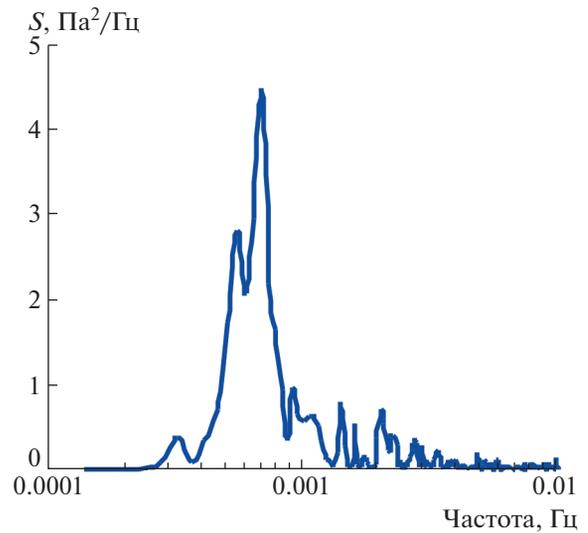
зается по нашему мнению уровнем не менее 5 по шкале VEI, что свидетельствует о том, что это одно из самых сильных извержений Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай.

Эксплозия вулкана началась 15.01.2022 г. в ~04:10 UTC с формирования быстро разрастающегося облака из водно-пепло-газовой смеси и пирокластического материала (рис. 1). Вся взрывная стадия, включая начальный этап формирования эруптивного облака<sup>2</sup>, заняла примерно 8 мин. Извержение вызвало мощные движения воздушных масс, что привело к заметным вариациям атмосферного давления на значительных расстояниях<sup>3</sup>. В качестве примера на рис. 2 представлена запись атмосферного давления  $P_0$  в обсерватории Михнево ИДГ РАН, расположенной на расстоянии ~15 295 км от вулкана. Из рис. 2 следует, что на достаточно гладком суточном ходе  $P_0$  отчетливо проявляются 6 сигналов, пришедшие в МНУ соответственно в ~18:30 UTC 15.01.2022 г., ~2:25 UTC 16.01.2022 г., ~06:40 UTC 17.01.2022 г., ~14:13 UTC 17.01.2022 г., ~17:55 UTC 18.01.2022 г. и ~02:20 UTC 19.01.2022 г.<sup>4</sup> Макси-

<sup>2</sup> По имеющимся данным [8, 9], высота подъема облака составила 20–30 км.

<sup>3</sup> При соответствующей энергии источника волны Лэмба и инфразвуковые колебания могут обегать весь земной шар.

<sup>4</sup> Время достижения максимальной амплитуды сигналов.



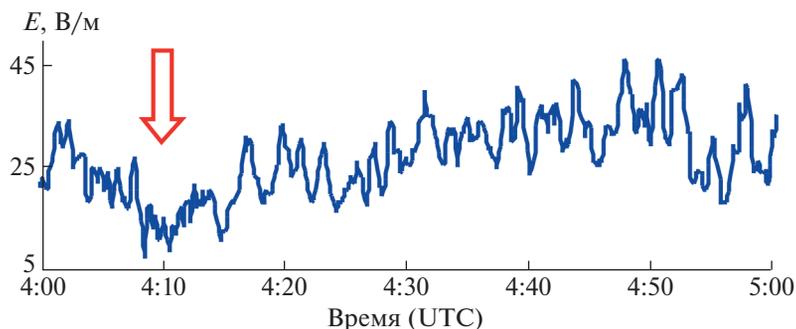
**Рис. 4.** Зависимость спектральной плотности от частоты для первичного сигнала прямого распространения.

имальные амплитуды первых 4 сигналов  $P_1$ – $P_4$  составили соответственно ~260, ~230, ~60 и ~50 Па.

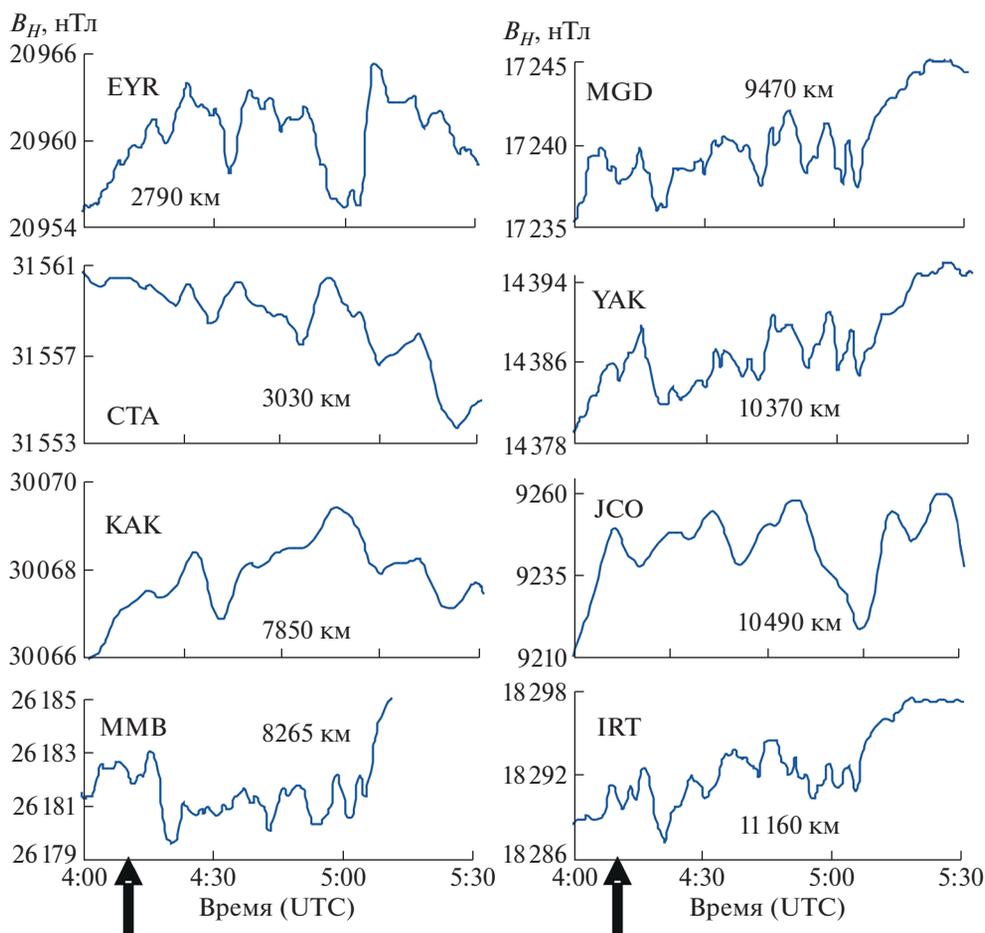
С учетом скоростей распространения (~306–312 м/с), слабым затуханием с расстоянием (по нашим данным ~0.4 дБ на 1000 км) и значением преимущественной частоты эти сигналы представляют собой волны Лэмба, распространяющиеся в стратосферном волноводе [10–12]. Очевидно, что первый сигнал  $P_1$  – это пришедший в МНУ первичный сигнал с азимута на эпицентр вулкана, вызванный мощными движениями воздушных масс в эпицентре эксплозии. Второй сигнал  $P_2$  – сигнал от виртуального источника, сформировавшегося в результате схождения первичного сигнала, огибающего земную сферу, в точке антипода. Этот сигнал зарегистрирован с азимута, противоположного азимуту первичного сигнала. Третий и четвертый сигналы  $P_3$  и  $P_4$  – это соответственно прямой и антиподальный сигналы, сформировавшиеся при повторном огибании земного шара основным (первичным) сигналом. Сигналы  $P_5$  и  $P_6$  с большой вероятностью являют-

**Таблица 1.** Характеристики атмосферных сигналов (по данным МНУ)

Сигнал	Параметры		
	$P$ , Па	$T$ , мин	$\tau$ , мин
$P_1$	~260	~16	~70
$P_2$	~230	~20	~80
$P_3$	~60	~40	~60
$P_4$	~50	~30	~100



**Рис. 5.** Вертикальная компонента электрического поля в период эксплозивного извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г. по данным ЦГМ (вертикальной стрелкой обозначено время эксплозии).



**Рис. 6.** Вариации горизонтальной компоненты магнитного поля Земли в период эксплозии вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г. (регистрация в обсерваториях сети INTERMAGNET, расположенных в субширотном направлении от вулкана); эпицентрального расстояние приведено в поле рисунков (вертикальными стрелками обозначено время эксплозии).

ся соответственно третичным первичным и третичным антиподальным сигналами (см. ниже).

Более детальный анализ записей атмосферного давления, микробарических вариаций и времен прихода сигналов 18.01.2022 г. и 19.01.2022 г.

свидетельствует о том, что действительно атмосферные возмущения  $P_5$  и  $P_6$  вызваны эксплозией вулкана и соответствуют третьему разу огибания земного шара. Это хорошо видно из рис. 3, на котором приведены более детально волновые фор-

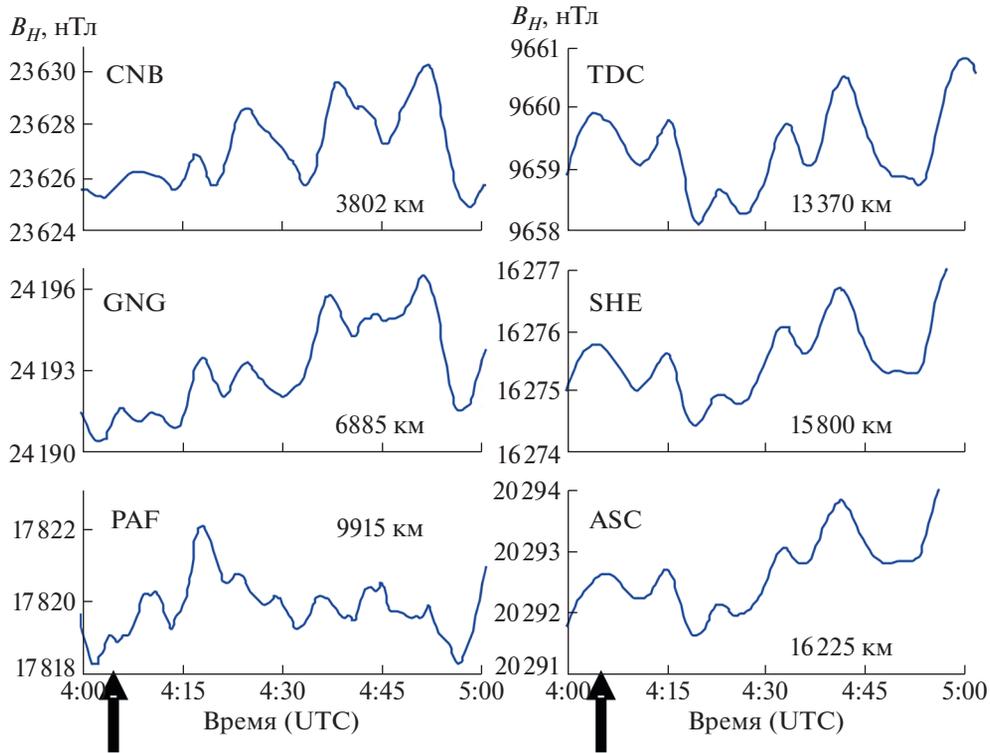


Рис. 7. Вариации горизонтальной компоненты магнитного поля Земли в период эксплозии вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г.

мы сигналов  $P_5$  и  $P_6$ , зарегистрированные микробарометром МБ-03 [12]. Из данных рис. 3 следует, что инструментально зарегистрированные аномальные микробарические вариации  $P_0$  в  $\sim 17:57$  UTC 18.01.2022 г. и  $\sim 02:20$  UTC 19.01.2022 г. с учетом скорости распространения атмосферного возмущения соответствуют приходу в МНУ третичного прямого (из эпицентра эксплозии) и соответствующего ему третичного антиподального сигнала.

Здесь следует отметить, что времена “запаздывания” между прямыми сигналами и соответствующими им антиподальными сигналами близки между собой и составляют  $\sim 8$  ч. Это подтверждает антиподальное расположение всех вторичных источников. Согласно оценкам, расстояние от МНУ до антипода составляет примерно 4430 км.

Основные характеристики зарегистрированных сигналов  $P_1$ – $P_4$ : амплитуда относительно тренда  $P$ , значение первого периода колебаний  $T$  и длительность  $\tau$  (включая коду в виде инфразвуковой составляющей) приведены в табл. 1.

Анализ спектральных характеристик волновых возмущений свидетельствует о наличии ярко выраженной преимущественной частоты в районе  $0.0007$  Гц (рис. 4). Оценка энергии источника, выполненная по характерной частоте в спектре сигнала [13], дает значение  $\sim 10^{18}$  Дж, что в пере-

счете на взрывной источник соответствует  $\sim 200$  Мт тротилового взрыва. Это согласуется с данными, полученными при регистрации двух прямых и одной антиподальной волны, вызванных ядерным взрывом в атмосфере эквивалентной мощностью  $50$  Мт 30.10.1961 г. [10, 14].

Представляет интерес рассмотрение реакции на эксплозию геофизических полей. Действительно, мощные движения, вызванные эксплозией, в частности, в вертикальном направлении, возбуждают глобальные токовые системы, которые проявляются на земной поверхности на значительных эпицентральных расстояниях  $R$  от вулкана в виде вызванных вариаций напряженности электрического поля и геомагнитных вариаций [2].

Результаты инструментальных наблюдений, выполненных в МНУ и ЦГМ, свидетельствуют о том, что в период эксплозии регистрируются аномальные вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля  $E$ . В качестве примера на рис. 5 приведены вариации  $E$  в период эксплозии по данным ЦГМ. Из графика на рис. 5 хорошо видно, что с весьма небольшой задержкой после начала эксплозии вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай регистрируются характерные знакопеременные вариации  $E$  с периодом  $\sim 2$  мин и максимальной амплитудой  $\sim 10$ – $12$  В/м.

**Таблица 2.** Характеристики обсерваторий сети INTERMAGNET

Код станции	Параметры		
	Широта (GEO)	Долгота (GEO)	R, км
Субширотное расположение станций			
EYR	−43.474	172.393	2790
СТА	−20.1	146.3	3030
КАК	36.23	140.18	7850
MMB	43.91	144.19	8265
MGD	60.051	150.728	9470
YAK	61.96	129.66	10370
JCO	70.356	148.799	10490
IRT	52.27	104.45	11160
Субмеридиональное расположение станций			
CNB	−35.23	149.36	3802
GNG	−31.356	115.715	6885
PAF	−49.35	70.26	9915
TDC	−37.067	−12.316	13370
SHE	−15.961	354.253	15800
ASC	−7.95	345.62	16225

Одновременно с этим в период эксплозии регистрируются геомагнитные вариации. В качестве иллюстрации на рис. 6 и 7 приведены результаты наблюдений за горизонтальной — наиболее чувствительной к внешним возмущениям компоненты магнитного поля  $B_H$ , полученные в обсерваториях сети INTERMAGNET, расположенных на разных расстояниях от вулкана соответственно в субширотном и субмеридиональном направлениях (координаты обсерваторий и расстояния до вулкана приведены в табл. 2). Обращаясь к рис. 6 и 7, отмечаем: в период эксплозии отчетливо регистрируется изменение хода  $B_H$  в виде практически знакопеременных вариаций, длительность которых достигает ~60 мин. При этом наблюдаемые аномальные вариации регистрируются практически одновременно на значительно отличающихся эпицентральных расстояниях от вулкана, что свидетельствует о глобальном характере вызванного возмущения.

Полученные данные характеризуют крупномасштабный и подтверждают эксплозивный характер извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г. По мнению авторов, приведенные данные могут быть использованы при разработке теоретических и расчетных моделей сильных вулканических извержений эксплозивного типа.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по государственному заданию № 122032900185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Гостинцев Ю.А., Фирстов П.П. О природе воздушных волн при сильных эксплозивных извержениях // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 3–11.
2. Spivak A.A., Rybnov Yu.S., Riabova S.A., Soloviev S.P., Kharlamov V.A. Acoustic, Magnetic and Electric Effects of Stromboli Volcano Eruption, Italy, in July–August 2019 // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2020. V. 56. № 5. P. 708–720.
3. Фирстов П.П., Акбашев Р.Р., Жаринов Н.А., Максимов А.П., Маневич Т.М., Мельников Д.В. Электризация эруптивных облаков вулкана Швелуч в зависимости от характера эксплозии // Вулканология и сейсмология. 2019. № 3. С. 49–62.
4. Руленко О.П. Электризация вулканических облаков // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 71–83.
5. James M.R., Lane S.J., Jennie S.G. Volcanic Plume Electrification: Experimental Investigation of a Fracture-charging Mechanism // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2000. V. 105. B7. P. 16641–16649.
6. Johnston M.J.S. Review of Electric and Magnetic Fields Accompanying Seismic and Volcanic Activity // Surveys in geophysics. 1997. V. 18. P. 441–475.
7. Mather T.A., Harison R.G. Electrification of Volcanic Plumes // Surveys in Geophysics. 2006. V. 27. № 4. P. 387–432.
8. <https://nplus1.ru/material/2022/01/21/tonga>
9. <https://regnum.ru/news/accidents/3477676.html>
10. Gossard E.A., Hook W.H. Waves in the Atmosphere. Amsterdam; Oxford. N.Y.: Elsevier Sci. Publ. Comp., 1975. 456 p.
11. Куличков С.Н. О распространении волн Лэмба в атмосфере вдоль земной поверхности // Изв. АН СССР. Физика земли и океана. Т. 23. № 12. С. 1251–1261.
12. Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А. Инфразвук в атмосфере. М.: ТОРУС ПРЕСС, 2020. 332 с.
13. Adushkin V.V., Rybnov Yu.S., Spivak A.A., Kharlamov V.A. Relationship between the Parameters of Infrasound Waves and the Energy of the Source // Izvestiya, Physics of the solid Earth. 2019. V. 55. № 6. P. 898–906.
14. Wexler H., Hass W.H. Global Atmospheric Pressure Effect of the October 30, 1961, Explosion // J. Geophys. Res. 1962. V. 67. № 10. P. 3875.

## **GEOPHYSICAL EFFECTS OF THE VOLCANIC ERUPTION OF HUNGA-TONGA-HUNGA-HAAPAI ON JANUARY 15, 2022**

**Academician of the RAS V. V. Adushkin<sup>a</sup>, Yu. S. Rybnov<sup>a,#</sup>, and A. A. Spivak<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*M.A. Sadovsky Institute of the Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: rybnov.y@mail.ru*

The analysis of the results of instrumental observations of meteorological parameters, microbaric variations and electric field variations at the Mikhnevo Observatory and the Center for Geophysical Monitoring of Moscow of the IDG RAS, as well as geomagnetic variations at the INTERMAGNET observatories during the explosive eruption of the Khunga-Tonga-Khunga-Khaapai volcano on January 15, 2022, is presented. It is shown that the explosion of the volcano was accompanied by wave disturbances of the atmosphere, as well as variations in the magnetic and electric fields at a significant epicentral distance. It is noted that along with the Lamb waves caused at the epicenter of the explosion, waves caused by a virtual source located at the antipode, as well as secondary and tertiary direct (from the epicenter of the explosion) and antipodal waves were recorded, which indicates that the atmospheric wave signal circled the Earth three times. The estimate of the source energy, performed by the characteristic frequency in the signal spectrum, gives a value of  $\sim 1018$  J, which, in terms of an explosive source, corresponds to  $\sim 200$  Mt of a TNT explosion. It is shown that the explosion of the volcano caused global variations in the electric and magnetic fields.

*Keywords:* volcano, eruption, explosion, acoustic signal, antipode, geomagnetic variations, electric field variations

УДК 551.432.7

## ОПАСНОСТЬ РАЗРУШЕНИЯ ВУЛКАНА БЕРЕНБЕРГ (ОСТРОВ ЯН-МАЙЕН, НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОЕ МОРЕ)

© 2022 г. А. О. Мазарович<sup>1,\*</sup>, С. Ю. Соколов<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 10.02.2022 г.

Поступило 11.02.2022 г.

После доработки 03.03.2022 г.

Принято к публикации 10.03.2022 г.

Остров Ян-Майен расположен в 600 км к северу от о. Исландия на границе микроконтинента и активной части одноименного трансформного разлома. В северной части острова находится активный стратовулкан Беренберг, который начал формироваться в позднем плейстоцене. Последнее извержение вулкана произошло в 1985 г. С 1900 г. в левосдвиговой зоне разлома Ян-Майен зарегистрировано несколько десятков землетрясений, магнитуда которых нарастает и достигла в 2018 г. значения 6.8. В статье проведены анализ рельефа, потенциальных полей и обзор геодинамической обстановки в районе о. Ян-Майен, который позволяет предполагать, что северо-восточные склоны стратовулкана Беренберг могут быть разрушены оползнем с возникновением цунами.

*Ключевые слова:* остров Ян-Майен, вулкан Беренберг, геологическая опасность, оползень, землетрясения, трансформный разлом

DOI: 10.31857/S2686739722060111

Многие вулканические постройки в ходе своей эволюции были разрушены катастрофическими оползневыми процессами. Эти явления установлены не только на суше, но и на островах Мирового океана. Разрушения могут протекать очень быстро и вызывать катастрофические цунами. Приведем только два примера из недавней истории. Остров Риттер в море Бисмарка [11] и Анак Кракатау в Зондском проливе [13] были разрушены оползнями в 1888 и 2018 г. соответственно и вызвали цунами высотой до 20 м на расстоянии до 600 км. На северо-востоке Атлантического океана масштабные оползни разного возраста установлены на островах Санту-Антан, Фогу, Сан-Висенти (Острова Зеленого Мыса), Пальма, Иерро, Тенерифе (Канарские острова), Пику, Гомера (Азорские острова) и ряда других. На некоторых из них (Санту-Антан, Фогу и др.) в оползневых цирках возникали новые вулканические аппараты. Разрушения вулканических построек представляют собой опасное явление и выявление объектов, на которых, потенциально, могут произойти оползневые процессы, представляется важным.

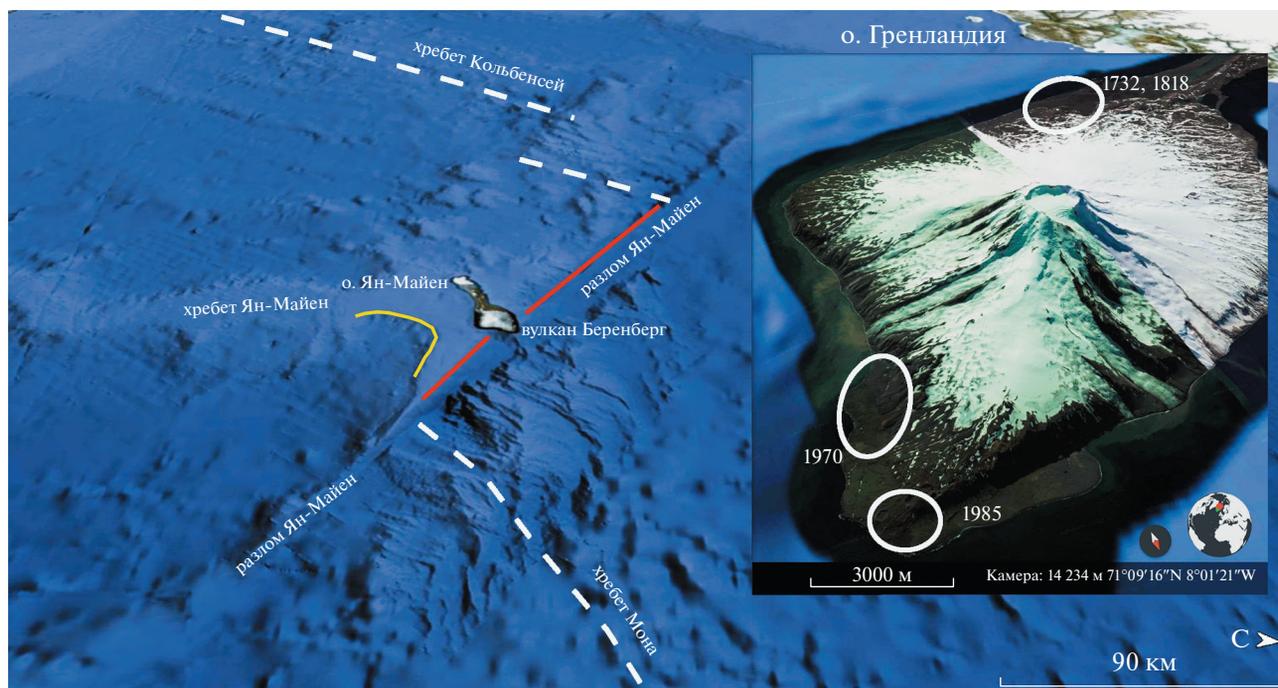
К одному из них можно отнести остров Ян-Майен, расположенный в 600 км к северу от Исландии на  $70^{\circ}50' - 71^{\circ}10'$  с.ш. [5, 6, 8, 9]. Он вытянут в северо-восточном направлении, имеет протяженность около 54 км при ширине от 2.5 до 15.8 км и общую площадь в  $380 \text{ км}^2$ .

Остров Ян-Майен имеет уникальную геодинамическую позицию. Он расположен (рис. 1) на границе микроконтинента и активной части одноименного трансформного разлома. Микроконтинент выражен в рельефе дна плосковершинным хребтом Ян-Майен субмеридионального простирания протяженностью порядка 200 км и шириной до 30 км. Глубины его поверхности уменьшаются с юга на север от 1400–1500 до 100 м. На севере восточного склона хребта, крутизна которого составляет около  $5^{\circ}$  (местами может возрастать до  $20^{\circ}$ ), расположен масштабный оползень. Его стенка отрыва протягивается на 60 км и имеет высоту до 350 м. Общий объем тела оползня составляет  $60 \text{ км}^3$  (см. рис. 1).

Южная часть острова Ян-Майен представляет собой трещинную вулканическую зону северо-восточного простирания с многочисленными вулканическими конусами, потоками и куполами трахибазальтов и трахитов с возрастными менее 700000 лет и моложе. Они отчетливо выражены в рельефе. Их высота достигает 700 м. В северной части о. Ян-Майен расположен активный стратовулкан Беренберг высотой 2277 м. Он сложен ше-

<sup>1</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: amazarovich@yandex.ru



**Рис. 1.** Положение о. Ян-Майен. Оттененный рельеф в трехмерном изображении. Вид с северо-востока. Линии: штриховая – рифт, красная – активная часть трансформного разлома, желтая – стенка отрыва оползня. На врезке: вулкан Беренберг. Вид с северо-запада. Овалы – места извержений и годы. Топооснова – Google Earth Pro.

лочными оливиновыми базальтами и начал формироваться в позднем плейстоцене. Вулкан расположен на южном склоне трога активной части трансформного разлома Ян-Майен с глубиной свыше 2000 м, образуя в плане “мыс” треугольной формы протяженностью порядка 13 км (см. рис. 1). Таким образом, общая высота постройки Беренберг превышает 4000 м.

На его вершине существует кратер с диаметром порядка 1500 м, открытый в западном направлении. По его морфологии можно предположить, что он был сформирован оползневым процессом. Склоны вулкана осложнены барранкосами. Извержения на острове Ян-Майен, включая северные и северо-восточные периферические части вулкана Беренберг, известны в 1650, 1732, 1818, 1851, 1970 и 1985 г. (см. рис. 1).

В 180 км западнее хребта Ян-Майен протягивается субмеридиональный рифт срединно-океанического хребта Колбенсей. Вместе с тем, судя по аномальному магнитному полю  $\Delta T_a$  [7], имеющему выраженный осевой линейный максимум и рою преимущественно мелкофокусных сейсмических событий (рис. 2), – активная часть расположена в 60–70 км к западу от него. Это указывает на возможный процесс современной трансформации геометрии рифтовой системы, направленный на компенсацию правого смещения спрединговой системы в восточном направлении около широты  $70^{\circ}45'$  с.ш. и спрямление рифтовых

сегментов. Севернее ось спрединга располагается восточнее хребта Колбенсей в пределах хребта Мона северо-северо-восточного простирания. Скорость растяжения в обоих хребтах оценивается в 15–17 мм/год [5]. Длина активной части трансформного разлома Ян-Майен, связывающей оба центра, составляет около 200 км.

С 1900 г. в районе о. Ян-Майен зарегистрировано несколько десятков землетрясений с  $M > 5$  [8, 9]. 30 августа 2012 г. и 9 ноября 2018 г. произошли события с  $M 6.7$  и  $6.8$  соответственно (рис. 2).

Распределение сейсмических событий вдоль разлома Ян-Майен показывает, что на западе и востоке около окончаний его активной части наблюдается повышенная концентрация слабых мелкофокусных событий, реализация которых не дает накапливаться слишком сильным напряжениям. В середине активной части мелкофокусные события отсутствуют, но зарегистрированы землетрясения глубинного класса с гипоцентрами на глубинах от 13 до 40 км и магнитудой до 7. Такие же события прослеживаются непосредственно под о. Ян-Майен, и сейсмический процесс с этими параметрами может стать триггером оползневых процессов в вулканической постройке и обрушить его часть. Особо отметим смещение слабой широкофокусной активности в южной части хребта Мона на запад. Это указывает на то, что процесс смены геометрии основных структурных элементов САХ продолжается в настоящее время

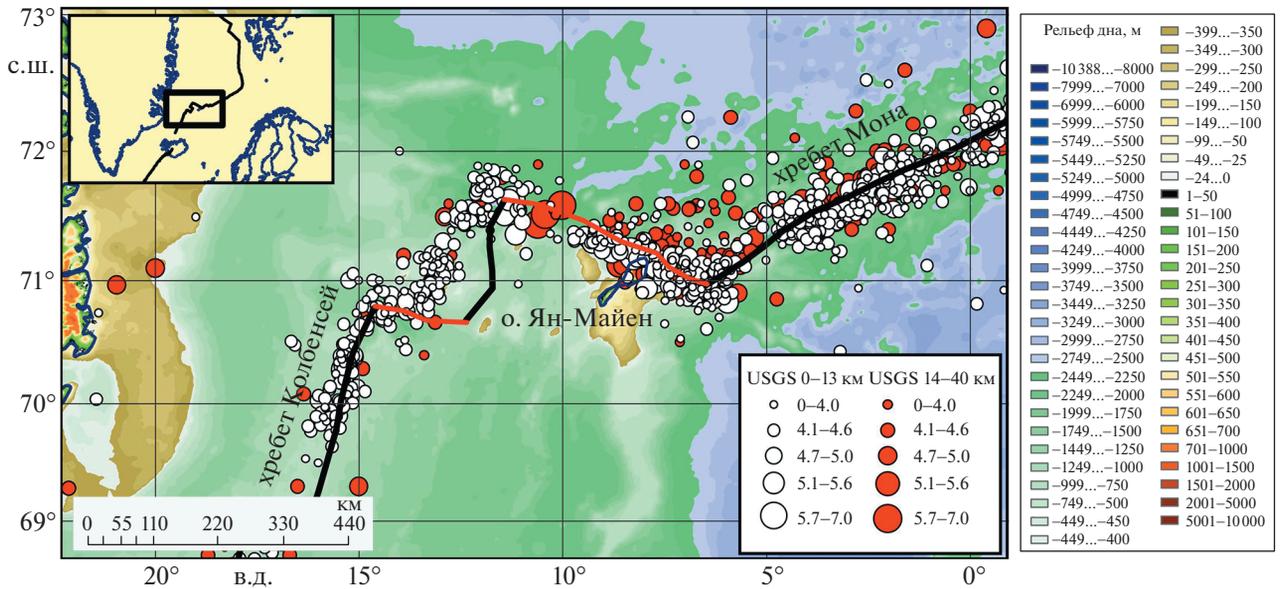


Рис. 2. Сейсмичность района о. Ян-Майен по данным [12], рельеф дна по данным ИВСАО v.3 [4] и положение основных структурных элементов САХ – осей рифта (черные линии) и трансформных разломов (красные линии) по данным рельефа.

