

СОДЕРЖАНИЕ

Том 504, номер 1, 2022

ГЕОЛОГИЯ

Особенности тектоно-магматических процессов в области взаимодействия Исландского плюма и трансформного разлома Байт (Северная Атлантика)

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

5

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

^{190}Pt – ^{4}He -датирование россыпеобразующих минералов платины щелочно-ультраосновного массива Чад: новое подтверждение полицикличности платинометального рудообразования

А. Г. Мочалов, О. В. Якубович, Н. С. Бортников

13

ГЕОХИМИЯ

Экспериментальное изучение образования Ва–Ст-титанатов в системах хромит–рутил/ильменит с участием флюида при T 1000–1200°C и P 1.8–5.0 ГПа

В. Г. Бутвина, О. Г. Сафонов, Г. В. Бондаренко, Ю. Б. Шаповалов

22

Геохимические особенности хондр метеорита Орловка (Н5) как свидетельство плавления минералов-прекурсоров

К. Г. Суханова, А. Б. Кузнецов, С. Г. Скублов

28

Распределение химических элементов в минеральных фазах железомарганцевых корок С-3 Пацифики

П. Е. Михайлик, А. И. Ханчук, Е. В. Михайлик, В. А. Рашидов

34

МИНЕРАЛОГИЯ

Минеральные фазы системы Pd–Bi–Se в рудах Au–Pd-месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия)

С. А. Онищенко, С. К. Кузнецов, Е. М. Тропников

41

ПЕТРОЛОГИЯ

Расплавные включения в хромшпинелиде кимберлитов трубки Заполярная (Верхнемунское поле, Сибирский кратон)

С. В. Потапов, И. С. Шарыгин, К. М. Константинов, Б. С. Данилов, Ю. Д. Щербаков, Ф. А. Летников

46

U–Pb LA–SF–ICP–MS-возраст зерен циркона из метаплагиогранита харьбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал)

Н. С. Уляшева, В. Б. Хубанов

52

ГЕОДИНАМИКА

Деформации упругого изгиба в океанических литосферных плитах

В. П. Трубицын, А. П. Трубицын

60

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Теризинозавр (Theropoda, Therizinosauridae) из позднего мела Таджикистана

А. О. Аверьянов, А. В. Лопатин

65

ГЕОФИЗИКА

Комплексный прогностический признак опасных атмосферных явлений

А. А. Спивак, Ю. С. Рыбнов, С. А. Рябова

69

Палеомагнетизм центральной части Центрально-Азиатского Складчатого пояса (Тува, Монголия)

Д. В. Коваленко, В. В. Ярмолук, А. М. Козловский

75

СЕЙСМОЛОГИЯ

О возникновении катастрофического горно-тектонического удара на руднике “Умбозеро” в Ловозёрском массиве в Центральной части Кольского полуострова

В. В. Адушкин, А. В. Ловчиков, А. Г. Гоев

85

ОКЕАНОЛОГИЯ

Изменение характеристик внутренних колебаний океанической циркуляции в условиях глобального потепления

А. Б. Полонский, А. Б. Федотов

91

Отображение климатических изменений в придонных водах Субарктической Атлантики при наблюдениях *in situ* (по данным годовых непрерывных наблюдений *in situ* 2016–2017)

А. К. Амбросимов, А. А. Ключиткин

97

ГЕОГРАФИЯ

Российские горные ледники в “тающем” мире: первые оценки баланса парниковых газов на Кавказе и Алтае

Д. В. Карелин, С. С. Кутузов, С. В. Горячкин, Э. П. Зазовская, В. М. Котляков

104

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Определение эмиссий в городе по скорости изменения интегрального содержания примесей в пограничном слое атмосферы

С. А. Захарова, Н. Ф. Еланский, Я. М. Веревкин, М. А. Давыдова

110

CONTENTS

Vol. 504, no. 1, 2022

GEOLOGY

Peculiarities of the Tectono-Magmatic Processes in the Interaction Area of the Island Plume and the Bight Transform Fault (North Atlantic)

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

5

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

^{190}Pt – ^4He Dating of Placer Forming Minerals of Platinum from Alkaline-ultramafic Massif Chad: New Evidence of Polycyclic Nature of Ore Formation

G. Mochalov, O. V. Yakubovich, and N. S. Bortnikov

13

GEOCHEMISTRY

Experimental Study of the Formation of Ba–Cr Titanates (Redledgeite, Lindsleyite and Hawthorneite) in the Assemblages Chromite-Ilmenite and Chromite-Rutile in Presence Fluid

V. G. Butvina, O. G. Safonov, G. V. Bondarenko, and Yu. B. Shapovalov

22

Geochemical Features of Chondrules from Orlovka Meteorite (H5) as an Evidence of Precursors Melting

K. G. Sukhanova, A. B. Kuznetsov, and S. G. Skublov

28

Distribution of Chemical Elements in Mineral Fractions of Ferromanganese Crusts from the N-W Pacific

P. E. Mikhailik, A. I. Khanchuk, E. V. Mikhailik, and V. A. Rashidov

34

MINERALOGY

Mineral Phases of the Pd–Bi–Se System from Ores of the Au–Pd Chudnoe Deposit (Subpolar Urals, Russia)

S. A. Onishchenko, S. K. Kuznetsov, and E. M. Tropnikov

41

PETROLOGY

Melt Inclusions in Chromium Spinel of Kimberlites of the Zapolarnaya Pipe (Upper Muna Field, Siberian Craton)

S. V. Potapov, I. S. Sharygin, K. M. Konstantinov, B. S. Danilov, Y. D. Sherbakov, and F. A. Letnikov

46

U–Pb LA–SF–ICP–MS Age of Zircon From Metaplagiogrinite of the Kharbei Metamorphic Complex (Polar Urals)

N. S. Ulyasheva and V. B. Hubanov

52

GEODYNAMICS

Deformations of Elastic Bending in the Oceanic Lithospheric Plates

V. P. Trubitsyn and A. P. Trubitsyn

60

PALEONTOLOGY

A therizinosaur (Theropoda, Therizinosauridae) from the Late Cretaceous of Tajikistan

A. O. Averianov and A. V. Lopatin

65

GEOPHYSICS

Complex Prognostic Feature of Dangerous Atmospheric Events

A. A. Spivak, Yu. S. Rybnov, and S. A. Riabova

69

Paleomagnetism of the Central Part of the Central Asian Folding Belt (Tuva, Mongolia)

D. V. Kovalenko, V. V. Yarmolyuk, and A. M. Kozlovsky

75

SEISMOLOGY

On the Occurrence of a Catastrophic Rockburst at the “Umbozero” Mine in the Lovozero Massif in the Central Part of the Kola Peninsula

V. V. Adushkin, A. V. Lovchikov, and A. G. Goev

85

OCEANOLOGY

Change of the Internal Ocean Circulation Variations in Warming Climate

A. B. Polonsky and A. B. Fedotov

91

Mapping of Climatic Changes in the Bottom Waters of the Subarctic Atlantic During in Situ Observations

A. K. Ambrosimov and A. A. Klyuvitkin

97

GEOGRAPHY

Russian Mountain Glaciers in a “Thawing” World: First Estimates of Greenhouse Gases Exchange

D. V. Karelin, S. S. Kutuzov, S. V. Goryachkin, E. P. Zazovskaya, and V. M. Kotlyakov

104

GEOECOLOGY

Determination of Emissions in the City by the Rate of Change of the Integral Content of Impurities in the Boundary Layer of the Atmosphere

S. A. Zakharova, N. F. Elansky, Y. M. Verevkin, and M. A. Davydova

110

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.242

**ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ИСЛАНДСКОГО ПЛЮМА
И ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА БАЙТ (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)**

© 2022 г. С. Г. Сколотнев^{1,*}, А. А. Пейве¹, А. Санфилиппо², А. Н. Иваненко³, М. Лиджи⁴,
И. А. Веклич³, Л. Петракчини⁴, В. Басш², Д. А. Кулешов⁵, К. Феррандо², В. Н. Добролюбов¹,
К. Сани², Н. А. Шкитгин¹, М. Биккерт⁶, С. А. Докашенко⁷, Ф. Муччини⁴,
Е. С. Яковенко⁷, К. Палмиотто⁴, М. Каффаро⁴

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 17.12.2021 г.

Поступило 17.12.2021 г.

После доработки 20.01.2022 г.

Принято к публикации 26.01.2022 г.

Обсуждаются геолого-геофизические данные, полученные в 53-м рейсе судна “Академик Сергей Вавилов”. Показано, что латеральное распространение материала Исландского плюма в южном направлении не ограничивается разломом Байт, но продолжается и далее. Сам разлом влияет на процессы аккреции коры и структурообразования только в спрединговом сегменте, непосредственно прилегающем к нему с юга, т.е. наиболее удаленном от Исландского плюма. Изученный характер аномального магнитного поля позволил определить скорость полуспрединга в западном направлении для участка дна между разломом Байт и нетрансформным смещением Модред с возрастом до 3.6 млн лет, составляющую 11.7 мм/год. Показано, что фланговые части Срединно-Атлантического хребта рассматриваемого района в недавнем прошлом были частью мелководной акватории с выступающими выше уровня океана некоторыми участками суши.

Ключевые слова: Северная Атлантика, разлом Байт, Исландский плюм, хребет Рейкьянес, спрединг

DOI: 10.31857/S2686739722050140

Международный российско-итальянский исследовательский коллектив в течение ряда лет проводит совместные морские комплексные геолого-геофизические экспедиции по изучению

мегатрансформных разломов. По мнению М. Лиджи и соавт. [1], они могут быть квалифицированы как особый тип межплитных границ в океане. В отличие от близких им трансформных границ плит, в случае с мегатрансформами на границах плит происходит формирование гораздо более сложных тектонических и магматических структур. В Северной Атлантике к числу мегатрансформов относится двойной разлом Чарли Гиббс. Его детальному изучению была посвящена экспедиция 50-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” [2, 3]. Специфика мегатрансформа Чарли Гиббс состоит в том, что он находится в области, разделяющей два крупных плюма глубинной мантии, оказывающих сильное влияние на процессы формирования океанической коры в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ) — Исландского на севере и Азорского на юге. Могли ли эти плюмы оказать влияние на строение и развитие мегатрансформа, либо сам мегатрансформ ограничивает распространение плюмов в

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²Отдел наук о Земле и окружающей среде, Университет Павия, Павия, Италия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия

⁴Институт морских исследований — CNR, Болонья, Италия

⁵Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁶Университет Модена, Модена, Италия

⁷Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: sg_skol@mail.ru

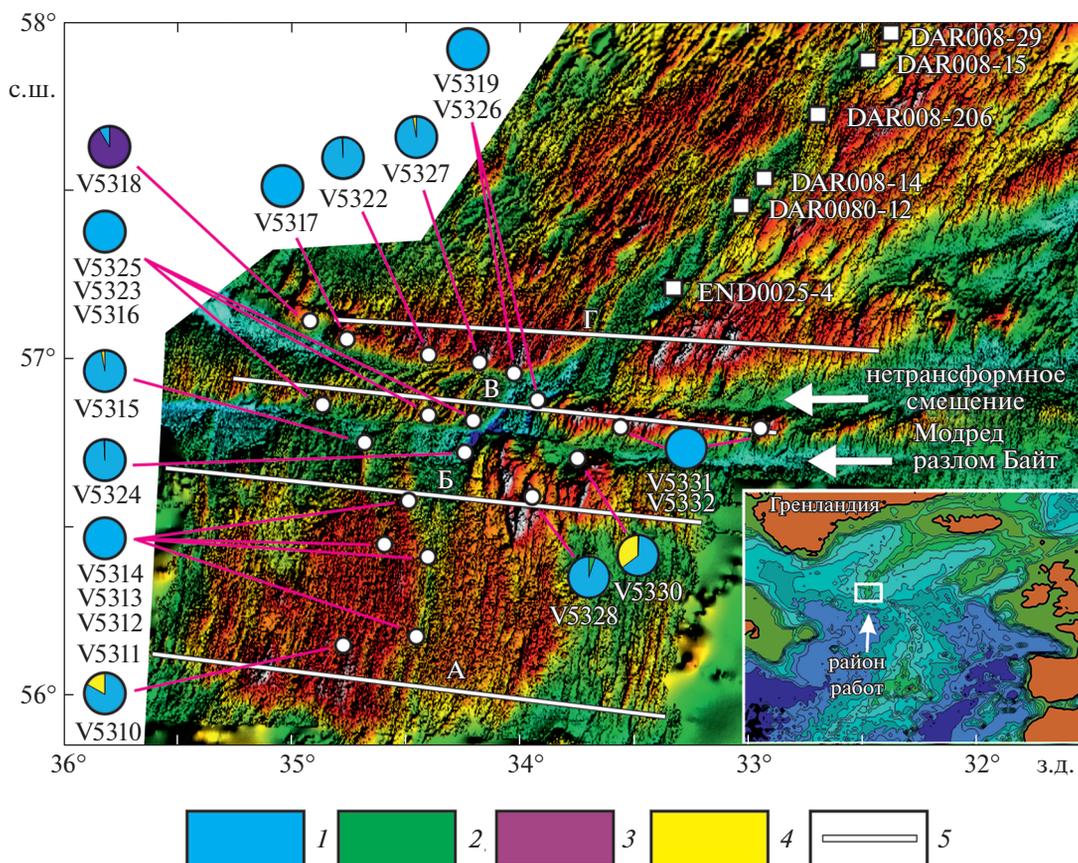


Рис. 1. Схема рельефа района разлома Байт. Построена на основе батиметрических данных [7]. Белые квадраты – станции драгирования по работам [12–14], белые круги – станции драгирования 53-го рейса НИС “Академик Сергей Вавилов”. В виде секторов показаны соотношения поднятых пород. Материал ледового разноса не учитывался. Условные обозначения: 1 – базальты и долериты, 2 – габбро, 3 – ультрабазиты, 4 – осадочные породы, 5 – положение профилей рельефа дна, представленных на рис. 2.