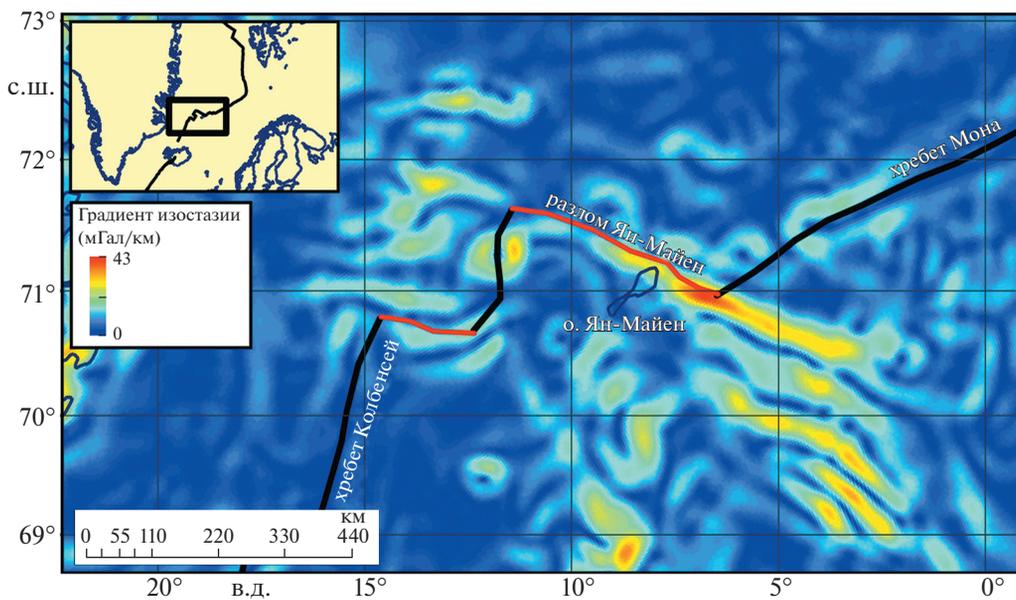


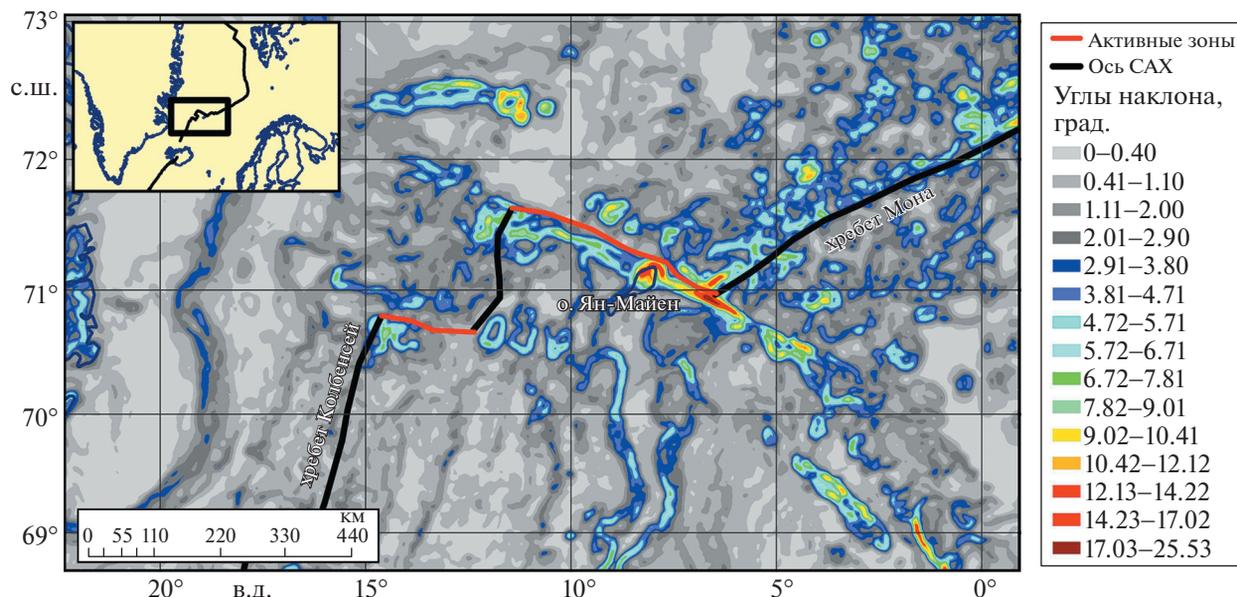
Рис. 3. Горизонтальный градиент изостазии. В расчетах использовались данные [3], положение основных структурных элементов САХ – осей рифта (черные линии) и трансформных разломов (красные линии) построены по данным рельефа [4].

и проходит в ослабленном участке литосферы, возможно содержащем магматические камеры.

Параметром, указывающим на неустойчивое состояние литосферы и наличие потенциала для вертикальных смещений блоков коры и верхней мантии, является изостазия [1]. Еще более информативным для определения наиболее опас-

ных по сейсмичности и вертикальным тектоническим движениям зон является горизонтальный градиент этой редукции гравитационного поля [2]. На рис. 3 приведен горизонтальный градиент изостазии, рассчитанный по данным [3].

Он указывает на зоны с максимальной дифференциацией вертикальных движений блоков лито-



**Рис. 4.** Углы наклона склонов рельефа дна, рассчитанные по данным [4], и положение основных структурных элементов САХ – осей рифта (черные линии) и трансформных разломов (красные линии) построены по данным рельефа [4]. Матрица углов сглажена в окне  $5 \times 5$  км.

сферы, на границе которых возможны наиболее высокоамплитудные тектонические движения и срывы, сопровождающиеся сейсмическими событиями. Максимальная амплитуда градиента выявлена около восточного окончания активной части трансформного разлома Ян-Майен в непосредственной близости к вулканической постройке. В настоящий момент разрядка напряжений сопровождается большим числом слабых мелкофокусных событий (см. рис. 2). Но восточная часть также содержит значительное число глубокофокусных событий средней магнитуды, что указывает на протекание активного тектонического процесса на всех структурных этапах. Поскольку, как было указано выше, данный процесс определяется перестройкой геометрии САХ, возникновение сильных событий, способных запустить катастрофические изменения рельефа, весьма вероятно. Эти изменения могут в первую очередь коснуться областей, где накоплены большие массы вулканического материала с большими углами наклонов поверхностей рельефа (рис. 4).

Наиболее крутые склоны располагаются около северной части вулканической постройки и восточного окончания активной части разлома. Последняя область вряд ли может стать очагом обширного обрушения, но вулканическая постройка с большими объемами вулканокластического материала является объектом, потенциально опасным и способным при обрушении сформировать волну цунами.

Геодинамическая обстановка, кратко описанная выше, сейсмическая и вулканическая актив-

ность и особенности рельефа позволяют отнести стратовулкан Беренберг к потенциально опасному вулканическому сооружению, северо-восточные склоны которого могут разрушиться с возникновением оползня с вероятным возникновением цунами и последующим извержением. Представляется, что этот район следует отнести к потенциально опасным для побережья северо-западной Европы, архипелага Шпицберген и о. Гренландия. Отметим, что от о. Ян-Майен до российской экономической зоны в Баренцевом море расстояние составляет менее 1500 км. Известно, что волны цунами могут сохранять амплитуду, даже если источник цунамигенного события расположен на противоположном берегу Тихого океана.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке темы госзадания ГИН РАН № FMUN-2019-0076 “Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е. и др.* Изостазия и гравитационное поле северной Атлантики. М.: МГК, 1987. 156 с.
2. *Соколов С.Ю., Зарайская Ю.А.* Пространственно-временное сопоставление сейсмичности и изостатических аномалий вдоль Срединно-Атлантического хребта // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.

2019. № 4 (44). С. 51–62.  
<https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-4-44-51-62>
3. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briaes A.* Spherical Harmonic Modeling to Ultra-high Degree of Bouguer and Isostatic Anomalies // *J. Geod.* 2012. V. 86. P. 499–520.
  4. *Jakobsson M., Mayer L.A., Coakley B., et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // *Geophysical Research Letters.* <https://doi.org/10.1029/2012GL052219>
  5. *Imsland P.* The Geology of the Volcanic Island Jan Mayen, Arctic Ocean // *Nordic Volcanological institute.* 1978. V. 78. 74 p.
  6. *Laberg J.S., Kawamura K., Amundsen H., Baeten N., Forwick M., Rydningen T.A., Vorren Tore O.* A Submarine Landslide Complex Affecting the Jan Mayen Ridge, Norwegian–Greenland Sea: Slide-scar Morphology and Processes of Sediment Evacuation // *Geo-Mar Lett.* 2014. V. 34. P. 51–58.  
<https://doi.org/10.1007/s00367-013-0345-z>
  7. *Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R.* Age, Spreading Rates, and Spreading Asymmetry of the World's Ocean Crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems G3.* 2008. V.9. No 4. P. 1–19.  
<https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
  8. *Sørensen M.B., Ottemoller L., Havskov J., Atakan K., Hellevang B., Pedersen R.B.* Tectonic Processes in the Jan Mayen Fracture Zone Based on Earthquake Occurrence and Bathymetry // *Bulletin of the Seismological Society of America.* 2007. V. 97. № 3. P. 772–779.  
<https://doi.org/10.1785/0120060025>
  9. *Sørensen M.B.* The 30th August 2012, Mw 6.7 Jan Mayen Earthquake // *Summ. Bull. Internatl. Seismol. Cent., July–December 2012.* Thatcham, United Kingdom. 2016. V. 49 (7–12). P. 33–40.  
<https://doi.org/10.5281/zenodo.999222>
  10. *Sylvester A.G.* History and Surveillance of Volcanic Activity on Jan Mayen Island // *Bulletin Volcanologique* 1975. V. 39. Iss. 2. P. 313–335.
  11. *Ward S.N., Day S.* Ritter Island Volcano – Lateral Collapse and the Tsunami of 1888 // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 154. P. 891–902.
  12. USGS Search Earthquake Catalog. 2021. (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>) (Last Access 2021.06.17) Ye L., Kanamori H., Rivera L., et al. The 22 December 2018 Tsunami from Flank Collapse of Anak Krakatau Volcano during Eruption // *Sci. Adv.* 2020. V. 6: eaaz1377.

## THE RISK OF DESTRUCTION OF THE BERENBERG VOLCANO (JAN MAYEN ISLAND, NORWEGIAN-GREENLAND SEA)

A. O. Mazarovich<sup>a,#</sup> and S. Yu. Sokolov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: amazarovich@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev February 10, 2022

The volcanic, seismic and geodynamic conditions in the region of the island Jan Mayen are analyzed. It is shown that part of the active volcano Berenberg, located in the north of the island, is located within the active part of the Jan Mayen transform fault. Historic eruptions took place here. It has a caldera, apparently of landslide origin. In the immediate vicinity of the Berenberg volcano, the maximum amplitude of the isostasy gradient was revealed. The steepest slopes are located on its northern part. All data allow us to attribute the Berenberg stratovolcano to a potentially dangerous volcanic structure, the northeastern slopes of which can collapse with the occurrence of a landslide.

*Keywords:* Jan Mayen Island, Berenberg Volcano, geological hazard, landslide, earthquakes, transform fault

УДК 569:551.793(597)

## ПЕЩЕРА ЛАНГЧАНГ В СЕВЕРНОМ ВЬЕТНАМЕ – МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ С *GIGANTOPITHECUS*

© 2022 г. Академик РАН А. В. Лопатин<sup>1,\*</sup>, И. В. Головачев<sup>2</sup>, Н. В. Сердюк<sup>1,3</sup>, Е. Н. Машенко<sup>1,3</sup>, И. А. Вислобокова<sup>1</sup>, Ле Суан Дак<sup>4</sup>, Фам Май Фуонг<sup>4</sup>, П. Ю. Пархаев<sup>1</sup>, Е. В. Сыромятникова<sup>1</sup>

Поступило 21.12.2021 г.

После доработки 25.01.2022 г.

Принято к публикации 17.02.2022 г.

Приведены спелеологические, геологические и палеонтологические характеристики пещеры Лангчанг в северном Вьетнаме. По материалам, собранным в 2021 г. из плейстоценовых отложений пещеры, определены приматы *Gigantopithecus blacki* von Koenigswald, 1935, *Pongo* sp., *Trachypithecus* sp., *Presbytis* sp., *Macaca nemestrina* (Linnaeus, 1766), *M. cf. fascicularis* Raffles, 1821, *M. cf. mulatta* (Zimmermann, 1780) и *Macaca* sp., хищные *Panthera tigris* (Linnaeus, 1758), *Neofelis nebulosa* (Griffith, 1821) и *Arctonyx collaris rostratus* Matthew et Granger, 1923, насекомоядные *Chodsigoa hoffmanni* Chen et al., 2017, грызуны *Hystrix kiangsenensis* Wang, 1931, *Leopoldamys neilli* (Marshall, 1976) и *Rattus rattus* (Linnaeus, 1758), хоботные *Elephas* sp., непарнокопытные *Tapirus indicus* (Desmarest, 1819) и *Dicerorhinus sumatrensis* (Fischer, 1814), парнокопытные *Sus scrofa* Linnaeus, 1758, *S. barbatus* Müller, 1838, *Muntiacus muntjak* (Zimmermann, 1780), *Axis porcinus* (Zimmermann, 1780), *Rusa unicolor* (Kerr, 1792) и *Capricornis sumatraensis* (Bechstein, 1799), а также крокодил *Crocodylus* sp. (первая находка в северном Вьетнаме). *M. cf. fascicularis*, *M. cf. mulatta*, *N. nebulosa*, *L. neilli* и *R. rattus* идентифицированы в составе фауны Лангчанг впервые. Особенно важна находка гигантской человекообразной обезьяны *G. blacki* – единственная в верхнем плейстоцене Вьетнама и одна из самых поздних в палеонтологической летописи в целом.

**Ключевые слова:** пещера Лангчанг, Вьетнам, плейстоцен, приматы, хищные, насекомоядные, грызуны, хоботные, непарнокопытные, парнокопытные, крокодилы, гастроподы

DOI: 10.31857/S268673972206010X

Из-за труднодоступности многих карстовых районов и обилия тропической растительности пещеры северного Вьетнама и находящиеся в них местонахождения ископаемых позвоночных изучены довольно слабо [1–6]. В 2020 и 2021 г. исследование плейстоценовых и голоценовых пещерных местонахождений млекопитающих в северном Вьетнаме проводилось специалистами Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН (ПИН) в рамках программы работ Сов-

местного Российско-Вьетнамского тропического научно-исследовательского и технологического центра (Тропический центр) [7–11]. Одним из основных изучаемых местонахождений является комплекс пещер Лангчанг (Lang Trang), расположенный на правом берегу р. Ма на западе провинции Тханьхоа, в уезде Батхьюк вблизи г. Каньнанг (рис. 1а), рядом с асфальтированной автодорогой на окраине населенного пункта сельской общины-коммуны Дьенха (географические координаты: 20°20'29" с.ш., 105°12'21" в.д.). В 1990-х гг. эти пещеры изучались вьетнамско-американскими и вьетнамско-голландскими экспедициями [5, 6].

Пещерный комплекс располагается на территории структурно-формационной зоны Тханьхоа [4], в едином карстовом останце, сложенном плотными массивными тонкозернистыми известняками среднего девона (эйфель–живет). Комплекс состоит из четырех близко расположенных друг к другу грогообразных карстовых пещер, которые, по-видимому, изначально были единой пещерной системой. В публикации [5] эти пещеры и гроты получили порядковые номера: точки Лангчанг I, II и III расположены в непо-

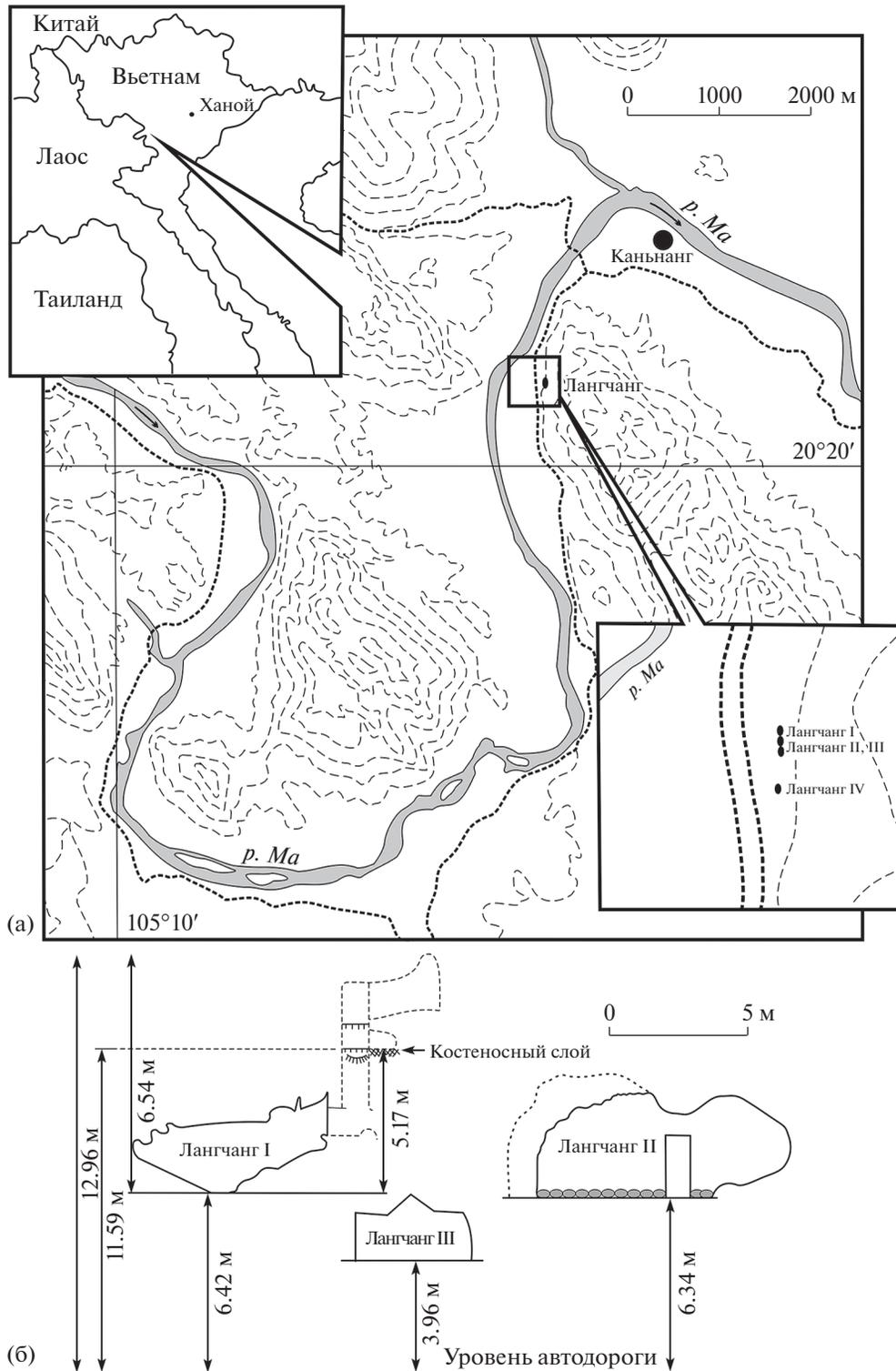
<sup>1</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Астраханский государственный университет, Астрахань, Россия

<sup>3</sup>Совместный Российско-Вьетнамский тропический научно-исследовательский и технологический центр, Ханой, Вьетнам

<sup>4</sup>Институт тропической экологии Совместного Российско-Вьетнамского тропического научно-исследовательского и технологического центра, Ханой, Вьетнам

\*E-mail: alopap@paleo.ru



**Рис. 1.** Географическое положение местонахождения Лангчанг в северном Вьетнаме (а) и расположение входов в отдельные гроты Лангчанг I, II и III (б).

средственной близости друг от друга, а точка Лангчанг IV находится примерно в 30 м к югу от них. Экспедицией ПИН в 2021 г. были обследованы точки Лангчанг I, II и III. Макроскопическое

описание отложений проводилось в полевых условиях, микроскопическое — в лабораторных условиях. Собранные палеонтологические материалы хранятся в коллекции ПИН (г. Москва).

Точки охарактеризованы в порядке их расположения с севера на юг (рис. 16).

Лангчанг I представляет собой небольшой, изолированный, глубокий карстовый грот, расположенный примерно на уровне дна основной пещеры Лангчанг II (рис. 2а). Мешкообразная проходная полость грота ориентирована субшироотно, с северо-запада на юго-восток по азимуту около 130–160°. По данным топографической съемки площадь грота Лангчанг I составляет 28 м<sup>2</sup>, объем — около 31 м<sup>3</sup>. Средняя длина полости грота — 4–5 м, при ширине около 4 м и высоте до 2.5 м. Входная горловина имеет ширину до 7 м и высоту 2.5 м, ее площадь — около 12 м<sup>2</sup>. Плейстоценовые заполняющие отложения представлены светло-коричневым плотным алевролитом с красно-коричневыми глинистыми прослоями различной ориентировки. Заметны следы карстования пород заполнителя.

Из грота Лангчанг I в направлении пещеры Лангчанг III ведет каминообразный переход. Из него вверх в юго-восточном направлении уходит крутонаклонный восходящий ход, по которому поступала вода. В его верхней части на высоте около 3 м от уровня перехода (5.17 м от уровня пола пещеры) обнаружен маломощный красноцветный костеносный слой сильно кальцинированного заполнителя (площадь участка около 1 м<sup>2</sup>).

Из костеносного слоя грота Лангчанг I (соответствует слою 3А пещеры Лангчанг II, см. ниже) определены остатки приматов *Pongo* sp., *Trachypithecus* sp., *Presbytis* sp., *Macaca nemestrina* (Linnaeus, 1766), *M. cf. fascicularis* Raffles, 1821 и *Macaca* sp., хищных *Panthera tigris* (Linnaeus, 1758), *Neofelis nebulosa* (Griffith, 1821) и *Arctonyx collaris rostratus* Matthew et Granger, 1923, грызунов *Hystrix kiangsenensis* Wang, 1931, хоботных *Elephas* sp., непарнокопытных *Tapirus indicus* (Desmarest, 1819) и *Dicerorhinus sumatrensis* (Fischer, 1814), парнокопытных *Sus scrofa* Linnaeus, 1758, *S. barbatus* Müller, 1838, *Muntiacus muntjak* (Zimmermann, 1780) и *Rusa unicolor* (Kerr, 1792).

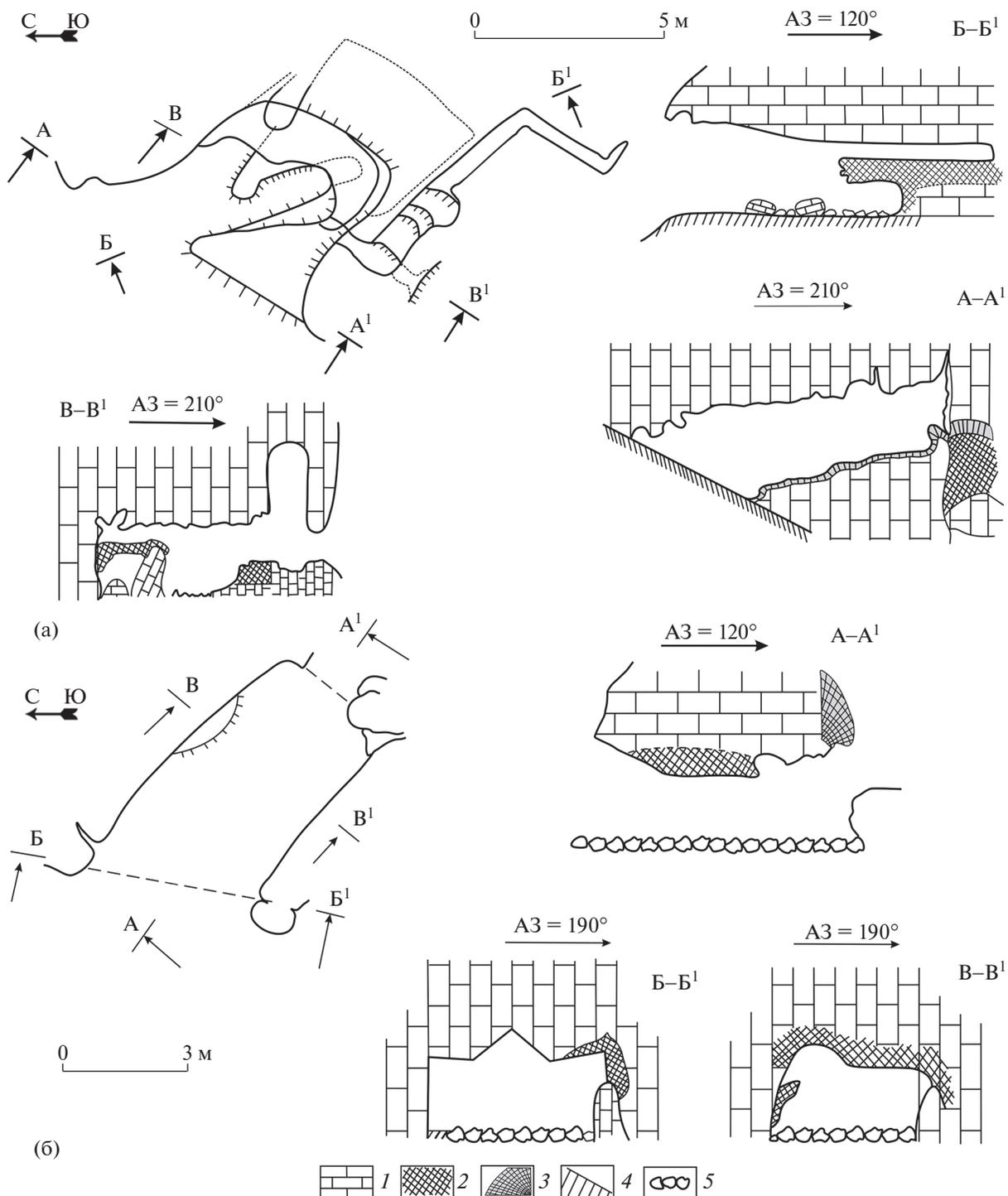
Пещера Лангчанг III расположена на 2.3 м ниже дна пещеры Лангчанг II. По материалам топографической съемки (рис. 2б) ее площадь составляет 22 м<sup>2</sup>, объем — около 40 м<sup>3</sup>. Средняя длина пещеры — 6 м, ширина — около 4 м, высота — до 2.5 м. Пещера представляет собой мешкообразную проходную полость, ориентированную субшироотно с северо-запада на юго-восток по азимуту около 120°. Входное отверстие имеет ширину 4 м и высоту до 2.4 м (средняя высота 1.8 м). В отложениях в своде пещеры видны следы карстования пород заполнителя. В отложениях пола содержится большое количество костных остатков плейстоценовых млекопитающих. Цвет костеносных суглинков светло-коричневый с включениями комков глины коричневого цвета, содер-

жащих тонкое черно-серое углистое вещество. Отложения сильно кальцинированы. Встречаются мелкие сидеритовые и железомарганцевые конкреции.

На северо-восточной стене имеется небольшой останцовый участок отложений заполнителя, расположенный на высоте 0.8–1.1 м от пола. Здесь в изобилии обнаружены крупные раковины брюхоногих моллюсков. Суглинистые отложения, слагающие линзу с раковинами моллюсков, имеют темно-бежевый, палевый и светло-коричневый цвет, порода в целом пористая, слабо и неравномерно кальцинированная. Комковатый суглинок сцементирован кальцитовым и глинистым цементом контактного типа. Местами цемент поровый. Имеются хорошо выраженные включения древесного угля черного цвета, а также мелкие сидеритовые и железомарганцевые конкреции.

Вход в основную пещеру Лангчанг II возвышается над автодорогой на 6.3 м. В естественном состоянии эта пещера имела широкий гротообразный вход и крупный привходовой зал. В 1960-е гг., когда пещера использовалась вьетнамской армией в качестве бомбоубежища и оружейного склада [5], входная горловина была перегорожена каменной стеной (толщиной 0.4 м) с железной дверью. Отложения пола в пещере нарушены — перекопаны и залиты бетоном. Пространство между бетонными полосами завалено грубообломочным материалом. Длина замурованной горловины около 10 м, высота в среднем около 3 м (до 3.7 м), общая площадь — 26 м<sup>2</sup>. Пещерный ход, уходящий из привходового зала на юг, замурован каменной кладкой и недоступен для обследования. Привходовой зал вытянут в длину с юго-запада на северо-восток на 11 м (максимально до 13 м) при средней ширине около 6 м (до 10 м). Свод зала неровный, ступенчатый, за счет чего средняя высота зала составляет 2.5 м, а в центральной и северо-восточной частях пещеры достигает 4.5 м. Площадь зала 84.5 м<sup>2</sup>, объем — 242 м<sup>3</sup>. По материалам топографической съемки (рис. 3) площадь пещеры Лангчанг II составляет 103 м<sup>2</sup>, суммарный объем — 270 м<sup>3</sup>. В юго-восточной части пещерного зала располагается небольшая округлая камера размером 4.5 м × 2.5 м при высоте до 2 м (площадь — 13 м<sup>2</sup>, объем — 23.4 м<sup>3</sup>). Она морфологически и генетически связана с привходовым залом. В ней обнаружен самый обильный костеносный слой; по-видимому, сюда происходил снос костного материала в плейстоцене.

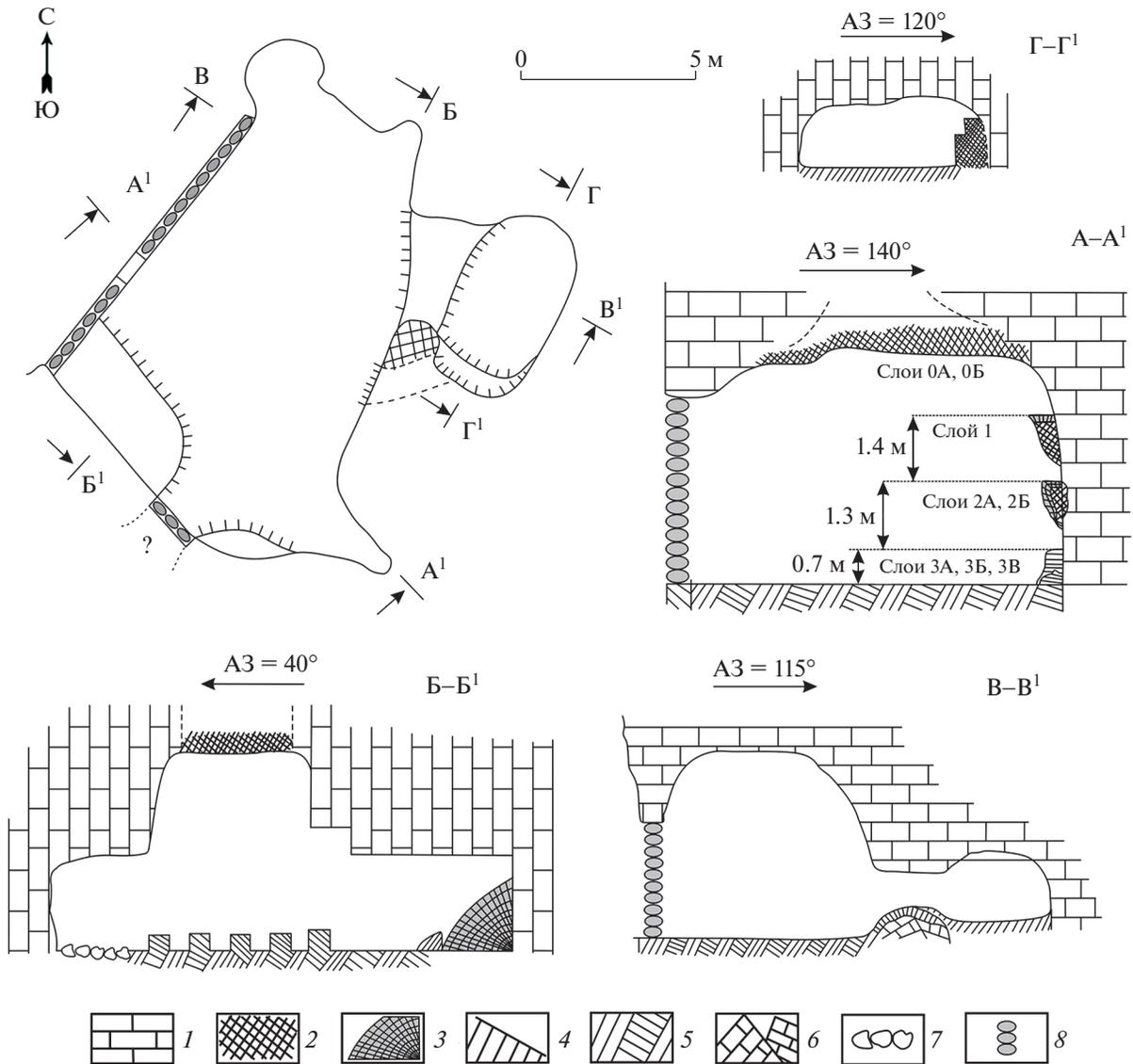
Карстующиеся известняки, обнажающиеся в стенах и своде пещеры Лангчанг II, тонкополосчатые, с чередующимися полосами серого (до темно-серого) и белесого цвета. Натечные формы представлены светлыми, белесыми, мелко- и среднезернистыми корами мощностью от первых



**Рис. 2.** Планы и сечения гротов Лангчанг I (а) и Лангчанг III (б) в северном Вьетнаме. Условные обозначения: 1 – коренной известняк; 2 – отложения заполнителя; 3 – натечная кора; 4 – грунтовые отложения; 5 – обломки известняка.