осевой зоне спрединга? Свидетельством распространения Исландского плюма в южном направлении является хребет Рейкьянес, который структурно резко отличается от типичных спрединговых сегментов медленноспрединговых хребтов, каковым является САХ [4]. Южным ограничением хребта является трансформный разлом Байт, к югу от которого структура океанического дна другая, более типичная для САХ, поэтому многими исследователями [5] разлом Байт считается естественной южной границей зоны влияния Исландского плюма. В то же время при изучении рельефа дна с помощью многолучевого эхолота, проведенном в 50-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [2, 3], было обнаружено, что к северу от разлома Чарли Гиббс на протяжении около 100 км рельеф дна отличается от такового южнее этого разлома. В частности, севернее наблюдается более узкая и более мелкая рифтовая долина с глубинами дна 2500–2600 м. Более высокий гипсометрический уровень рифтовой долины указы-

вает на повышенную температуру мантии в области магмогенерации [6] и, следовательно, можно ожидать, что тепловое влияние Исландского плюма прослеживается южнее разлома Байт, вплоть до разлома Чарли Гиббс. Исследовать это явление более детально было одной из задач морской геолого-геофизической экспедиции, состоявшейся осенью 2021 г. на судне “Академик Сергей Вавилов” (53-й рейс).

На основе многолучевого эхолотирования построены две батиметрические карты, охватывающие осевую и гребневую зоны САХ: непосредственно к северу от разлома Чарли Гиббс по данным 50-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” [2, 3] и непосредственно к югу от разлома Байт по материалам рейса американского судна “Marcus G. Langseth”, проведенного в 2013 г. [7]. В этом районе имеются также данные магнитной съемки [8], но мало известно о вещественном составе структур. Имеются всего несколько редко расположенных точек драгирования [9]. В 53-м

Таблица 1. Успешные станции драгирования 53-го рейса НИС “Академик Сергей Вавилов” в районе разлома Байт

№ драги	широта	долгота	интервал глубин (м)	состав и вес (даны без учета материала ледового разноса)	вес (кг)
V5310	56°09.9′	−34°49.0′	1500–1200	базальты, осадочные брекчии	100
V5311	56°11.6′	−34°25.3′	1980–1860	базальты	80
V5312	56°23.8′	−34°24.1′	2000–1900	базальты	55
V5313	56°24.6′	−34°36.4′	1750–1740	базальты	150
V5314	56°33.0′	−34°30.0′	1780–1150	базальты, долериты	115
V5315	56°42.9′	−34°41.0′	1800–1630	базальты, долериты	30
V5316	56°51.9′	−34°52.2′	1650–1530	базальты	10
V5317	57°04.3′	−34°45.8′	1300–1200	базальты	0.1
V5318	57°05.7′	−34°54.0′	2040–1800	перидотиты	10
V5319	56°50.8′	−33°57.1′	3000–3000	базальты	5
V5322	57°01.9′	−34°24.0′	1400–1300	базальты	65
V5323	56°50.1′	−34°23.1′	1430–1440	базальты	90
V5324	56°44.8′	−34°13.4′	3100–3050	базальты	70
V5325	56°47.8′	−34°12.5′	2460–1770	базальты, долериты	135
V5326	56°57.2′	−33°59.8′	2060–2000	базальты	0.1
V5327	56°58.3′	−34°08.1′	2000–1500	базальты, долериты	60
V5328	56°35.8′	−33°56.3′	1500–1400	габбро, базальты, долериты	250
V5330	56°41.7′	−33°42.9′	1700–1650	базальты, осадочные брекчии (с базальтами и перидотитом)	60
V5331	56°48.0′	−33°30.3′	1200–900	базальты, долериты	25
V5332	56°47.7′	−32°57.1′	1150–1150	базальты, долериты	1

рейсе судна “Академик Сергей Вавилов” были проведены детальное опробование дна с помощью драг, главным образом, в районе разлома Байт, а также к югу и к северу от него, и магнитное профилирование на участках, где не было данных магнитной съемки. Положение точек опробования и магнитных галсов показано на рис. 1, координаты драгировок даны в табл. 1.

Изученный район (полигон Байт) структурно подразделяется на три участка: Южный – к югу от разлома Байт, Центральный – между разломом Байт и нетрансформным смещением Модред и Северный – к северу от нетрансформного смещения Модред. Южный участок состоит из трех спрединговых сегментов примерно одинаковой протяженности (около 30 км). Южный и центральный сегменты имеют близкое строение с характерными для рельефа вулканической природы протяженными узкими линейными хребтами. В относительно узкой и мелкой рифтовой долине развиты не крупные неовулканические поднятия. Глубина ее днища варьирует в пределах ± 100 м от средних значений в 2 км. Рифтовые горы образо-

ваны узкими невысокими грядами, местами осложненные более крупными структурами, они разделены узкими неглубокими депрессиями, параллельными рифтовой долине. Вся гребневая зона в пределах этих сегментов на обоих флангах усеяна многочисленными мелкими вулканическими постройками средним диаметром 1.5 км, иногда имеющими отчетливые кратеры. Общей чертой этих сегментов является асимметрия разных флангов гребневой зоны: западный фланг заметно выше восточного (рис. 2а).

Так, минимальные глубины вершин рифтовых гор на западе в среднем 1000 м, а на востоке – 1700 м. Простирающиеся спрединговых структур в южном сегменте ССВ 12°, а в центральном – ССВ 5°.

Северный сегмент имеет другое строение, здесь наблюдается очень широкая рифтовая долина (9–10 км), глубина которой увеличивается в сторону разлома Байт от 2000 до 2500 м. Она образована несколькими вытянутыми впадинами, кулисообразно надстраивающими друг друга, и заканчивается в зоне пересечения с разломом nodальной впадиной глубиной 3000 м. В северном

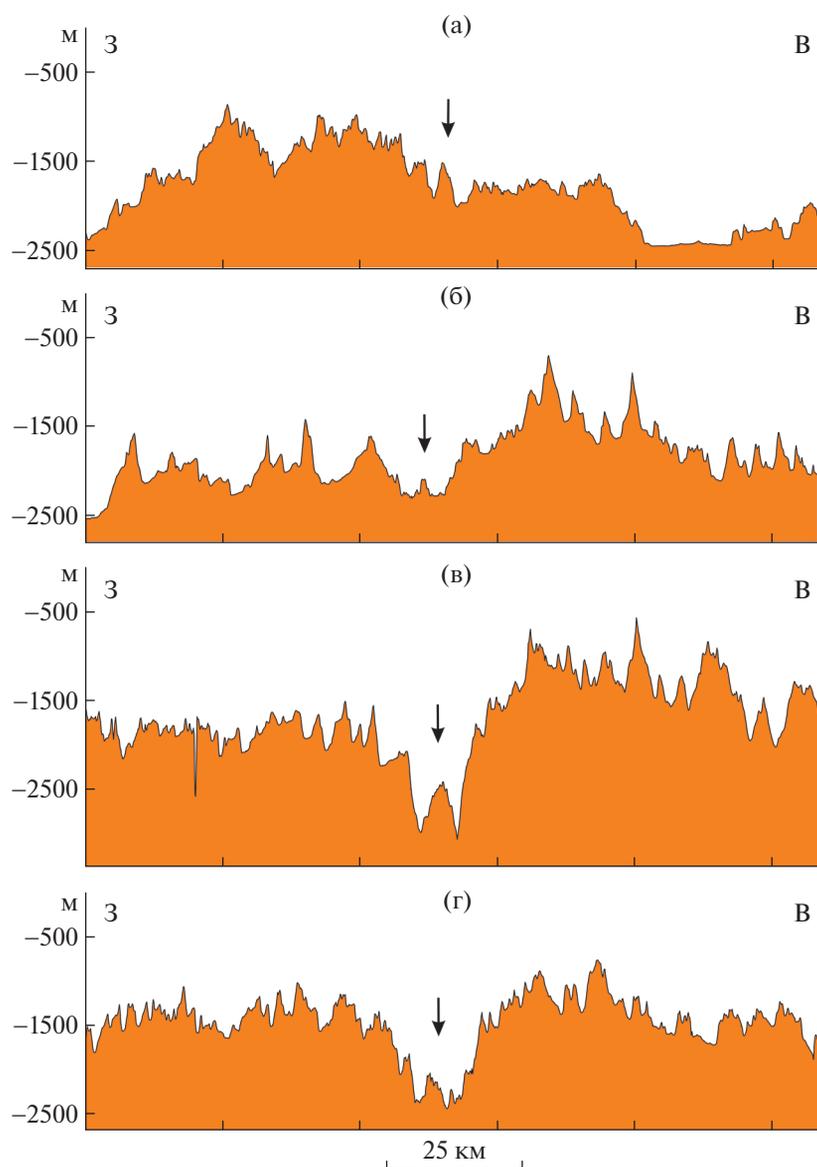


Рис. 2. Профили рельефа дна. Стрелкой показана осевая зона спрединга.

сегменте резко асимметричное строение флангов (рис. 2б). На западном фланге наблюдается чередование широких и глубоких депрессий, разделенных узкими хребтами различной высоты. На восточном фланге непосредственно у осевой зоны расположен блок с аномально высоким рельефом, состоящий из нескольких хребтов, разделенных депрессиями. Вершины большинства хребтов достигают глубин 800–1000 м. Заканчивается этот блок куполовидной структурой, расположенной непосредственно у разломной долины, с бороздами тектонического скольжения на поверхности, что характерно для структур внутренних океанических комплексов (ВОК) [15]. Восточнее ВОК следуют гряды типичных рифтовых

гор. Преимущественные простирания структур в этом сегменте ССВ (азимут 5°), однако отдельные хребты простираются в направлении ССЗ (азимут 345°).

Центральный участок смещен относительно Южного вдоль разлома Байт на 20 км к востоку. Это единый спрединговый сегмент протяженностью 20 км с наиболее широкой (10 км) и глубокой (2900 м) рифтовой долиной, вдоль которой протягивается невысокое неовулканическое поднятие (см. рис. 1). На обоих флангах развиты типичные рифтовые горы, свидетельствующие о вулканическом происхождении рельефа. Фланги резко асимметричны. Восточный фланг существенно более высокий, вершины рифтовых гор

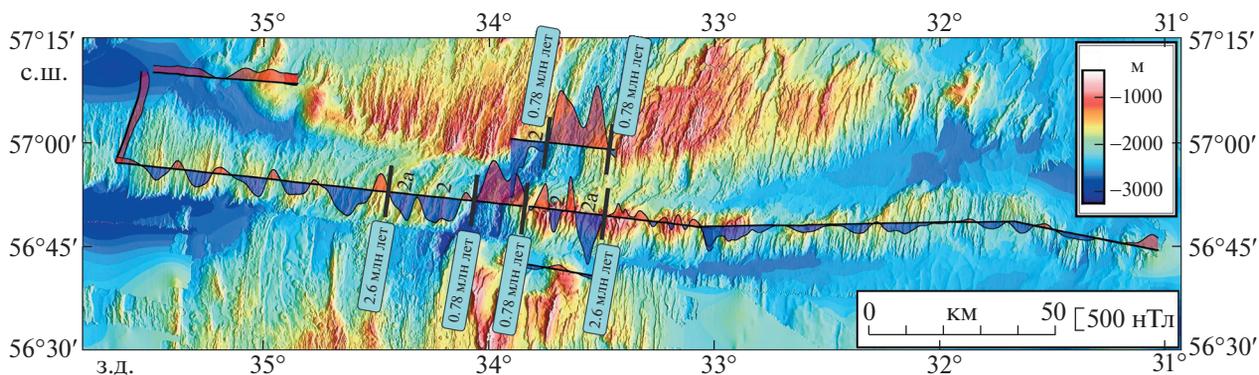


Рис. 3. Магнитный профиль вкост простираия рифтовых гор Центрального участка. Цифры на профиле – возраст океанического дна по данным интерпретации линейных магнитных аномалий.

достигают здесь глубин 600 м против 1500 м на западном фланге (рис. 2в). На западном фланге рифтовые гряды разделены более широкими и глубокими депрессиями, чем таковые на восточном. Простираие рифтовой долины испытывает ундуляции. Непосредственно в Центральном секторе оно имеет ССВ-простираие (азимут 12°), затем рифтовая долина без нарушения сплошности пересекает нетрансформное смещение Модред, плавно изменяя простираие на 48° , и также без нарушения сплошности переходит в южное окончание хребта Рейкьянес, где простирается под углом 35° . Параллельно рифтовой долине простираются и гряды рифтовых гор, которые, плавно изгибаясь, заходят в дискордантную зону нетрансформного смещения Модред, а затем севернее соединяются с хребтами рифтовых гор хребта Рейкьянес. В пределах дискордантной зоны рифтовые хребты резко уменьшаются в размерах, особенно по высоте. На расстоянии 50 км по обе стороны от оси спрединга рифтовые гряды уже прямолинейные и не проникают в дискордантную зону, очевидно, эти структуры формировались ранее, в эпоху, когда между Центральным и Северным участком существовало трансформное смещение.

Северный участок, как уже упоминалось, отделен от Центрального нетрансформным смещением Модред и представляет собой южное окончание хребта Рейкьянес. Умеренно широкая и умеренно глубокая рифтовая долина имеет генеральное простираие 35° , однако непосредственно вблизи нетрансформного смещения неовулканические поднятия имеют простираия 5° и 12° (см. рис. 1). Рифтовые горы вулканической природы симметрично развиты на обоих флангах (рис. 2г). Они наиболее высоки среди рифтовых гор трех рассматриваемых участков, средней уровень глубин их вершин – 1000 м. С юга на север рифтовые хребты плавно меняют простираие от 5° – 12° до 35° . На западном фланге на расстоянии

70 км от оси спрединга наблюдаются две куполовидные структуры, являющиеся, скорее всего, ВОК.

Таким образом, в пределах изученного полигона резко доминирует рельеф вулканического происхождения. Структуры тектонического растяжения, в данном случае это ВОК, очень редки и, по-видимому, соответствуют эпизодам некоторого затишья вулканической активности. Если считать, что хребт Рейкьянес образовался при существенном влиянии поднимающегося и растекающегося по латерали вещества Исландского плюма в виде мантийных подлитосферных потоков более горячего материала [10], то проведенный структурно-морфометрический анализ рельефа указывает на наличие двух границ, повлиявших на его распространение к югу. Первая граница – это нетрансформное смещение Модред. Южнее, в Центральном участке уменьшается средняя высота рифтовых гор и увеличивается глубина рифтовой долины, простираие которой становится промежуточным между простираием хребта Рейкьянес и направлением, поперечным спредингу. Появляется резкая асимметрия в высотном уровне западного и восточного (более высокого) флангов. Вторая граница – разлом Байт. Средняя высота рифтовых гор к югу от него (Южный участок) уменьшается еще больше, а простираие структур поперечно направлению спрединга. Разлом Байт оказывает влияние на структурообразование только к югу от него, приводя к формированию нодальной впадины, широкой рифтовой долины и широких депрессий, разделяющих рифтовые хребты в прилегающем к нему сегменте. В то же время влияние материала Исландского плюма продолжается и южнее разлома Байт. Об этом свидетельствуют наличие аномально высокого блока рифтовых гор на восточном фланге непосредственно вблизи осевой зоны, высокий уровень дна рифтовой до-

лины, заметно асимметричный рельеф западного и восточного флангов в Южном участке.

Наиболее полная и новая информация об аномальном магнитном поле (АМП) была получена для Центрального участка, который был пересечен магнитным профилем длиной 288.8 км, проходящим поперек простирания рифтовых гор. Профиль демонстрирует классическую инверсионно-спрединговую форму магнитных аномалий с четко выраженной интенсивной (почти +1000 нТл) центральной аномалией над рифтовой долиной, симметричные относительно нее отрицательные аномалии 2 и 2а и менее однозначную картину далее к востоку (рис. 3).

Западнее аномалии 2а продолжают чередоваться положительные и отрицательные аномалии, что позволяет определить скорость полуспрединга для участка дна с возрастом до 3.6 млн лет, составляющую 11.7 мм/год. Это значение близко к ранее определенным скоростям спрединга (~10 мм/год), указанными в работе [8], непосредственно к югу и к северу от Центрального участка. Центральная аномалия без нарушения сплошности переходит в таковую над рифтовой долиной хребта Рейкьянес.

Важной особенностью АМП в районе трансформного разлома Байт, по-видимому, надо считать наличие плавного перехода центральной рифтовой аномалии от южного окончания хребта Рейкьянес через смещение Модред к Центральному участку. Это может свидетельствовать о сохранении здесь единой инверсионно-спрединговой структуры магнитоактивного слоя, находящейся в стадии пластичной горизонтальной деформации в северной части разлома.

На полигоне Байт сделано 20 успешных драгировок, поднято около 1200 кг каменного материала без учета материала ледового разноса. В Южном и Центральном участках опробованы осевые зоны спрединга и рифтовые горы на различном расстоянии от оси спрединга (до 70 км) (см. рис. 1). В Северном участке драгировки приурочены к западному флангу хребта Рейкьянес в районе его южного окончания. Полученный материал позволит охарактеризовать вариации состава коры как по простиранию САХ, так и во времени. В материале драгирования резко преобладают базальты и долериты (около 90%), также подняты осадочные породы и единичные образцы габбро и перидотитов. Наряду с коренными породами поднят большой объем каменного материала, принесенного айсбергами с суши, который мы не рассматриваем в данной работе.

Базальты распространены повсеместно, среди них выделяются афировые и порфиоровые разновидности. Последние в разнообразных пропорциях содержат вкрапленники оливина и плагиоклаза, очень редок клинопироксен. Общее количество

вкрапленников достигает 30%. Как правило, базальты не содержат пор (<5%) и только в редких образцах пористость достигает 30%. Базальты со свежим и слегка палагонитизированным стеклом, образующим зону закалывания на образцах с подушечной отдельностью мощностью 5–30 мм, подняты только из рифтовых долин и с их стенок. За пределами рифтовой долины получены в различной степени измененные базальты. Изменения выражаются в палагонитизации стекла вплоть до его полного замещения и в заполнении трещин и пор глинистыми минералами. Изменение базальтов возрастает с увеличением расстояния от оси спрединга. Среди базальтов, полученных на флангах, много брекчированных разновидностей.

Долериты драгированы только на станциях, находящихся за пределами рифтовой долины. Это афировые кристаллические породы с офитовой и субофитовой структурой. В той или иной степени все долериты изменены, что проявляется в частичном замещении клинопироксена хлоритом, а плагиоклаза эпидотом и альбитом. Данный парагенезис вторичных минералов формируется в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, возникающих, как показывают данные глубоководного бурения, в осевой зоне спрединга ниже поверхности дна более, чем на 500 м [11]. Следовательно, данные долериты представляют более нижние горизонты коры, чем ассоциирующие с ними базальты, и оказались на поверхности дна в силу движения блоков коры по листрическому сбросам, возникающим на плечах рифта в процессе спрединга. Существует несколько механизмов образования рифтовых гор на флангах медленноспрединговых срединно-океанических хребтов. Обнаружение в рифтовых горах таких долеритов однозначно указывает на то, что в данном районе ведущим механизмом является листрическое сбросообразование.

Габбро представлено единственным образцом недеформированного рудного габбро, поднятого с одного из хребтов аномального блока на восточном фланге Южного участка. В пределах образца наблюдается 5-сантиметровый участок габброносового состава.

Перидотиты обнаружены в виде окатанных обломков в 2 полимиктовых осадочных брекчиях, драгированных со склонов куполовидных структур, являющихся ВОК. Последние находятся на удалении от оси спрединга: на западном фланге Северного участка и на восточном Южного. Перидотиты сильно серпентинизированы и выветрелы, но сохранили признаки пластических деформаций и обнаруживают отчетливую петельчатую структуру.

Осадочные породы встречены только за пределами осевой зоны и представлены преимущественно брекчиями, а также известняками. Среди

брекчий выделяются мономиктовые и полимиктовые разности. В мономиктовых брекчиях присутствуют в основном окатанные и угловатые обломки базальтов размером <15 см. Среди наиболее мелких обломков встречаются частично и полностью палагонитизированные стекла. Цемент глинистый, сформировавшийся, по-видимому, по палагониту, известковый и глинисто-известковый, в нем присутствуют обломки стекла и палагонита песчаной размерности. Хорошо литифицированный цемент составляет от 5 до 40% объема породы. В полимиктовых брекчиях наряду с базальтами присутствуют обломки перидотитов и продуктов ледового разноса. Цемент в них известковый, тонкодисперсный, хорошо литифицированный, с редкими, мелкими зернами пород и большим количеством обломков кораллов, двухстворок и гастропод. Количество цемента достигает 80% от объема породы. Поднятые известняки являются фрагментами цемента осадочных брекчий.

Таким образом, первичный анализ полученных геолого-геофизических данных свидетельствует о том, что влияние Исландского плюма на процессы магматизма и структурообразования в осевой зоне спрединга САХ прослеживается южнее хребта Рейкьянес. Об этом свидетельствуют: высокое гипсометрическое положение рифтовой долины, структуры преимущественно вулканического происхождения, подтверждаемого повсеместным распространением базальтов, незначительное количество структур, возникающих при тектоническом типе спрединга, и соответственно чрезвычайно низкая доля глубинных пород в материале опробования, разный глубинный уровень рельефа на разных флангах САХ. Выделяются две тектонические границы: нетрансформное смещение Модред и трансформный разлом Байт, южнее которых характер структурообразования в спрединговых сегментах меняется.

Трансформный разлом Байт влияет на процессы аккреции коры и структурообразования только в спрединговом сегменте, непосредственно прилегающем к нему с юга, т.е. наиболее удаленном от Исландского плюма.

Ведущим механизмом образования рифтовых гор в изученном регионе является листрическое сбросообразование, в ходе которого на поверхность дна тектонически выводятся долериты, обнаруженные только на флангах САХ и претерпевшие изменения в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Степень палагонитизации базальтового стекла возрастает по мере удаления от оси спрединга.

На флангах САХ часто встречаются брекчии. В их составе преобладают в разной степени окатанные обломки. Учитывая то, что в их известковом цементе много обломков мелководной бен-

тосной фауны, эти структуры в недавнем прошлом были частью мелководной акватории с выступающими выше уровня океана участками суши. В составе брекчии присутствуют продукты ледового разноса, что свидетельствует о том, что мелководный период существовал продолжительное время в данной области.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках выполнения Госзадания № 0135-2019-0050 при частичной поддержке грантов: РФФИ № 18-55-7806 Итал_т и РНФ № 22-27-00036.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., et al.* // *Geology*. 2002. V. 30. P. 11–14.
2. *Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A., et al.* // *Ofioliti*. 2021. V. 46 (1). P. 83–101.
3. *Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др.* // *ДАН*. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
4. *Hey R.F., Martinez Á., Höskuldsson Á., et al.* // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 435. P. 115–123.
5. *Benediktsdyttir Á., Hey R.F., Martinez Á., et al.* // *J. Geoph. Res.* 2016. V. 121 (2). P. 455–468.
6. *Klein E.M., Langmuir C.H.* // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92 (B8). P. 8089–8115.
7. *Multibeam data collected aboard Marcus G. Langseth from 13-Aug-13 to 15-Sep-13, Reykjavik, Iceland to Reykjavik, Iceland. NOAA National Centers for Environmental Information* // url: https://www.noaa.gov/ships/marcus_g_langseth/MGL1309_mb.html. Date: 2021.05.25.
8. *Merkouriev S., DeMets C.* // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 173. P. 1064–1083.
9. *Schilling J.-G.* // *Nature* 1973. V. 242 (5400). P. 565–571.
10. *Martinez Á., Hey R.F., Höskuldsson Á.* // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 206. P. 1–24.
11. *Alt J.C., Anderson T.F., Bonnell L., et al.* // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1989. V. 111. P. 27–40.
12. *Murton B.J., Taylor R., Thirlwall M.F.* // *J. Petrology*. 2002. V. 43 (11). P. 1987–2012.
13. *Hilton D.R., Thirlwall M.F., Taylor R.N., et al.* // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 183 (1). P. 43–50.
14. *Melson W.G., O’Hearn T., Jarosewich E.* // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3 (4). P. 1–11.
15. *Dick H.J.B., Macleod C.J., Blum P., et al.* // *J. Geophys. Res. Solid Earth. Am. Geophys. Union*. 2019. V. 124. P. 12631–12659.

**PECULIARITIES OF THE TECTONO-MAGMATIC PROCESSES
IN THE INTERACTION AREA OF THE ISLAND PLUME
AND THE BIGHT TRANSFORM FAULT (NORTH ATLANTIC)**

**S. G. Skolotnev^{a, #}, A. A. Peyve^a, A. Sanfilippo^b, A. N. Ivanenko^c, M. Ligi^d, I. A. Veklich^c, L. Petracchini^d,
V. Basch^b, D. A. Kuleshov^e, C. Ferrando^b, V. N. Dobrolyubov^a, C. Sani^b, N. A. Shkittin^a, M. Bickert^f,
S. A. Dokashenko^g, F. Muccini^d, E. S. Yakovenko^g, C. Palmiotto^d, and M. Cuffaro^d**

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

^b*Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente, Universita' di Pavia, 27100, Pavia, via Ferrata 1, Italy*

^c*Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^d*Istituto di Scienze Marine – CNR, Bologna, 40129, Bologna, via Gobetti 101, Italy*

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

^f*University of Modena, 41121, Modena, Via Universita 4, Italy*

^g*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation*

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

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev December 17, 2021

The paper presents geological and geophysical data collected in the 53-rd cruise of the vessel “Akademik Sergey Vavilov”. It is shown that the structural expression of the lateral distribution of the Iceland plume to the south is not limited to the Bight fracture zone, but continues to the south. The fracture zone itself affects the processes of crustal accretion and structural formation only in the spreading segment directly adjoining to it from the south, i.e. farthest from the Icelandic plume. The studied anomalous magnetic field made it possible to determine the half-spreading rate in western direction for the area between the Bight fracture zone and the Modred nontransform displacement with an age of up to 3.6 Ma, which is 11.7 mm/year. It is shown that the considered flank parts of the MAR area in the recent past were part of a shallow water area with some land areas above the ocean level.