миллиметров до 5–8 см. Редкие сталактиты встречаются в виде небольших образований белого цвета до 2–3 см в длину и около 0.3–0.5 см в диаметре. Обнаружено несколько экземпляров мелкого белого пещерного жемчуга. Среди мик-

роформ карстового подземного рельефа отмечены трещинные, лунковые, бороздчатые и скульптурные карры. В коренных отложениях свода и верхней части стен наблюдаются ярко выраженные локальные ожелезнения, представленные



**Рис. 3.** План и сечения пещеры Лангчанг II в северном Вьетнаме. Условные обозначения: 1 – коренной известняк; 2 – отложения заполнителя; 3 – натечная кора; 4 – грунтовые отложения; 5 – антропогенно нарушенные отложения; 6 – глыбы известняка; 7 – обломочный материал; 8 – каменная кладка.

гидроокислами железа и приуроченные, как правило, к устьям небольших каналов диаметром около 3–5 см.

Костеносные отложения располагаются слоями горизонтально на стенах пещеры и разделяются полосами закарстованного известняка. Верхние слои сильно кальцинированы и представляют собой монолитную плотную породу – костеносную брекчию, крепко сидящую на коренной известняковой стене. Нижний слой менее плотный, в нижней части рыхлый. Каждый слой сверху покрыт натечной кальцитовою корой.

Слой 0А в своде пещеры представлен пестрыми рыхлыми тяжелыми суглинками светло-коричневого цвета с белесыми тонкими (до 1–2 мм толщины) порошокатыми прожилками карбоната

кальция. Размер зерен кальцита от 0.5 до 0.01 мм, цемент глинистый.

Слой 0Б, перекрывающий слой 0А, сложен красноцветными плотными тонкозернистыми отложениями. Цемент кристаллический, кальцитовый, местами сетчатый, жилковатый, выполнен прозрачным кальцитом по микротрещинам, с отдельными локальными гнездами, выполненными мелкими кристаллами прозрачного кальцита. Глинистый материал однородный. Мощность слоя около 0.2 м.

Слой 1 – красно-коричневая глинистая брекчия, сильно кальцинированная, очень плотная. Содержит мелкие и крупные (до 10 см длиной) обломки карбонатных пород без следов транспортировки и костный материал. Цемент карбо-

натный. Слой образует первую, самую высокую останцовую полку, покрытую слоем натечной кальцитово-корой мощностью до 5 см. Между слоем 1 и отложениями в своде пещеры располагается полоса чистого закарстованного белесосерого известняка шириной до 1.5 м. Мощность слоя до 0.8 м. В слое найдены остатки *Pongo* sp., *Trachypithecus* sp., *Hystrix kiangsenensis* и *Rusa unicolor*.

Слой 2А сложен красно-коричневой плотной сильно кальцинированной костеносной брекчией. Залегает с очень плотным контактом на высоте около 2 м на стене пещеры поверх коренных девонских известняков. От слоя 1 отделен полосой закарстованного известняка шириной 0.6 м. Верхняя граница поверхности слоя (в виде полки) покрыта белесой натечной кальцитово-корой толщиной до 2 см. Между натечной корой и отложениями слоя 2А находится тонкий (до 1–2 мм толщиной) прослой черного цвета. Мощность слоя около 0.8–0.9 м.

Из слоя 2А собраны остатки приматов *Gigantopithecus blacki* von Koenigswald, 1935 (рис. 4г) [10: рис. 1а–1е, 2], *Pongo* sp., *Trachypithecus* sp., *Macaca nemestrina*, *M. cf. mulatta* (Zimmermann, 1780) и *Macaca* sp., насекомых *Chodsigoa hoffmanni* Chen et al., 2017 [11], грызунов *Hystrix kiangsenensis*, *Leopoldamys neilli* (Marshall, 1976) и *Rattus rattus* (Linnaeus, 1758), непарнокопытных *Tapirus indicus* и *Dicerorhinus sumatrensis*, парнокопытных *Sus scrofa*, *Muntiacus muntjak*, *Axis porcinus*, *Rusa unicolor* и *Capricornis sumatraensis* (Bechstein, 1799), а также изолированный зуб крокодила *Crocodylus* sp.

Слой 2Б – рыжие в желтизну суглинки с красноватыми прожилками, коричнево-черными пятнами и обильными углистыми включениями. Суглинки сильно кальцинированы, с прожилками кристаллического кальцита. Красно-коричневые пятна сложены комками тонкой глины. Углистое вещество располагается в массе породы обособленными гнездами либо тонкими прослойками по трещинам. У углистых включений четко видны плоскости спайности кальцита, тонкозернистая равномернозернистая структура и массивная текстура. Цемент кальцитовый, кристаллический. Включения представлены мелкими конкрециями сидерита. Мощность слоя около 0.8–0.9 м.

Слой 3А сложен светло-коричневыми слабо кальцинированными супесями. Отложения рыхловатые, зернистые (алевроитовой размерности). Зерна в основном представлены обособленными мелкими прозрачными кристаллами кальцита. В крупных (до 0.5–0.8 см) кавернах видны щетки мелких прозрачных скаленоэдров кальцита. Характерны присутствие мелких фрагментов древесного угля и обилие мелких кальцитовых конкреций. Сверху слой покрыт натечной кальцито-

вой корой мощностью до 2 мм. Между слоями 2Б и 3А располагается полоса чистого закарстованного известняка шириной около 0.4–0.5 м. Мощность слоя – 0.2–0.3 м.

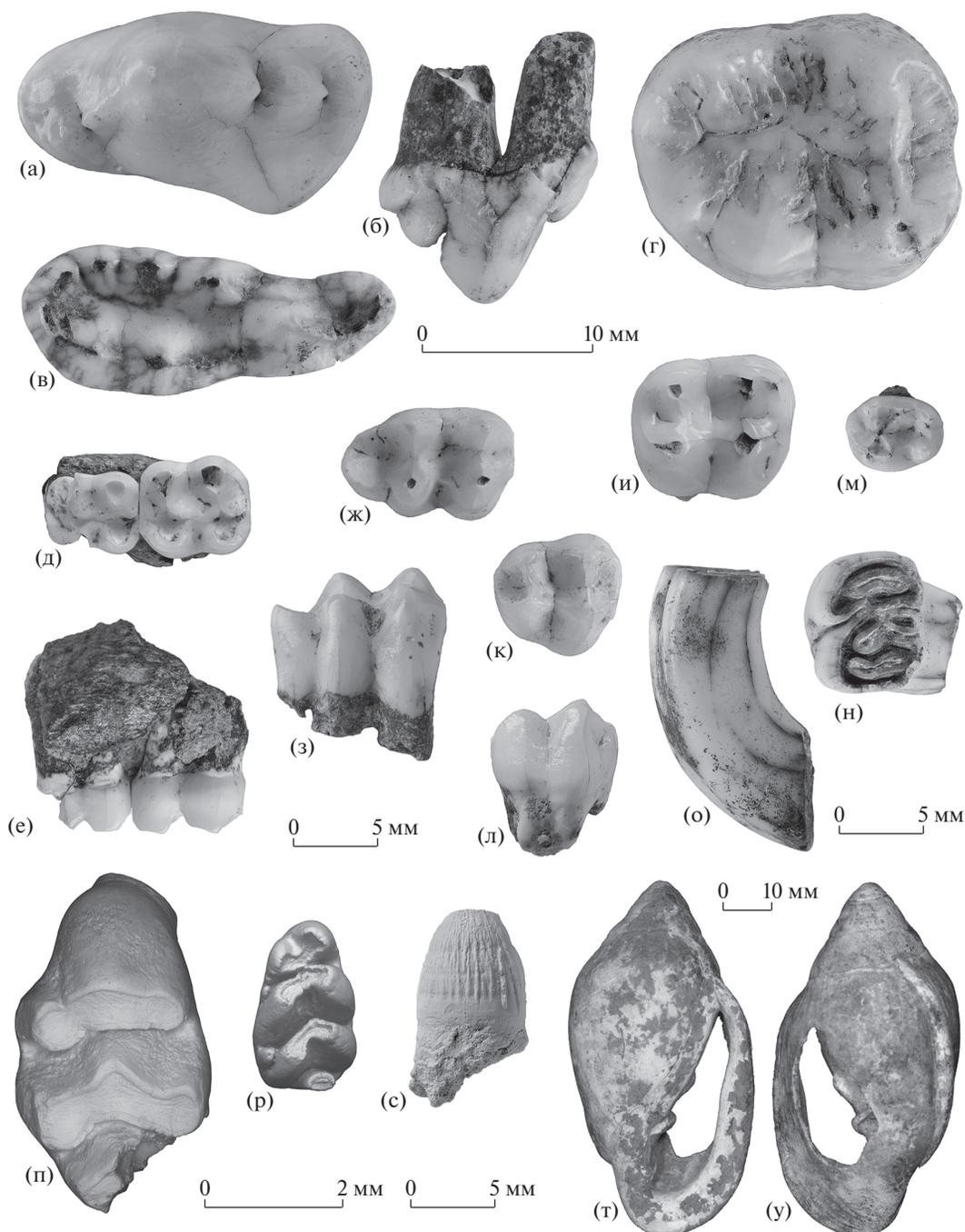
В слое 3А найдены остатки *Gigantopithecus blacki* [10: рис. 1ж–1л, 3], *Macaca nemestrina*, *Arc-tonyx collaris rostratus*, *Hystrix kiangsenensis*, *Dicerorhinus sumatrensis*, *Sus scrofa*, *S. barbatus*, *Muntiacus muntjak* и *Rusa unicolor*.

Слой 3Б – светло-коричневые комковатые пористые рыхлые суглинки, цемент глинисто-карбонатный густковый неравномерный, местами контактный. Зерна кальцита в основном скаленоэдрической формы, прозрачные, бесцветные, мелкие. Комки глины содержат в себе углистое вещество. Отмечены мелкие сидеритовые и железомарганцевые конкреции. Встречаются раковины брюхоногих моллюсков. Мощность слоя 0.2–0.4 м.

Слой 3В сложен красно-коричневыми кальцинированными суглинками. Цемент базальный и поровый, карбонатно-глинистый. Кальцит кристаллический прозрачный бесцветный, от мелко до среднезернистого. Слой залегает вплотную к известняковой стене пещеры, в верхней части частично перекрыт слоем 3Б. Мощность слоя 3В – 0.2 м.

Можно предположить, что комплекс пещер Лангчанг долгое время был в погребенном состоянии, но вследствие подъема карстующегося массива постепенно освобождался от заполнителя. Вскрытие пещерной полости произошло постепенно в несколько этапов на фоне восходящих тектонических движений карстующегося массива и соответственно понижения базиса карстовой денудации. На основании этого можно полагать, что в настоящее время самые древние отложения заполнителя находятся в своде пещеры и на присводовых участках стен, а более молодые отложения заполнителя располагаются ниже более древних.

Из пещеры Лангчанг определены остатки более 30 видов млекопитающих фауны *Stegodon–Ailuropoda*, характерной для второй половины среднего плейстоцена и начала позднего плейстоцена [6, 9]. По результатам сборов 2021 г. впервые идентифицированы из местонахождения Лангчанг (рис. 4) остатки дымчатого леопарда *Neofelis nebulosa* (рис. 4б; экз. ПИН, № 5792/236, правый P<sup>3</sup>: длина (L) – 13.2 мм, ширина (W) – 7.0 мм), крысы Нила *Leopoldamys neilli* (рис. 4п; экз. ПИН, № 5792/527, левый M<sup>1</sup>), черной крысы *Rattus rattus* (рис. 4р; экз. ПИН, № 5792/526, левый M<sub>1</sub>: L – 2.65 мм, W – 1.65 мм), макака-крабоеда *Macaca cf. fascicularis* (рис. 4к, 4л; экз. ПИН, № 5792/246, правый M<sup>3</sup>: L – 7.54 мм, W – 6.93 мм) и макака-резуса *M. cf. mulatta* (рис. 4м; экз. ПИН, № 5792/358, левый P<sub>4</sub>: L – 5.61 мм, W – 4.32 мм).



**Рис. 4.** Ископаемые остатки животных из местонахождения Лангчанг: (а) *Panthera tigris* (Linnaeus, 1758), экз. ПИН, № 5792/230, правый  $P_4$  с окклюзиальной стороны; (б) *Neofelis nebulosa* (Griffith, 1821), экз. ПИН, № 5792/236, правый  $P^3$  с лабиальной стороны; (в) *Arctonyx collaris rostratus* Matthew et Granger, 1923, экз. ПИН, № 5792/231, правый  $M_1$  с окклюзиальной стороны; (г) *Gigantopithecus blacki* von Koenigswald, 1935, экз. ПИН, № 5792/439, правый  $M_2$  с окклюзиальной стороны; (д, е) *Trachypithecus* sp., экз. ПИН, № 5792/240, фрагмент левой верхнечелюстной кости с  $M^1$ – $M^2$  с окклюзиальной (д) и лабиальной (е) сторон; (ж, з) *Presbytis* sp., экз. ПИН, № 5792/249, правый  $M_3$  с окклюзиальной (ж) и лабиальной (з) сторон; (и) *Macaca nemestrina* (Linnaeus, 1766), экз. ПИН, № 5792/243, правый  $M^3$  с окклюзиальной стороны; (к, л) *Macaca* cf. *fascicularis* Raffles, 1821, экз. ПИН, № 5792/246, правый  $M^3$  с окклюзиальной (к) и лингвальной (л) сторон; (м) *Macaca* cf. *mulatta* (Zimmermann, 1780), № 5792/358, левый  $P_4$  с окклюзиальной стороны; (н, о) *Hystrix kiangsenensis* Wang, 1931, экз. ПИН, № 5792/406, левый  $M^1$  с окклюзиальной (н) и задней (о) сторон; (п) *Leopoldamys neilli* (Marshall, 1976), экз. ПИН, № 5792/527, левый  $M^1$  с окклюзиальной стороны; (р) *Rattus rattus* (Linnaeus, 1758), экз. ПИН, № 5792/526, левый  $M_1$  с окклюзиальной стороны; (с) *Crocodylus* sp., экз. ПИН, № 5792/529, зуб с лабиальной стороны; (т, у) *Ellobium aurismidae* (Linnaeus, 1758), экз. ПИН, № 5792/206, раковина со стороны устья (т) и дорсальной стороны (у); Вьетнам, пещера Лангчанг; низы верхнего плейстоцена.

*Panthera tigris* из Лангчанга (экз. ПИН, № 5792/230, правый P<sub>4</sub>: L – 21.1 мм, W – 11.5 мм) по длине последнего нижнего предкоренного зуба занимает промежуточное положение между крупными плейстоценовыми леопардами *P. pardus* (Linnaeus, 1758) и современными мелкими тиграми (рис. 4а). Однако сильно скошенный лингвально гребень параконида (лезвие переднего бугорка) P<sub>4</sub> свойственен именно *P. tigris* [13, с. 93].

Размеры M<sub>1</sub> большого свиного барсука *Arc-tonyx collaris rostratus* из грота Лангчанг I (рис. 4в; экз. ПИН, № 5792/231: L – 22.0, ширина талонида (TALW) – 8.8) превосходят максимальные параметры M<sub>1</sub> у представителей этого вымершего под-вида из Китая (L – 21.0, TALW – 8.0), что подчеркивает особенности позднплейстоценовой популяции *A. c. rostratus* из Лангчанга (крупные размеры зубов), установленные в предыдущей работе [7].

Новые находки изолированных зубов дикобраза в местонахождении Лангчанг (в том числе экз. ПИН, № 5792/406, левый M<sup>1</sup>: длина по жевательной поверхности – 8.2 мм, ширина по жевательной поверхности – 6.2 мм, лингвальная эмалевая высота – 19.3 мм) подтверждают его отнесение к виду *Hystrix kiangsenensis* Wang, 1931 [8].

Зуб *Crocodylus* sp. из слоя 2А пещеры Лангчанг II (рис. 4с; экз. ПИН, № 5792/529) характеризуется притупленной коронкой с овальным сечением и хорошо выраженными складками эмали, что указывает на его принадлежность к задним зубам. Относительно небольшой размер зуба (реконструируемая высота коронки – около 8.0 мм; лабиолингвальная ширина – 5.9 мм) позволяет говорить о его принадлежности особи с длиной тела не менее 1.5 м. В настоящее время во Вьетнаме обитают два вида крокодилов – сиамский (*C. siamensis* Schneider, 1801) и гребнистый (*C. porosus* Schneider, 1801). Области их распространения охватывают равнинную южную часть страны с ровным тропическим климатом, тогда как в северных районах крокодилы неизвестны.

Особенно интересна и важна описанная в специальной статье [10] находка гигантского примата *Gigantopithecus blacki* – единственная в верхнем плейстоцене Вьетнама и одна из самых поздних в палеонтологической летописи в целом (рис. 4г).

Возраст лангчангской фауны определялся в интервалах 385–185 тыс. л.н. [5, 12] или 80–60 тыс. л.н. [6]; в последнее время он уверенно соотносится с началом позднего плейстоцена – 100–80 тыс. л.н. [9, 14]. В связи с этим вопросом важно отметить следующее.

В фаунистическом комплексе местонахождения Лангчанг среди парнокопытных присутствуют обитатели влажных биотопов, в том числе пойм и прибрежных равнин (свиной олень *Axis*

*porcinus* (Zimmermann, 1780) и водяной олень *Hydropotes inermis* Swinhoe, 1870), а также мангровых зарослей (малый канчиль *Tragulus kanchil* (Raffles, 1821) и бородатая свинья *Sus barbatus* Müller, 1838) [9].

Присутствие крокодила указывает на наличие вблизи пещеры крупного постоянного водоема или реки со слабым течением и не исключает близости морского бассейна. Гребнистый крокодил, известный своей устойчивостью к соленой воде, ныне широко населяет прибрежные местообитания, мангровые болота и дельты рек.

В составе комплекса брюхоногих моллюсков определены наземные формы *Pollicaria rochebruni* (Mabille, 1887), *Cyclophorus fasciatus* Kobelt, 1908, *Cyclophorus* sp., *Rhiostoma morleti* (Dautzenberg et Fischer, 1906), *Megalauchenia proctostoma* (Mabille, 1889), *Camaena vanbuensis* Smith, 1896, два пресноводных вида – *Brotia jullieni* (Deshayes, 1874) и *Sulcospira* cf. *collyra* Köhler et al., 2009, и прибрежно-морской вид – *Ellobium aurismidae* (Linnaeus, 1758) (рис. 4т, 4у; экз. ПИН, № 5792/206: высота раковины – 76.7 мм). *E. aurismidae* в настоящее время обитает в прибрежных мангровых и эстуариевых обстановках. Присутствие этого вида позволяет синхронизировать время накопления изученных пещерных отложений с эпизодом крупной морской трансгрессии, во время которой море приближалось к району пещеры (в настоящее время он удален от морского побережья более чем на 90 км, а его высота над уровнем моря составляет около 60 м).

В целом мы полагаем, что возраст фауны из местонахождения Лангчанг близок времени наиболее высокого в позднем плейстоцене подъема уровня моря (MIS 5е, около 125 тыс. л.н.) [15] и, таким образом, соответствует самому началу позднего плейстоцена. Этот вывод весьма важен для оценки времени вымирания гигантской человекообразной обезьяны *Gigantopithecus blacki*. Судя по географическому и стратиграфическому распространению ископаемых находок, в среднем плейстоцене ареал гигантопитека сократился до небольшого района на смежных территориях южного Китая и северного Вьетнама. Можно предположить, что вымирание этого гигантского примата было приурочено к переходу от среднего к позднему плейстоцену, и образцы из пещеры Лангчанг принадлежат к одной из самых поздних популяций гигантопитеков.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.А. Лозовскому (ПИН) за участие в сборах материалов в пещере Лангчанг в 2021 г., А.Н. Кузнецову и С.П. Кузнецовой (Тропический центр) – за помощь в организации экспедиции, Р.А. Ракитову и С.В. Багирову (ПИН) – за помощь в подготовке иллюстраций. Важное содействие в прове-

дении экспедиции оказали представители администрации сельской общины-коммуны Дьенха уезда Батхюк провинции Тханьхоа – председатель комитета Као Минь Куанг, руководитель управления культурного менеджмента Ха Ван Чу, заместитель начальника управления культуры и информации Ле Ван Шу, а также жители этой общины Фам Ван Тай и Фам Ван Тьен.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках программы работ Совместного Российско-Вьетнамского Тропического научно-исследовательского и технологического центра на 2020–2022 гг. (проект “Состав фауны приматов (Cercopithecidae, Pongidae) и грызунов (Rodentia) плейстоцена и голоцена Вьетнама как индикатор изменения экологических условий”).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зубащенко М.А.* Карст Северного Вьетнама // Известия Воронежского отдела Географического общества СССР. Вып. 3. Воронеж, 1961. С. 159–166.
2. *Зубащенко М.А.* Вопросы развития карста Северного Вьетнама // Гидрогеология и карстоведение. Вып. 2. Пермь, 1964. С. 157–168.
3. *Зубащенко М.А.* Карст Северного Вьетнама // Научные записки Воронежского отдела Географического общества СССР. Вып. 1. Воронеж, 1970. С. 97–100.
4. *Доан Динь Тхай.* Закономерности распространения и развития карста в Северном Вьетнаме // Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук. Москва: МГРИ, 1990. 149 с.
5. *Ciochon R.L., Olsen J.W.* // Bulletin of Indo-Pacific Prehistory Association. 1991. V. 10. P. 59–73.
6. *Long V.T., De Vos J., Ciochon R.L.* // Bulletin of the Indo-Pacific Prehistory Association. 1996. V. 14. P. 101–109.
7. *Лопатин А.В.* // ДАН. Науки о жизни. 2020. Т. 495. № 6. С. 577–580.
8. *Лопатин А.В.* // ДАН. Науки о жизни. 2020. Т. 495. № 6. С. 581–585.
9. *Лопатин А.В., Мащенко Е.Н., Вислобокова И.А., и др.* // ДАН. Науки о жизни. 2021. Т. 496. № 1. С. 5–9.
10. *Лопатин А.В., Мащенко Е.Н., Ле Суан Дак* // ДАН. Науки о жизни. 2022. Т. 502. № 1. С. 60–65.
11. *Лопатин А.В.* // ДАН. Науки о жизни. 2022. Т. 502. № 1. С. 70–76.
12. *Ciochon R.L.* Divorcing Hominins from the *Stegodon-Ailuropoda* Fauna: New Views on the Antiquity of Hominins in Asia // Out of Africa I: the first hominin colonization of Eurasia. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 2010. P. 111–126.
13. *Baryshnikov G.F.* // Proceedings of the Zoological Institute RAS. 2016. V. 320. № 1. P. 84–120.
14. *Suraprasit K., Jaeger J.-J., Chaimanee Y., et al.* // ZooKeys. 2016. V. 613. P. 1–157.
15. *Pedoja K., Shen J.-W., Kershaw S., Tang C.* // Marine Geology. 2008. V. 255. P. 103–117.

## LANG TRANG CAVE (NORTHERN VIETNAM): PLEISTOCENE MAMMALIAN LOCALITY WITH *GIGANTOPITHECUS* FINDS

Academician of the RAS A. V. Lopatin<sup>a, #</sup>, I. V. Golovachev<sup>b</sup>, N. V. Serdyuk<sup>a, c</sup>, E. N. Maschenko<sup>a, c</sup>, I. A. Vislobokova<sup>a</sup>, Le Xuan Dac<sup>d</sup>, Pham Mai Phuong<sup>d</sup>, P. Yu. Parkhaev<sup>a</sup>, and E. V. Syromyatnikova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup>Astrakhan State University, Astrakhan, Russian Federation

<sup>c</sup>Joint Russian-Vietnamese Tropical Scientific and Technological Center, Hanoi, Vietnam

<sup>d</sup>Institute of Tropical Ecology of the Joint Russian-Vietnamese Tropical Scientific and Technological Center, Hanoi, Vietnam

<sup>#</sup>E-mail: [alopat@paleo.ru](mailto:alopat@paleo.ru)

Speleological, geological and paleontological characteristics of the Lang Trang cave in northern Vietnam are presented. Primates *Gigantopithecus blacki* von Koenigswald, 1935, *Pongo* sp., *Trachypithecus* sp., *Presbytis* sp., *Macaca nemestrina* (Linnaeus, 1766), *M. cf. fascicularis* Raffles, 1821, *M. cf. mulatta* (Zimmermann, 1780), and *Macaca* sp., carnivorans *Panthera tigris* (Linnaeus, 1758), *Neofelis nebulosa* (Griffith, 1821), and *Arctonyx collaris rostratus* Matthew et Granger, 1923, lipotyphlan *Chodsigoa hoffmanni* Chen et al., 2017, rodents *Hystrix kiangsenensis* Wang, 1931, *Leopoldamys neilli* (Marshall, 1976), and *Rattus rattus* (Linnaeus, 1758), proboscidean *Elephas* sp., perissodactyls *Tapirus indicus* (Desmarest, 1819) and *Dicerorhinus sumatrensis* (Fischer, 1814), artiodactyls *Sus scrofa* Linnaeus, 1758, *S. barbatus* Müller, 1838, *Muntiacus muntjak* (Zimmermann, 1780), *Axis porcinus* (Zimmermann, 1780), *Rusa unicolor* (Kerr, 1792), and *Capricornis sumatraensis* (Bechstein, 1799), as well as crocodile *Crocodylus* sp. (first record in northern Vietnam) are determined among the Pleistocene fossils collected in the cave in 2021. *M. cf. fascicularis*, *M. cf. mulatta*, *N. nebulosa*, *L. neilli* and *R. rattus* have been identified in the Lang Trang fauna for the first time. The find of a giant ape, *G. blacki*, is of particular importance, since it is the only record in the Upper Pleistocene of Vietnam and one of the youngest findings in the world.

**Keywords:** Lang Trang cave, Vietnam, Pleistocene, primates, carnivorans, lipotyphlans, rodents, proboscideans, perissodactyls, artiodactyls, crocodiles, gastropods

УДК 550.348.436

## ПОВЕРХНОСТНО-ВОЛНОВАЯ ТОМОГРАФИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ПО ДАННЫМ ДИСПЕРСИИ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЛН РЭЛЕЯ И ЛЯВА

© 2022 г. А. И. Филиппова<sup>1,2,\*</sup>, О. А. Соловей<sup>3</sup>

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 31.01.2022 г.

Поступило 31.01.2022 г.

После доработки 24.02.2022 г.

Принято к публикации 25.02.2022 г.

На основании представительных данных о дисперсии групповых скоростей поверхностных волн в диапазоне периодов 10–250 с проведено исследование глубинного строения коры и верхней мантии Кольского полуострова и сопредельных территорий. Распределения групповых скоростей волн Рэлея и Лява с оценками их горизонтального разрешения вычислялись методом поверхностно-волновой томографии. По полученным картам для западной и восточной частей Кольского полуострова рассчитаны скоростные разрезы волн SV и SH до глубины 500 км. Результаты исследования имеют более высокое горизонтальное разрешение по сравнению с существующими в настоящее время поверхностно-волновыми моделями и позволяют проследить основные особенности строения коры и верхней мантии рассматриваемой территории. Полученные результаты указывают на возможные различия в строении коры и величине радиальной анизотропии верхней мантии для западной и восточной частей Кольского полуострова.

*Ключевые слова:* волны Рэлея и Лява, групповые скорости, томография, Кольский полуостров

**DOI:** 10.31857/S2686739722060068

В настоящее время глубинное строение Кольского полуострова изучено по данным объемных (см. [1]) и поверхностных волн [2–5] в относительно крупномасштабных деталях в отличие от западной части Балтийского щита [6]. Таким образом, основной задачей данной работы является исследование глубинного строения коры и верхней мантии Кольского полуострова и сопредельных территорий (60°–80° с.ш., 15°–54° в.д.) по данным о дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява.

В качестве исходных данных использовались записи поверхностных волн от удаленных земле-

трясений на широкополосных станциях международных сейсмических сетей. Общее количество станций составило 144 для волн Рэлея и 128 для волн Лява. Всего были обработаны записи 45 землетрясений ( $M_w > 5.6$ , 2000–2021 гг.), произошедших за пределами рассматриваемого региона. Диапазон расстояний от эпицентров до регистрирующих станций составил примерно 2000–10000 км. В большинстве случаев это позволило выделить фундаментальную моду поверхностных волн на периодах  $T = 10–250$  с.

Дисперсионные кривые групповых скоростей рассчитывались вдоль трасс “эпицентр–станция” с помощью процедуры спектрально-временного анализа [7]. Всего было рассчитано 1194 дисперсионные кривые волн Рэлея и 743 кривые для волн Лява. Полученная выборка была дополнена данными предыдущих исследований глубинного строения Арктики [2]. В результате общее количество сейсмических трасс составило 2751 и 2014 для волн Рэлея и Лява соответственно.

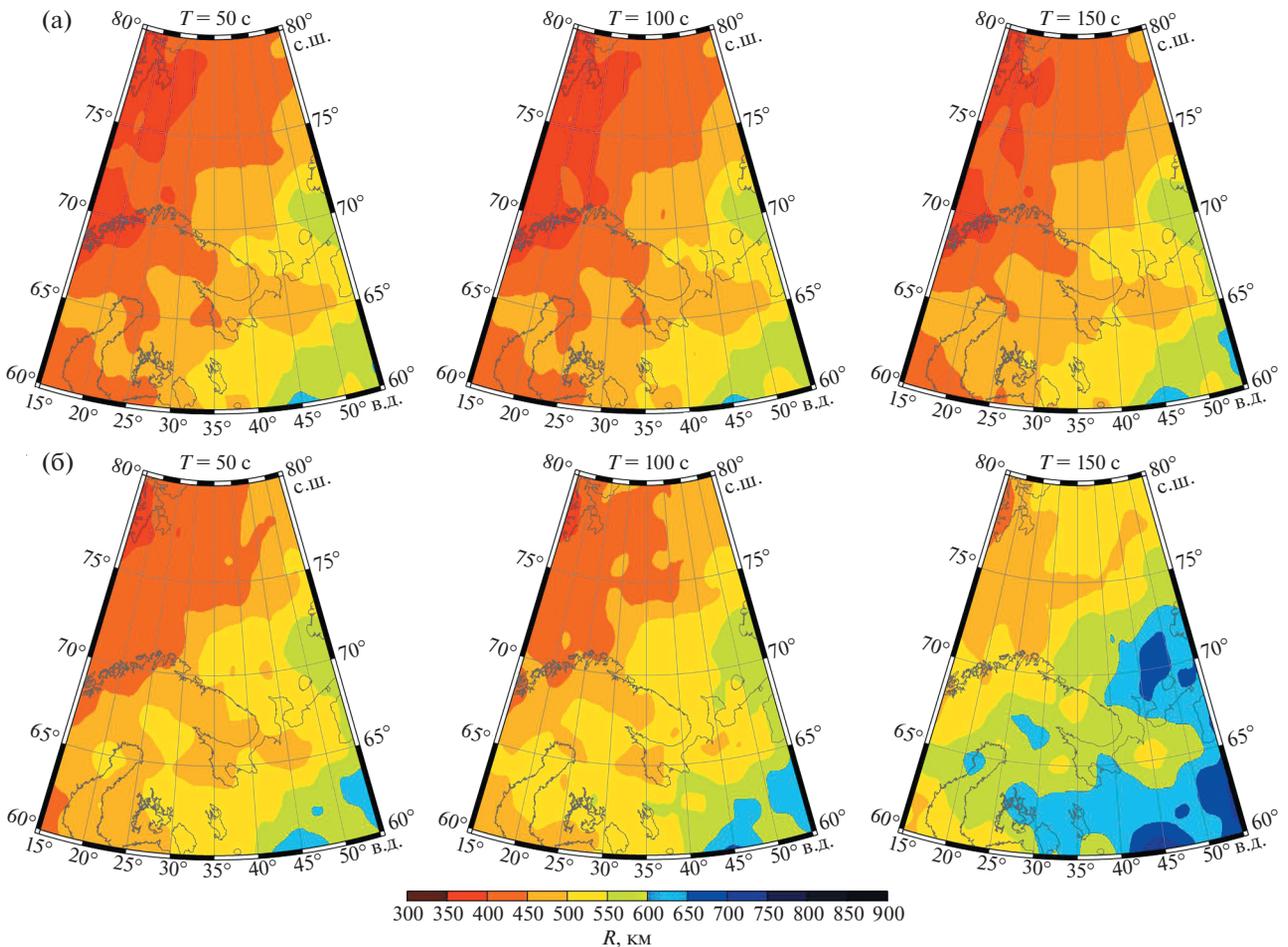
Погрешности вычисления дисперсионных кривых оценивались по их среднеквадратичным откло-

<sup>1</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова Российской академии наук, Троицк, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

\*E-mail: aleirk@mail.ru



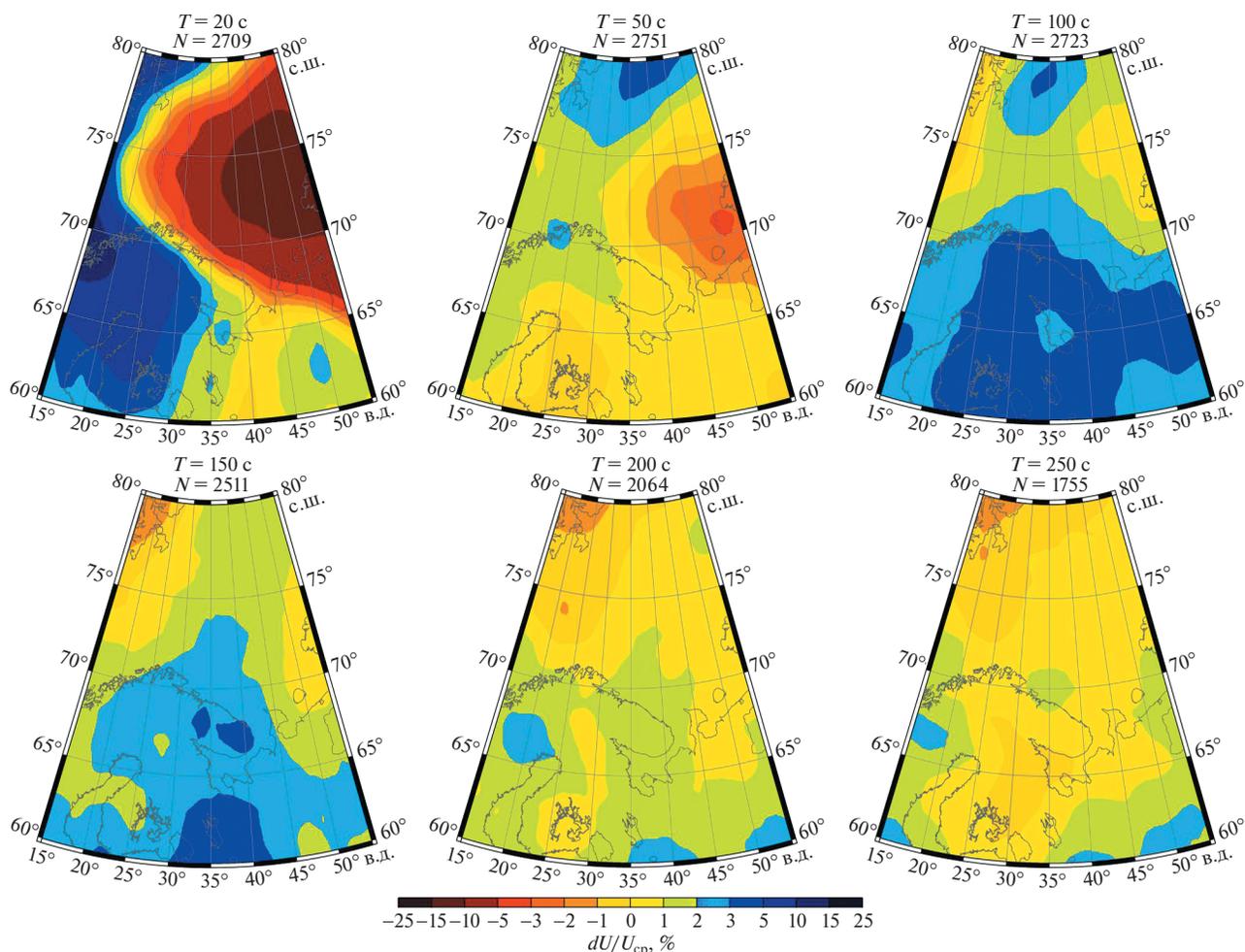
**Рис. 1.** Эффективный радиус осреднения ( $R$ , км) для волн Рэлея (а) и Лява (б). Над каждой картой приведен соответствующий период ( $T$ , с).

нениям (СКО), рассчитанным для кривых вдоль близких трасс [2]. В результате было получено, что наименьшие значения СКО (0.02–0.03 км/с) приурочены к интервалу периодов 20–200 с для волн Рэлея и 30–100 с для волн Лява, а на остальных периодах СКО несколько выше. На малых периодах большой разброс в значениях групповых скоростей может быть обусловлен не только ошибками вычислений, но и высокой степенью неоднородности земной коры.

Распределения групповых скоростей поверхностных волн рассчитывались методом двумерной томографии для случая сферической поверхности [8]. Их горизонтальное разрешение оценивалось путем вычисления эффективного радиуса осреднения [8]. Наилучшее разрешение было достигнуто нами для Кольского полуострова и практически всего бассейна Баренцева моря (рис. 1). Значения эффективного радиуса осреднения для этой территории составляют 350–450 км для волн Рэлея ( $T = 15–150$  с) и 400–500 км для волн Лява

( $T = 20–100$  с). На более коротких и длинных периодах разрешение закономерно ухудшается, что связано с использованием меньшего количества сейсмических трасс (рис. 2, 3). Достигнутая нами разрешающая способность выше, чем у имеющихся в данный момент поверхностно-волновых моделей для всей Арктики [2–5]. На периодах 20–40 с наши результаты характеризуются разрешением, близким к модели BARMOD [9], а с увеличением периода – превосходят ее благодаря использованию почти в 2 раза большего количества сейсмических трасс.

Анализ распределений вариаций групповых скоростей поверхностных волн на отдельных периодах (рис. 2, 3) позволяет сделать следующие выводы относительно глубинного строения рассматриваемой территории. Учитывая чувствительность групповых скоростей волн Рэлея и Лява к скоростному строению среды, на периоде 20 с полученные карты должны отражать вариации мощности осадочных отложений [8]. Наиболее

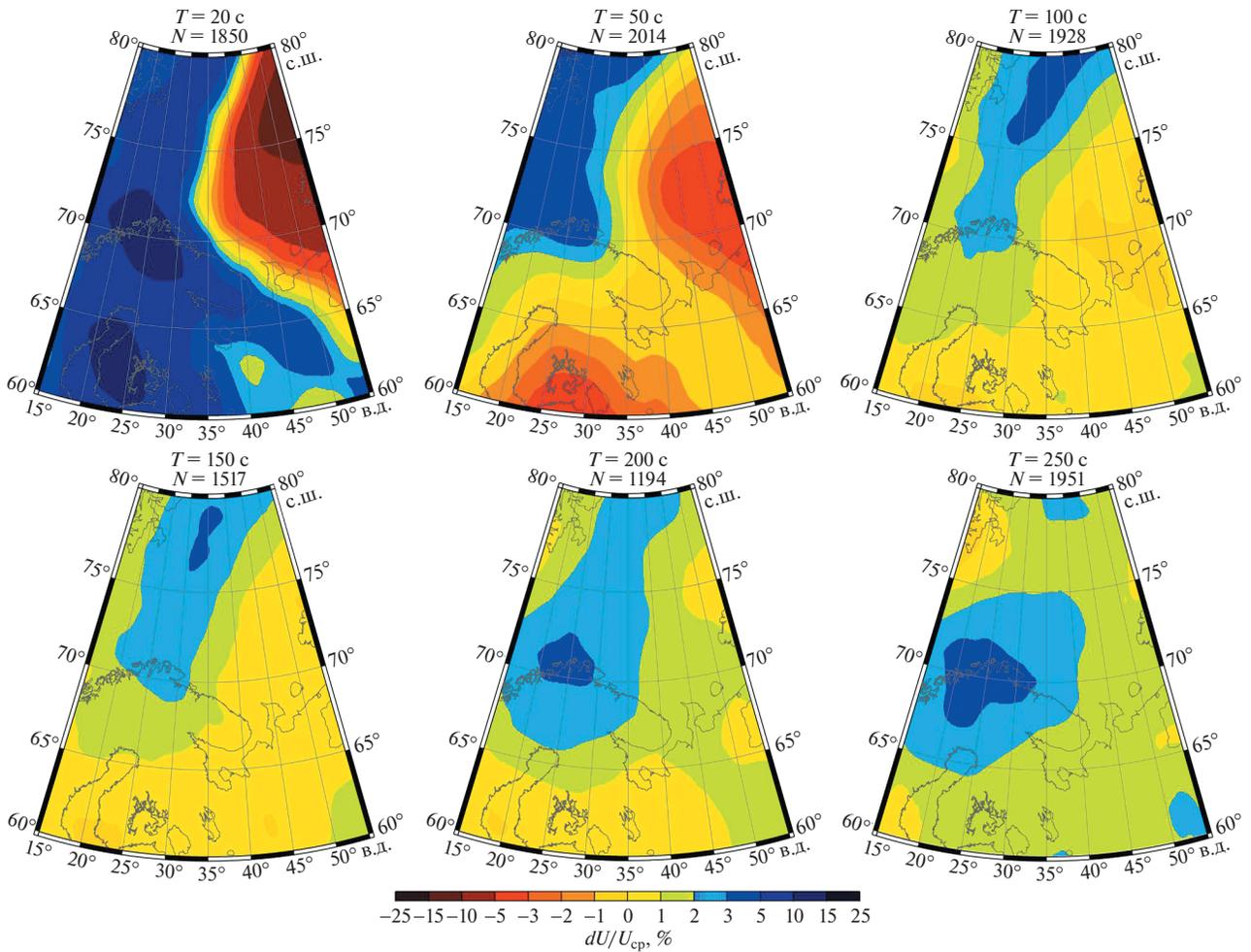


**Рис. 2.** Вариации групповых скоростей волн Рэлея относительно средних значений ( $\delta U/U_{cp}$ , %). Средние значения групповых скоростей составляют 2.96, 3.78, 3.85, 3.77, 3.70 и 3.72 км/с для периодов 20, 50, 100, 150, 200 и 250 с соответственно. Над каждой картой приведены соответствующий период ( $T$ , с) и количество используемых трасс ( $N$ ).

ярко выявленные скоростные аномалии коррелируют с мощностью осадков для волн Рэлея ( $T = 20$  с, рис. 2). Так, минимумы групповых скоростей наблюдаются в восточной части бассейна Баренцева моря, где согласно модели EUNaseis мощность осадков достигает 12–18 км [10]. Значения скоростей волн Рэлея понижены и в его западной части с мощностью осадков 4–8 км. Большая часть Балтийского щита характеризуется высокими значениями скоростей поверхностных волн, что согласуется с практически полным отсутствием осадочного слоя для этой территории. На востоке Кольского полуострова значения скоростей поверхностных волн несколько уменьшаются, что может быть связано с наличием здесь тонкого (до 2 км) слоя осадков [10].

Для волн Рэлея на периоде 50 с полученное распределение отражает основные особенности вариаций глубины Мохо, которая уменьшается от

35–40 км под восточной частью бассейна Баренцева моря до 30–35 км под западной [10], что сопровождается увеличением групповых скоростей (рис. 2). На континенте минимум скоростей в районе 27° в.д. и 62° с.ш. соответствует области с максимальной (до 56 км) мощностью коры под Балтийским щитом. Карты для более высоких периодов колебаний (до 150 с) отражают распределение горизонтальных неоднородностей до глубины ~250 км. В этом диапазоне периодами скоростями волн Рэлея характеризуется весь Балтийский щит, что может быть обусловлено наличием здесь мощной высокоскоростной литосферы, причем скорости несколько увеличиваются в восточном направлении. Пониженные скорости поверхностных волн на этих и более длинных периодах наблюдаются под Шпицбергом, что согласуется с известными данными о глубинном строении мантии под архипелагом [3, 5, 9]. Для периодов более 150 с, где вариации ско-



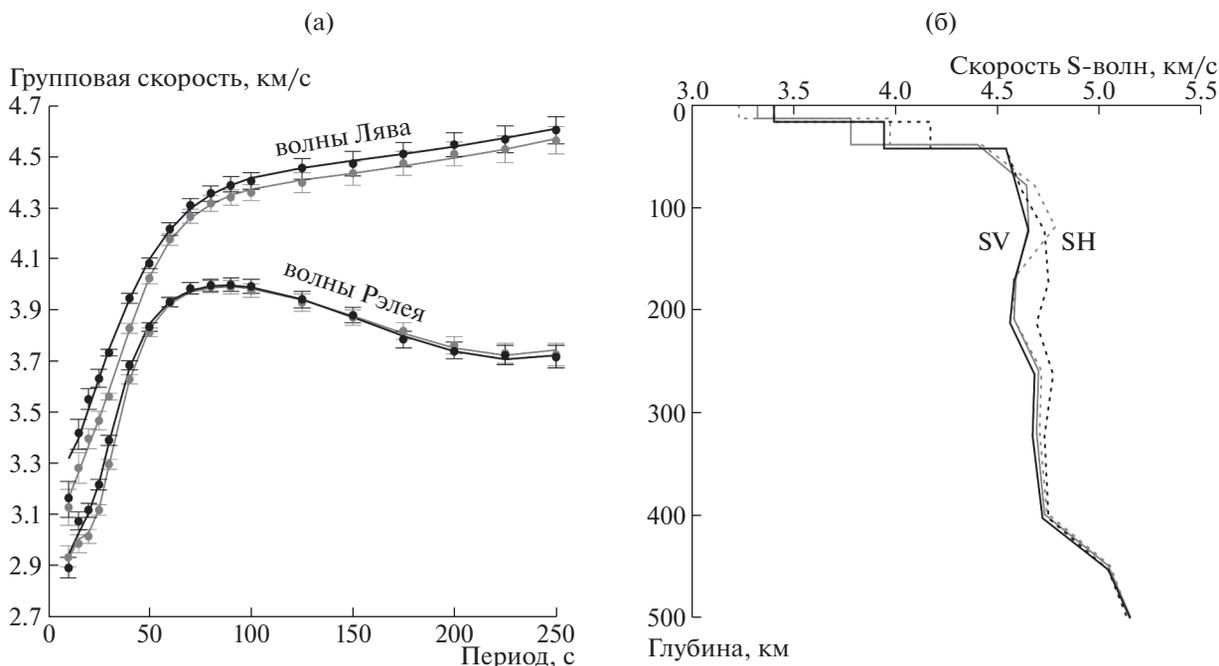
**Рис. 3.** Вариации групповых скоростей волн Лява относительно средних значений ( $\delta U/U_{cp}$ , %). Средние значения групповых скоростей составляют 3.22, 4.04, 4.34, 4.40, 4.44 и 4.49 км/с для периодов 20, 50, 100, 150, 200 и 250 с соответственно. Над каждой картой приведены соответствующий период ( $T$ , с) и количество используемых трасс ( $N$ ).

ростей поверхностных волн не превышают 3%, на характер дисперсии скоростей поверхностных волн оказывает влияние строение верхней мантии на глубинах более ~250 км. Таким образом, в этом диапазоне глубин мантия становится менее дифференцированной по скоростям по сравнению с вышележащими слоями.

Для более детального исследования глубинного строения Кольского полуострова по полученным картам (рис. 2, 3) были определены локальные дисперсионные кривые в западной (68° с.ш., 30° в.д.) и восточной (67° с.ш., 37° в.д.) частях полуострова (рис. 4а) и проведена их инверсия в скоростные разрезы волн SV (по волнам Рэлея) и SH (по волнам Лява) до глубины 500 км (рис. 4б). Вычисления проводились методом сопряженных градиентов для модели среды с двумя слоями коры с постоянными скоростями S-волн и одиннадцатью слоями мантии с линейным изменением

скорости с глубиной на полупространстве аналогично [2, 5].

В результате было получено, что для западной части полуострова мощность коры составляет 43 км, а для восточной — около 36 км. Скоростные разрезы волн SV отличаются между собой до глубины примерно 100 км, а на больших глубинах они становятся практически идентичными (рис. 4б), что также проявляется в близости групповых скоростей волн Рэлея на периодах более 50 с (рис. 2, 4а). Различия в скоростных разрезах волн SH для рассматриваемых регионов наблюдаются до глубины примерно 300 км (рис. 3б), что также отражено в отличиях групповых скоростей волн Лява (рис. 2, 4а). Наибольший интерес представляет разница скоростей волн SV и SH, характеризующая радиальную анизотропию вещества мантии [8]. Так, верхняя мантия в окрестности 68° с.ш. и 30° в.д. характеризуется анизотропны-



**Рис. 4.** (а): Локальные дисперсионные кривые волн Рэлея и Лява (кружки) с погрешностями их определения и дисперсионные кривые, соответствующие скоростным разрезам, полученным в результате инверсии (сплошные линии). Черным и серым цветом обозначены кривые для западной и восточной частей Кольского полуострова соответственно. (б): Скоростные разрезы волн SV (сплошные линии) и SH (пунктирные линии).

ми свойствами в диапазоне глубин 100–300 км, в то время как для 67° с.ш. и 37° в.д. этот диапазон существенно меньше – 70–160 км (рис. 4б). Таким образом, полученные результаты указывают на возможное различие западной и восточной частей Кольского полуострова не только в строении коры, как это было отмечено ранее в работе [1], но и в величине радиальной анизотропии в верхней мантии.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда, грант № 21-17-00161.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Гоев А.Г., Санина И.А., Федоров А.В. Особенности глубинного скоростного строения центральной части Кольского полуострова методом функций приемника // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 180–183. <https://doi.org/10.31857/S268673972112001X>
2. Середкина А.И. Поверхностно-волновая томография Арктики // Физика Земли. 2019. № 3. С. 439–450. <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019358-70>
3. Lebedev S., Schaeffer A.J., Fullea J., et al. Seismic Tomography of the Arctic Region: Inferences for the Thermal Structure and Evolution of the Lithosphere //

Circum-Arctic Lithosphere Evolution. London. UK: Geological Society. 2017. V. 460. P. 419–440.

4. Levshin A.L., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., et al. New Constraints on the Arctic Crust and Uppermost Mantle: Surface Wave Group Velocities, Pn, and Sn // Phys. Earth Planet. Inter. 2001. V. 123. P. 185–204.
5. Seredkina A. S-wave Velocity Structure of the Upper Mantle beneath the Arctic Region from Rayleigh Wave Dispersion Data // Phys. Earth Planet. Inter. 2019. V. 290. P. 76–86. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.03.007>
6. Pedersen H.A., Debayle E., Maupin V., et al. Strong Lateral Variations of Lithospheric Mantle beneath Cratons – Example from the Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 383. P. 164–172. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.024>
7. Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В. и др. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986.
8. Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука, 2015.
9. Levshin A.L., Schweitzer J., Weidle C., et al. Surface Wave Tomography of the Barents Sea and Surrounding Regions // Geophys. J. Int. 2007. V. 170. P. 441–459. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03285.x>
10. Artemieva I.M., Thybo H. EUNASEIS: A Seismic Model for Moho and Crustal Structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic Region // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 97–153. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.004>

## **SURFACE WAVE TOMOGRAPHY OF THE KOLA PENINSULA AND ADJACENT AREAS FROM RAYLEIGH AND LOVE WAVE GROUP VELOCITY DISPERSION DATA**

**A. I. Filippova<sup>a,b,#</sup> and O. A. Solovey<sup>c</sup>**

<sup>a</sup>*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: aleirk@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin January 31, 2022

We study deep structure of the crust and upper mantle of the Kola Peninsula and adjacent areas from representative data on dispersion of surface wave group velocities in the period range 10–250 s. Distributions of Rayleigh and Love group velocities with estimates of their resolution are calculated using a surface wave tomography method. For western and eastern parts of the Kola Peninsula, SV- and SH-wave velocity patterns up to the depth of 500 km are inverted from the obtained maps. Our results are characterized by higher lateral resolution than the currently existing surface wave models and allow us to trace the main structural features of the crust and upper mantle under the considered region. The obtained results indicate probable difference in the structure of the crust and the anisotropic properties of the upper mantle under the western and eastern parts of the Kola Peninsula.

*Keywords:* Rayleigh and Love waves, group velocities, tomography, Kola Peninsula

УДК 528.2:550.341:550.24

## АКУСТИЧЕСКИЙ И МАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ ПАДЕНИЯ БОЛИДА 17.11.2021 г.

© 2022 г. Ю. С. Рыбнов<sup>1,\*</sup>, С. А. Рябова<sup>1,\*\*</sup>, А. А. Спивак<sup>1,\*\*\*</sup>

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 25.02.2022 г.

Поступило 25.02.2022 г.

После доработки 28.02.2022 г.

Принято к публикации 01.03.2022 г.

Приведены результаты инструментальных наблюдений за акустическими колебаниями и геомагнитными вариациями в период падения болида 17.11.2021 г. в районе г. Ижевск (Россия). Показано, что взрыв болида сопровождался акустическим сигналом и проявился в вариациях магнитного поля. По данным акустических наблюдений, выполненных в трех пунктах, определен вероятный район разрушения болида и оценена энергия акустического источника. Отмечается, что геомагнитный эффект, вызванный взрывом болида, имеет нелокальный характер и наблюдается на эпицентральных расстояниях до ~4000 км.

*Ключевые слова:* болид, акустические колебания, магнитное поле, вариации

**DOI:** 10.31857/S2686739722060135

Постоянный интерес к изучению эффектов, сопровождающих падение космических тел на Землю, определяется наряду с оценкой астероидной и кометной опасности также возможностью рассмотрения вопросов, связанных с закономерностями распространения возмущений в атмосфере, вызванных сильными природными событиями, и описанием поведения атмосферы в условиях экстремальных возмущений [1, 2]. Одновременно с этим изучение эффектов, сопутствующих падению и взрывному разрушению болидов, позволяет расширить представления о механизмах взаимодействия и преобразования геофизических полей в приповерхностных слоях атмосферы [3].

Известные работы [4–7] посвящены изучению локальных возмущений в области взрывного разрушения болидов. При этом основное внимание уделяется оптическим эффектам, на основе которых оцениваются координаты взрыва и энергия события. Трудности, возникающие при разработке адекватных моделей, описывающих последствия входа болидов в атмосферу с учетом всех эффектов, связаны с недостатком наблюдатель-

ного материала. Имеющиеся к настоящему времени результаты инструментальных наблюдений и теоретических построений, касающихся волновых движений в атмосфере или же электромагнитных возмущений при падении болидов, [8–10] требуют статистического обоснования.

В настоящей работе на примере одного из событий 17.11.2021 г.<sup>1</sup> демонстрируются акустический и магнитный эффект болида, взрывное разрушение которого произошло в ~16:30 UTC в районе г. Ижевск.

В качестве исходных привлекались результаты инструментальных геомагнитных наблюдений, выполненных среднеширотными обсерваториями, входящими в сеть INTERMAGNET (табл. 1), и среднеширотной Геофизической обсерваторией “Михнево” (МНВ; 54.94° с.ш.; 37.73° в.д.) ИДГ РАН, а также данные регистрации микробарических вариаций в МНВ, в г. Звенигороде (ZVE; территория ИНАСАН; 55.69° с.ш.; 36.76° в.д.) и в Центре геофизического мониторинга г. Москвы (ЦГМ; 55.71° с.ш.; 37.57° в.д.) [11, 12]. Данные обсерваторий сети INTERMAGNET представляли собой цифровые ряды с периодом дискретизации 1 мин, обсерватории МНВ – цифровые ряды с частотой дискретизации 1 Гц. Акустическая регистрация выполнялась с частотой дискретизации 20 Гц.

<sup>1</sup> В эти же сутки 17.11.2021 г. в 14:50 UTC наблюдалось падение болида на северо-западе европейской части России в окрестности С.-Петербурга.

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер  
имени академика М.А. Садовского  
Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: y.rybnov@mail.ru

\*\*E-mail: riabovasa@mail.ru

\*\*\*E-mail: aaspivak100@gmail.com

**Таблица 1.** Пункты геомагнитных наблюдений

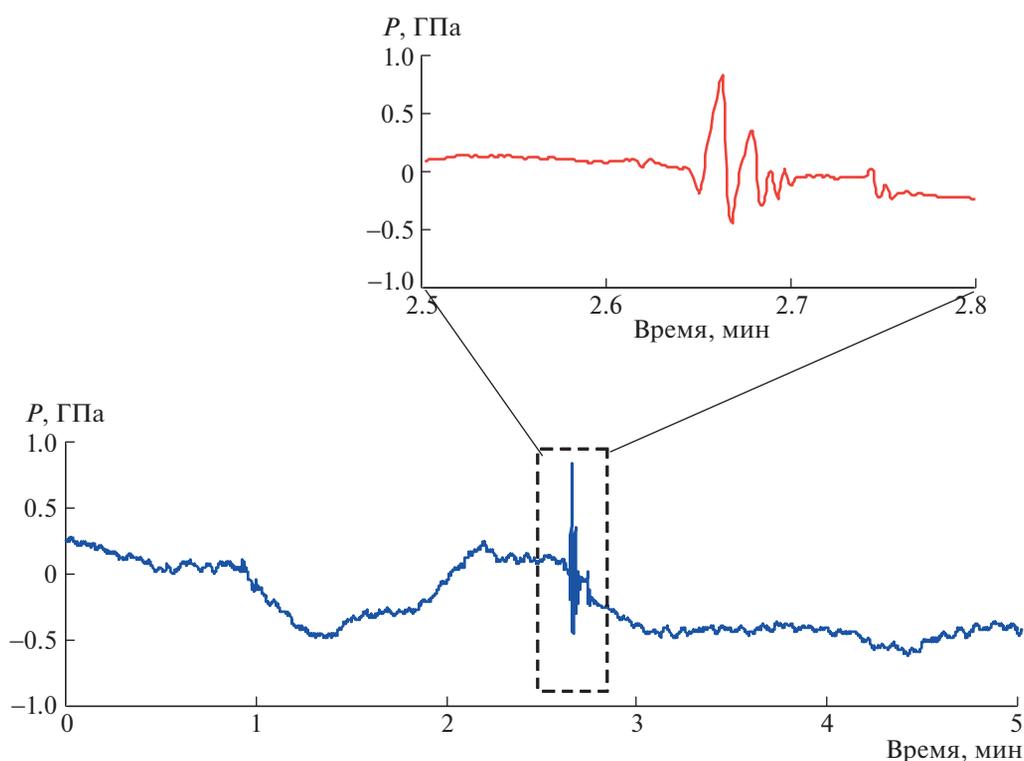
Международный код	Расположение	Широта	Долгота	$R$ , км	$\Delta B_H$ , нТл
ARS	Арти, РФ	56.43	58.57	~410	~2
BOX	Борок, РФ	58.07	38.23	~825	~3
MHV*	Михнево, РФ	54.94	37.73	~930	~3
KIV	Киев, Украина	50.72	30.3	~1600	~1.5
NVS	Новосибирск, РФ	54.85	83.23	~1930	~2.5
BEL	Бельск, Польша	51.84	20.79	~2085	~4
BDV	Будков, Чешская Республика	49.08	14.02	~2655	~2
BFO	Блэк Форест, Германия	48.33	8.32	~3045	~2.5
IRT	Иркутск, РФ	25.27	104.45	~3315	~3.5
CLF	Шамбон-ла-Форе, Франция	48.02	2.26	~3425	~2.5
HAD	Хартленд, Англия	51.0	355.52	~3635	~3
MMB	Мемамбецу, Япония	43.91	144.19	~6140	~2

Примечание. \* – MHV не входит в сеть INTERMAGNET.

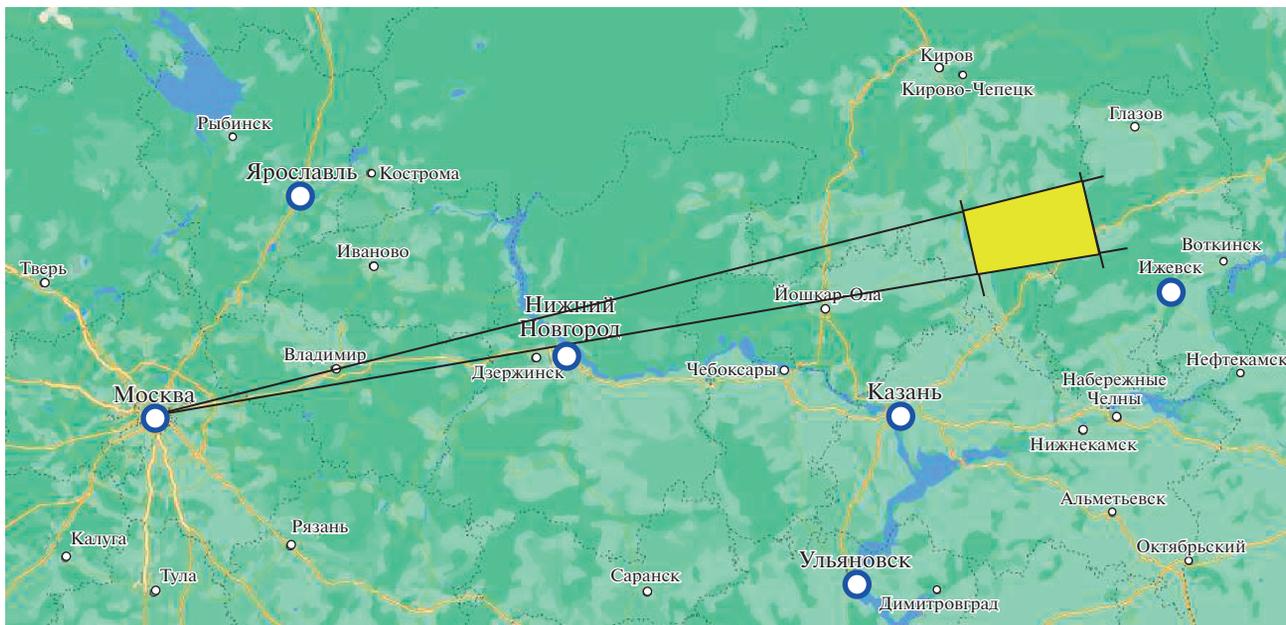
Метеорологические параметры атмосферы (температура  $T$  и влажность  $W$  воздуха, атмосферное давление  $P_0$ , скорость ветра  $V$ , мощность солнечного излучения  $S_0$ ) регистрировались с помощью цифровой автоматической метеостанции Davis Vantage Pro2.

*Акустический эффект.* Наблюдаемые инструментально микробарические вариации связаны с

ударной волной, вызванной взрывоподобным разрушением болида [6, 13]. Характеристики волнового возмущения, регистрируемого на больших эпицентральных расстояниях  $R$  от места взрыва болида преимущественно в виде инфразвуковых волн, определяются величиной выделенной в атмосферу энергии и состоянием самой атмосферы. Пример записи акустического сигнала



**Рис. 1.** Вызванный взрывом болида акустический сигнал по данным MHV.

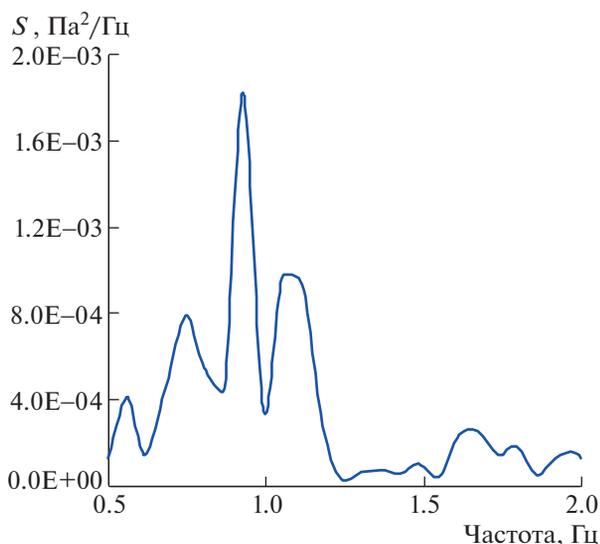


**Рис. 2.** Вероятная область взрывного разрушения болида (выделена желтым маркером) по результатам анализа акустического сигнала.