Keywords: North Atlantic, Bight fracture zone, Iceland plume, Reykjanes Ridge, spreading

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 550.42

 ^{190}Pt – ^4He -ДАТИРОВАНИЕ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНЫ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА ЧАД: НОВОЕ ПОДТВЕРЖДЕНИЕ ПОЛИЦИКЛИЧНОСТИ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ© 2022 г. А. Г. Мочалов¹, О. В. Якубович^{1,2}, академик РАН Н. С. Бортников³

Поступило 12.01.2022 г.

После доработки 08.02.2022 г.

Принято к публикации 08.02.2022 г.

Изложены результаты ^{190}Pt – ^4He -датирования россыпьеобразующих минералов группы самородной платины (РМП) из каскада россыпных месторождений платиновых металлов руч. Моховой, его притоков, элювия и пролювия поверхности выравнивания дунитов щелочно-ультраосновного массива Чад на Алданском щите (Аяно-Майский район Хабаровского края). Получены результаты измерений ^{190}Pt и ^4He в 27 образцах. Статистическая обработка минералого-геохимических данных явилась основанием выделить три изохроны с ^{190}Pt – ^4He -возрастом: 123 ± 6 , 113 ± 6 , 107 ± 6 млн лет, что хорошо соответствует геологическим наблюдениям и минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ). Диапазон изохрон ^{190}Pt – ^4He -возраста свидетельствует о формировании платинометалльного рудообразования в течение 16 млн лет. Геолого-минералогические данные и наличие разновозрастных изохрон ^{190}Pt – ^4He -возраста позволяют сделать вывод о полицикличности платинометалльного рудообразования массива Чад в течение раннемеловой эпохи. Сравнение ^{190}Pt – ^4He -возраста РМП щелочно-ультраосновных массивов Чад и Кондер свидетельствует о временных нюансах платинометалльного минералообразования и формирования самих плутонов в развитии мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Ключевые слова: минералы платиновой группы, минералого-геохимические типы, генезис, ультраосновные породы, щелочные породы, ^{190}Pt – ^4He -датирование, массив Чад, Алданский щит

DOI: 10.31857/S2686739722050103

ВВЕДЕНИЕ

Оценка возраста, периодичности (цикличности) и длительности минералообразующих процессов – ключевой вопрос в учении о происхождении рудных месторождений [1]. Его решение имеет не только фундаментальное значение, но и играет важную практическую роль, т. к. сведения о возрасте месторождений позволяют установить связи между рудообразующими процессами и геологическими событиями, а следовательно, улучшить критерии прогноза перспективных территорий. Представления о последовательности платинометалльного рудообразования пород ультра-

трамафитовых формаций основаны на результатах изучения агрегатов минералов платиновой группы (МПП) с силикатами, оксидами и сульфидами. Установленная последовательность развития МПП в агрегатах, как правило, соответствовала времени образования и преобразования вмещающих руды и породы. Важный шаг в решении проблемы датирования МПП был сделан в ИГГД РАН Ю.А. Шуколюковым и коллегами, благодаря разработке метода изотопного ^{190}Pt – ^4He -датирования [2]. В предлагаемой статье изложены результаты ^{190}Pt – ^4He -датирования россыпьеобразующих минералов группы самородной платины (РМП) из россыпного месторождения платиновых металлов с запасами ~5 т – руч. Моховой и его аллювиальных и пролювиальных притоков, прорезающих зонально-кольцевой щелочно-ультраосновной массив Чад на Алданском щите (Аяно-Майский район Хабаровского края). При этом важно подчеркнуть, что россыпные месторождения и их коренной источник массив Чад несколько отличаются от хорошо ранее изученных, в том числе и ^{190}Pt – ^4He -методом, уникаль-

¹Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³Институт рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*e-mail: mag1950@mail.ru

ного россыпного месторождения рек Кондер-Уо-ргалан и зонально-кольцевого щелочно-ультраосновного массива Кондер¹ Алданского щита. Эта разница выражена: 1) геологическим строением коренных источников платиновых минералов – распространением ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных магматических и метасоматических комплексов, 2) запасами платиновых металлов; 3) распространением парагенетических ассоциаций МПГ. При этом впервые с помощью ^{190}Pt – ^{4}He -датирования получено подтверждение модели полициклического образования РМП месторождения Кондер, предложенной на основании тщательного минералогического анализа распространения и генезиса МПГ [1, 3–8].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Массив Чад находится на севере Хабаровского края, в 180 км к западу от пос. Аян и в 120 км к югу от массива Кондер. Массив Чад расположен в Омнинско-Батомгском блоке на юго-восточной окраине Алданского щита Сибирской платформы [3, 4, 6]. Магматические породы массива прорывают эффузивно-осадочные отложения неопротерозойской эры, которые субгоризонтально залегают на кристаллических породах архея (рис. 1). Плутон контролируется пересечением двух глубинных разломов Улканского и Маймаканского, а также радиальными, кольцевыми и коническими дислокациями. Диаметр массива на дневной поверхности 3–3.5 км. Предполагается, что массив является наклонным, с падением около 60° на восток, штоком ассиметрично-зонального строения [3]. Центральная – “ядерная” часть массива, диаметром ~2 км, сложена дунитами. Они представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые породы. Дуниты имеют первично кумулятивную магматическую природу, в ряде мест вторично измененную в результате метасоматических и метаморфических процессов. Все они слабо серпентинизированы и сложены форстеритом (фаялитовая составляющая ~ мол. 7%). Местами зерна оливинов насыщены микровключениями хромшпинелида, магнетита и клинопироксена, что придает дунитам черный цвет. Содержание хромшпинелидов в дунитах 0.1–3%, с ограниченной встречаемостью шпировых и, очень редко, жильных хромититов. Во всех разновидностях дунитов присутствуют отдельные ксеноморфные кристаллы клинопироксена и местами небольшие шпирообразные их агрегаты. Дуниты последовательно окаймляются оливиновыми клинопироксенитами или верлитами (магматическими и

метасоматическими) и магнетитовыми пирнитами (косъевитами), мощность которых от ~200 м на северо-западном и до ~500 м на юго-восточном флангах (рис. 1). Далее их окружают “кольцо” меланогаббро и отдельные тела диоритов и монцодиоритов. Магматические породы, окружающие дуниты, образуют редкие маломощные дайки среди самих дунитов.

Считается, что формирование щелочно-ультраосновного плутона Чад происходило в период мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита. По мнению большинства исследователей, тектономагматическая активизация обусловлена проявлением на границах Алданского щита производных плюма сейсмофокальной зоны Заварицкого-Беньюфа [9]. В частности, в Омнинско-Батомгском блоке тектономагматическая активизация вызвана субдукцией под влиянием Приморского стагнированного океанического слэба [10]. Образование дунитов и пироксенитов предполагается в раннемеловую эпоху. Согласно палеомагнитным данным ультраосновные породы находятся вблизи полюса возраста 110 млн лет [11]. Хотя, пока единичные, измерения изотопного К–Аг-возраста диоритов у внешней оторочки клинопироксенитов 160 ± 25 млн лет [4] соответствует среднеюрской эпохе. Современная Аг–Аг и U–Pb-геохронология мезозойского щелочного магматизма Тыркандинской и Амгинской тектонических зон Алданского щита ограничивают время его проявления диапазонами соответственно 121–111 и 139–117 млн лет [12].

Ультраосновному “ядру” массива в рельефе соответствует чашеобразная котловина с относительными высотами ее днища и склонов 600–1050 м, которую обрамляет кольцевой хребет Чад – 900–1080 м. Хребет и котловина воздымаются над Учуро-Батомским нагорьем, абсолютные высоты которого 550–750 м. Восточный сектор кольцевого хребта и котловины с юга на север прорезает долина руч. Моховой, правого притока р. Чад, которая, в свою очередь, является правым притоком р. Маймакан. В северо-западном секторе равнинной поверхности котловины в руч. Моховой впадают небольшие притоки (ручьи Дцз, Сухой, Рогатый). Долинные аллювиальные отложения притоков и руч. Моховой образуют каскад россыпных месторождений платиновых металлов. Основная часть “шлиховой платины” в россыпи находится в древних осадках плиоцен-раннечетвертичного возраста, которые в котловине сохранены на уровне урезов долин, а после пересечения кольцевого хребта – по всей ширине перуглубленной древней долины руч. Моховой.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

“Шлиховая платина” россыпного месторождения массива Чад наблюдалась в виде комковид-

¹ В дальнейшем зонально-кольцевые щелочно-ультраосновные массивы Чад и Кондер будут соответственно называть кратко – массив Чад и массив Кондер.

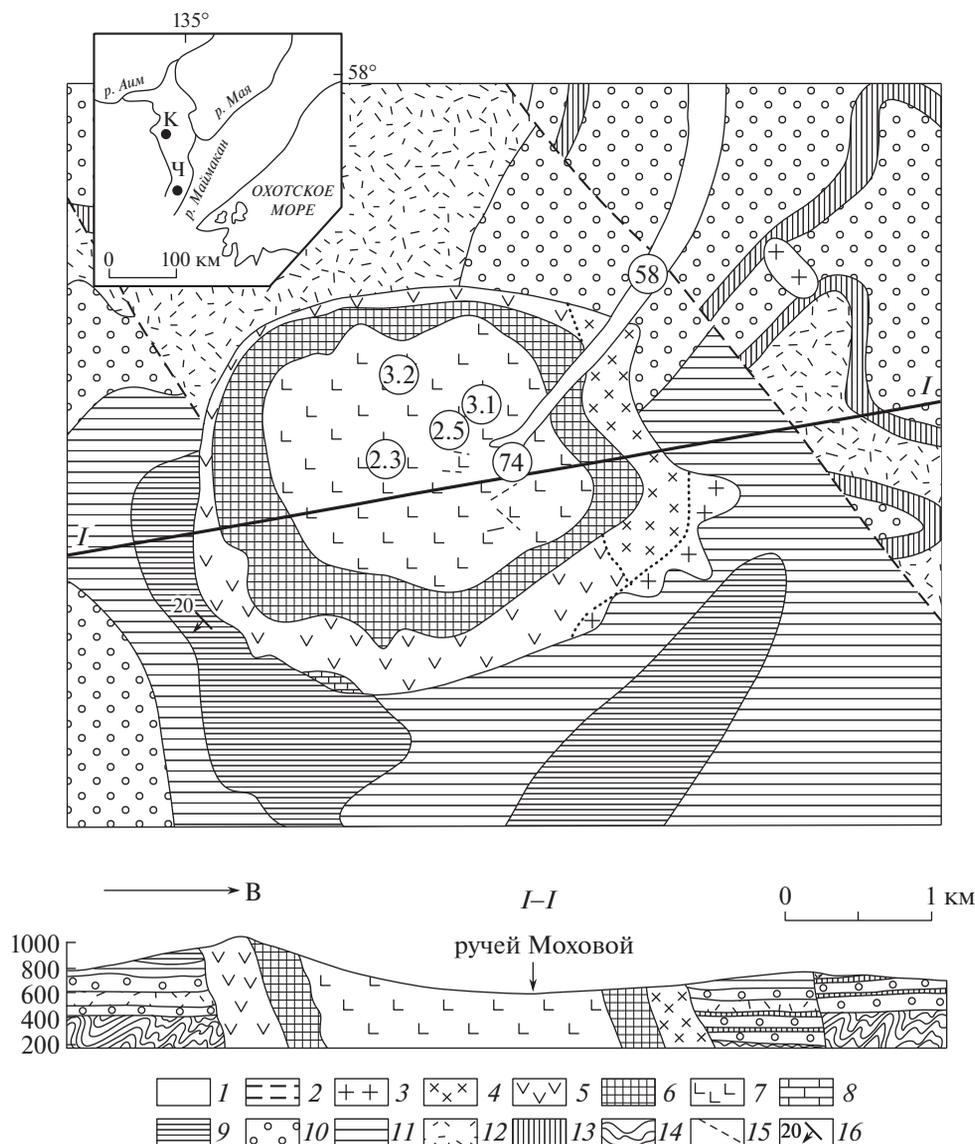


Рис. 1. Геологическая схема и разрез щелочно-ультраосновного массива Чад, на основе геологической карты, составленной М.А. Богомолковым и В.И. Кицулом (1960), с использованием материалов В.Р. Алексея (ВАГТ). Кружками с цифрами отмечены места и номера проб РМП с установленным $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -возрастом (табл. 1 и 2), 58 и 74 взяты из аллювия руч. Моховой, 3.1 и 3.2 – из аллювия руч. Рогатый, 2.3 – из аллювия руч. Сухой, 2.5 – из элювия и пролювия поверхности выравнивания дунитов. На схеме-врезке точками с буквами К и Ч показаны соответственно пункты массивов Кондер и Чад. *I* – четвертичные отложения; 2 – жилы аплитовидных пород и щелочных пегматитов; 3 – диориты; 4 – оливиновые габбро и габбро-нориты; 5 – щелочные габброиды и сиениты; 6 – магматические и метасоматические (аподунитовые) оливин-пироксеновые и магнетит-оливин-пироксеновые породы; 7 – магматические, метасоматически перекристаллизованные и метаморфически рекристаллизованные дуниты; 8 – карбонатные породы (мраморы, кальцифилы); 9 – песчаники и алевролиты неопротерозоя; 10 – пластовые интрузии габбро-диабазов; 11 – песчаники и конгломераты неопротерозоя; 12 – пластовые интрузии порфиров и диабазов; 13 – аркозовые песчаники неопротерозоя; 14 – гнейсы, амфиболиты, мигматиты и граниты архея; 15 – крупные тектонические нарушения; 16 – элементы залегания пород.