ла, вызванного взрывом болида 17.11.2021 г., приведен на рис. 1 (данные МНУ). Следует отметить, что сигналы, зарегистрированные в ZVE и ЦГМ, близки по характеристикам к сигналу, приведенному на рис. 1. Зарегистрированные в разных пунктах сигналы распространялись с примерно одинаковой скоростью (~306–310 м/с). Регистрация в трех пунктах позволила оценить эпицентральную область взрывного разрушения болида, которая представлена на рис. 2. Согласно нашим

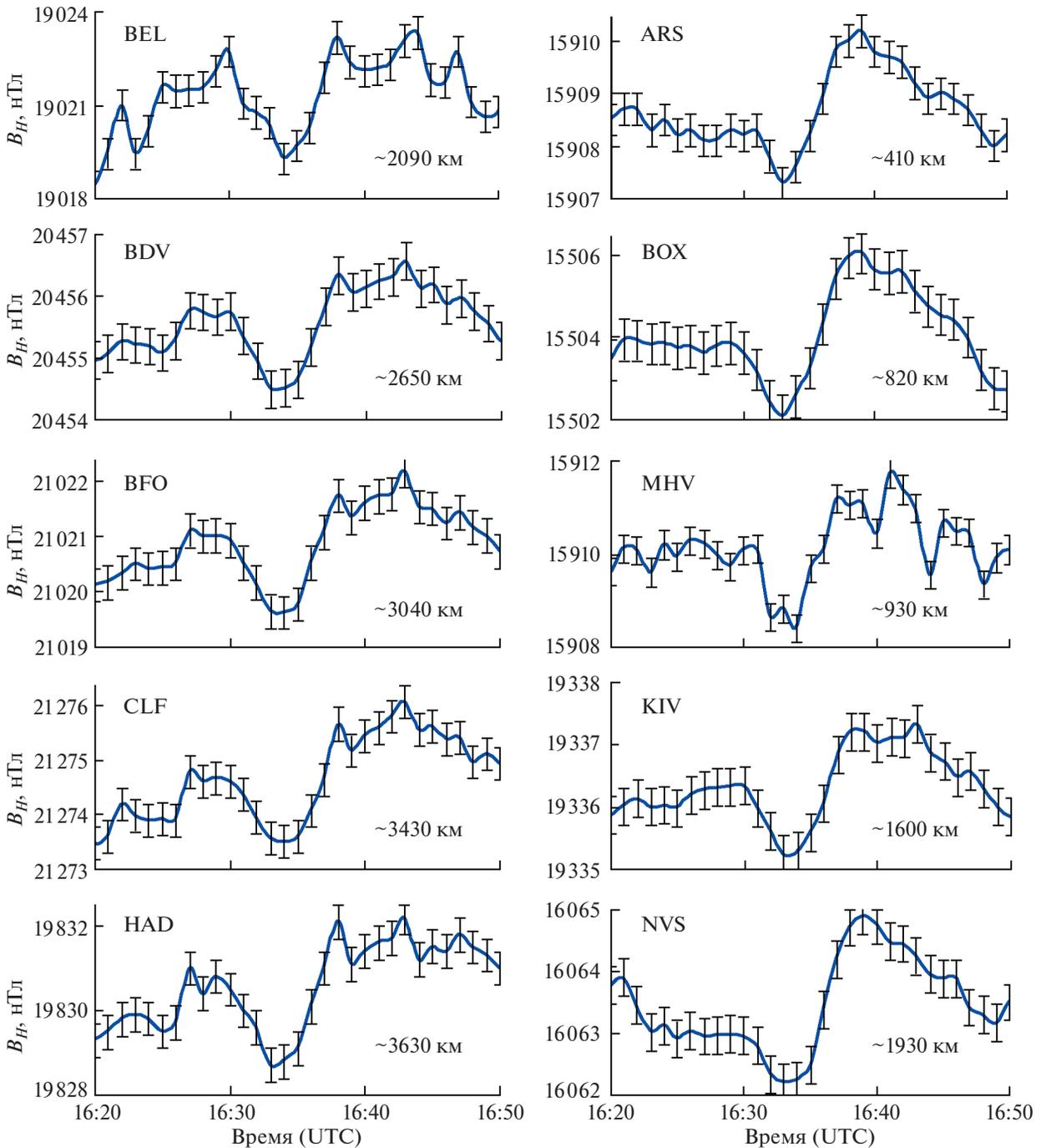
оценкам, можно принять, что эпицентр взрыва болида находился ориентировочно в точке с координатами 57.48° с.ш. и 52.09° в.д.

Результаты спектрального анализа акустического сигнала приведены на рис. 3 (для примера выбран сигнал, зарегистрированный в ZVE). Из рис. 3 следует, что максимум спектральной плотности соответствует частоте ~0.94 Гц. Оценка энергии взрыва болида  $Q$  выполнялась на основе метода, предложенного в работах [14, 15]. Метод основан на свойстве вызванного взрывом акустического сигнала сохранять значение преимущественной частоты  $f_0$  при его распространении на значительные расстояния. В нашем случае оценка дает значение  $Q \approx (8-9) \times 10^{10}$  Дж.



**Рис. 3.** Зависимость спектральной плотности от частоты акустического сигнала (по данным ZVG).

**Геомагнитный эффект.** Анализ результатов инструментальных наблюдений, выполненный в настоящей работе, показывает, что падение болида сопровождалось характерными вариациями магнитного поля. Следует отметить, что сутки 17.11.2021 г. характеризовались невозмущенными магнитными условиями (в табл. 2 приведены значения  $K_p$ -индекса и станционного (МНУ)  $K$ -индекса магнитной активности). Это значительно облегчило выделение вызванных болидом вариаций магнитного поля на фоне суточного хода. На рис. 4 приведены вариации наиболее чувствительной к внешним воздействиям горизонтальной компоненты магнитного поля  $B_H$  в период взрывного разрушения болида по данным обсерваторий INTERMAGNET и обсерватории МНУ. Из графиков рис. 4 следует, что взрыв болида вызвал бухтообразное уменьшение  $B_H$  на всех рас-

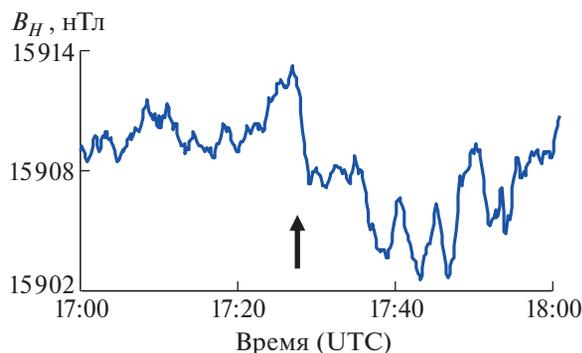


**Рис. 4.** Вариации горизонтальной компоненты магнитного поля в период взрывного разрушения болида на разных эпицентральных расстояниях (значения  $R$  приведены в поле рисунков).

**Таблица 2.** Индексы магнитной активности за 17.11.2021 г.

Индекс	Время суток							
	0–3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–18	18–21	21–24
$K$	2	2	2	2	1	2	3	2
$K_p$	3	2	3	3	2	2	2	3

смотренных эпицентральных расстояниях  $R$ . При этом максимальная амплитуда вызванных взрывом болида вариаций горизонтальной составляющей магнитного поля  $\Delta B_H$  заключена в узком интервале: от  $\sim 1.5$  до  $\sim 4$  нТл (табл. 1). Характерно, что вызванные вариации наблюдаются во всех обсерваториях примерно в одно и то же время, близкое ко времени взрыва болида. В данном случае



**Рис. 5.** Вызванные вариации горизонтальной компоненты магнитного поля в период прихода акустического сигнала в МНУ.

это может свидетельствовать о глобальном характере возмущения магнитного поля, либо высокой скорости распространения вызванного болидом локального возмущения по ионосфере.

Результаты инструментальных наблюдений показывают, что помимо геомагнитных вариаций в период взрыва болида отчетливо регистрируются вариации магнитного поля в период прихода в точку наблюдений вызванного взрывом акустического сигнала. На рис. 5 приведены возмущения магнитного поля, вызванные приходом акустического сигнала. Из рис. 5 видно, что пришедший в МНУ в ~17:27 UTC акустический сигнал вызвал бухтообразное уменьшение горизонтальной компоненты геомагнитного поля в течение ~30 мин, осложненное знакопеременными вариациями  $\Delta B_H$ .

В целом можно констатировать, что взрывное разрушение болида вызывает не только волновые возмущения в атмосфере, но и значимые по амплитуде геомагнитные вариации в приземной атмосфере, причем как в период взрыва болида, так и в период прихода акустического сигнала в точку регистрации.

Вопрос о механизмах, определяющих вариации магнитного поля Земли непосредственно в период взрывных разрушений космических объектов, окончательно не решен. Полученные данные свидетельствуют о значительных скоростях распространения сигнала (не менее десятков км/с), а также высокой синхронности наведенных геомагнитных вариаций в пунктах, расположенных на разных, в ряде случаев значительных, расстояниях друг от друга. Вероятнее всего возмущение магнитного поля вызывается в этом случае акустическим воздействием на ионосферу Земли в эпицентральной зоне события.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по государственному заданию № 122032900185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астероидно-кометная опасность: вчера, сегодня, завтра / Под ред. Б.М. Шустова, Л.В. Рыхловой. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2010. 384 с.
2. Катастрофические воздействия космических тел / Под ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2005. 310 с.
3. Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные эффекты природных и техногенных процессов. М.: ГЕОС, 2021. 264 с.
4. Адушкин В.В., Попова О.П., Рыбнов Ю.С., Кудрявцев В.И., Мальцев А.Л., Харламов В.А. Геофизические эффекты Витимского болида 24.09.2002 г. // ДАН. 2004. Т. 397. № 5. С. 685–688.
5. Бернгард О.И., Добрынина А.А., Жеребцов Г.А., Михалев А.В., Перевалова Н.П., Ратовский К.Г., Рахматуллин Р.А., Саньков В.А., Сорокин А.Г. Геофизические явления, сопровождавшие падение Челябинского метеорита // ДАН. 2013. Т. 452. № 2. С. 205–207.
6. Рыбнов Ю.С., Попова О.П., Харламов В.А. Оценка энергии Челябинского болида по спектру мощности длиннопериодных колебаний атмосферного давления // Динамические процессы в геосферах. Вып. 5. М.: ГЕОС. 2014. С. 78–85.
7. Beech M., Foschini L.A. A Space Charge Model for Electriphonic Busters // Astron. Astrophys. 1999. V. 345. P. L27–L31.
8. Adushkin V.V., Nemchinov I.V. Consequences of Impacts of Cosmic Bodies on the Surface of the Earth // Hazards due to Comets and Asteroids / Ed. T. Gehrels. Tucson; London: Univ. Arizona Press, 1994. P. 721–778.
9. Ковалева И.Х., Ковалев А.Т., Попова О.П. и др. Электромагнитные эффекты, генерируемые в ионосфере Земли при падении метеоритов // Динамические процессы в геосферах. 2014. Вып. 5. С. 26–47.
10. Price C., Blum M. ELF/VLF Radiation Produced by the 1999 Leonid Meteors // Earth, Moon, Planets. 2000. V. 82/83. P. 545–554.
11. Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю. “Михнево”: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // Физика Земли. 2016. № 1. С. 108–120.
12. Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А. Аппаратура и методики для мониторинга геофизических полей мегаполиса и их применение в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 65–78.
13. Edwards W.N. Meteor Generated Infrasound: Theory and Observation / In: Infrasound Monitoring for

- Atmosph. Stud. Springer, Dordrech. 2010. P. 361–414.
14. Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А. Оценка энергии источников инфразвукового возмущения в атмосфере по спектру волновых форм // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2019. С. 416–426.
15. Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А. Инфразвук в атмосфере. М.: ТОРУС ПРЕСС, 2020. 332 с.

## ACOUSTIC AND MAGNETIC EFFECT OF A FALLING BOLIDE ON NOVEMBER 17, 2021

**Yu. S. Rybnov<sup>a,#</sup>, S. A. Riabova<sup>a,##</sup>, and A. A. Spivak<sup>a,###</sup>**

*<sup>a</sup>Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

*<sup>#</sup>E-mail: y.rybnov@mail.ru*

*<sup>##</sup>E-mail: riabovasa@mail.ru*

*<sup>###</sup>E-mail: aaspivak100@gmail.com*

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin February 25, 2022

The results of instrumental observations of acoustic oscillations and geomagnetic variations during the fall of the fireball on November 17, 2021 near the city of Izhevsk (Russia) are presented. It is shown that the fireball explosion was accompanied by an acoustic signal and manifested itself in magnetic field variations. Based on the data of acoustic observations performed at three points, the probable region of the fireball destruction was determined and the energy of the acoustic source was estimated. It is noted that the geomagnetic effect caused by the fireball explosion has a non-local character and is observed at epicentral distances up to ~4000 km.

*Keywords:* bolide, acoustic vibrations, magnetic field, variations

УДК 550(385.37+385.4+388.8)

## ВСПЛЕСКИ ГЕОМАГНИТНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ И ИЗЛУЧЕНИЯ НОЧНОЙ АТМОСФЕРЫ, ВЫЗВАННЫХ ИЗМЕНЕНИЯМИ ДАВЛЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА В ХОДЕ МАГНИТОСФЕРНОЙ БУРИ

© 2022 г. В. В. Мишин<sup>1,\*</sup>, Ю. Ю. Клибанова<sup>2</sup>, член-корреспондент РАН А. В. Медведев<sup>1</sup>,  
А. В. Михалев<sup>1</sup>, Ю. В. Пенских<sup>1</sup>, Р. А. Марчук<sup>1</sup>

Поступило 25.02.2022 г.

После доработки 03.03.2022 г.

Принято к публикации 09.03.2022 г.

Исследуется динамика геомагнитных возмущений и оптического излучения атмосферы на среднеширотных обсерваториях вблизи Иркутска во время сильной магнитосферной бури в ночном секторе 21.10.2001. В ходе бури наблюдались три полуторачасовых интервала увеличения динамического давления солнечного ветра (СВ), которые вызвали усиления суббуревой активности, всплески широкополосных геомагнитных пульсаций и излучения атмосферы в авроральных эмиссиях 557.7 и 630.0 нм. Во время этих всплесков южная граница зоны продольных токов и аврорального овала приближалась к пунктам наблюдения, однако оставаясь севернее на  $5^{\circ}$ – $7^{\circ}$ . Возможные механизмы усиления пульсаций и оптических эмиссий связаны с эффектами воздействия изменений давления СВ на магнитосферу: суббуревыми активизациями, изменениями продольных и ионосферных токов, высыпанием электронов. Особенности высокочастотной части спектра пульсаций и их пространственного распределения определяются свойствами ионосферного альвеновского резонатора и ионосферного МГД волновода.

*Ключевые слова:* динамическое давление, магнитосферная буря, широкополосные пульсации, излучение ночной атмосферы, продольные токи, авроральный овал

DOI: 10.31857/S2686739722060123

### ВВЕДЕНИЕ

Главными объектами космической погоды – активно развиваемого направления солнечно-земной физики – являются магнитосферные суббури и бури. Суббуря – это интенсивное возмущение системы магнитосфера–ионосфера, вызванное вариациями параметров солнечного ветра (СВ). Суббури могут развиваться в течение 1–3 ч изолированно, а также во время более глобального возмущения – магнитосферной бури, которая продолжается в течение суток и вызывается крупными неоднородностями СВ, образующимися во время солнечных вспышек и выбросов корональной массы. На переднем фронте таких неоднородностей часто образуются ударные волны с резким перепадом динамического давления СВ ( $P_d$ ) и межпланетного магнитного поля (ММП). Их воздействие на магнитосферу вызы-

вает внезапное начало бури (SSC), во время которого наблюдаются усиления электрических полей и токов в ионосфере и магнитосфере, высыпания энергичных частиц, полярные сияния и геомагнитные пульсации в широком диапазоне периодов ( $T = 0.3$ – $600$  с) [1–3]. В наших предыдущих работах [4–9] были исследованы сильные бури ( $Dst < -100$  нТл), в ходе которых сильные вариации давления СВ наблюдались только в начале бурь, а затем отсутствовали. Было показано, что даже при постоянном  $P_d$  развитие суббурь может вызывать не только значительное усиление вытекающих продольных токов (ПТ) и полярных сияний, но и расширение их области на юг. Когда южная граница овала ПТ и авроры достигала широты Иркутска, там наблюдались всплески широкополосных пульсаций типа PiV и усиления излучения ночной атмосферы в авроральных эмиссиях атомарного кислорода [OI] 557.7 и 630.0 нм. Всплески пульсаций, полярных сияний и излучения атмосферы в эмиссии 557.7 нм обычно связывают с вариациями ПТ и высыпанием электронов с энергиями  $>1$  кэВ, а излучения в эмиссии 630.0 нм – с высыпанием сверхтепловых ( $\leq 10$  эВ) ([1]; см. также ссылки в [8]). Известно, что высы-

<sup>1</sup>Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский государственный аграрный университет им. А.А. Ежевского, Иркутск, Россия

\*E-mail: vladm@iszf.irk.ru

пания энергичных частиц и связанные с ними полярные сияния и геомагнитные пульсации могут стимулироваться вариациями давления СВ, что исследовалось чаще всего на дневной стороне [10] или в ограниченном частотном диапазоне [11, 12]. В данной работе исследуются особенности динамики широкополосных геомагнитных пульсаций, ПТ и свечения атмосферы в ночном секторе на широте Иркутска, вызванной несколькими сильными полуторачасовыми изменениями динамического давления СВ во время бури 21.10.2001.

### БАЗА ДАННЫХ

Для анализа используются данные измерений геомагнитного поля с временным шагом 1 мин обсерватории Иркутск (CGM: 47.26° Ф, 177.30° Л) и с частотным разрешением  $\Delta f \geq 10$  Гц обсерватории Монды (CGM: 47.5° Ф, 177.5° Л). Собственное излучение верхней атмосферы Земли в эмиссиях атомарного кислорода [OI] 557.7 и 630.0 нм зарегистрировано при помощи зенитных фотометров с интерференционными качающимися светофильтрами ( $\Delta\lambda/2 \sim 1-2$  нм) в Геофизической обсерватории Торы ИСЗФ СО РАН (CGM: 47° Ф, 177° Л) с временным шагом 28 с. Используются также данные спутниковых наблюдений параметров СВ, ММП (<http://cdaweb.gsfc.nasa.gov/>) и наблюдений полярных сияний в ультрафиолетовом диапазоне на спутнике IMAGE (<http://supermag.jhuapl.edu>); значения  $AE$  индекса геомагнитной активности взяты с сайта (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc>). Временные ряды карт распределения ПТ в ионосфере получены техникой инверсии магнитограмм [13] по 1-мин данным мировой сети наземных магнитометров (<http://supermag.jhuapl.edu>).

### ДАнные ГЕОМАГНИТНЫХ И ОПТИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

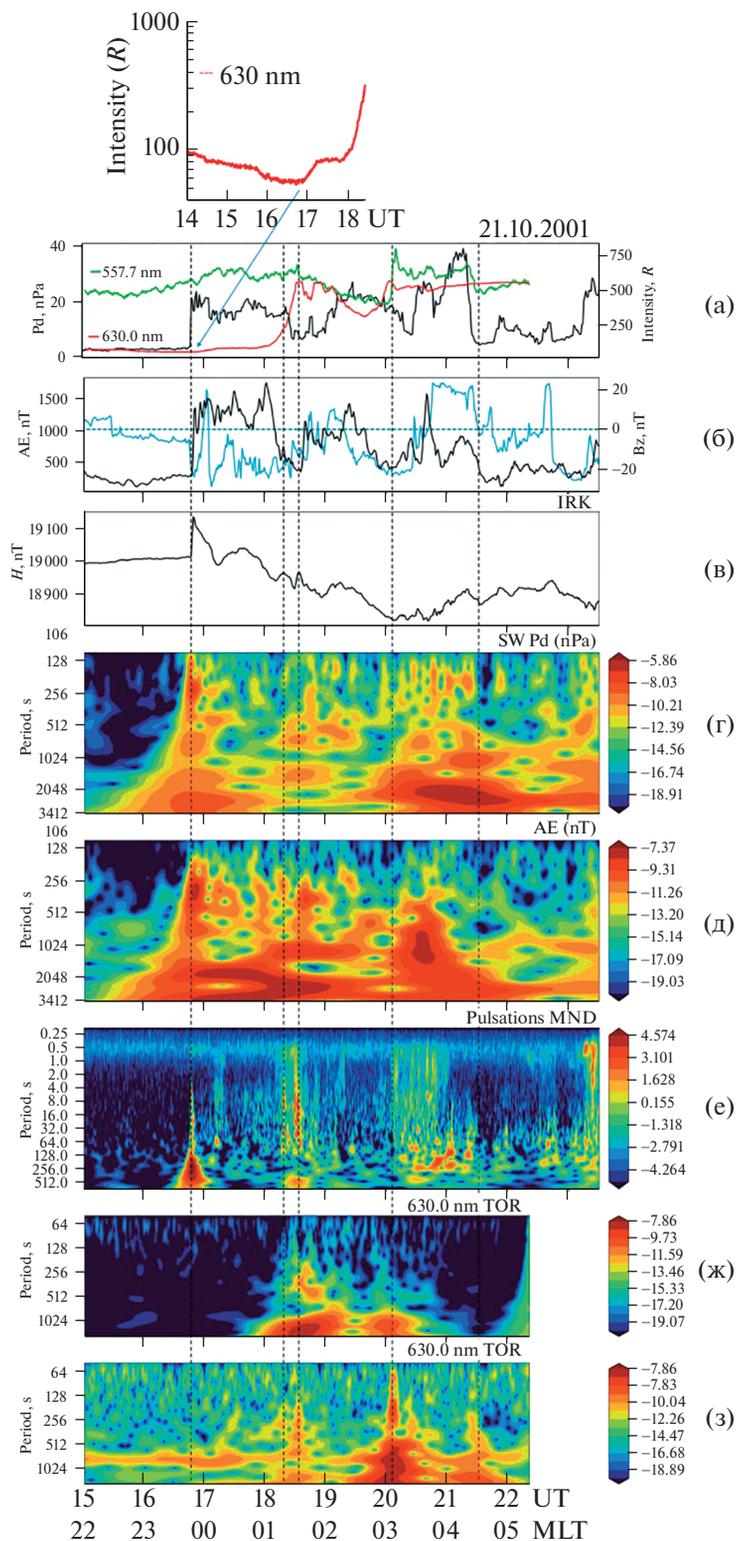
Набегание на магнитосферу фронта неоднородности СВ со скачком динамического давления  $P_d$  от 2 до 20 нПа и южной компоненты ММП  $B_z$  от  $-5$  нТл до  $-21$  нТл вызвало внезапное начало магнитосферной бури SSC в 16:48 UT, 21.10.2001. Поворот ММП на юг в 15:20 UT вызвал начало подготовительной фазы суббури (рост  $AE$ ). Поэтому SSC сопровождалось началом взрывной фазы суббури (скачок  $AE$  индекса от 300 нТл до 1350 нТл, рис. 1 а, 1 б). Главная фаза бури продолжалась до 22 UT, когда индекс  $D_{st}$  достиг своего минимума ( $D_{st} = -159$  нТл) ([http://wdc.kyoto-u.ac.jp](http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp)). Мы анализируем период бури от момента SSC и до конца ее главной фазы, вскоре после которой из-за утренней освещенности прекратилась регистрация излучения атмосферы в обсерватории Торы (22:21 UT или 05:21 MLT). В ходе главной фазы наблюдались три полтора-

часовых интервала, во время которых сильные увеличения давления СВ (до значений  $P_d = 35$  нПа) почти синхронно сопровождалась активизациями геомагнитной активности (усилением  $AE$ -индекса до значений  $AE = 1700$  нТл) и расширением границы овала ПТ и полярных сияний к средним широтам. Во время SSC на среднеширотной станции Монды наблюдался всплеск широкополосных пульсаций Psc, а на обсерватории Торы — слабый линейный рост интенсивности эмиссии 630.0 нм до  $\Delta I_{630.0} \sim 30-40$  Рл (рис. 1, интервал 16:48–17:15 UT). После SSC спутник IMAGE зарегистрировал высокоширотные полярные сияния, южная граница которых (как и зон ПТ) находилась севернее Иркутска на  $\Delta\Phi \leq 20^\circ$  (рис. 2).

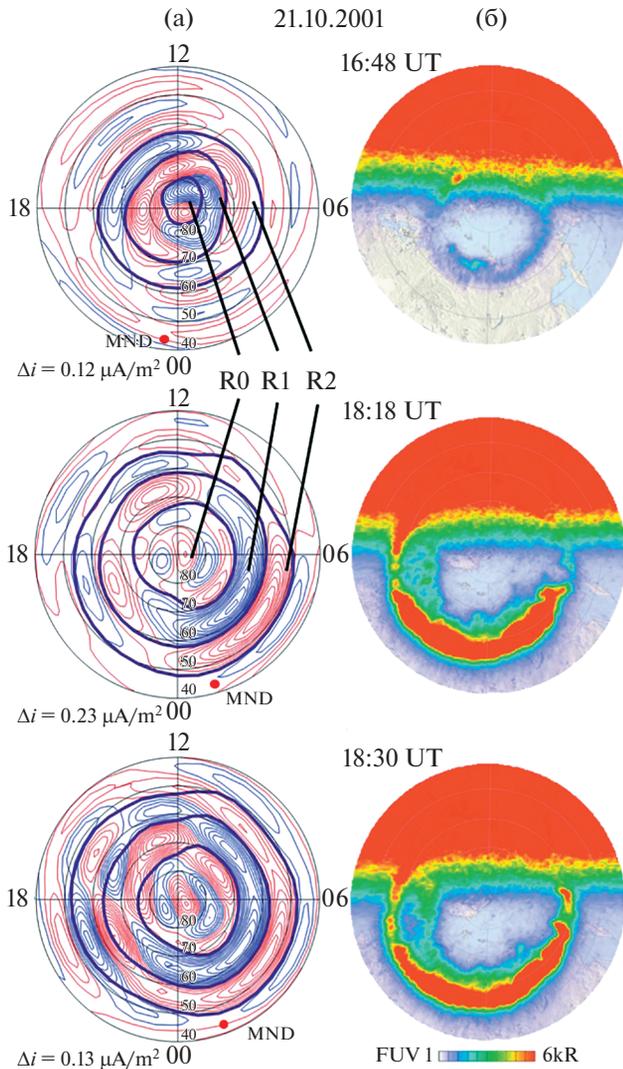
Следующие мощные широкополосные всплески геомагнитных пульсаций PiB наблюдались в моменты 18:18 UT и 18:30 UT, когда резкие изменения  $AE$ -индекса в конце 1-го и начале 2-го интервалов вариаций  $AE$  вызвали два резких пика в вариации  $H$ -компоненты геомагнитного поля в обсерватории Иркутска. В это время интенсивность ПТ и полярных сияний усилилась, южная граница зоны R2 ПТ и аврорального овала приблизилась к Иркутску на  $\Delta\Phi = 5^\circ$  (рис. 2). Около 18:10 UT начинает резко усиливаться интенсивность излучения в линии 630.0 нм, которая достигает максимума в момент второго всплеска пульсаций (18:30 UT, рост на  $\Delta I_{630.0} > 500$  Рл) и начинает уменьшаться после нескольких колебаний. В третьем интервале (после 20 UT) два нарастающих по величине импульса давления СВ вызвали быстрые нарастающие по амплитуде периодические усиления геомагнитной активности, смещение овала сияний к Иркутску ( $\Delta\Phi = 5^\circ$ ), усиление пульсаций PiB/PiC (рис. 1е) и излучения атмосферы в зеленой и красной линиях. В 20:10 UT зарегистрирован сильный скачок интенсивности эмиссии 557.7 нм на  $\Delta I_{557.7} \approx 300-400$  Рл ( $I_{557.7} \approx 800$  Рл) и опережавший его рост эмиссии 630.0 нм (рис. 1а, ж, з).

### ОБСУЖДЕНИЕ

Для более полного анализа отклика внутренних параметров системы магнитосфера–ионосфера на изменения  $P_d$  были построены динамические спектры колебаний  $AE$ -индекса, геомагнитных пульсаций и эмиссий (рис. 1 г–з). Отклик в ходе главной фазы бури (16:48–22:00 UT) хорошо прослеживается в спектрах почти всех параметров. Границы трех интервалов вариаций  $P_d$  и  $AE$  (вертикальные пунктирные линии) совпадают с моментами резкого изменения амплитуды пульсаций,  $AE$ -индекса и  $H$ -компоненты в Иркутске. В эти моменты также резко меняются продольные и ионосферные токи, что обычно сопровождается высыпаниями энергичных частиц — два



**Рис. 1.** Буря 21.10.2001. Вариации: (а) давления СВ  $P_d$  и интенсивностей эмиссий 557.7, 630 нм (сверху – поведение эмиссии 630.0 нм в логарифмическом масштабе вблизи Ssc); (б) индекса геомагнитной активности  $AE$  и компоненты ММП  $B_z$ ; (в)  $H$ -компоненты геомагнитного поля (1-мин данные обсерватории IRK); динамический спектр: (г) давления СВ, (д)  $AE$ -индекса, (е) геомагнитных пульсаций, (ж) и (з) – излучения ночного неба в красной и зеленой линиях. Вариации амплитуды (характеризуются цветной шкалой справа в относительных единицах) в зависимости от периода (ордината) и мирового времени UT и местного магнитного времени MLT (абсцисса).



**Рис. 2.** Карты продольных токов. Жирные синие линии – границы зон ПТ R0, R1, R2, красный кружок – положение обсерватории Монды (MND) в координатах дипольная геомагнитная широта ( $41.93^\circ$ ) – MLT (а). Карты полярных сияний – данные наблюдений спутника IMAGE (б).

фактора, вызывающих раскачку короткопериодных всплесковых пульсаций типа Pi1B в ионосферном альвеновском резонаторе (см. ссылки в [8]). Резкие изменения интенсивности излучения (панель а) и спектра (панели ж, з) следуют такому в пульсациях. Исключение составляет момент SSC, когда скачок  $AE$ -индекса и  $H$ -компоненты сопровождался всплеском пульсаций Psc в Иркутске, что объясняется эффектом прохождения ударной волны через магнитосферу [14, 15]. Слабый отклик излучения ассоциируется с большой удаленностью овала полярных сияний и зоны высыпаний от обсерватории Торы ( $\Delta\Phi = 20^\circ$ ). Так, в начале бури 06.04.2000 наблюдалось усиление излучения при  $\Delta\Phi = 10^\circ$  [8].

Важно отметить характерную разницу в описанных выше явлениях от наблюдаемых нами в ходе других бурь. Ранее сильные всплески пульсаций и излучения атмосферы на обсерваториях ИСЗФ обычно наблюдались в ходе бурь при отсутствии заметных изменений  $P_d$ , когда южная граница зоны 2 ПТ достигала широты Иркутска. Теперь же, при сильных изменениях давления СВ, эти всплески наблюдались, когда граница приближалась до пунктов регистрации не ближе  $\Delta\Phi = 5^\circ$ . Однако в начале бури 06.04.2000 наблюдался рост интенсивности обеих эмиссий, когда это расстояние было ( $\Delta\Phi = 10^\circ$ ) вдвое меньше [8], чем в SSC бури 21.10.2001. В [12] по данным большого набора станций показано, что всплесковые пульсации во время SSC наблюдаются глобально. Можно предположить, что в отличие от пульсаций Psc, отклик в свечении атмосферы на воздействие ударного фронта во время SSC проявляется при удалении от овала сияний и ПТ на  $\Delta\Phi \leq 10^\circ - 12^\circ$ , что нуждается в проверке по другим событиям.

Обсудим возможные механизмы усиления пульсаций и оптических эмиссий изменениями давления СВ на магнитосферу: суббуревыми активизациями, изменениями продольных и ионосферных токов, высыпанием как энергичных, так и тепловых/сверхтепловых электронов. В [10] показано, что вариации давления СВ могут вызывать сжатия дневной магнитосферы, развитие там циклотронной неустойчивости, раскачку ОНЧ- и ЭМИЦ-волн и высыпание частиц. Однако для околополуденной области вблизи зоны 2 вытекающих ПТ-генерацию пульсаций с ионами связать трудно. Поэтому мы полагаем, что здесь всплески пульсаций и эмиссии 577.7 нм излучения вызывались резкими изменениями ПТ, ионосферных токов и высыпаний энергичных электронов. Вклад в возбуждение эмиссии 630.0 нм наряду с известными механизмами среднеширотного излучения может давать механизм высыпания надтепловых электронов вблизи плазмопаузы резонансными альвеновскими волнами (в течение порядка их десяти периодов), возбуждаемыми ударной волной или быстрыми магнитозвуковыми волнами, которые создают в магнитосфере импульсы давления СВ [16].

Регистрацию всплесков пульсаций и излучения атмосферы в ночном секторе на средних широтах на расстоянии  $\Delta\Phi = 5-7^\circ$  от границы овала ПТ можно связать с: а) эффектами сжатия магнитосферы [18], б) возможностью распространения МГД-волн в ионосферном альвеновском волноводе [17].

Наблюдаемую модуляцию вариаций геомагнитной активности сильными возрастаниями давления СВ без существенной задержки можно объяснить большой величиной переносимого в магнитосферу потока Пойнтинга, который обес-

печивался большими значениями южной и азимутальной компонент ММП (20 нТл) и  $P_d$ . Сжатия магнитосферы импульсами  $P_d$  могли вызывать: а) рост площади полярной шапки и увеличение потока энергии через нее в ионосферу [18] и б) уменьшение масштаба магнитного шира – толщины токового слоя на дневной магнитопаузе и в нейтральном слое хвоста и усиление скорости пересоединения.

Легко увидеть, что амплитуда модуляции  $AE$ -индекса импульсами  $P_d$  во время второго и третьего интервалов главной фазы ослаблялась вариациями ММП (рис. 1). Так, меньшая амплитуда третьего пика в вариации  $AE$ -индекса в 21 UT ассоциируется с поворотом ММП на север. Этот факт соответствует выводам [18] об усилении сжатия магнитосферы и расширении полярной шапки южным ММП при росте  $P_d$ .

### ВЫВОДЫ

Развитие главной фазы магнитосферной бури 21.01.2001 модулировано мощными квазипериодическими полторачасовыми импульсами давления СВ, сопровождаемыми синхронными усилениями геомагнитной активности, которые вызывают всплески широкополосных пульсаций и излучения ночной атмосферы на средних широтах при приближении зоны ПТ и овала полярных сияний на расстояние  $\Delta\Phi = 5^\circ - 7^\circ$ . Усиления активности импульсами давления СВ могут ослабляться северным ММП.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Результаты получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования “Ангара” [http://ckprf.ru/ckp/3056]. Мы благодарны NASA CDAWEB за предоставление спутниковых данных, доступных на сайтах [http://cdaweb.gsfc.nasa.gov/], обладателям информации за возможность использования данных *World data center, Kyoto* [http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc], а также 1-мин геомагнитных данных проекта *SuperMAG* [http://supermag.jhuapl.edu].

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rassoul H.K., Rohrbaugh R.P., Tinsley B.A., Slater D.W.* Spectrometric and 747 Photometric Observations of Low-latitude Aurorae // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № A5. P. 7695–7709.

2. *Heacock R.R.* Two Subtypes of Pi Micropulsations // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72 (15), P. 3905–3917. <https://doi.org/10.1029/JZ072i015p03905>
3. *KANGAS J.* Morphology and Physics of Short-period Magnetic Pulsations // *Space Sci. Revs.* 1998. V. 83. P. 435–512.
4. *Klibanova Y.Y., Mishin V.V., Tsegmed B.* Short-period Geomagnetic Pulsations and Optical Glows in the Mid-latitude Atmosphere during Superstorms // *Sol.-Terr. Phys.* 2008. V. 2, № 12. P. 334–335.
5. *Mishin V.V., Lunyushkin S.B., Mikhalev A.V., et al.* Extreme Geomagnetic and Optical Disturbances over Irkutsk during the 2003 November 20 Superstorm // *J. Atm. Sol.-Terr. Phys.* 2018. V. 181. P. 68–78. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2018.10.013>
6. *Klibanova Yu. Yu., Mishin V.V., Mikhalev A.V., et al.* Dynamics for Geomagnetic Pulsations, Field Aligned Currents, and Airglow at Mid latitudes within Substorm Activations during Superstorms // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2019. V. 10. № 3. P. 673–685. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-3-0434>
7. *Мухалев А.В.* Среднеширотные сияния в 23–24-х солнечных циклах по данным наблюдений на юге Восточной Сибири // *Солнечно-земная физика.* 2019. Т. 5. № 4. С. 80–89. <https://doi.org/10.12737/szf-54201909>
8. *Mishin V.V., Tsegmed B., Klibanova Yu. Yu., Kurikalova M.A.* Burst Geomagnetic Pulsations as Indicators of Substorm Expansion Onsets During Storms // *J. Geophys. Res.*, 2020. V. 125, № 10. <https://doi.org/10.1029/2020JA028521>
9. *Золотухина Н.А., Полев Н.М., Мухалев А.В. и др.* Особенности эмиссии 630.0 и 557.7 нм в области главного ионосферного провала: 17 марта 2015 г. // *Солнечно-земная физика.* 2021. Т. 7. № 3. С. 57–71. <https://doi.org/10.12737/szf-73202105>
10. *Яхнин А.Г., Тутова Е.Е., Демехов А.Г. и др.* Одновременные наблюдения ЭМИЦ- и КНЧ/ОНЧ-волн и высыпаний энергичных частиц во время множественных сжатий магнитосферы // *Геомагнетизм и аэронаука.* 2019. Т. 59. № 6. С. 714–726. <https://doi.org/10.1134/S0016794019060142>
11. *Mishin E.V., Foster J.C., Potekhin A.P., et al.* Global ULF Disturbances during a Stormtime Substorm on 25 September 1998 // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № A12. P. 1486. <https://doi.org/10.1029/2002JA009302>
12. *Пархомов В.А., Бородкова Н.Л., Яхнин А.Г. и др.* Глобальный импульсный всплеск геомагнитных пульсаций в частотном диапазоне 0.2–5 Гц, как предвестник внезапного начала геомагнитной бури 17 марта 2015 г. // *Космич. исслед.* 2017. Т. 55. № 5. С. 323–336. <https://doi.org/10.7868/S0023420617050016>
13. *Lunyushkin S.B., Pensikh Yu.* Diagnostics of Auroral Oval Boundaries on the Basis of the Magnetogram Inversion Technique // *Sol.-Terr. Phys.* 2019. V. 5. № 2. P. 88–100. <https://doi.org/10.12737/stp-52201913>
14. *Samsonov A.A., Sibeck D.G., Imber J.* MHD Simulation for the Interaction of an Interplanetary Shock with the Earth’s Magnetosphere // *J. Geophys. Res.* 2007.

- V. 112. № A12220.  
<https://doi.org/10.1029/2007JA012627>
15. *Parkhomov V.A., Borodkova N.L., Eselevich V.G., et al.* Solar Wind Diamagnetic Structures as a Source of Substorm-like Disturbances // *J. Atm. Sol.-Terr. Phys.* 2018. V. 181. P. 55–67.  
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2018.10.010>
  16. *Leonovich A.S., Kozlov D.A., Vlasov A.A.* Kinetic Alfvén Waves near a Dissipative Layer // *J. Geophys. Res.* 2021. V. 126. N e2021JA029580.  
<https://doi.org/10.1029/2021JA029580>
  17. *Pilipenko V.A., Chugunova O.M., Engebretson M.J., Les-sard M.* Trans-polar Propagation of Pi1 Wave Burst as Observed by an Antarctic Array during the Themis 2007/03/23 Substorm // “Physics of Auroral Phenomena”, Proc. 24 Ann. Seminar, Apatity. PGI. 2011. P. 86–89.
  18. *Mishin V.V., Mishin V.M., Karavaev Yu., et al.* Saturation of Superstorms and Finite Compressibility of the Magnetosphere: Results of the Magnetogram Inversion Technique and Global PPMLR-MHD Model // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 6734–6741.  
<https://doi.org/10.1002/2016GL069649>

## BURSTS OF GEOMAGNETIC PULSATIONS AND GLOW IN THE NIGHT ATMOSPHERE CAUSED BY SOLAR WIND PRESSURE CHANGES DURING A MAGNETOSPHERIC STORM

**V. V. Mishin<sup>a,#</sup>, Yu. Yu. Klibanova<sup>b</sup>, Corresponding Member of the RAS A. V. Medvedev<sup>a</sup>, A. V. Mikhalev<sup>a</sup>,  
 Yu. V. Pensikh<sup>a</sup>, and R. A. Marchuk<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Solar-Terrestrial Physics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Irkutsk State Agricultural University named after A.A. Ezhevsky, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: vladm@iszf.irk.ru*

We study dynamics of geomagnetic disturbances and optical airglow at mid-latitude observatories near Irkutsk during the 21.10.2001 strong magnetospheric storm in the night sector. During the storm, three 1.5-hour intervals of the solar wind (SW) dynamic pressure increase were observed, which caused intensification of substorm activity, bursts of broadband geomagnetic pulsations, and airglow in auroral emissions at 557.7 nm and 630.0 nm. During these bursts, the southern boundary of the zone of field-aligned currents and the auroral oval approached the observation points, but remained 5°–7° to the north. Possible mechanisms of amplification of pulsations and optical emissions are related to the effects of SW pressure changes on the magnetosphere: substorm activations, changes in field-aligned and ionospheric currents, precipitation of both energetic and thermal/superthermal electrons. The features of the high-frequency part of the pulsation spectrum and their spatial distribution are associated with properties of the ionospheric Alfvén resonator and waveguide.

*Keywords:* dynamic pressure, magnetospheric storm, broadband pulsations, airglow, field-aligned currents, auroral oval

## СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.34.016+550(348+394)

**ИЗЛУЧЕНИЕ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ В ЭМИССИИ [OI] 557.7 НМ В СВЯЗИ С ХУБСУГУЛЬСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 11 ЯНВАРЯ 2021 ГОДА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ)**

© 2022 г. **А. В. Ключевский**<sup>1</sup>, **А. В. Михалев**<sup>2,\*</sup>,  
член-корреспондент РАН **А. В. Медведев**<sup>2</sup>, **В. М. Демьянович**<sup>1</sup>

Поступило 08.12.2021 г.

После доработки 16.02.2022 г.

Принято к публикации 17.02.2022 г.

На основе результатов инструментальных наблюдений, выполненных в Геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН, анализируется реакция верхней атмосферы на сильное Хубсугульское землетрясение 11.01.2021 г. (магнитуда  $M_W = 6.7$ ). В излучении верхней атмосферы Земли в эмиссии атомарного кислорода [OI] 557.7 нм выявлен отклик после землетрясения. В качестве возможной причины возмущения излучения атмосферы рассматриваются акустико-гравитационные и внутренние гравитационные волны, распространяющиеся из эпицентральной зоны землетрясения и возникшие над пунктом наблюдения при прохождении сейсмических волн.

*Ключевые слова:* Хубсугульское землетрясение, верхняя атмосфера, эмиссия 557.7 нм, отклики

**DOI:** 10.31857/S2686739722060081

Литосфера, гидросфера, атмосфера и околоземное пространство представляют собой сложную взаимосвязанную динамическую геосистему, при изучении которой исследуются отдельные геосферы и взаимодействия между ними, моделируются механизмы трансформации и передачи сигналов на Землю и от ее поверхности в окружающее пространство, а также ведется поиск источников геосферных возмущений. Среди литосферных источников естественных возмущений с характерными для геофизики “быстрыми” временами наиболее значительными и распространенными являются землетрясения (ЗТ): в зонах очагов сильных ЗТ реализуются чрезвычайно мощные импульсные воздействия и деформации, формируются сложные объемные колебания и мгновенно образуются протяженные разрывы поверхности литосферы [1]. При распространении возникающие при ЗТ сигналы затухают с расстоянием, но иногда наблюдаются как “отклики” в других геосферах [2, 3]. Так, наземные электрические, магнитные и сейсмологические измерения указывают на связанные с сильными ЗТ изменения геомагнитных пульсаций, электри-

ческих полей и собственных колебаний Земли [4, 5]. В гидросфере сильные ЗТ формируют цунами, которые часто возбуждают инфразвук [6]. В ионосфере и верхней атмосфере при сильных ЗТ наблюдались различные эффекты в электронной плотности, общем электронном содержании, температуре, собственном излучении верхней атмосферы и других параметрах [7–9]. Некоторые из возмущений, в том числе и инфразвуковые колебания, связаны с акустико-гравитационными волнами (АГВ) и внутренними гравитационными волнами (ВГВ) [10], и особый интерес представляет рассмотрение отклика атмосферы на вертикальные движения земной поверхности, вызванные землетрясениями и сейсмическими волнами.

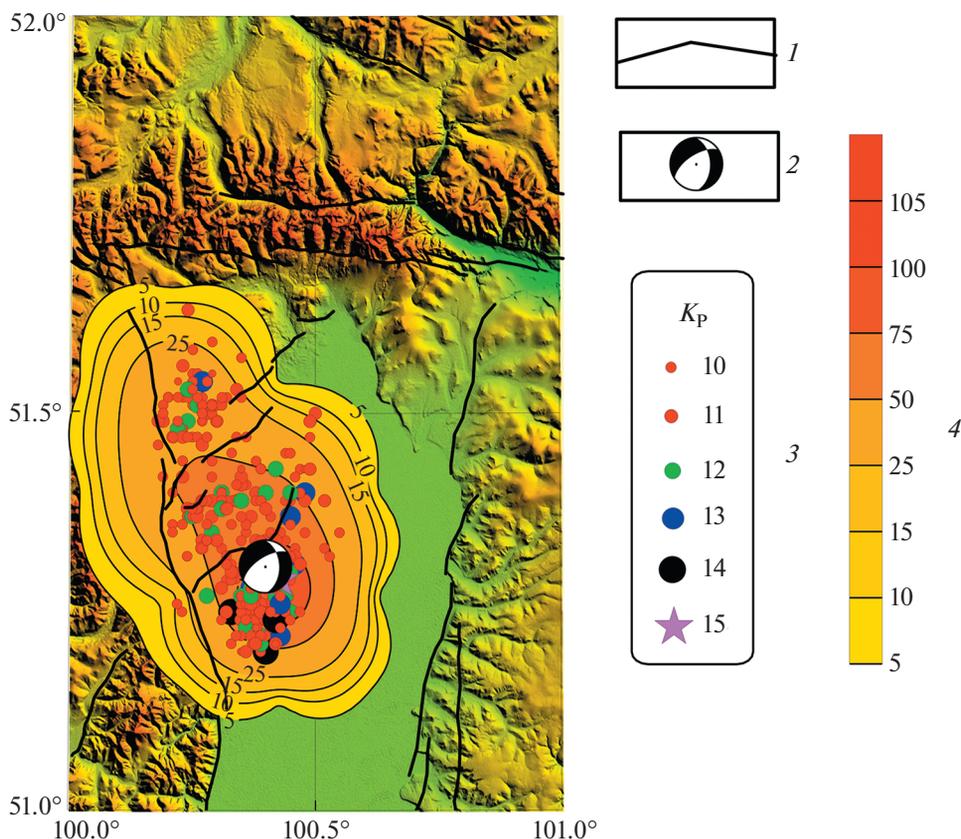
**МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА**

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) характеризуется высокой сейсмической активностью, что дает возможность изучения литосферно-атмосферно-ионосферных связей. В настоящей работе результаты измерений излучения верхней атмосферы Земли проанализированы в связи с сильнейшим Хубсугульским землетрясением, произошедшим 11.01.2021 на юго-западном фланге БРЗ (21:32:59.3 УТ,  $\varphi = 51.31^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 100.40^\circ$  в.д.; энергетический класс  $K_p = 15.7$ , магнитуда  $M_W = 6.7$ , сбросовый тип подвижки) [11, 12]. В работе использованы материалы ночной регистрации интенсивности эмиссии 557.7 нм спектрографом

<sup>1</sup>Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

\*E-mail: mikhalev@iszf.irk.ru



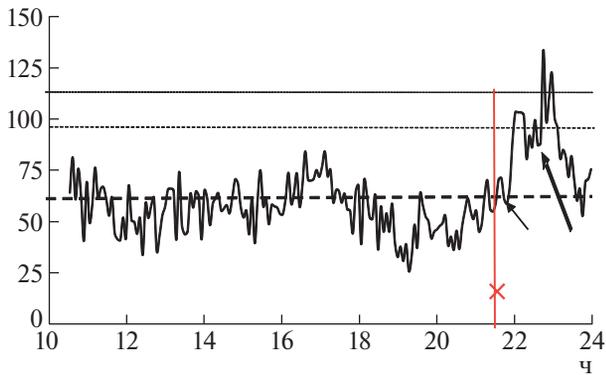
**Рис. 1.** Карта эпицентров и изолиний плотности землетрясений в площадке  $\varphi = 51\text{--}52^\circ \text{N}$ ,  $\lambda = 100\text{--}101^\circ \text{E}$ . 1 – разломы [13], 2 – эпицентр Хубсугульского землетрясения, 3 – эпицентры землетрясений с энергетическим классом  $K_p \geq 10$  (январь–сентябрь 2021 г.), 4 – шкала изолиний плотности эпицентров в площадках  $15 \times 15 \text{ км}^2$ .

SATI-1M, изготовленным на базе модернизированного спектрографа ИСП-51 с регистрацией спектров на цифровую камеру “ВИДЕОСКАН-285” и установленным в Геофизической обсерватории (ГФО) ИСЗФ СО РАН ( $52^\circ$  с.ш.,  $103^\circ$  в.д.) на расстоянии около 200 км от эпицентра Хубсугульского землетрясения.

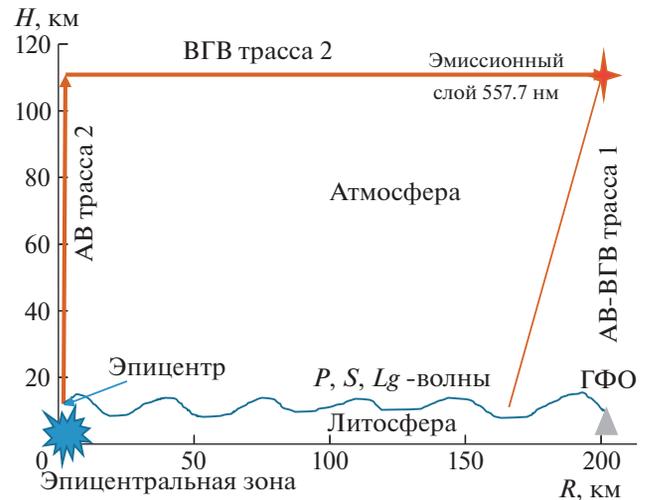
Анализ сейсмичности в площадке  $\varphi = 51\text{--}52^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 100\text{--}101^\circ$  в.д. за 2021 г. показывает, что на северо-западе Хубсугульской впадины формируется вытянутая вдоль Хубсугульского разлома зона высокой плотности эпицентров толчков-афтершоков (рис. 1). К середине сентября 2021 г. было зафиксировано и обработано около 290 толчков  $K_p \geq 10$ , среди них 7 крупных сейсмособытий с  $K_p \approx 13$ , 3 – с  $K_p \approx 14$  и необычно сильный афтершок  $K_p = 14.8$  [11]. Появление и развитие области высокой плотности афтершоков указывают на мощную сеймотектоническую активизацию литосферы с диссипацией энергии сеймотектонического деформирования в локальном очаговом пространстве [14].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 представлено поведение интенсивности эмиссии  $557.7 \text{ нм}$ , полученное в течение ночи 11.01.2021 г. До момента ЗТ наблюдаются естественные вариации интенсивности эмиссии  $557.7 \text{ нм}$  около среднесуточного уровня  $61.04 \pm \pm 17.79 \text{ Рл}$ . В частности, в интервале времени 10–21 UT можно выделить один из наблюдаемых типов ночного хода этой эмиссии с максимумом около полуночи, который, как правило, может модулироваться более высокочастотными вариациями интенсивности этой эмиссии. Через 15 мин (тонкая короткая стрелка) после реализации Хубсугульского ЗТ (крестик и вертикальная линия) можно отметить формирование низкочастотного колебания длительностью около получаса при уровне значимости выше двух стандартных отклонений. Далее в сигналах эмиссии  $557.7 \text{ нм}$  наблюдается усиление высокочастотных колебаний с максимумом на уровне значимости выше трех стандартных отклонений (толстая длинная стрелка).



**Рис. 2.** Ночной ход интенсивности эмиссии 557.7 нм в ночное время 11.01.2021 г. Крестик и вертикальная линия маркируют момент сильного Хубсугульского землетрясения (21.549 ч, UT). Две стрелки указывают на начало формирования двух возмущений с разными трассами распространения. Жирная штриховая линия маркирует среднесуточный уровень эмиссии 577.7 нм. Пунктирная и точечная линии маркируют уровни двух и трех стандартных отклонений соответственно.



**Рис. 3.** Схема распространения акустико-гравитационных волн (АГВ) в атмосфере и сейсмических ( $P$ ,  $S$ ,  $Lg$ ) волн в литосфере.  $R$  и  $H$  – расстояние от эпицентра и высота.

На рис. 3 показаны возможные трассы распространения возмущений от точки эпицентра ЗТ до эмиссионного слоя 557.7 нм на высоте около 100 км и удалении от эпицентра на расстояние 200 км. В качестве возможных механизмов распространения возмущения от землетрясения до верхней атмосферы в удаленной от эпицентра зоне предварительно рассматриваются акустические волны (АВ), АГВ, ВГВ и поверхностные сейсмические волны Рэлея.

В настоящее время в литературе рассматриваются несколько возможных каналов поступления и преобразования высвобождаемой при ЗТ энергии в верхнюю атмосферу и ионосферу [3, 14–17]. Достаточно широко обсуждается концепция формирования возмущений в верхней атмосфере и ионосфере вследствие вертикального распространения АВ и их непосредственного воздействия на параметры среды и диссипации на высотах верхней атмосферы. В этом случае колебания земной поверхности при ЗТ сопровождаются возбуждением в атмосфере широкополосных акустических волн, которые могут распространяться вертикально вверх в достаточно узкой угловой диаграмме направленности [3]. Вследствие диссипации АВ над источником формируется область пространственных возмущений состояния верхней атмосферы, которая в свою очередь может являться источником ВГВ и их волноводному распространению на большие расстояния [18]. Применительно к рассматриваемому Хубсугульскому ЗТ этому сценарию на рис. 3 соответствует трасса 2, которая позволяет выполнить оценку возможной временной задержки наблюдаемого возмущения в эмиссии 557.7 нм. При скорости рас-

пространения акустической волны 340–400 м/с и высоте эмиссионного слоя эмиссии 557.7 нм 100 км (близкой к высотам мезопаузы и диссипации акустических волн) время распространения акустического возмущения до высоты 100 км составляет около 4–5 мин. К этому времени необходимо добавить время волноводного распространения ВГВ от возмущенной области до ГФО, находящейся на расстоянии 200 км. При групповой скорости ВГВ 250–300 м/с время распространения до ГФО составляет около 11–13 мин. В этом случае общее время распространения возмущений по трассе 2 будет составлять 15–18 мин, что практически совпадает с наблюдаемой задержкой появления начала возмущения в эмиссии 557.7 нм после момента ЗТ.

Рассматривается также механизм преобразования у поверхности Земли сейсмических волн Рэлея в акустические колебания, которые распространяются снизу вверх с некоторым углом к горизонту [14, 17] и которые затем могут проявляться в вариациях ионосферных параметров с периодами ВГВ с задержкой относительно ЗТ десятки минут [3]. При вертикальной фазовой скорости ВГВ 40–80 м/с время достижения эмиссионного слоя 557.7 нм на высоте 100 км составляет около 17–42 мин. Этому сценарию на рис. 3 условно схематично может соответствовать трасса 1.

Не следует исключать и передачи импульса звуковой волны атмосферной среде, обусловливающей возникновения упорядоченного потока частиц. Скорость такого “звукового” ветра может достигать на высотах верхней атмосферы от 10 до 100 м/сек [14]. Это может приводить к дополнительному поступлению атомарного кислорода О

снизу на высоты эмиссионного слоя 557.7 нм и усилению его интенсивности, которая согласно общепринятым механизмам возбуждения этой эмиссии пропорциональна  $[O]^3$ . Возможно этим эффектом можно объяснить наблюдаемое, вероятно, на фоне естественного ночного хода эмиссии 557.7 нм дополнительное усиление интенсивности эмиссии 557.7 нм после ЗТ.

Что касается наблюдаемого усиления высокочастотных колебаний интенсивности эмиссии 557.7 нм (около 23 УТ) можно заметить, что этот эффект ранее отмечался в некоторых работах. Так, в работе [9] отмечалось увеличение числа и амплитуд максимумов в спектрах колебаний эмиссий верхней атмосферы в диапазоне коротких периодов (единицы—десятки минут) в моменты времени, близкие к магистральному разрыву. Подобные результаты для эмиссии 557.7 нм были получены и для Байкальской рифтовой зоны [7].

В работе [20] дается возможная теоретическая интерпретация увеличения интенсивности эмиссии 557.7 нм перед землетрясениями в результате распространения ВГВ и создания на высоте эмиссионного слоя вихревых структур, которые обеспечивают увеличение концентрации атомарного кислорода  $[O]$  на высотах ионосферного слоя Е.

Для большинства исследуемых сейсмических толчков в БРЗ отклик атмосферной эмиссии 557.7 нм после землетрясений ранее выявить не удавалось [7, 19]. Полученные в настоящей работе результаты указывают на значимые изменения в динамике эмиссии 557.7 нм на фоне ее естественных вариаций после сильного Хубсугульского землетрясения. Постсейсмический эффект в излучении эмиссий верхней атмосферы, вероятно, возможно наблюдается только для сильных землетрясений со сбросовой подвижкой в очаге (вертикальном движении поверхности Земли в эпицентральной зоне) и при больших амплитудах сейсмических колебаний. Это согласуется с работой [14], в которой утверждается, что эффекты нагревания и ускорения атмосферы акустическими волнами являются эффективными только после мощных ЗТ.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам за высокопрофессиональное, принципиальное и одновременно доброжелательное рецензирование работы, способствовавшее существенному улучшению статьи.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России и РФФИ (РФФИ и МОКНСМ в рамках научного проекта № 20-55-44011). Результаты

получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования “Ангара” <http://ckprf.ru/ckpr/3056/>.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Lee W.H.K., Kanamori H., Jennings P.C., Kisslinger C. (eds.). Academic Press: Amsterdam, Boston, New York, Tokyo, 2002. Part A. 934 p.
2. Шалимов С.Л., Нестеров И.А., Воронцов А.М. О возмущениях ионосферы, регистрируемых посредством GPS после землетрясения и цунами в Тохоку 11.03.2011 // Физика Земли. 2017. № 2. С. 1–12.
3. Афраймович Э.Л., Первалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск. 2006. 480 с.
4. Meloni A., di Mauro D., Mele G., Palangio P., Ernst T., Teisseyre R. Evolution of Magnetotelluric, Total Magnetic field, and VLF Field Parameters in Central Italy: Relations to Local Seismic Activity // Annali di Geofisica. 2001. V. 44. P. 383–394.
5. Соболев Г.А. Вызванные землетрясениями когерентные колебания Земли // Физика Земли. 2015. № 1. С. 18–27. <https://doi.org/10.7868/S0002333715010135>
6. Raveloson A., Kind R., Yuan X., Ceranna L. Locating the Tohoku-Oki 2011 Tsunami Source Using Acoustic-gravity Waves // Journal of Seismology. 2012. V. 16. P. 215–219. <https://doi.org/10.1007/s10950-011-9262-7>
7. Mikhalev A.V., Popov M.S., Kazimirovsky E.S. The Manifestation of Seismic Activity in 557.7 nm Emission Variations of the Earth’s Upper Atmosphere // Adv. Space Res. 2001. V. 27. № 6–7. P. 1105–1108.
8. Hobara Y., Parrot M. Ionospheric Perturbations Linked to a Very Powerful Seismic Event // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2005. V. 67. P. 677–685.
9. Торошелидзе Т.И., Фишкова Л.М. Анализ колебаний ночного излучения средней и верхней атмосферы, предшествующих землетрясениям // ДАН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 313–316.
10. Афраймович Е.И., Первалова Н.П., Плотников А.В., Уралов А.М. The Shock-acoustic Waves Generated by Earthquakes // Annales Geophysicae. 2001. V. 19. P. 395–409.
11. <http://www.isc.ac.uk>
12. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Динамика энергетической структуры сейсмичности юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы: бифуркация Андропова-Хопфа // Геология и геофизика. 2019. Т. 60 (3). С. 399–419. <https://doi.org/10.15372/GiG2019020>
13. Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. 420 с.
14. Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука. 2008. 295 с.

15. *Gusev V.A.* The Atmosphere Heating Due to Wideband Acoustic and Shock Waves Propagating // *Geoph. J.* 2010. V. 32. № 4. P. 56–57.
16. *Гусев В.А., Жостков Р.А.* Трансформация интенсивных акустических волн, распространяющихся вертикально вверх в изотермической стратифицированной атмосфере // *Изв. РАН.* 2015. Т. 51. № 5. С. 587–597.
17. *Шалимов С.Л., Рожной А.А., Соловьева М.С., Ольшанская Е.В.* Воздействие землетрясений и цунами на ионосферу // *Физика Земли.* 2019. № 1. С. 199–213.
18. *Карпов И.В., Кшевцевский С.П.* Механизм формирования крупномасштабных возмущений в верхней атмосфере от источников АГВ на поверхности Земли // *Геомагнетизм и аэрономия.* 2014. Т. 54. № 4. С. 553–562.
19. *Михалев А.В.* Излучение верхней атмосферы Земли в эмиссии [OI] 557.7 нм в периоды сейсмических событий в Байкальской рифтовой зоне // *Оптика атмосферы и океана.* 2016. Т. 29. № 12. С. 1068–1072.
20. *Kaladze T.D., Horton W., Garner T.W., Van Dam J.W., Mays M.L.* A Method for the Intensification of Atomic Oxygen Green Line Emission by Internal Gravity Waves // *Journal of Geophysical Research.* 2008. V. 113. A12307.  
<https://doi.org/10.1029/2008JA013425>

## THE EARTH'S UPPER ATMOSPHERE RADIATION IN THE EMISSION [OI] 557.7 nm IN CONNECTION WITH THE HOVSGÖL EARTHQUAKE OF JANUARY 11, 2021 (SOUTHWESTERN FLANGE OF THE BAIKAL RIFT ZONE)

A. V. Klyuchevskii<sup>a</sup>, A. V. Mikhalev<sup>b, #</sup>,

Corresponding Member of the RAS A. V. Medvedev<sup>b</sup>, and V. M. Dem'yanovich<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Solar-Terrestrial Physics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: mikhalev@iszf.irk.ru*

Based on the results of instrumental observations carried out at the Geophysical Observatory of ISTP SB RAS, the reaction of the upper atmosphere to the major Hovsgöl earthquake of January 11, 2021 (magnitude  $M_W = 6.7$ ) is analyzed. In the radiation of the Earth's upper atmosphere in the emission of atomic oxygen [OI] 557.7 nm, the responses were revealed after the earthquake. Acoustic-gravity waves propagating from the epicentral zone of the earthquake and arising above the observation point during the passage of seismic waves are considered as a possible reason for the excitation of the atmosphere.

*Keywords:* Hovsgöl earthquake, upper atmosphere, 557.7 nm emission, responses

УДК 550.4.02

## ИЗМЕНЕНИЕ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ МЕДИ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ ПРИ ВОЗРАСТАНИИ ТЕХНОГЕННОЙ НАГРУЗКИ

© 2022 г. О. Ю. Дроздова<sup>1,\*</sup>, В. В. Демин<sup>1</sup>, М. А. Макарова<sup>2</sup>, М. М. Карпухин<sup>1</sup>, С. А. Лапицкий<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН Д.Ю. Пушаровским 24.02.2022 г.

Поступило 24.02.2022 г.

После доработки 03.03.2022 г.

Принято к публикации 09.03.2022 г.

Экспериментально изучено изменение распределения соединений Си по размерным фракциям при увеличении ее концентрации в незагрязненных поверхностных водах. Показано, что растворенные органические вещества природных вод, особенно гуминовые вещества, оказывают значительное влияние на формы нахождения Си при высоком ее содержании (до 50 мг/л), определяя стабильность ее коллоидных соединений. В поверхностных водах с низким содержанием органических веществ при их загрязнении медью будут образовываться высокомолекулярные соединения Си, что может привести к выведению Си в донные отложения.

*Ключевые слова:* поверхностные воды, медь, растворенное органическое вещество, гуминовые вещества, формы нахождения, загрязнение

DOI: 10.31857/S2686739722060056

Важной особенностью тяжелых металлов является то, что после попадания в окружающую среду их потенциальная токсичность в значительной степени определяется формой нахождения [1]. Медь – микроэлемент, который при избыточных концентрациях в поверхностных водах является опасным токсикантом для живых организмов [2]. Кроме того, Си может участвовать в круговороте пероксида водорода внутри водоема, играя важную роль в процессах образования ОН-радикалов в нейтральной водной среде [3, 4], что обеспечивает функцию самоочищения природных водных экосистем.

Исследования форм нахождения металлов в поверхностных водах важны не только с точки зрения их влияния на экологическую обстановку, но и для оценки путей их миграции в водных экосистемах [5]. Совершенствование научных представлений о закономерностях миграции металлов в природных ландшафтах существенно влияет на достоверность прогнозных оценок изменения состояния экосистем в условиях возрастания антропогенной нагрузки.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе рассмотрено изменение распределения соединений меди по размерным фракциям в трех не загрязненных водных объектах, расположенных на территории Мещерской низменности Владимирской области (55°49' с.ш., 39°22' в.д.): воды реки Сеньга, озера Сеньга и старичного оз. Ершевик. Отбор и консервация проб поверхностных вод производились в соответствии с ГОСТ Р 51592-2000. Пробы отбирали в стерильные полипропиленовые флаконы для анализа на анионы и определения металлов, а также в стеклянные емкости для определения органического углерода. Пробы для определения металлов при отборе подкисляли  $\text{HNO}_{3\text{конц}}$ . Хранили образцы до анализа при 2–4°C.