но-ксеноморфных зерен, редко – кубических кристаллов РМП. Зерна РМП главным образом средней и плохой степеней окатанности. Средняя масса зерен по фракциям составила (в мг): 5–3 мм – 166.1; 3–2 мм – 47.6; 2–1 мм – 16.7; 1–0.5 мм – 2.42; 0.5–0.25 мм – 0.57; –0.25 мм – 0.12. РМП главным образом представляет изоферроплатина,

второстепенное значение имеют самородная платина, тетраферроплатина, туламинит. Зерна РМП содержат включения других МПГ: распространенные – самородный иридий, самородный осмий, менее распространенные – лаурит, эрлихманит, купроиридсит, купрородсит, маланит, ирарсит, холлингвортит, сперрилит, и около

Таблица 1. Химические составы РМП щелочно-ультраосновного массива Чад различного ^{190}Pt – ^4He -возраста

№ обр.	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	Сумма	Проба
123 ± 6 млн лет											
74–2 3.3	75.00	9.27	0.00	0.02	0.94	0.33	10.70	0.47	0.30	97.03	71
58–10.6	77.20	2.98	5.33	0.58	1.53	0.76	8.21	0.88	0.14	97.61	74
2.5.9.13	85.72	0.29	0.10	0.20	1.76	0.33	10.41	0.73	0.09	99.63	85
2.5.13.4	86.20	0.11	0.38	0.17	1.87	0.30	9.96	0.68	0.02	99.72	85.5
2.5.2.2	87.20	0.00	0.00	0.11	1.85	0.33	10.20	0.64	0.27	100.53	86.5
2.5. 16.3	86.60	0.00	0.14	0.14	1.66	0.52	10.10	0.79	0.28	100.21	86
2.5. 9.1	84.70	0.00	0.31	0.18	1.87	0.25	9.76	1.07	0.07	98.20	84
2.5.10.5	87.22	0.00	0.58	0.21	2.31	0.22	10.17	0.54	0.07	101.30	86.5
2.5.5.2	86.33	0.00	0.43	0.17	1.71	0.32	10.26	0.81	0.25	100.28	86
113 ± 6 млн лет											
58–5.5	82.90	4.43	0.74	0.00	0.66	0.10	8.48	0.46	0.10	97.90	79
2.3–3.7+9.1	83.50	3.78	0.08	0.11	1.12	0.32	9.34	0.57	0.15	98.94	80
58–6.2	83.40	1.74	0.15	0.30	1.92	0.07	9.95	0.58	0.17	98.30	80
74–1 4.2	86.40	1.35	0.00	0.00	0.42	0.22	8.80	0.30	0.10	97.59	83
3.1–2.4	83.00	0.79	0.00	0.13	1.60	0.30	11.20	0.67	0.24	97.92	82
3.2–4.17	86.60	0.06	0.25	0.23	1.50	0.65	7.06	1.95	0.02	98.35	85.5
109 ± 6 млн лет											
3.2–4.14	83.60	5.47	0.31	0.23	0.86	0.20	7.72	1.30	0.13	99.78	80
58–5.2	84.10	5.26	0.11	0.09	0.79	0.17	8.34	0.81	0.23	99.91	81
58–10.8	84.90	4.56	0.41	0.04	0.49	0.17	8.67	0.45	0.10	99.75	81
74–3 7.2	83.60	3.39	0.17	0.11	1.08	0.20	8.64	0.31	0.18	97.65	79.5
2.3–8.4+8.5	84.40	2.84	0.00	0.12	0.99	0.30	8.74	0.88	0.16	98.40	81
58–2.4	86.70	2.61	0.00	0.04	0.30	0.02	8.94	0.21	0.07	98.90	83.5
2.5.10.9	87.80	1.36	0.37	0.04	0.72	0.01	9.38	0.34	0.14	100.17	84.5
3.1–6.5	86.70	1.06	0.03	0.00	0.42	0.00	8.79	0.38	0.15	97.52	83.5
58–9.4	88.30	0.86	0.20	0.09	1.01	0.42	9.09	0.60	0.17	100.70	85
3.2–8.6	84.30	0.55	0.50	0.09	2.03	0.26	10.30	1.19	0.23	99.50	83
58–2.8	83.80	0.51	0.18	0.34	2.04	0.04	9.46	0.71	0.13	97.17	83
2.5.2.6	86.91	0.00	0.31	0.28	1.84	0.08	9.63	0.63	0.05	99.72	86

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе "Самеса". Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 20–30 нА, диаметр зонда 2–3 мкм. В качестве эталонов использовались чистые металлы. Аналитические линии для ЭПГ (кроме Pd) – $L\alpha$, для Pd – $L\beta$, для Os в присутствии Cu – $M\alpha$, для остальных элементов – $K\alpha$; для Cu в присутствии Ir и для Rh в присутствии Ru учитывались соответствующие наложения аналитических линий по эталонам. Аналитик – Е.Н. Горячева (СВКНИИ ДВО РАН). Установлено, что суммы химических анализов менее 99 мас. % обусловлены в индивидах и агрегатах РМП наличием газовых вакуолей или дислокаций.

30 других, редких видов. В целом содержание включений МПГ достигает 8.5 мас. %, при этом большая часть самородного иридия, и, в меньшей степени, самородного осмия образуют криптоагрегаты с РМП [7, 8]. Кроме того, зерна РМП со-

держат сростания и включения силикатов (пироксен, оливин, амфиболы, флогопит и др.), хромшпинелиды и магнетит [13]. Минералы РМП в виде изоморфных примесей включают первые проценты ЭПГ, Cu и Ni. (табл. 1, рис. 2).

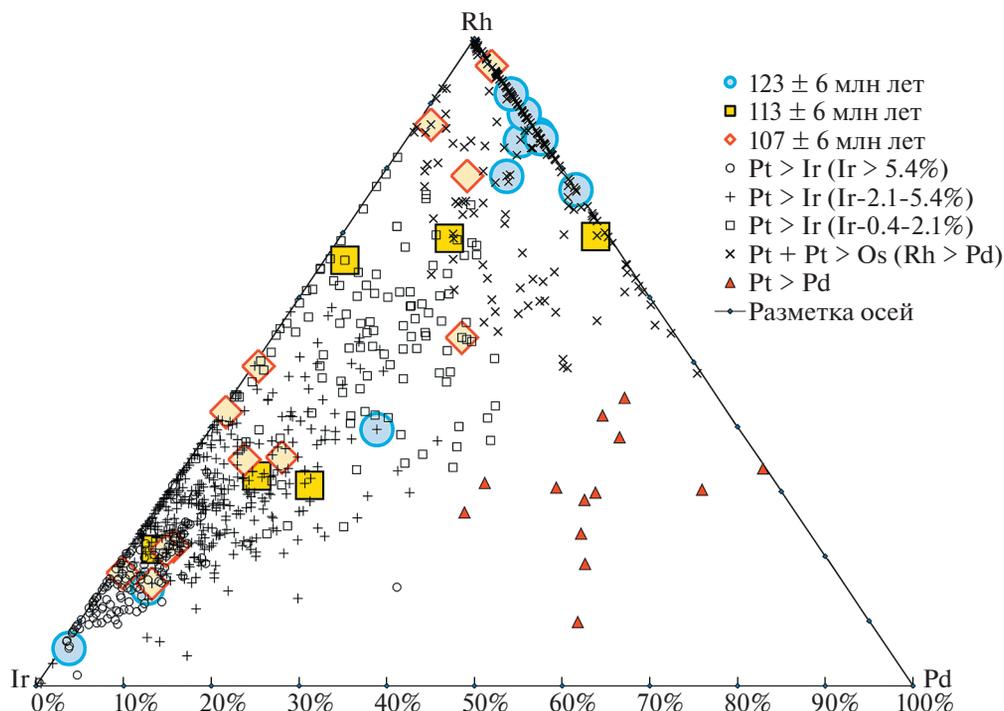


Рис. 2. Соотношения атомарных количеств Ir, Rh и Pd в РМП россыпных месторождений массива Чад. 123, 113, 107 млн лет — обозначения образцов, по которым выделен соответствующий $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -возраст. Остальные знаки образцов соответствуют минерало-геохимическим типам (расшифровка их названий в тексте), в скобках приведены содержания Ir в мас. %.

Выделены минерало-геохимические типы РМП, названия даны по их валовому химическому составу (главного и 1-го второстепенного элемента): платиновый — Pt (Rh > Pd) и осмисто-платиновый — Pt > Os; иридино-платиновый — Pt > Ir; палладисто-платиновый Pt > Pd [1, 7, 8]. На вероятностном бланке содержания Ir (мас. %) в РМП (794 химических анализов) представлены полимодальным распределением нескольких самостоятельных дисперсий: >5.4; 4.46–5.4; 3.02–4.46; 2.1–3.02; 1.09–2.1; 0.39–1.09; <0.39. При этом более 56% анализов РМП Pt > Ir-типа с Ir > 2.1 мас. %, и около 23% составляют РМП Pt (Rh > Pd-) и Pt > Os-типы (Ir < 0.4 мас. %) (рис. 2). Такие типы РМП уникального россыпного месторождения платиновых металлов Кондер-Уорган соответственно составляют 29 и 25% [1].

МЕТОД $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -ДАТИРОВАНИЯ И ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ

$^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -датирование РМП месторождения платиновых металлов Чад проведено по 27 образцам по оригинальной методике, разработанной в ИГГД РАН [2]. Зерна РМП были выделены из полированных шлифов после исследования их полного химического состава (табл. 1), они равномерно представляют распространенные минерало-геохимические типы месторождения (рис. 2).

К сожалению, РМП, которые были отнесены нами к Pt > Pd-типу, редко встречаются в виде самостоятельных зерен в массиве Чад (рис. 2). Они образуют, с одной стороны, каймы замещения вокруг прото-минералов ранних РМП, и, с другой стороны, отдельные их небольшие единичные зерна встречены в агрегатах с васелитом и другими редкими минералами палладия. Поэтому $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -возраст отдельных зерен РМП Pt > Pd-типа нами не изучался. Концентрация радиогенного гелия определялась на магнитном секторном масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН). В основном зерна РМП заворачивались в танталовую фольгу с добавлением чистой меди, несколько зерен вместо фольги “заворачивались” в кварцевые ампулы в условиях форвакуума. Параллельно готовился “холостой” образец, представляющий собой танталовую фольгу и медь без зерен РМП, и пустую кварцевую ампулу с медью. С помощью специального шлюза образцы последовательно помещались в рениевый цилиндр и нагревались в несколько этапов до температуры ~1400°C. На каждом этапе выделяющиеся газы очищались с помощью двух геттерных насосов SAES, сорбирующих H_2 , N_2 , O_2 , H_2O , CO_2 и др. Значения, полученные на холостом опыте с пустой танталовой фольгой, не превышали $1 \times 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ } ^4\text{He}$, а в случае кварцевой ампулы $8 \times 10^{-10} \text{ см}^3$. Если доля ге-

Таблица 2. Содержание платины и гелия в РМП и их расчетный ^{190}Pt – ^4He -возраст из шлиховых проб россыпного месторождения щелочно-ультраосновного массива Чад

№ п.п.	№ пробы	Проба Pt, в мас. %	Навеска, мг	$^4\text{He} \times 10^{10}$ ат	1 σ	Pt–He-возраст, млн лет	1 σ
1	3.2–8.6	83.0	0.485	2.61	0.19	109.5	1.3
2	3.2–4.17	85.5	0.72	4.19	0.22	115.1	1.3
3	3.1–2.4	81.5	1.964	10.74	0.32	113.5	1.2
4	3.1–6.5	83.5	2.075	11.17	0.30	109.1	1.1
5	58–2.4	83.0	1.371	7.25	0.20	107.8	1.1
6	58–10.6	73.5	1.158	6.13	0.19	121.9	1.3
7	58–6.2	80.5	1.501	8.10	0.31	113.4	1.2
8	58–5.5	78.0	2.081	10.98	0.29	114.5	1.2
9	58–9.4	86.5	0.825	4.38	0.24	103.9	1.1
10	58–5.2	79.0	2.95	15.56	0.18	112.9	1.1
11	58–10.8	79.0	0.648	3.36	0.18	111.1	1.2
12	3.2–4.14	78.0	0.445	2.13	0.17	104.0	1.3
13	58–2.8	83.0	2.952	15.36	0.36	106.0	1.1
14	2.3–8.4+8.5*	81.0	4.19	21.91	1.10	109.2	1.6
15	2.3–3.7+9.1*	79.0	2.41	12.79	0.64	113.7	1.3
16	74–1 4.2*	83.0	6.45	35.74	1.79	112.9	2.3
17	74–3 7.2*	79.5	5.76	27.96	1.40	103.3	1.8
18	74–2 3.3*	70.5	6.94	35.62	1.78	123.1	2.5
19	2.5.2.2	86.5	0.977	6.08	0.20	121.6	1.3
20	2.5. 16.3	85.5	1.469	9.08	0.27	122.3	1.3
21	2.5. 9.1	83.5	1.777	10.45	0.36	119.2	1.3
22	2.5.13.4	85.5	1.138	7.76	0.19	134.9	1.4
23	2.5.2.6	85.5	1.139	4.91	0.44	85.3	1.0
24	2.5.10.5	86.5	1.031	6.53	0.21	123.8	1.3
25	2.5.10.9	84.5	1.168	5.08	0.17	87.1	0.9
26	2.5.5.2	85.0	0.998	6.24	0.20	124.5	1.3
27	2.5.9.13	85.0	0.721	4.33	0.25	119.5	1.3

Примечание. * измерение He с кварцевой ампулой.