В природных водах *in situ* измеряли электропроводность (кондуктометр Hanna HI 9033) и значения рН (рН-метр Hanna HI 9025). В лаборатории в водных образцах и фильтрах определяли содержание: неорганических анионов (на ионном хроматографе Dionex ICS-2000, “Thermo”), основных катионов и меди (на атомно-абсорбционном спектрофотометре ContrAA 700, “Analytik-Jena Company” и на оптическом эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 5110 ICP-OES), и растворенного органического углерода (РОУ) (на анализаторе LiquiTOC-trace, “Elementar”). Содержания гуминовых веществ (ГВ) в пробах определялись по реакции их связывания с красителем Толуидиновый синий

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: drozdova@geol.msu.ru

**Таблица 1.** Основные гидрохимические характеристики изучаемых природных вод

Показатель	р. Сеньга ( <i>n</i> = 3)	оз. Сеньга ( <i>n</i> = 3)	оз. Ершевик ( <i>n</i> = 3)
pH	6.5 ± 0.1	7.3 ± 0.1	7.0 ± 0.1
æ, мкСм/см	45 ± 5	31 ± 3	36 ± 3
K, мг/л	0.5 ± 0.1	1.2 ± 0.2	3.5 ± 0.4
Na, мг/л	2.2 ± 0.2	3.4 ± 0.4	5.9 ± 0.6
Ca, мг/л	20.0 ± 4.0	17.5 ± 2.0	13.5 ± 2.0
Mg, мг/л	5.3 ± 0.7	4.9 ± 0.5	5.8 ± 0.7
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	7.3 ± 0.9	33.1 ± 2.0	63.4 ± 5.0
Хлориды, мг/л	0.2 ± 0.1	н.о.	4.7 ± 0.4
Сульфаты, мг/л	0.4 ± 0.1	4.9 ± 0.6	13.3 ± 1.1
Нитраты, мг/л	0.4 ± 0.1	н.о.	0.5 ± 0.1
РОУ, мг/л	35.7 ± 4.0	27.6 ± 3.0	18.3 ± 2.8
ГВ, мг/л	21 ± 3	17 ± 3	11 ± 2
Cu, мкг/л	1.5 ± 0.1	1.6 ± 0.1	0.9 ± 0.05

[6]. В растворенной форме определялись количества катионных, анионных и нейтральных соединений меди методом ионообменной хроматографии с использованием смол: ДЭАЭ-целлюлозы (“Sigma Aldrich”) и Dowex 50 WX 8, 200–400 меш (“Serva”).

Для определения возможных изменений форм Cu при возрастании техногенной нагрузки были проведены лабораторные эксперименты по введению дополнительных количеств меди в образцы изучаемых поверхностных вод. Для этого медь в виде CuCl<sub>2</sub> вносили в образцы исследуемых вод, так чтобы конечная концентрация металла составляла 0.5, 1, 25 и 50 мг/л. Значения pH и ионная сила в экспериментах соответствовали полученным характеристикам исследуемых вод. После наступления равновесия в системе (не менее суток после введения металла) образцы последовательно фильтровались через фильтры (“Millipore”) с различным размером пор 0.45 мкм, 30 и 10 кДа (в фильтрационных установках фирмы “Amicon”). В полученных фильтратах измеряли содержание меди и растворенного органического углерода. Все варианты экспериментов проводили в трех повторностях.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Исследуемые воды относятся к гидрокарбонатному классу кальциевой группы [7]. Значения удельной электропроводности исследуемых природных вод находятся в диапазоне от 31 до 45 мкСм/см, а значения pH от 6.5 до 7.3. Концентрации основных неорганических анионов и катионов во всех объектах невысокие. Содержания РОУ и Cu в исследуемых водах снижаются в ряду:

река Сеньга, оз. Сеньга, оз. Ершевик. Содержания Cu во всех объектах не превышают ПДК и норм ВОЗ, принятых для водных объектов.

Основные гидрохимические характеристики изучаемых природных вод представлены в табл. 1.

Во всех исследуемых водах преобладают соединения меди <10 кДа, которые составляют 65, 75 и 96% в водах реки, оз. Сеньга и оз. Ершевик соответственно (рис. 1). Распределение Cu по различным фракциям коррелирует с распределением РОУ (рис. 2) в водах озер, где коэффициенты корреляции (*R*) составляют 0.96 в оз. Сеньга, 0.99 в оз. Ершевик, тогда как в водах реки эта зависимость выражена слабее (*R* = 0.81).

Установлено, что в растворенной форме Cu находится во всех исследованных водах преимущественно в анионной форме (табл. 2). При этом проведенные расчеты с использованием программы физико-химического моделирования Visual MINTEQ показали, что большая часть Cu (98–99%) во всех объектах исследования представлена комплексами с органическими лигандами (L). Таким образом, большая часть Cu в исследованных водах находится в виде комплексов с органическими веществами вида [CuL]<sup>n-</sup>, которые могут быть образованы как с низкомолекулярными двух- и более основными кислотами, так и с высокомолекулярными соединениями, такими как гуминовые вещества (ГВ).

Проведенные эксперименты по исследованию изменений форм Cu при увеличении техногенной нагрузки в изучаемых водных объектах показали, что введение в раствор Cu вызывает заметное увеличение доли высокомолекулярных фракций (рис. 1).

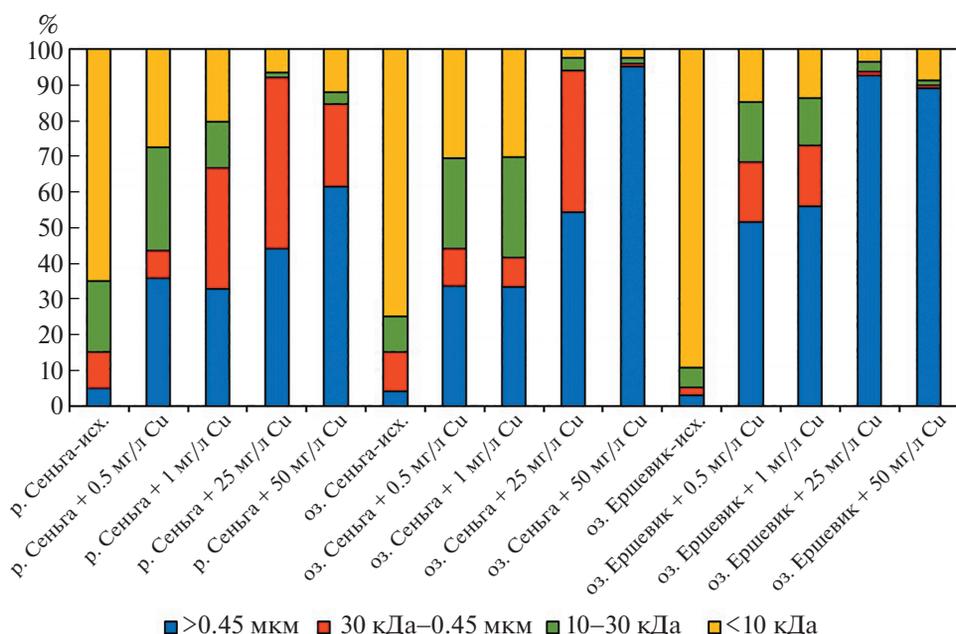


Рис. 1. Изменения распределения Cu по размерным фракциям в исследованных водах в ходе экспериментов.

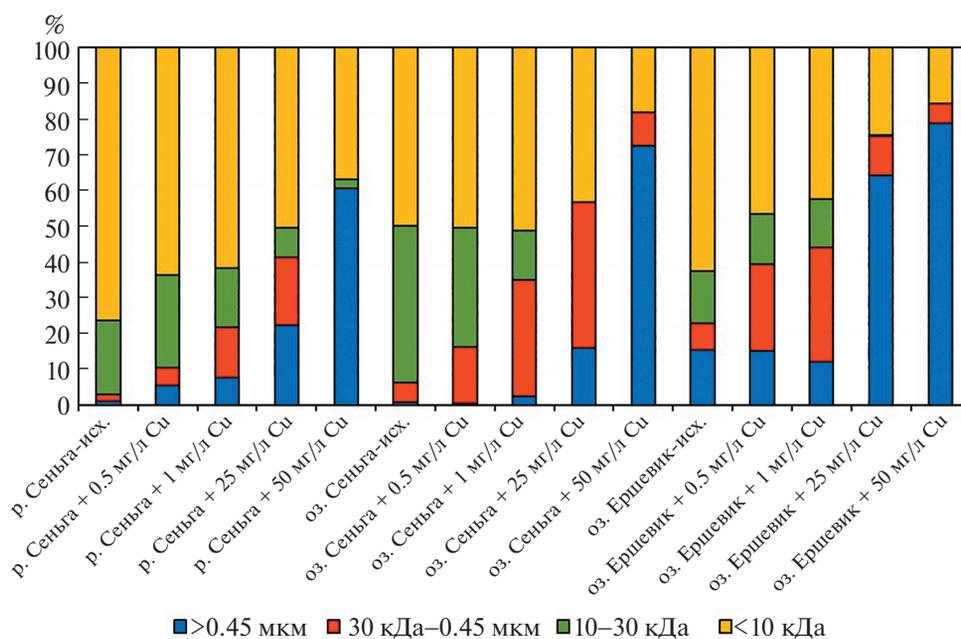


Рис. 2. Изменения распределения РОУ по размерным фракциям в исследованных водах в ходе экспериментов.

В экспериментах при добавлении 0.5 и 1 мг/л Cu увеличение размера соединений меди связано с образованием высокомолекулярных комплексов с органическими веществами, что согласуется с изменением распределения РОУ по размерным фракциям (рис. 2). Вероятнее всего, происходит образование лабильных надмолекулярных структур Cu–ГВ<sub>1</sub>·····ГВ<sub>2</sub>–Cu за счет слабых кулоновских взаимодействий [8].

При введении растворов с более высокой концентрацией Cu в систему (25 мг/л) достигалось пересыщение раствора относительно малахита, и образовывались коллоидные рентгеноаморфные частицы Cu, которые стабилизируются органическими соединениями. При этом большая стабильность коллоидов наблюдалась в водах реки и оз. Сеньга, что видно по количеству Cu и РОУ во фракции 30 кДа – 0.45 мкм. Такое отличие от вод

**Таблица 2.** Формы меди в исследованных водах

Объект	Форма, %		
	Катионная	Анионная	Нейтральная
р. Сеньга ( $n = 3$ )	$25 \pm 5$	$72 \pm 10$	$3 \pm 1$
оз. Сеньга ( $n = 3$ )	$36 \pm 7$	$62 \pm 6$	$2 \pm 1$
оз. Ершевик ( $n = 3$ )	$38 \pm 6$	$59 \pm 8$	$3 \pm 1$

оз. Ершевик, где большая часть Си представлена соединениями  $>0.45$  мкм, связано с более высоким содержанием ГВ в данных пробах (табл. 1). Известно, что ГВ могут ингибировать рост зародышей твердых фаз неорганических соединений в пересыщенных растворах и уменьшать их агрегацию за счет электростатических и стерических эффектов отталкивания, предотвращая, таким образом, осаждение коллоидов [9, 10]. Различия в результатах для вод двух озер могут быть связаны с тем, что автохтонные органические вещества, содержание которых выше в оз. Ершевик, могут способствовать агрегации и седиментации коллоидных частиц даже в присутствии стабилизирующих ГВ [11].

При внесении 50 мг/л Си содержания ГВ в водах озер недостаточно для стабилизации коллоидов и начинают образовываться более крупные частицы, состоящие главным образом из неорганических соединений Си, что обуславливает увеличение фракции  $>0.45$  мкм до 91–95%. Это может способствовать выпадению меди в осадок.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, растворенные органические вещества поверхностных вод оказывают значительное влияние на формы нахождения и миграции Си. Установлено, что стабильность коллоидных соединений Си при высоком ее содержании в системе зависит от концентрации природного органического вещества. Низкое содержание органических соединений, особенно ГВ, в водах может способствовать быстрой коагуляции минеральных коллоидов, и соответственно, высокой скорости их седиментации. В случае значительных изменений физико-химических параметров среды и восстановительных процессов в водоеме будет происходить переход Си и донных осадков в раствор, что может привести ко вторичному загрязнению поверхностных вод [12].

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке РФФ: проект № 19-77-00017 (отбор проб и исследование их гидрохимических характеристик) и проект № 21-77-10028 (работы по определению форм меди и распреде-

ления РОУ по размерным фракциям при возрастании техногенной нагрузки). Исследование выполнено в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голованова О.А., Маловская Е.А. Динамика загрязнения ионами тяжелых металлов поверхностных вод рек сибирского региона // Вестник Омского университета. 2016. № 3. С. 64–73.
2. Кашин В.К., Иванов Г.М. Медь в природных водах Забайкалья // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 2. С. 239–244.
3. Сычев А.Я., Травин С.О., Дука Г.Г., Скурлатов Ю.И. Каталитические реакции и охрана окружающей среды. Кишинев: Штиинца, 1983.
4. Швыдкий В.О., Штамм Е.В., Скурлатов Ю.И., Вичутинская Е.В., Зайцева Н.И., Семяк Л.В. Интоксикация природной водной среды как следствие разбалансировки внутриводоемных окислительно-восстановительных и свободно-радикальных процессов // Химическая физика. 2017. Т. 36. № 8. С. 23–33.
5. Линник П.Н., Васильчук Т.А., Линник Р.П., Игнатенко И.И. Сосуществующие формы тяжелых металлов в поверхностных водах Украины и роль органических веществ в их миграции // Методы и объекты химического анализа. 2007. Т. 2. № 2. С. 130–145.
6. Sheng G.-P., Zhang M.-L., Yu H.-Q. A Rapid Quantitative Method for Humic Substances Determination in Natural Waters // Analytica Chimica Acta. 2007. V. 592. P. 162–167.
7. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 413 с.
8. Tikhonov V.V., Drozdova O.Yu., Karpukhin M.M., Demin V.V. Participation of Cadmium (II) and copper (II) Ions in Intermolecular Forces of Humic Acids in Solutions // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 368. 012053. P. 1–5.
9. Nanja A.F., Focke W.W., Musee N. Aggregation and Dissolution of Aluminium Oxide and Copper Oxide Nanoparticles in Natural Aqueous Matrixes // SN Applied Sciences. 2020. 2: 1164. P. 16.
10. Philippe A., Schaumann G.E. Interactions of Dissolved Organic Matter with Natural and Engineered Inorganic Colloids: A Review // Environmental Science & Technology. 2014. 48 (16). P. 8946–8962.
11. Wilkinson K.J., Joz-Roland A., Buffle J. Different Roles of Pedogenic Fulvic Acids and Aquagenic Biopolymers on Colloid Aggregation and Stability in Freshwaters // Limnology and Oceanography. 1997. 42 (8). P. 1714–1724.
12. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. 242 с.

## THE CHANGES IN THE FORMS OF COPPER IN SURFACE WATERS WITH INCREASING TECHNOGENIC LOAD

O. Yu. Drozdova<sup>a,#</sup>, V. V. Demin<sup>a</sup>, M. A. Makarova<sup>b</sup>, M. M. Karpukhin<sup>a</sup>, and S. A. Lapitskiy<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: drozdova@geol.msu.ru*

Presented by Academician of the RAS D.Yu. Pushcharovskiy February 24, 2022

The change in the distribution of Cu compounds over size fractions with an increase in its concentration in unpolluted surface waters has been experimentally studied. It has been shown that dissolved organic substances in natural waters, especially humic substances, have a significant effect on the forms of occurrence of Cu at its high content (up to 50 mg/l), determining the stability of its colloidal compounds. In surface waters with a low content of organic matter, when they are contaminated with copper, high-molecular Cu compounds will be formed, which can lead to the removal of Cu to bottom sediments.

*Keywords:* surface waters, copper, dissolved organic matter, humic substances, forms of occurrence, pollution

УДК 621.039.7

## КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЙ ФАКТОР ВЫБОРА МАТРИЦ РЗЭ-АКТИНИДОВ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев<sup>1,2,\*</sup>, М. С. Никольский<sup>1</sup>,  
О. И. Стефановская<sup>2</sup>, Б. С. Никонов<sup>1</sup>

Поступило 01.03.2022 г.

После доработки 09.03.2022 г.

Принято к публикации 10.03.2022 г.

Титанаты легких редких земель (РЗЭ):  $\text{PZ}_2\text{TiO}_5$ ,  $\text{PZ}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  и  $\text{PZ}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  — потенциальные матрицы для иммобилизации РЗЭ-актинидной фракции высокоактивных отходов переработки облученного ядерного топлива. Проанализированы данные о вхождении примесных элементов (цирконий, уран, кальций) в эти фазы. В них проявлен ограниченный изоморфизм в отношении данных элементов, в том числе согласно реакции:  $2\text{PZ}_3^{3+} = \text{Ca}^{2+} + \text{U}^{4+}$ , обычной для природных минералов и их синтетических аналогов. Рассмотрены причины низкой растворимости примесей в структурах титанатов РЗЭ. Проанализирована роль кристаллохимического фактора при выборе оптимальных типов матриц для иммобилизации РЗЭ-актинидной фракции.

*Ключевые слова:* радиоактивные отходы, РЗЭ-актинидная фракция, иммобилизация, титанаты РЗЭ, кристаллохимия

DOI: 10.31857/S2686739722060159

В России реализуется стратегия двухкомпонентной ядерной энергетики с реакторами на медленных и быстрых нейтронах с переработкой отработавшего ядерного топлива [1]. В результате образуются радиоактивные отходы, в том числе высокого уровня активности (ВАО). Ключевая задача повышения безопасности ядерной энергетики — это разработка способов обращения с долгоживущими трансурановыми актинидами, которые представлены Pu и малыми актинидами — Np, Am и Cm. Малые актиниды могут быть выделены из ВАО в виде РЗЭ-МА-фракции (МА = Am, Cm) и включены в емкие фазы с низкой растворимостью в воде для захоронения [2]. В составе РЗЭ-МА-фракции доминируют крупные лантаниды (La, Ce, Pr, Nd, Sm), на Am и Cm приходится до 10 мас. % [3]. Перспективными матрицами для фракции РЗЭ-актинидов служат титанаты и цирконаты РЗЭ [1, 2, 4]. При их изучении много внимания уделялось оксидам со структурой пироклора и флюорита [2, 4, 5], меньше дан-

ных имеется о свойствах титанатов РЗЭ, в основном они касаются влияния типа РЗЭ на структуру фаз состава  $\text{PZ}_2\text{TiO}_5$  и  $\text{PZ}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  и изучения их поведения при ионном облучении [6, 7].

Аналог  $\text{Am}^{3+}$  и  $\text{Cm}^{3+}$  — это  $\text{Nd}^{3+}$ , поэтому наибольший интерес при поиске матриц РЗЭ-МА-фракции вызывают соединения неодима. В системе  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$ – $\text{ZrO}_2$  имеются (рис. 1а) фазы [8]:  $\text{Nd}_2(\text{Ti},\text{Zr})_2\text{O}_7$  со структурой пироклора (далее кратко LnTZ),  $\text{TiO}_2$  (Т, рутил),  $\text{ZrTiO}_4$  (ZT, шриланкит) и тетрагональный  $\text{ZrO}_2$  ( $Z_T$ ). Титанаты Nd представлены:  $\text{Nd}_2\text{TiO}_5$  (LnT),  $\text{Nd}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  (LnT<sub>2</sub>),  $\text{Nd}_2\text{Ti}_4\text{O}_{11}$  (LnT<sub>4</sub>),  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  (LnT<sub>9</sub>). Исследовались и другие титанатные и цирконатные системы с РЗЭ:  $\text{La}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$ – $\text{ZrO}_2$  [9],  $\text{Y}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$ – $\text{ZrO}_2$  [10],  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$  [11]. В работе [11] доказана идентичность  $\text{Nd}_2\text{Ti}_4\text{O}_{11}$  и  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  и найдена фаза  $\text{Nd}_2\text{Ti}_3\text{O}_9$  (LnT<sub>3</sub>).

В системе  $\text{La}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$ – $\text{ZrO}_2$  имеются (рис. 1б) фазы:  $\text{La}_2\text{TiO}_5$  (LnT),  $\text{La}_4\text{Ti}_3\text{O}_{12}$  (LnT<sub>3</sub>),  $\text{La}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  (LnT<sub>2</sub>),  $\text{La}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  (LnT<sub>9</sub>),  $\text{La}_2\text{Zr}_2\text{O}_7$  (LnZ<sub>2</sub>),  $\text{ZrTiO}_4$  (ZT),  $\text{ZrO}_2$  (Z),  $\text{TiO}_2$  (Т). Системы с  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  и  $\text{La}_2\text{O}_3$  близки по набору фаз, однако ассоциации фаз в них различны, в основном из-за namного меньшей области La–Zr-пироклора (LnZ<sub>2</sub>). Характерная черта титанатов Nd (La) — слабые вариации состава, отношения Ti : РЗЭ в них близки к значениям в формулах, что отражено в узких полях фаз на диаграммах. При 1350°С в LnT<sub>2</sub>, LnT<sub>3</sub> и LnT

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физической химии и электрохимии им. А.Н. Фрумкина Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: yudintsevsv@gmail.com

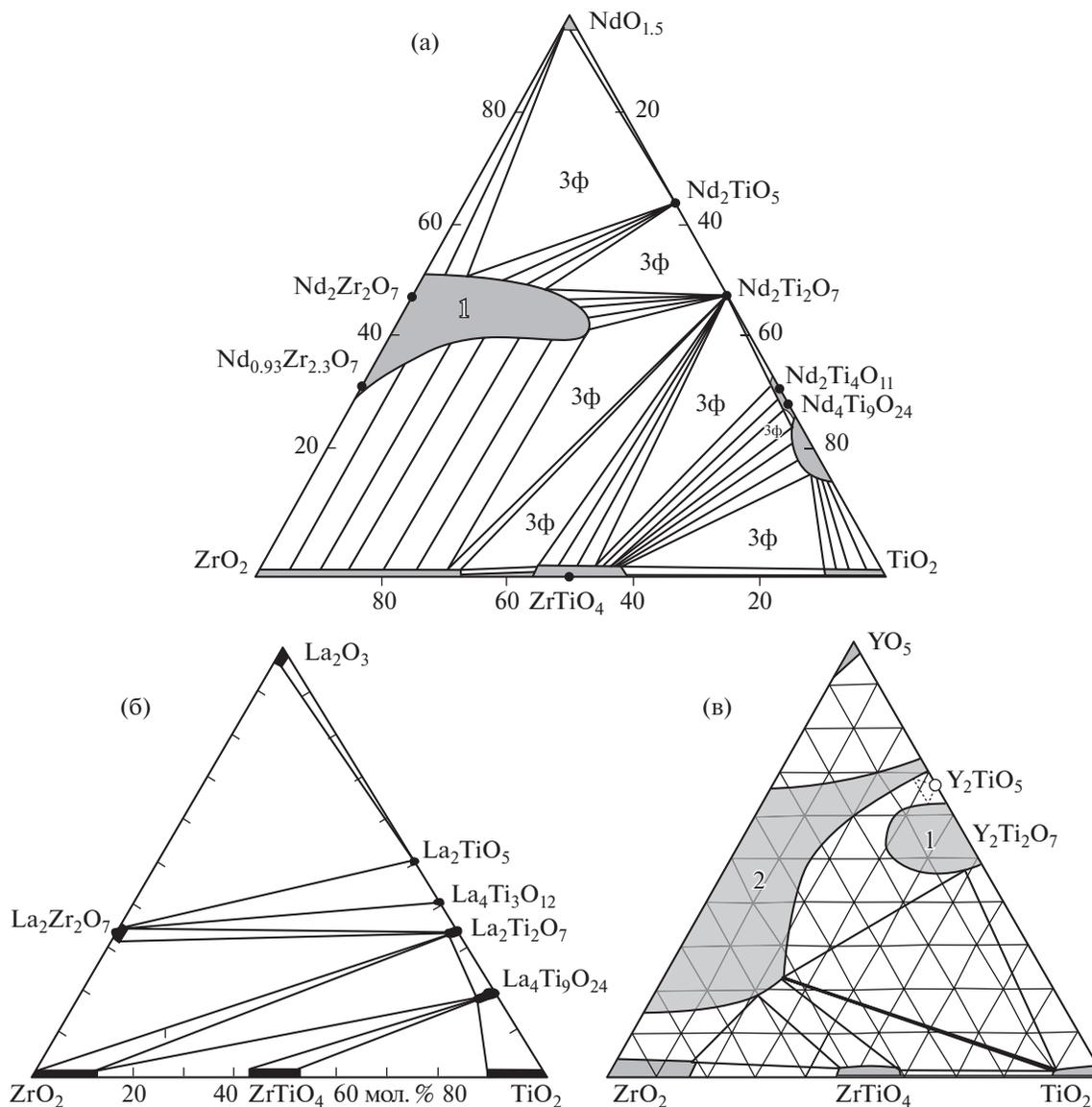


Рис. 1. Строение систем  $\text{NdO}_{1.5}-\text{TiO}_2-\text{ZrO}_2$  (а),  $1450^\circ\text{C}$ ),  $\text{La}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{ZrO}_2$  (б),  $1350^\circ\text{C}$ ) и  $\text{YO}_{1.5}-\text{TiO}_2-\text{ZrO}_2$  (в),  $1500^\circ\text{C}$ ): 1 и 2 – поля оксидов со структурой пирохлора или флюорита [8–10].

входит менее 2 мол. %  $\text{ZrO}_2$  [9], содержание  $\text{ZrO}_2$  в  $\text{Ln}_2\text{T}_9$  выше и равно 4 мол. % (табл. 1). Пирохлор  $\text{La}_2\text{Zr}_2\text{O}_7$  ( $\text{LnZ}_2$ ) содержит до 35 мол. %  $\text{La}_2\text{O}_3$  и 69 мол. %  $\text{ZrO}_2$  при идеальных значениях 33 и 67 мол. %. Изоморфизм  $\text{La}^{3+}$  в  $\text{ZrO}_2$  и  $\text{ZrTiO}_4$  ограничен 1 мол. %  $\text{La}_2\text{O}_3$ . Высокие содержания (12–14 мол. %) наблюдаются для  $\text{ZrO}_2$  в  $(\text{Ti},\text{Zr})\text{O}_2$  и  $\text{TiO}_2$  в  $(\text{Zr},\text{Ti})\text{O}_2$ , в широких пределах, от 1.4 до 0.9, меняется отношение  $\text{Zr} : \text{Ti}$  в  $\text{ZrTiO}_4$ . Замена крупных  $\text{PЗЭ}^{3+}$  ( $\text{La}$ ,  $\text{Nd}$ ) на  $\text{Y}^{3+}$  ведет к переменам в строении диаграммы (рис. 1в). Структура  $\text{Y}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  становится кубической (как у пирохлора) и появляется большое поле  $(\text{Zr},\text{Y})\text{O}_{2-x}$  с флюоритовой структурой. Остаются оксиды  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{ZrO}_2$  и

$\text{ZrTiO}_4$ , имеется  $\text{Y}_2\text{TiO}_5$  с кубической структурой (пр. группа  $Fm\bar{3}m$ ), тогда как фазы  $\text{Nd}_2\text{TiO}_5$  и  $\text{La}_2\text{TiO}_5$  обладают ромбической симметрией (пространственная группа  $Pnma$ ).

Изменение радиуса  $\text{PЗЭ}^{3+}$  в системах  $\text{PЗЭ}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$  и  $\text{PЗЭ}_2\text{O}_3-\text{ZrO}_2$  сопровождается полиморфными превращениями. Соединения  $\text{PЗЭ}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  и  $\text{PЗЭ}_2\text{Zr}_2\text{O}_7$  кристаллизуются в трех структурных типах – флюорита, пирохлора и перовскитоподобного моноклинного титаната [3, 5–7]. Области стабильности пирохлора отвечают значениям отношений ионных радиусов (по Шеннону)  $\text{PЗЭ}$  и  $\text{Ti}$  ( $\text{Zr}$ ) от 1.46 до 1.78, за ее пределами образуются анионно-дефицитная структура флюорита у

**Таблица 1.** Составы фаз (мол. %) в системе  $\text{La}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$ – $\text{ZrO}_2$ , данные работы [9]

Фаза и ее обозначение	$\text{La}_2\text{O}_3$	$\text{TiO}_2$	$\text{ZrO}_2$
$\text{La}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ , LnT <sub>2</sub>	$32.3 \pm 0.3$	$66.2 \pm 0.2$	$1.5 \pm 0.3$
	$31.7 \pm 0.9$	$67.2 \pm 1.0$	$1.1 \pm 0.2$
$\text{La}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$ , Ln <sub>2</sub> T <sub>9</sub>	$17.7 \pm 1.0$	$81.1 \pm 1.1$	$2.2 \pm 0.3$
	$16.7 \pm 0.5$	$78.9 \pm 0.6$	$4.4 \pm 0.2$
$\text{ZrTiO}_4$ , ZT	< п. о.	$53.1 \pm 0.4$	$46.9 \pm 0.3$
	< п. о.	$41.6 \pm 0.3$	$58.4 \pm 0.3$
$\text{ZrO}_2$ , Z <sub>1</sub>	< п. о.	$13.5 \pm 0.6$	$86.5 \pm 0.7$
$\text{TiO}_2$ , T	< п. о.	$88.6 \pm 0.5$	$11.4 \pm 0.3$

Примечание. < п. о. – не обнаружен, меньше предела обнаружения методом СЭМ/ЭДС.

цирконатов РЗЭ и слоистая перовскитоподобная структура для титанатов РЗЭ. Структурой пирохлора обладают титанаты средних и тяжелых РЗЭ ( $\text{Ln}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ , Ln = Sm–Yb, Y) и цирконаты средних и легких РЗЭ ( $\text{Ln}_2\text{Zr}_2\text{O}_7$ , Ln = La–Gd). Фазы  $\text{PZ}_2\text{TiO}_5$  с РЗЭ от La до Sm обладают ромбической структурой, от Er до Lu и для Sc – кубической, от Eu до Ho и у Y они имеют гексагональную структуру [7]. Сохранение структуры при вариациях состава – важная характеристика матриц. Если при синтезе целевой фазы образуются соединения с большей растворимостью в воде, это может вызвать ухудшение изоляционных свойств. Нами [12–16] получены данные о содержании примесей (Ca, Zr, U) в титанатах РЗЭ. Образцы готовили спеканием (ХПС), плавлением индукционным нагревом в “холодном” тигле (ИПХТ) или в электропечи (ЭП), результаты суммированы в табл. 2–4 и на рис. 2. Изучен ряд новых образцов, содержа-

щих U (NTC-1, NTC-2, NTU-4, NTZ-1, NTZ-2, NTZ-3).

При анализе данных можно отметить широкие вариации составов фаз в отношении трехвалентных РЗЭ (табл. 3). Это связано с тем, что титанаты лантанидов ( $\text{Ln}^{3+} = \text{La}, \text{Ce}, \text{Nd}$ ) одинаковой стехиометрии ( $\text{LnT}$ ,  $\text{LnT}_2$ ,  $\text{Ln}_2\text{T}_9$ ) изоструктурны. Однако, в отличие от других соединений РЗЭ (пирохлора, цирконолита, монацита, браннерита и др.), титанаты обладают низкой растворимостью в отношении четырехвалентных (U, Zr) и двухвалентных (Ca) элементов.

Концентрация  $\text{ZrO}_2$  в фазе  $\text{Ln}_2\text{T}_9$  (обр. МПМ-2) составляет 2.0 мас. %, в рутиле она возрастает до 8.5 мас. %. Содержание урана в 1.3 мас. % отмечено для  $\text{Ln}_2\text{T}_9$  (табл. 3), в  $\text{LnT}$  и  $\text{LnT}_2$  оно ниже предела обнаружения, равного 0.3–0.5 мас. % (табл. 3–4). Самые высокие содержания урана и циркония (10 мас. % и более) наблюдаются в пирохлоре (табл. 4). Эти особенности состава данных фаз обусловлены их кристаллохимическими характеристиками.

Титанаты и цирконаты РЗЭ кристаллизуются в нескольких структурных типах. В большинстве случаев атомы Ti и Zr окружены шестью атомами кислорода в виде октаэдра. Для крупных РЗЭ (La–Sm) доминируют координационные числа (к.ч.) VII (одношапочная тригональная призма, усеченный куб), VIII (куб, искаженный куб, двухшапочная антипризма) или IX (трехшапочная тригональная призма). С уменьшением радиуса  $\text{PZ}_2\text{O}_3^{3+}$  растет роль к.ч., равного VI. Описание структур фаз с  $\text{Nd}^{3+}$  приведено в табл. 5 и на рис. 3.