лия, выделяющаяся из зерен РМП при температуре ниже 1000°C , составляла более 5% от общего количества гелия в минерале, то такие образцы не были использованы для расчета ^{190}Pt – ^4He -возраста. Гелий, выделяющийся из зерен ниже 1000°C , не учитывался при расчете ^{190}Pt – ^4He -возраста (табл. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Статистическая обработка полученных данных (табл. 1 и 2) позволяет выделить три изохроны с ^{190}Pt – ^4He -возрастом: 123 ± 6 млн лет; 113 ± 6 млн лет; 107 ± 6 млн лет (рис. 3), что хорошо соответствует геологическим наблюдениям, а главное минералогии ЭПГ массива Чад. Это ука-

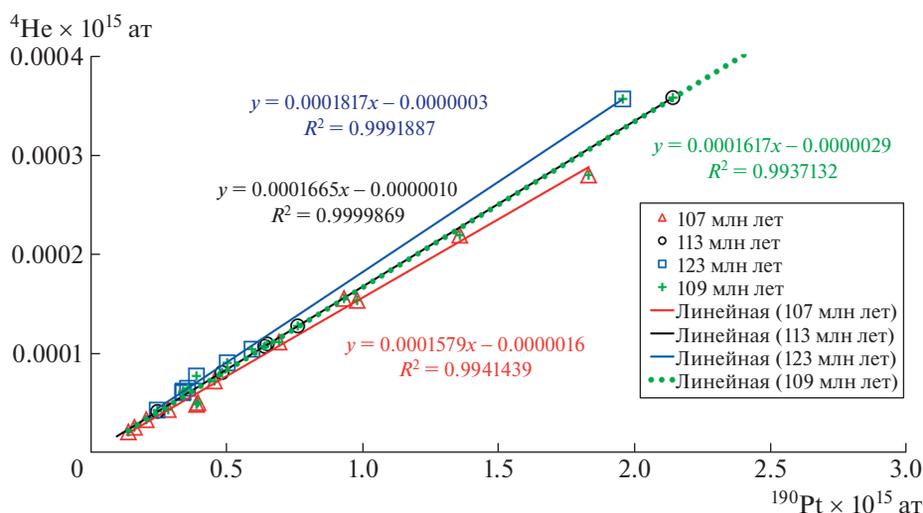


Рис. 3. $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -“изохроны” РМП россыпных месторождений платиновых металлов щелочно-ультраосновного массива Чад. Для образцов РМП (табл. 1) соответственно: 107, 113, 123, и 109 млн лет – общая для всех.

зывает, что образование РМП изученных минералого-геохимических типов массива Чад происходило в диапазоне геологического времени между барремским и альбским веками (K_1b-K_1al) раннего мела. Полученные результаты отличаются от ранних выводов об “изохронном” возрасте 112 ± 4 млн лет на основании 22 $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -датировок РМП на массиве Чад [14]. Представленные в статье данные (табл. 1 и 2) также можно изобразить одной изохроной, тангенс угла наклона которой соответствует 109 ± 6 млн лет (рис. 3). Этот результат в пределах погрешности измерений согласуется с ранее опубликованным значением 112 ± 4 млн лет. Как показали наше датирование РМП массива Кондер [1] и минералогия ЭПГ массива Чад, — $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -возраст 109 ± 6 млн лет представляет “усредненную датировку” всей совокупности РМП, но не время полициклического образования их минералого-геохимических типов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Диапазон изохрон $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -возраста РМП массива Чад свидетельствует о формировании платинометалльного рудообразования в течение 16 млн лет. Геолого-минералогические данные и наличие разновозрастных изохрон $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -возраста позволяют, с большой долей уверенности, сделать вывод о полициклическости россыпеобразующего платинометалльного рудообразования массива Чад в течение раннемеловой эпохи. Надо отметить, что подобное явление — россыпеобразующее полициклическое платинометалльное рудообразование в массиве Кондер — было более

продолжительным, в течение около 30 млн лет [1]. Отметим также, что 1-й и 2-й этапы платинометалльного рудообразования массива Чад в пределах погрешности датировки совпадают со временем образования 2-го и 3-го этапов образования руд, связанных с массивом Кондер, соответственно 128 ± 6 млн лет и 115 ± 6 млн лет [1]. Ранние руды массива Кондер древнее — 143 ± 6 млн лет.

Спроецированные образцы с установленным $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -возрастом на диаграмму соотношения атомарных количеств Ir, Rh и Pd РМП минералого-геохимических типов россыпных месторождений массива Чад (рис. 2) подчеркивают характер полициклического платинометалльного рудообразования. Также наблюдается омоложение $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -возраста минеральных индивидов и агрегатов РМП всех изученных минералого-геохимических типов — от 123 ± 6 млн лет, соответственно, до 113 ± 6 млн лет или до 107 ± 6 млн лет. Омоложение предполагает, как возрастное преобразование ранних РМП с $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -возрастом 123 ± 6 млн лет, так и формирование их новых молодых аналогов в периоды 113 ± 6 или 107 ± 6 млн лет. Явление омоложения возраста, в частности, подчеркивается сменой характера минералов-включений силикатов и оксидов в изоферроплатине [13], что в свою очередь обусловлено характером дифференциации инъекций породообразующих щелочно-ультраосновных расплавов в процессах формирования массивов Чад или Кондер.

Таким образом, впервые с помощью $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -датирования получено основание о полициклической модели образования РМП россыпеобразующих формаций массива Чад. Выделена следующая последовательность $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ -воз-

раста россыпеобразующего платинометаллического рудообразования:

(а) 123 ± 6 млн лет отражает время становления самого массива и ранних этапов образования МПГ Pt-типа, а также ранних этапов Pt > Os- и Pt > Ir-типов.

(б) 113 ± 6 млн лет — время омоложения ранних МПГ и формирование новых минеральных агрегатов РМП Pt-, Pt > Os- и Pt > Ir-типов.

(в) 107 ± 6 млн лет — время омоложения ранних МПГ и формирование поздних минеральных агрегатов РМП Pt-, Pt > Os- и Pt > Ir-типов, и, вероятно, образование Pt > Pd-типа.

Сравнение ^{190}Pt – ^4He -возраста РМП массивов Чад и Кондер свидетельствует о временных нюансах платинометаллического минералообразования и формирования самих плутонов в развитии мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита. По нашему мнению, на основании исследования ^{190}Pt – ^4He -датирования проявляется новый типоморфный фактор — временного диапазона образования россыпеобразующих формаций минералого-геохимических типов и их месторождений различных щелочно-ультраосновных плутонов. Полученные результаты выдвинули новую проблему, какие же геологические процессы обусловили столь длительное пульсационное, циклическое образование платинометаллических месторождений на Алданском щите?

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Е.Н. Горячевой и Б.М. Гороховскому за практическую помощь в проведении исследований.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00342.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Стюарт Ф.М., Бортников Н.С. Новые свидетельства полициклическости платинометаллических россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондер: результаты ^{190}Pt – ^4He -датирования // ДАН. 2021. Т. 498. № 1. С. 23–30.
2. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt – ^4He метод) // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 545–559.
3. Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука. 1968. С. 312–363.
4. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхоянской провинции // Изд. ВУЗов. Геология и разведка. № 10. 1973. С. 15–23.
5. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука. 1994. 180 с.
6. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И. Петрология и платиносодержание кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука. 1994. 381 с.
7. Мочалов А.Г. Минеральные ряды минералого-геохимических типов россыпей платиноидов (основа локального прогноза) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука. 1994. С. 225–235.
8. Мочалов А.Г. “Шлиховая платина” россыпей Дальнего Востока России: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ. 2001. 296 с.
9. Максимов Е.П. Мезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3. 1972. 33–44.
10. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamics of Late Mesozoic PGE, Au, and U Mineralization in the Aldan Shield, North Asian Craton // Ore Geology Reviews. 2015. V. 68. P. 30–42.
11. Каретников А.С. Оценка возраста Чадского массива (по палеомагнитным данным его ультрамафитов) // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения. Хабаровск. 2011. С. 558–561.
12. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Семенова Д.В., Кравченко А.А., Иванов А.И. Геохронология мезозойского щелочного магматизма для Тыркандинской и Амгинской тектонических зон (Алданский щит): новые U-Pb и Ar-Ar данные // Геосферные исследования. 2020. № 4. С. 6–24.
13. Власов Е.А., Мочалов А.Г. Включения силикатов в минералах платины — индикаторы россыпеобразующего рудогенеза в щелочно-ультраосновных массивах Чад и Кондер, Алданский щит // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. [Электронный ресурс]. М.: ИГЕМ РАН. 2020. С. 528–531.
14. Мочалов А.Г., Якубович О.В. Россыпеобразующие минералы платины щелочно-ультраосновного массива Чад и их ^{190}Pt – ^4He возраст (Хабаровский край, Россия) // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. [Электронный ресурс]. М.: ИГЕМ РАН. 2020. С. 617–620.

$^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ DATING OF PLACER FORMING MINERALS OF PLATINUM FROM ALKALINE-ULTRAMAFIC MASSIF CHAD: NEW EVIDENCE OF POLYCYCLIC NATURE OF ORE FORMATION

A. G. Mochalov^{a,#}, O. V. Yakubovich^{a,b}, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^c

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^b*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*

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

[#]*e-mail: mag1950@mail.ru*

The results of $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ dating of placer-forming minerals of native platinum (PPM) from the cascade of platinum metal placer deposits of br. Mokhovaya, its tributaries and eluvium and proluvium of the peneplain surface developed on the dunites of the alkaline-ultramafic massif Chad (Aldan shield, Ayano-Maisky district of the Khabarovsk Territory) are presented. ^{190}Pt and ^4He were analyzed in 27 samples. Statistical processing of mineralogical and geochemical data allows to separate three isochrones with $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ ages: 123 ± 6 Ma; 113 ± 6 Ma; 107 ± 6 Ma, which is in good agreement with the geological observations, and most importantly with the mineralogy of the platinum group elements (PGE) of the Chad massif. The range of $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ age isochrones indicates the formation of platinum-metal ore formation was during 16 Myr. The geological and mineralogical data and the presence of $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ isochrones of different ages allow us to conclude that the platinum-metal ore formation of the Chad massif was polycyclic during the Early Cretaceous. Comparison of the $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ ages of the PPM of the alkaline-ultramafic massifs Chad and Kondyor testifies to the temporal nuances of platinum-metal mineral formation and the formation of the plutons themselves in the development of the Mesozoic tectonic-magmatic activation of the Aldan Shield.

Keywords: platinum group minerals, mineralogical-geochemical types, genesis, ultramafic rocks, alkaline rocks, $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ dating, Chad massif, Aldan Shield

УДК 552.13

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ Ba–Cr-ТИТАНАТОВ В СИСТЕМАХ ХРОМИТ–РУТИЛ/ИЛЬМЕНИТ С УЧАСТИЕМ ФЛЮИДА ПРИ T 1000–1200°C И P 1.8–5.0 ГПа

© 2022 г. В. Г. Бутвина^{1,*}, О. Г. Сафонов^{1,2},
Г. В. Бондаренко¹, член-корреспондент РАН Ю. Б. Шаповалов¹

Поступило 21.01.2022 г.

После доработки 22.01.2022 г.

Принято к публикации 26.01.2022 г.