Фаза  $\text{Nd}_2\text{Zr}_2\text{O}_7$  имеет кубическую симметрию (рис. 3а), пространственная группа  $Fd\bar{3}m$ . В элементарной ячейке восемь формульных единиц,

**Таблица 2.** Состав, условия получения образцов и слагающие их фазы по данным РФА

Образец	Состав (валовая формула) образца	Условия синтеза	Основные фазы
LT2	$\text{La}_{0.5}\text{Nd}_{1.4}\text{Sm}_{0.1}\text{Ti}_2\text{O}_7$	ХПС: 1400°C, 4 ч	$\text{LnT}_2$ , $\text{Ln}_2\text{T}_9$
36	$\text{Ln}_{1.8}\text{Ca}_{0.1}\text{U}_{0.1}\text{Ti}_2\text{O}_7$	ИПХТ: 1600°C, 1 ч	$\text{LnT}_2$ , $\text{UT}_2$ , O
4	$\text{Ln}_{3.6}\text{Ca}_{0.2}\text{U}_{0.2}\text{Ti}_9\text{O}_{24}$	То же	$\text{Ln}_2\text{T}_9$ , $\text{UT}_2$ , O
МПМ-2	$0.5 \text{Ln}_4\text{Zr}_{0.5}\text{Ti}_{8.5}\text{O}_{24} + 0.5 \text{TiO}_2$	То же	$\text{Ln}_2\text{T}_9$ , T
NTC-1	$0.5 (\text{Ca}_{0.5}\text{NdU}_{0.5})\text{ZrTiO}_7 + 0.5 \text{Nd}_2\text{TiO}_5$	ЭП: 1500°C, 1 ч	$\text{LnZT}$ , O
NTC-2	$(\text{Ca}_{0.25}\text{Nd}_{1.5}\text{U}_{0.25})(\text{Zr}_{0.5}\text{Ti}_{1.5})\text{O}_7$	То же	$\text{LnZT}$ , O
NTU-4	$0.95 \text{Nd}_2\text{TiO}_5 + 0.05 \text{UO}_2$	То же	$\text{LnT}_2$ , $\text{Ln}_2\text{T}_9$ , O
NTZ-1	$0.4 \text{Nd}_2\text{TiZrO}_7 + 0.4 \text{Nd}_2\text{TiO}_5 + 0.2 \text{UO}_2$	То же	$\text{LnZT}$ , $\text{LnT}_2$ , O
NTZ-2	$0.4 \text{Nd}_2\text{TiZrO}_7 + 0.4 \text{Nd}_2\text{Ti}_2\text{O}_7 + 0.2 \text{UO}_2$	То же	$\text{LnT}_2$ , O
NTZ-3	$0.4 \text{Nd}_2\text{TiZrO}_7 + 0.3 \text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24} + 0.3 \text{UO}_2$	То же	UT, $\text{Ln}_2\text{T}_9$ , T

Примечание: Ln – смесь РЗЭ состава  $\text{La}_{0.12} + \text{Ce}_{0.25} + \text{Pr}_{0.12} + \text{Nd}_{0.41} + \text{Sm}_{0.07} + \text{Eu}_{0.02} + \text{Gd}_{0.01}$ . Обозначения:  $\text{LnT}_2$  –  $\text{Ln}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ ,  $\text{Ln}_2\text{T}_9$  –  $\text{Ln}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$ ,  $\text{UT}_2$  – браннерит,  $\text{UTi}_2\text{O}_6$ ,  $\text{LnZT}$  – пирохлор состава  $(\text{Ln}, \text{Ca}, \text{U})_2(\text{Zr}, \text{Ti})_2\text{O}_7$ , O – оксид,  $(\text{Ln}, \text{U})\text{O}_{2-x}$ , T – рутил,  $\text{TiO}_2$ .

**Таблица 3.** Составы фаз образцов “36” и “4”, содержащих уран и смесь редких земель

Оксид, мас. %	Образец “36”			Образец “4”		
	LnT <sub>2</sub>	UT <sub>2</sub>	(Ln,U)O <sub>2-x</sub>	Ln <sub>2</sub> T <sub>9</sub>	UT <sub>2</sub>	(Ln,U)O <sub>2-x</sub>
CaO	1.2	< п. о.	< п. о.	0.7	< п. о.	0.6
TiO <sub>2</sub>	34.2	45.9	< п. о.	52.8	44.5	0.9
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.7	2.4	< п. о.	5.9	2.1	3.1
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.3	14.3	16.8	12.2	10.9	18.7
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.2	2.0	3.2	4.8	1.9	2.9
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.7	8.6	12.6	17.2	8.4	11.4
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.7	2.1	4.5	3.4	2.1	2.9
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< п. о.	< п. о.	< п. о.	0.8	0.7	1.0
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.0	< п. о.	1.2	0.9	1.0	1.5
UO <sub>2</sub>	< п. о.	24.7	61.7	1.3	28.4	57.0

Примечание. п. о. – предел обнаружения (0.3–0.5 мас. %).

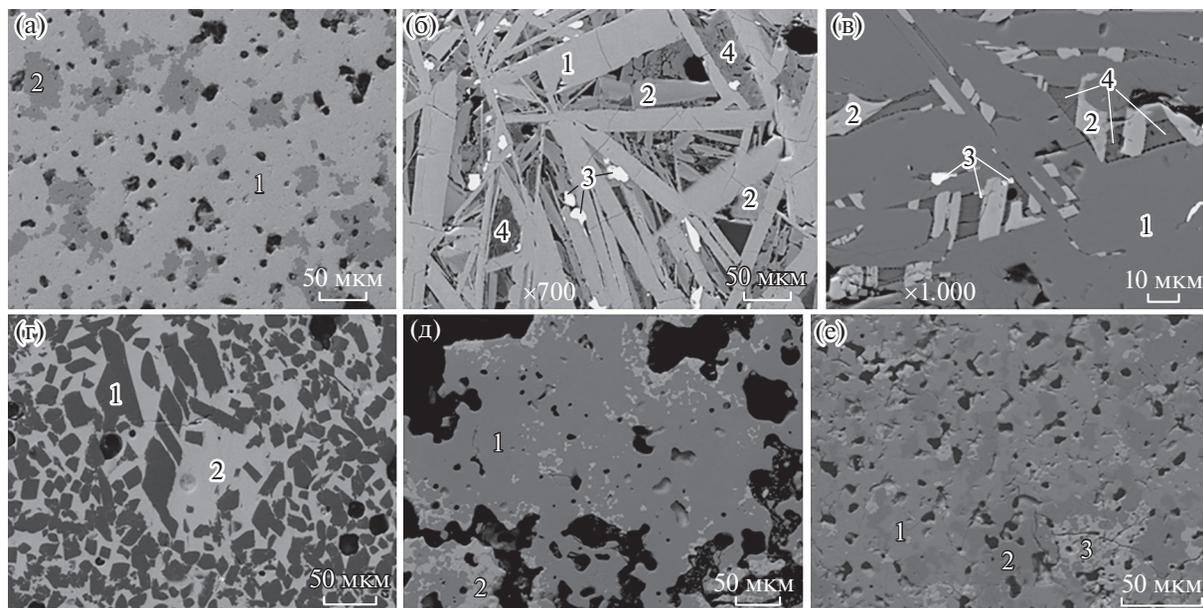
**Таблица 4.** Составы (мас. %) фаз в образцах с ураном, сумма приведена к 100 мас. %

Образец	Фаза	CaO	TiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	UO <sub>2</sub>
NTC-1	Пирохлор (Nd,Zr,U)O <sub>2-x</sub>	2.5 (0.17)*	28.4 (0.38)	11.0 (0.48)	50.0 (0.48)	8.1 (0.58)
		< п. о.	< п. о.	4.1	26.5	69.4
NTC-2	Пирохлор (Nd,Zr,U)O <sub>2-x</sub>	2.1	25.6	11.7	49.3	11.3
		< п. о.	< п. о.	4.6	18.8	76.6
NTU-4	Nd <sub>2</sub> TiO <sub>5</sub> Nd <sub>2</sub> Ti <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (Nd,U)O <sub>2-x</sub>	< п. о.	19.3	< п. о.	80.7	< п. о.
		< п. о.	32.1	< п. о.	67.9	< п. о.
		< п. о.	1.3	61.6	< п. о.	37.1
NTZ-1	Пирохлор Nd <sub>2</sub> Ti <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (Nd,Zr,U)O <sub>2-x</sub>	Нет	12.5	21.8	54.9	9.7
		Нет	32.1	< п. о.	65.5	1.2
		Нет	< п. о.	6.5	38.9	54.6
NTZ-2	Nd <sub>2</sub> Ti <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (Nd,Zr,U)O <sub>2-x</sub> (U,Nd)TiO <sub>6</sub>	Нет	32.3	0.7	66.3	0.7
		Нет	1.2	9.5	21.8	67.5
		Нет	41.9	3.4	18.9	35.8
NTZ-3	(Ti,Zr)O <sub>2</sub> Nd <sub>4</sub> Ti <sub>9</sub> O <sub>24</sub>	Нет	94.7	5.3	< п. о.	< п. о.
		Нет	49.5	1.9	46.4	2.2

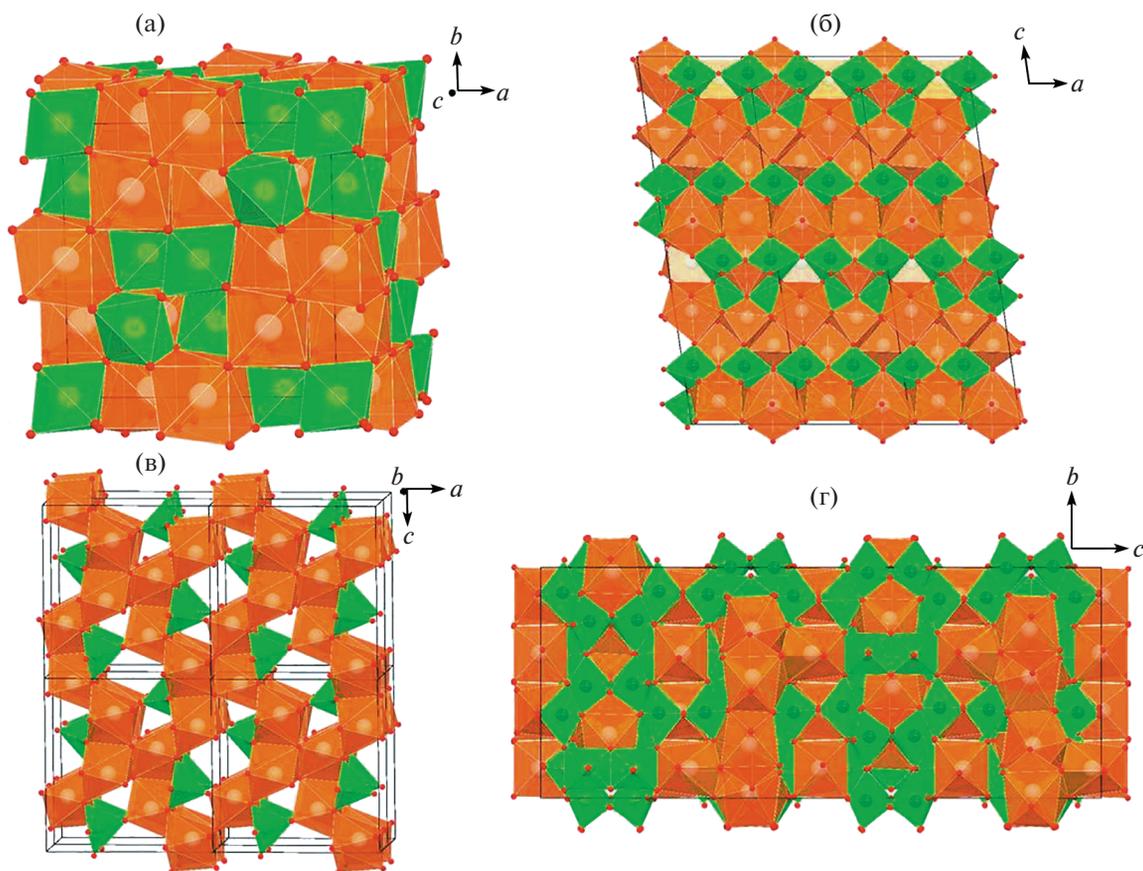
Примечание. \* – величина σ, п. о. – предел обнаружения (0.3–0.5 мас. %). Нет – не вводился.

**Таблица 5.** Кристаллографические характеристики фаз неодама в системе Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub>–ZrO<sub>2</sub>

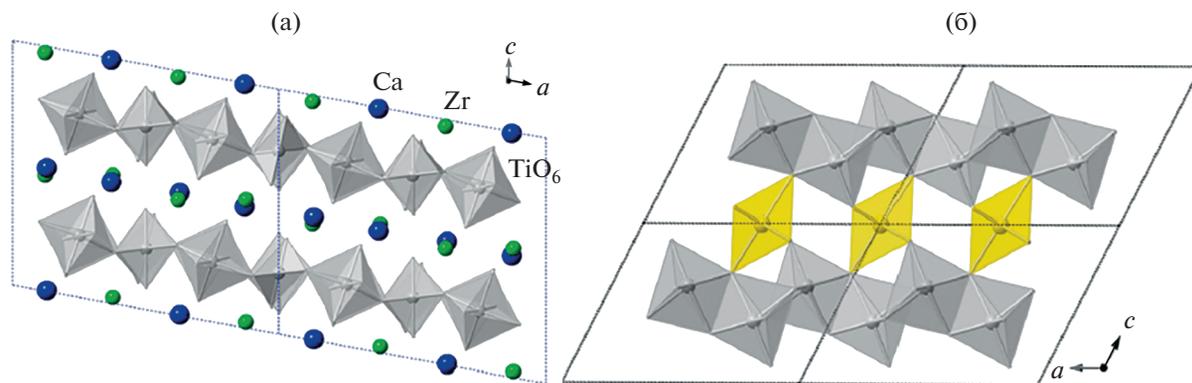
Формула	Простр. группа	Структурный тип	Форма полиэдра неодам – кислород, в скобках – координационное число Nd <sup>3+</sup>	Ссылка
Nd <sub>2</sub> Zr <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	<i>Fd<math>\bar{3}m</math></i>	Ca <sub>2</sub> Nb <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	искаженный куб (VIII)	[5, 17]
Nd <sub>2</sub> TiO <sub>5</sub>	<i>Pnma</i>	La <sub>2</sub> TiO <sub>5</sub>	одношапочная тригональная призма (VII)	[18]
Nd <sub>2</sub> Ti <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	<i>P12<sub>1</sub>1</i>	La <sub>2</sub> Ti <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	искаженная одно- (VII) – двух- (VIII) – трехшапочная (IX) тригональная призма	[17]
Nd <sub>4</sub> Ti <sub>9</sub> O <sub>24</sub>	<i>Fddd</i>	Nd <sub>4</sub> Ti <sub>9</sub> O <sub>24</sub>	искаженная двухшапочная антипризма (VIII) – куб (VIII) – октаэдр (VI)	[19]



**Рис. 2.** СЭМ-изображения образцов: (а) LT2 (1 –  $\text{Ln}\Gamma_2$ , 2 –  $\text{Ln}_2\text{T}_9$ ); (б) 36 (1 –  $\text{Ln}\Gamma_2$ ; 2 –  $\text{UT}_2$ , браннерит; 3 –  $(\text{Ln},\text{U})\text{O}_{2-x}$ ; 4 – титано-силикат РЗЭ); (в) 4 (1 –  $\text{Ln}_2\text{T}_9$ ; 2 –  $\text{UT}_2$ , браннерит; 3 –  $(\text{Ln},\text{U})\text{O}_{2-x}$ ; 4 – титано-силикат РЗЭ); (г); МПМ-2 (1 –  $\text{T}$ , рутил, 2 –  $\text{Ln}_2\text{T}_9$ ), (д) NTC-2 (1 – пиррохлор, 2 –  $(\text{Ln},\text{U})\text{O}_{2-x}$ ); (е) NTU-4 (1 –  $\text{Ln}\Gamma_2$ , 2 –  $\text{Ln}_2\text{T}_9$ , 3 –  $(\text{Ln},\text{U})\text{O}_{2-x}$ ). Черное – поры. Метка равна 50 (а, г–е), 20 (б) или 10 (в) микрон. Составы фаз сведены в табл. 3 и 4.



**Рис. 3.** Структуры фаз стехиометрии  $\text{Nd}_2\text{Zr}_7\text{O}_7$  (а),  $\text{Nd}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  (б),  $\text{Nd}_2\text{TiO}_5$  (в) и  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  (г). Зеленым цветом показаны полиэдры Ti и Zr, коричневым – полиэдры Nd.



**Рис. 4.** Кристаллические структуры цирконолита  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$  (а): серые – слои октаэдров Ti, атомы Ca и Zr (синие и зеленые) и браннерита  $\text{UTi}_2\text{O}_6$  (б): октаэдры U, желтое, образуют колонны параллельно оси  $b$ ; и октаэдры Ti, серое, формирующие слои вдоль плоскости (001) и имеющие общие вершины с колоннами из соединенных вершинами урановых октаэдров).

полиэдр Nd – скаленоэдр (искаженный куб), содержит 8 атомов O – шесть равноудаленных и еще два на большем расстоянии. Катионы Zr окружают 6 атомов O, находящихся в вершинах тригональной антипризмы (искаженного октаэдра). Структуру пирохлора можно описать через взаимопроницающие каркасы из октаэдров  $\text{VO}_6$  и  $\text{A}_2\text{X}$ . Эта структура производна от решетки оксидов флюоритового типа  $\text{AO}_2$  (пр. гр.  $Fm\bar{3}m$ ).

Структура  $\text{Nd}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  производна от структуры перовскита (рис. 3б): октаэдры  $\text{TiO}_6$ , соединяясь вершинами, формируют в направлениях  $a$  и  $b$  пластины толщиной в 4 октаэдра (около 12 Å), между которыми расположены одношапочные тригональные призмы  $\text{NdO}_7$ . Трехшапочные тригональные призмы полиэдров  $\text{NdO}_9$  выполняют полости октаэдрических блоков. Двухшапочные призмы  $\text{NdO}_8$  находятся внутри и между октаэдрическими блоками.

Структура  $\text{Nd}_2\text{TiO}_5$  (рис. 3в) состоит из трехмерной сетки связанных ребрами семивершинников  $\text{LnO}_7$  и цепочек квадратных пирамид  $\text{TiO}_5$ , соединенных вершинами в направлении [010]. Наиболее сложная структура характерна для  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$ : она состоит из титан-кислородного каркаса, в полостях которого расположены полиэдры Nd (рис. 3г). Атомы Nd занимают 3 позиции: полиэдр Nd(1) – искаженная квадратная антипризма, Nd(2) – октаэдр, Nd(3) – искаженная квадратная призма. Полиэдры Nd(1) $\text{O}_8$ , объединяясь по ребрам и вершинам, формируют слои, параллельные плоскости (110). Полиэдры Nd(3) связываются ребрами со слоями Nd(1) с образованием слоев толщиной около 17.5 Å, в каналах которых расположены изолированные октаэдры Nd(2).

Координационные полиэдры ионов  $\text{Zr}^{4+}$  и  $\text{Ti}^{4+}$  меньшего размера во всех фазах имеют форму ок-

таэдра (к.ч. = VI), кроме  $\text{Nd}_2\text{TiO}_5$ , где к.ч.  $\text{Ti}^{4+} = \text{V}$ , а сам полиэдр имеет форму квадратной пирамиды. Именно этим объясняется разный изоморфизм элементов в этих фазах – широкое поле твердого раствора со структурой пирохлора и узкие поля составов фаз с близкими к их номинальной стехиометрии соотношениями элементов в остальных случаях. Низкой “растворимости” примесей (Ca, Zr, U) отвечают нечетные к.ч. неолита (VII и IX) в полиэдрах Nd–O, часть атомов Nd в структуре  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  имеет к.ч. = VIII. Вероятно, с этим и связано повышенное содержание U и Zr в данной фазе по сравнению с  $\text{Nd}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  или  $\text{Nd}_2\text{TiO}_5$ .

Узкие поля титанатов  $\text{La}^{3+}$  и  $\text{Nd}^{3+}$  (рис. 1а, 1б) контрастируют с большими вариациями составов пирохлора, цирконолита, браннерита, также рассматриваемых в качестве матриц РЗЭ-актинидной фракции. Для цирконатного и титан-цирконатного пирохлора характерна большая емкость структуры в отношении актинидов в степенях окисления, отличных от трех [3–5, 20]. В позиции Zr пирохлора  $\text{Nd}_2\text{Zr}_2\text{O}_7$  входит до 20 ат. % U, от 10 до 20 ат. % U и Th входит в позиции Nd. Широкие области составов цирконолита и браннерита обусловлены особенностями их структуры [3, 4]. Цирконолит  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$  (рис. 4а) обладает моноклинной симметрией ( $C2/m$ ), к.ч. Ca и Zr равны VIII и VII соответственно. Катионы РЗЭ и актинидов могут замещать Ca, Zr и Ti по трем механизмам. Первый из них гетеровалентный:  $\text{Ca}^{2+} + \text{Zr}^{4+} \rightarrow 2\text{M}_1^{3+}$  ( $\text{M}_1$  = лантаниды, Ln и актиниды, An). При высоких концентрациях катионов  $\text{M}_1$  эта структура трансформируется в пирохлор,  $(\text{M}_1)_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ . Второй вариант гетеровалентного изоморфизма:  $\text{Ca}^{2+} + \text{Ti}^{4+} \rightarrow \text{M}_1^{3+} + \text{M}_2^{3+}$  ( $\text{M}_1$  = Ln и An = Pu, Am, Cm;  $\text{M}_2$  = Al, Fe). Кроме того, воз-

можно изовалентное замещение  $Zr^{4+}$  на катионы  $M_3^{4+}$  ( $M_3 = Ce, An$ ). В цирконолите актиниды (U, Np, Pu) входят в позиции Ca и Zr в количестве до  $\sim 0.3$  атома в формуле, при полной замене циркония на актиниды образуется пироклор  $CaAn^{4+}Ti_2O_7$ . Браннерит кристаллизуется в моноклинной симметрии (пр. гр.  $C2/m$ ), катионы U и Ti находятся в центре октаэдров. Слои из связанных вершинами и ребрами октаэдров  $TiO_6$  параллельны плоскости (001), их скрепляют колонны октаэдров  $UO_6$ , вытянутые вдоль оси  $b$  (рис. 46). Крупные позиции занимают ионы  $(Ce, Th, U, Np, Pu)^{4+}$  или катионы более высокого заряда ( $Np^{5+}, U^{5+}/U^{6+}$ ) с одновременным входением в структуру  $Ca^{2+}$  и  $Pz^{3+}$  для его компенсации, например, по гетеро-валентным обменам типа:  $Ca^{2+} + U^{6+} \rightarrow 2U^{4+}$  или  $Pz^{3+} + U^{5+} \rightarrow 2U^{4+}$ .

## ВЫВОДЫ

На примере фаз Nd, аналога актинидов (Am, Cm), рассмотрены вариации состава и кристаллохимия возможных матриц РЗЭ-МА в системе  $Nd_2O_3 - TiO_2 - ZrO_2$ . В ней имеются, по уменьшению полей стабильности на диаграмме (рис. 1а), фазы:  $Nd_2(Zr, Ti)_2O_7$ ,  $Nd_4Ti_9O_{24}$ ,  $ZrTiO_4$ ,  $(Zr, Ti)O_2$ ,  $(Ti, Zr)O_2$ ,  $Nd_2Ti_2O_7$ ,  $Nd_2TiO_5$ . Потенциальными матрицами для фракции РЗЭ-МА служат:  $Pz_2(Zr, Ti)_2O_{7-x}$  со структурой пироклора,  $Nd_4Ti_9O_{24}$ ,  $Nd_2Ti_2O_7$  (перовскит),  $Nd_2TiO_5$ . Максимальная область устойчивости – у пироклора  $Nd_2(Ti, Zr)_2O_7$ , в который входит 10 мас. % и более U и Zr. В титанатах Nd “растворимость” Ca, Zr и U мала: от 2–3 мас. % в  $Nd_4Ti_9O_{24}$ , до ниже предела обнаружения (0.3–0.5 мас. %) в  $Nd_2TiO_5$  и  $Nd_2Ti_2O_7$ . При повышенном содержании примесей в дополнение к титанатам РЗЭ в матрицах образуются оксид U и РЗЭ, титанат U (браннерит), титанат Ca и Zr (цирконолит). Два последних соединения обладают высокой устойчивостью в растворах и их появление не приведет к ухудшению изоляционных характеристик матриц в отношении РЗЭ-МА. В системах  $Pz_2O_3 - TiO_2$  и  $Pz_2O_3 - ZrO_2$  со снижением радиуса  $Pz^{3+}$  структура соединений  $Pz_2Ti_2O_7$  изменяется с моноклинной перовскитоподобной на кубическую пироклоровую: граница полиморфного превращения проходит между Nd и Sm. Фазы  $Pz_2Zr_2O_7$  кристаллизуются в двух родственных структурных типах – пироклора и флюорита. Первая образуется при большом различии радиусов  $Pz^{3+}$  и  $Zr^{4+}$  ( $R_{Pz} : R_{Zr} > 1.46$ ). С уменьшением разницы в размерах ионов структура пироклора трансформируется в дефицитную по анионам структуру флюорита ( $Pz, Zr$ ) $_4O_7$ . Граница проходит по  $Gd^{3+}$  – цирконаты более легких и крупных РЗЭ группы Ce кристаллизуются в пирокло-

ровом структурном типе, а тяжелые и меньшие по размеру РЗЭ группы Y обладают структурой типа флюорита. Для соединений  $Pz_2TiO_5$  ситуация более сложная: фазы РЗЭ от La до Sm имеют ромбическую симметрию, от Er до Lu и у Sc – кубическую, а фазы РЗЭ от Eu до Ho и Y – гексагональные.

Знание кристаллохимических особенностей фаз РЗЭ позволяет управлять фазовым составом получаемых матриц. Примеси (Zr, Fe, остаточные количества Pu, U) могут либо находиться в РЗЭ-МА-фракции, либо специально вводиться ( $CaO, Fe_2O_3, Al_2O_3$ ) в шихту перед синтезом матрицы. В результате, наряду с титанатами РЗЭ-МА, можно получить фазы со структурой пироклора, браннерита, цирконолита, наличие которых не ухудшает свойства матрицы в силу их высокой коррозионной устойчивости в воде.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят члена-корреспондента РАН С.В. Кривовичева и еще одного неизвестного рецензента за ценные замечания, позволившие существенно улучшить данную статью.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме НИР государственного задания для ИГЕМ РАН.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Юдинцев С.В. Изоляция фракционированных отходов ядерной энергетики // Радиохимия. 2021. Т. 63. № 5. С. 403–430.
2. Стефановский С.В., Юдинцев С.В. Титанаты, цирконаты, алюминаты и ферриты – матрицы для иммобилизации актинидов // Успехи химии. 2016. Т. 85. № 9. С. 962–994.
3. Spent Nuclear Fuel Reprocessing Flowsheet. Paris: OECD NEA, 2012. 120 p.
4. Lumpkin G.R. Ceramic Host Phases for Nuclear Waste Remediation // In: Experimental and Theoretical Approaches to Actinide Chemistry. J.K. Gibson, W.A. de Jong (Eds.). John Wiley & Sons Ltd. 2018. Ch. 7. P. 333–377.
5. Ewing R.C., Weber W.J., Lian J. Nuclear Waste Disposal – Pyrochlore ( $A_2B_2O_7$ ): Nuclear Waste Form for the Immobilization of Plutonium and “Minor” Actinides // Journal of Applied Physics. 2004. V. 95. № 11. P. 5949–5971.
6. Smith K.L., Blackford M.G., Lumpkin G.R., Zaluzec N.J. Radiation Tolerance of  $A_2B_2O_7$  Compounds at the Cubic–monoclinic Boundary // Microscopy and Microanalysis. 2006. V. 12. S. 2. P. 1094–1095.

7. *Aughterson R.D., Lumpkin G.R., Ionescu M., de los Reyes M., Gault B., Whittle K.R., Smith K.L., Cairney J.M.* Ion-irradiation Resistance of the Orthorhombic  $\text{Ln}_2\text{TiO}_5$  ( $\text{Ln} = \text{La, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb}$  and  $\text{Dy}$ ) Series // *Journal of Nuclear Materials* 2015. V. 467. P. 683–691.
8. *Shoup S.S., Bamberger C.E., Tyree J.L., Anovitz L.* Lanthanide-containing Zirconotitanate Solid Solutions // *Journal of Solid-State Chemistry*. 1996. V. 127. P. 231–239.
9. *Skapin S.D., Kolar D., Suvorov D.* Phase Equilibria and Solid Solution Relationships in the  $\text{La}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{ZrO}_2$  System // *Solid State Sciences*. 1999. V. 1. P. 245–255.
10. *Schaedler T.A., Fabrichnaya O., Levi C.G.* Phase Equilibria in the  $\text{TiO}_2 - \text{YO}_{1.5} - \text{ZrO}_2$  System // *J. Eur. Ceram. Soc.* 2008. V. 28. P. 2509–2520.
11. *Gong W., Zhang R.* Phase Relationship in the  $\text{TiO}_2 - \text{Nd}_2\text{O}_3$  Pseudo-binary System // *J. Alloys and Compd.* 2013. V. 548. P. 216–221.
12. *Юдинцев С.В.* Титанаты лантанидов – потенциальные матрицы для иммобилизации актинидных отходов // *ДАН*. 2015. Т. 460. № 4. С. 453–458.
13. *Юдинцев С.В., Стефановский С.В., Каленова М.Ю., Никонов Б.С., Никольский М.С., Кощеев А.М., Щепин А.С.* Матрицы для иммобилизации отходов редкоземельно-актинидной фракции, полученные методом индукционного плавления в холодном тигле // *Радиохимия*. 2015. Т. 57. Вып. 3. С. 272–282.
14. *Юдинцев С.В., Стефановский С.В., Стефановская О.И., Никонов Б.С., Никольский М.С.* Межфазовое распределение урана в матрицах для иммобилизации актинид-редкоземельной фракции высокорadioактивных отходов // *Радиохимия*. 2015. Т. 57. Вып. 6. С. 547–555.
15. *Юдинцев С.В., Лившиц Т.С., Джанг Дж., Юинг Р.Ч.* Поведение редкоземельных пироксидов и перовскитов при ионном облучении // *ДАН*. 2015. Т. 461. № 1. С. 75–81.
16. *Юдинцев С.В., Никольский М.С., Никонов Б.С., Мальковский В.И.* Матрицы для изоляции актинидных отходов в глубоком скважинном хранилище // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2018. Т. 480. № 2. С. 217–222.
17. *Harvey E.J., Whittle K.R., Lumpkin G.R., Smith R.I., Redfern S.A.T.* Solid Solubilities of  $(\text{La,Nd})_2(\text{Zr,Ti})_2\text{O}_7$  Phases Deduced by Neutron Diffraction // *Journal of Solid State Chemistry*. 2005. V. 178. № 3. P. 800–810.
18. *Mueller-Buschbaum H., Scheunemann K.* Zur Kenntnis von  $\text{Nd}_2\text{TiO}_5$  // *J. Inorg. Nucl. Chem.* 1973. V. 35. № 4. P. 1091–1098.
19. *Hübner N., Gruehn R.*  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$ : Präparation und Struktur // *Z. Anorg. Allg. Chem.* 1992. V. 616. № 10. P. 86–94.
20. *Sun J., Zhou J., Hu Z., Chan T.-S., Liu R., Yu H., Zhang L., Wang J.-Q.* Controllable Sites and High-capacity Immobilization of Uranium in  $\text{Nd}_2\text{Zr}_2\text{O}_7$  Pyrochlore // *J. Synchrotron Rad.* 2022. V. 29. P. 37–44.

## CRYSTAL-CHEMICAL FACTOR IN CHOICE OF MATRICES FOR REE-ACTINIDES

Corresponding Member of the RAS **S. V. Yudinsev<sup>a,b,#</sup>**, **M. S. Nickolsky<sup>a</sup>**,  
**O. I. Stefanovsky<sup>b</sup>**, and **B. S. Nikonov<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Frumkin Institute of Physical Chemistry and Electrochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: yudinsevsv@gmail.com*

Light rare earth (REE) titanates:  $\text{REE}_2\text{TiO}_5$ ,  $\text{REE}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ , and  $\text{REE}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  are potential matrices for the REE-actinide fraction of high-level waste from the reprocessing of irradiated nuclear fuel. The data on the “solubility” of impurity elements (zirconium, uranium, calcium) in these phases are summarized. Their structures have limited isomorphism with respect to these elements, even at reaction:  $2\text{REE}^{3+} = \text{Ca}^{2+} + \text{U}^{4+}$ , which is common for natural minerals and their synthetic analogues. The crystal chemical reasons for the low “solubility” of these impurities in the of REE titanates are considered. The role of this factor in the selection of matrices for the immobilization of the REE-actinide fraction is analyzed.

*Keywords:* radioactive waste, REE-actinide fraction, immobilization, titanates of REE, crystal-chemistry