Приведены результаты экспериментального исследования кристаллизации хромсодержащих Ва-титанатов (редджейита, линдслейита и хоторнеита) в системе хромит–рутил/ильменит в присутствии флюида $H_2O-CO_2-BaCO_3$ при давлениях 1.8, 3.5 и 5.0 ГПа и температурах 1000–1200°C, моделирующих процессы образования этих фаз в ходе метасоматоза перидотитов верхней мантии. Эксперименты показали, что Ва–Cr-титанаты образуются во всем исследованном диапазоне давлений, а также подтвердили возможность совместного образования титанатов. Однако редджейит образуется лишь в бедной железом системе хромит–рутил– $H_2O-CO_2-BaCO_3$, а в системе с ильменитом предпочтительнее кристаллизуются минералы магнетоплюмбитовой группы. Линдслейит не обнаружен при давлении 1.8 ГПа. Выявлена прямая зависимость содержания Cr в титанатах от давления. Представлены спектры комбинационного рассеяния редджейита, линдслейита и хоторнеита.

Ключевые слова: мантийный метасоматоз, минералы прайдеритовой группы, линдслейит–матриаситовый твердый раствор, хоторнеит–имэнгитовый твердый раствор, эксперимент при высоких температурах и давлениях

DOI: 10.31857/S2686739722050061

Мантийный метасоматоз – это процесс преобразования мантийных пород под воздействием внешних флюидов и расплавов вне зависимости от их происхождения и состава [1]. В подавляющем числе случаев этот процесс выражается в образовании не характерных для пород мантии минералов, таких как амфиболы, флогопит, апатит, разнообразные карбонаты и сульфиды, титанит, ильменит, рутил и другие более редкие минералы. Последовательное и закономерное образование ассоциаций с участием этих минералов указывает на то, что метасоматоз пород мантии не является одноактным процессом, а осуществляется в несколько стадий с возрастающим эффектом. Он прежде всего выражается в росте активности К и/или Na, что на начальных стадиях процесса

обусловлены активным разложением богатых Al фаз (граната, шпинели) с образованием флогопита. Усиление метасоматоза приводит к дальнейшим реакциям пироксенов с появлением калиевого рихтерита [2]. Образование фаз, где К и Na (и другие крупноионные литофильные элементы, LILE) связаны с Cr, Ti, Fe^{3+} , обычно знаменует наиболее продвинутые стадии метасоматических преобразований [2]. Индикаторными минералами этих стадий являются хромсодержащие титанаты, обогащенные К и Ва (в отдельных случаях Na, Ca), высокозарядными (HFSE), легкими редкоземельными (LREE) элементами, U и Th. Это минералы прайдеритовой группы супергруппы голландита [7] – твердые растворы $K(Ti_7Cr)O_{16}$ (К–Cr прайдерит)– $K(Ti_7Fe^{3+})O_{16}$ (прайдерит)– $Ba(Ti_6Cr)O_{16}$ (редджейит)– $Ba(Ti_6Fe^{3+})O_{16}$ (Ва–прайдерит); минералы группы кричтонита – твердого раствора $K(Ti, Cr, Fe, \dots)_{21}O_{38}$ – $Ba(Ti, Cr, Fe, \dots)_{21}O_{38}$ (матриасит–линдслейит, далее LIMA) и минералы магнетоплюмбитовой группы – твердого раствора $K(Ti, Cr, Fe, \dots)_{12}O_{19}$ – $Ba(Ti, Cr, Fe, \dots)_{12}O_{19}$ (имэнгит–хоторнеит, далее HAYI). Эти минералы описаны в метасоматизированных перидотитах в ассоциациях с флогопитом, калиевым рихтеритом, низкоглиноземистым клинопироксеном, где

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

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, кафедра петрологии и вулканологии, Геологический факультет, Москва, Россия

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

Таблица 1. Условия и результаты экспериментов по синтезу Ва–Cr-титанатов в системе хромит–ильменит/рутил с флюидом $H_2O-CO_2-BaCO_3$

№№	Минеральный состав, мас. %	Флюид, мас. %	Сод-е флюида в системе, %	P, ГПа	T, °C	Выдержка, час.	Синтез редджейта, хоторнеита, линдслейита
Ва-1	Хромит: ильменит (1:1)	$BaCO_3$: щ.к. (9:1)	20	5	1200	24	–, +, +
Ва-2	Хромит: ильменит (1:1)	$BaCO_3$: щ.к. (9:1)	10	5	1200	48	–, +, +
Ва-Ti	Хромит: рутил (1:1)	$BaCO_3$: щ.к. (9:1)	10	5	1200	24	+, –, +
3Ва-1	Хромит: ильменит (1:1)	$BaCO_3$: щ.к. (9:1)	10	3.5	1200	1	–, +, +
3Ва-Ti	Хромит: рутил (1:1)	$BaCO_3$: щ.к. (9:1)	10	3.5	1200	1	+, –, +
Ва-1.8	Хромит: ильменит (1:1)	$BaCO_3$: щ.к. (9:1)	10	1.8	1000	25	+, +, –

отсутствует (или присутствует лишь в виде реликтов) гранат, а шпинель характеризуется высокой магнезиальностью и хромистостью (см. табл. 1 в работе [3]). Их образование связывают с реакциями перидотитов с флюидами или расплавами с низкой активностью SiO_2 , обогащенными щелочами и LILE [4–6]. Тесные ассоциации титанатов с хромитом, ильменитом и рутилом убеждают в том, что эти минералы являются источниками Cr и Ti для образования титанатов. Известны случаи, когда различные K–Ba-титанаты сосуществуют друг с другом или замещают друг друга в зависимости от степени проявления процессов метасоматоза.

Экспериментальные данные по стабильности K–Ba-титанатов ограничены несколькими работами [9, 10]. Синтез K–Ba-прайдерита, содержащего Fe^{3+} и Fe^{2+} , из смесей оксидов и простых титанатов показал, что этот минерал стабилен при давлениях 3.5 и 5 ГПа до температур порядка 1500°C [9]. Эксперименты по синтезу Ва–Cr-прайдерита не известны. Хоторнеит и линдслейит были синтезированы в системе $TiO_2-ZrO_2-Cr_2O_3-Fe_2O_3-MgO-BaO-K_2O$ при 7–15 ГПа и температурах 1300–1500°C [10].

Результаты экспериментов по образованию K–Cr-миналов титанатов (K–Cr-прайдерита, ма-тиасита и имэнгита) за счет ассоциаций хромит–рутил и хромит–ильменит в присутствии флюида $H_2O-CO_2-K_2CO_3$ были опубликованы нами ранее [3, 8]. В данной работе приведены результаты экспериментов по совместной кристаллизации Ва–Cr-крайних членов твердых растворов титанатов (редджейта, хоторнеита и линдслейита) при взаимодействии этих ассоциаций с флюидом

$H_2O-CO_2-BaCO_3$ при 5 ГПа, 1200°C; 3.5 ГПа, 1200°C и 1.8 ГПа, 1000°C.

Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на установках “наковальня с лункой” НЛ-13Т при 5 ГПа, НЛ-40 при 3.5 ГПа и “цилиндр-поршень” ЦП-40 при 1.8 ГПа (табл. 1). В качестве исходных веществ использовались природный хромит состава $(Mg_{0.49-0.54}Fe_{0.50-0.54}Mn_{0.01-0.02}Zn_{0.01-0.02})(Al_{0.17-0.20}Cr_{1.55-1.61}Fe_{0.10-0.22}Ti_{0.03-0.07})O_4$ из ксенолита гранатового лерцолита из кимберлитовой трубки Пионерская (Архангельская область), ильменит состава $Fe_{0.98}Mg_{0.01}Mn_{0.06}Ti_{0.93}Al_{0.01}Nb_{0.01}O_3$, представленный ксенокристаллом из кимберлита трубки Удачная (Якутия), и синтетический порошок TiO_2 . Флюидная составляющая готовилась из смеси синтетического $BaCO_3$ и щавелевой кислоты. Фугитивность кислорода в экспериментах не буферировалась. Следуя прежним выводам [3, 8], соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в хромите в продуктах опытов соответствуют значениям $\Delta \log f_{O_2}$ на 1.1–1.6 логарифмическую единицу ниже буфера FMQ.

Состав фаз (табл. 2 и 3) определялся методом рентгеноспектрального микроанализа на растровом электронном микроскопе “Tescan” Vega-II XMU, оснащенный системой регистрации рентгеновского излучения и расчета состава образца “INCA” Energy 450 в режиме EDS при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 400 пА и диаметре электронного пучка 157–180 нм (для анализа химического состава) или 60 нм (для получения изображений). КР-спектры (комбинационного рассеяния) титанатов получены с помощью раман-спектрометра Renishaw RM1000, оснащенный

Таблица 2. Представительные анализы Ва–Сг-титанатов (редлеждеита, хоторнеита и линдслейита), экспериментально полученные в системе хромит–ильменит/рутил с флюидом $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{BaCO}_3$

№№	Ba-Ti	3Ba-Ti	Ba-1.8	Ba-Ti	3Ba-Ti	Ba-2	Ba-2	Ba-1.8
Минерал	Red	Red	Red	Ldy	Ldy	Ldy	Hwt	Hwt
TiO ₂	55.09	56.35	58.78	59.57	64.81	66.27	25.96	33.30
Cr ₂ O ₃	19.84	16.68	12.67	19.30	11.65	10.85	27.12	16.90
FeO*	1.72	2.18	5.07	6.43	6.89	7.03	22.24	21.66
Al ₂ O ₃	1.82	2.19	0.88	2.24	2.16	2.10	4.91	3.76
BaO	20.74	20.57	20.85	8.74	0.29	8.37	15.26	14.75
MnO	0.00	0.23	0.34	0.08	5.56	0.00	1.05	2.12
MgO	0.77	2.25	0.39	3.74	8.62	5.45	2.41	5.02
Nb ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.59	1.03
Сумма	99.98	100.45	98.98	100.10	99.98	100.42	99.54	98.54
Пересчет		16 O			38 O		19 O	
Ti	4.96	5.07	5.29	13.00	14.15	14.47	3.35	4.37
Cr	1.88	1.58	1.20	4.43	2.67	2.49	3.68	2.33
Fe ³⁺	0.15	0.20	0.46	–	–	–	0.49	–
Fe ²⁺	–	–	–	1.56	1.67	1.71	2.65	3.16
Al	0.26	0.31	0.12	0.77	0.74	0.72	0.99	0.77
Ba	0.97	0.97	0.98	0.99	0.98	0.95	1.03	1.01
Mn	0.00	0.02	0.03	0.02	0.07	0.00	0.15	0.31
Mg	0.14	0.40	0.07	1.62	2.41	2.36	0.62	1.31
Nb ⁵⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.08

*FeO = FeO + Fe₂O₃.

ного микроскопом “Leica”. Использовался твердотельный лазер с диодной накачкой с длиной волны излучения 532 нм и мощностью 20 мВт. Спектры регистрировались при 50-кратном увеличении в течение 100 с.

В системе хромит–рутил– $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{BaCO}_3$ при 3.5 и при 5 ГПа и 1200°C образуются редлеждеит и линдслейит (табл. 2). Они сопровождаются перекристаллизованными хромитом и рутилом (рис. 1 а). Редлеждеит образует отдельные ксеноморфные и гипидиоморфные (субоктаэдрические) кристаллы размером от нескольких до 40 мкм (максимум до 100 мкм) (рис. 1 а), а также включения в преобразованном хромите. Такие формы нахождения редлеждеита известны в природных ассоциациях (например, в хромититах Верблюжьегогорского массива, Россия [11]). Линдслейит образует мелкие ксеноморфные зерна размером до 10 мкм, включения в хромите, рутиле и новообразованном редлеждеите.

В системе хромит–ильменит– $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{BaCO}_3$ при давлениях 3.5 и 5.0 ГПа и 1200°C формируются хоторнеит и линдслейит, которые сосуществуют с перекристаллизованным хромитом, ильменитом и Nb-содержащим рутилом. Хоторнеит кристаллизуется в виде идиоморфных октаэдри-

ческих и субидиоморфных зерен размером до 40 мкм, но встречаются отдельные ксеноморфные зерна размером более 100 мкм. Линдслейит образует ксеноморфные включения в хоторнеите размером менее 10 мкм (рис. 1б). При 1.8 ГПа и 1000°C в продуктах опытов обнаружены редлеждеит и хоторнеит, которые сопровождаются хромитом, ильменитом и фазой, по составу близкой к бариевой слюде – феррокиноситалиту [12] (K₂O–0.62; BaO–22.55; MgO–8.71; Al₂O₃–16.87; FeO + Fe₂O₃–12.54; SiO₂–23.62; Cr₂O₃–3.55; H₂O–3.05). Для хоторнеита характерны угловатые изометричные зерна размером до 150 мкм, а редлеждеит представлен в виде включений размером менее 30 мкм в перекристаллизованном хромите.

Составы синтезированных хромсодержащих Ва-титанатов незначительно варьируют в продуктах отдельных опытов (рис. 3). Исключение составляет хоторнеит, синтезированный при 5 ГПа. Эта фаза показывает тренд изоморфизма Ti + Fe ↔ Cr. Этот тренд совпадает с тенденцией увеличения содержания Cr в этой фазе с давлением от 3.5 до 5 ГПа (рис. 3). Содержание Cr в линдслейите и редлеждеите также проявляет прямую зависимость от давления, особенно для фаз, синтезированных при 3.5 и 5 ГПа (рис. 3). Однако, в отличие от хо-

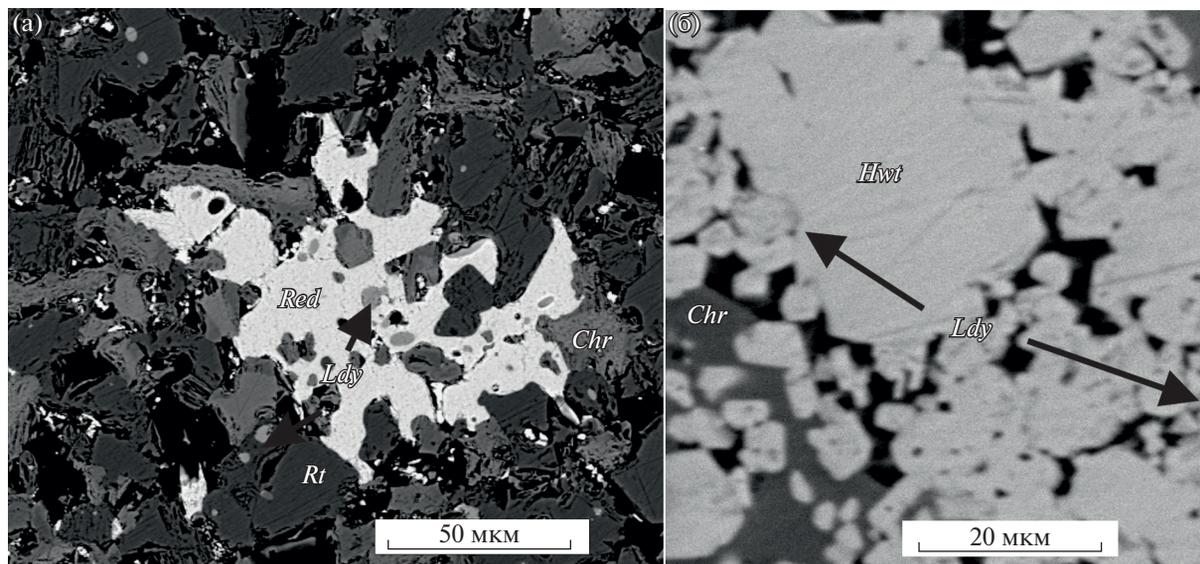


Рис. 1. Фотографии в отраженных электронах продуктов опытов в системе: а – хромит–рутил с флюидом $H_2O-CO_2-BaCO_3$, оп. Ва-Тi; б – хромит–ильменит с флюидом $H_2O-CO_2-BaCO_3$, оп. 3Ва-1 (см. табл. 1). Chr – хромит, Hwt – хоторнеит, Ldy – линдслейит, Red – редледжит, Rt – рутил.

торнеита, для этих фаз рост содержания Cr сопровождается увеличением содержания Fe по схеме $Ti \leftrightarrow Fe + Cr$. Таким образом, с повышением давления все Ва-титанаты проявляют тенденцию к обогащению хромом. Эти результаты согласуются с данными [10] для давлений 7–15 ГПа, которые показывают для фаз хоторнеит-имэнгитового ряда слабую обратную зависимость содержания Ti от давления, а для фаз линдслейит-матиаситового ряда – обратную зависимость между Ti + Mg и Cr, что также косвенно указывает

на прямую зависимость содержания Cr в титанатах от давления.

Присутствие Ва-титанатов подтверждено посредством КР-спектроскопии. Интенсивные пики на спектре редледжита (красный спектр на рис. 2) на 179, 354 и 693 cm^{-1} и пики меньшей интенсивности на 276 и 549 cm^{-1} близки к пикам в спектрах синтетического К–Cr-прайдерита [13].

Смещение первого пика в спектре редледжита в область более высоких волновых чисел может быть обусловлено присутствием более тяжелого катиона Ва при отсутствии К. КР-спектр линдслейита (зеленый спектр на рис. 2) характеризуется интенсивными пиками на 213, 275, 384, 679 cm^{-1} и характерным для всех титанатов плечом на $\sim 580 cm^{-1}$. Интенсивные пики на 204, 353 и 685 cm^{-1} в спектре хоторнеита (синий спектр на рис. 2) сопоставимы с пиками в спектрах богатого Al имэнгита из ксенолита гранатового лерцолита из кимберлитовой трубки Обнаженная, Якутия [3]. Смещение последнего пика в область более низких волновых чисел у синтетического хоторнеита в сравнении с природным имэнгитом связано с более высоким содержанием Ti.

Таким образом, эксперименты в системах хромит–рутил/ильменит– $H_2O-CO_2-BaCO_3$ показали, что Ва–Cr-титанаты образуются в широком диапазоне давлений 1.8–5.0 ГПа. В сопоставлении с данными, полученными по К–Cr-титанатам [3, 13] новые эксперименты показывают, что минералы голландитовой группы, К–Cr-прайдерит и редледжит, образуются лишь в бедных железом системах хромит–рутил– $H_2O-CO_2-BaCO_3/K_2CO_3$,

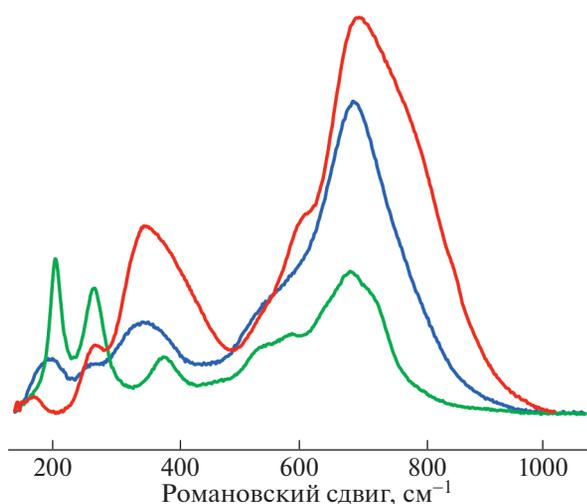


Рис. 2. Спектры комбинационного рассеяния (КР): редледжита (красная линия), линдслейита (зеленая линия), хоторнеита (синяя линия). Значения пиков указаны в тексте.

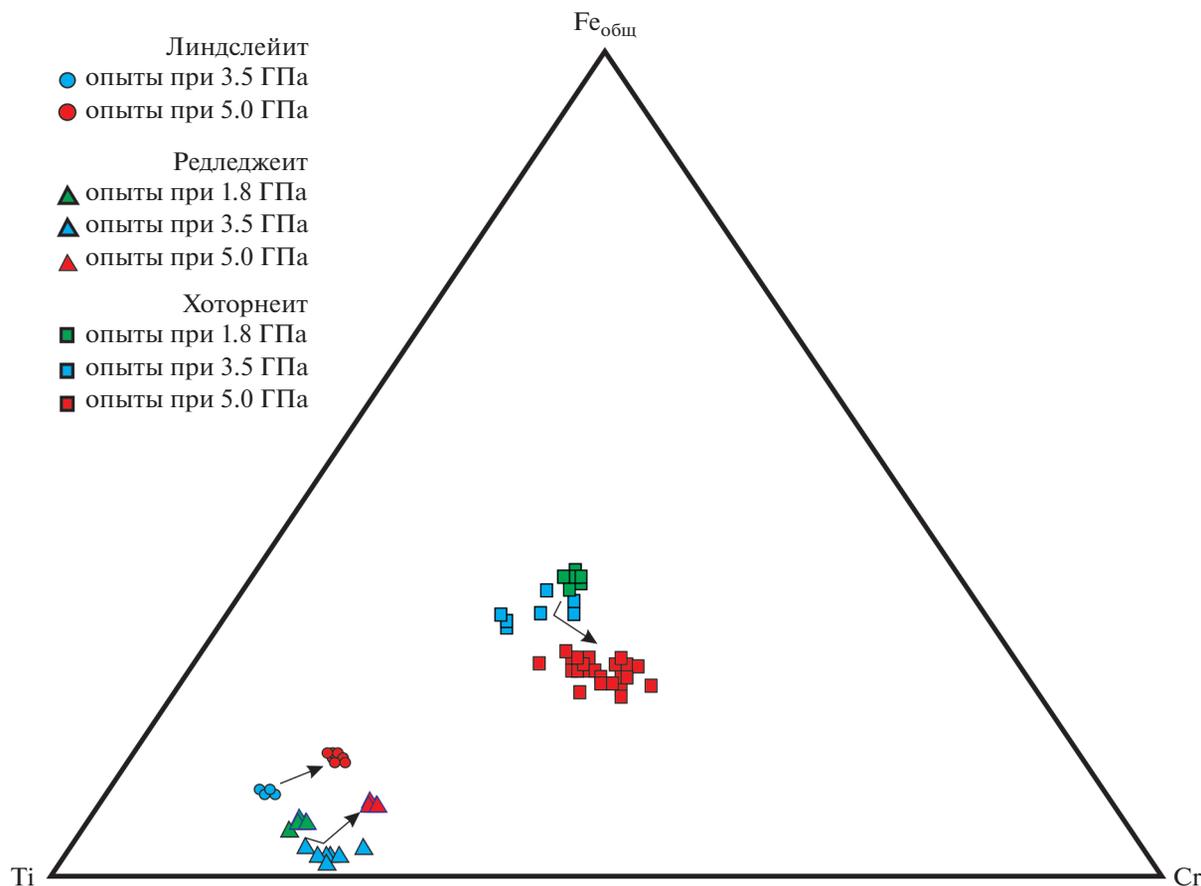


Рис. 3. Диаграмма Ti–Fe–Cr (ф.е.), иллюстрирующая вариации состава синтетических редлджеита, линдслейита и хоторнеита. Стрелками указано смещение точек при увеличении давления.

а в системах с ильменитом предпочтительнее кристаллизуются минералы магнетоплюмбитовой группы. При давлении менее 3 ГПа минералы кричтонитовой группы не обнаружены. В результате экспериментов получены пары фаз титанатов (редлджейт + хоторнейт и хоторнейт + линдслейит), аналогичные ассоциации в системах хромит–рутил/ильменит– H_2O – CO_2 – K_2CO_3 [3, 13]. Это подтверждает возможность совместного образования титанатов в результате метасоматоза верхнемантийных перидотитов в присутствии флюидов или расплавов, содержащих К и Ва (и другие LILE).

Прямая зависимость содержания Cr в Ва-титанатах от давления (рис. 3) может служить относительным маркером глубинности для природных ассоциаций, включающих К–Ва-титанаты. Однако для К-титанатов такая зависимость выявлена только для минералов магнетоплюмбитовой группы [3, 13]. Поэтому для использования этого эффекта необходимы дальнейшее изучение изоморфных взаимоотношений К и Ва и их влияния на изоморфизм Cr, Ti, Fe в титанатах в присут-

ствии флюидов H_2O – CO_2 – K_2CO_3 – BaCO_3 с переменным отношением К/Ва.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках тем FMUF-2022-0001 (1021060708334-5-1.5.2;1.5.6;1.5.4) государственного задания ИЭМ РАН на 2022–2026 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Harte V. Mantle Peridotites and Processes—The kimberlite Sample. (Eds. Hawkesworth C.J., Norry M.J.) 1983. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva: Cheshire, UK. P. 46–91.
2. Сафонов О.Г., Бутвина В.Г. Реакции-индикаторы активности К и Na в верхней мантии: природные и экспериментальные данные, термодинамическое моделирование // Геохимия. 2016. № 10. С. 893–908.
3. Бутвина В.Г., Сафонов О.Г., Воробей С.С., Лиманов Е.В., Косова С.А., Ван К.В., Бондаренко Г.В., Гаранин В.К. Экспериментальное изучение реакций образования флогопита и калиевых титанатов — индикаторных минералов метасоматоза в верхней

- мантии // Геохимия. 2021. Т. 66. № 8. С. 709–730. <https://doi.org/10.31857/s0016752521080021>
4. *Konzett J., Wirth R., Hauzenberger Ch., Whitehouse M.* Two Episodes of Fluid Migration in the Kaapvaal Craton Lithospheric Mantle Associated with Cretaceous Kimberlite Activity: Evidence from a Harzburgite Containing a Unique Assemblage of Metasomatic Zirconium-phases // *Lithos*. 2013. V. 182–183. P. 165–184.
 5. *Giuliani A., Kamenetsky V.S., Phillips D., Kendrick M.A., Wyatt B.A., Goemann K.* Nature of alkali-carbonate fluids in the sub-continental lithospheric mantle // *Geology*. 2012. V. 40 (11), P. 967–970.
 6. *Konzett J., Krenn K., Rubatto D., Hauzenberger C., Stalder R.* The Formation of Saline Mantle Fluids by Open-system Crystallization of Hydrous Silicate-rich Vein Assemblages—Evidence from Fluid Inclusions and Their Host Phases in MARID Xenoliths from the Central Kaapvaal Craton, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2014. V. 147. P. 1–25.
 7. *Biagioni C., Capalbo C., Pasero M.* Nomenclature Tunings in the Hollandite Supergroup // *European Journal of Mineralogy*. 2013. V. 25. P. 85–90.
 8. *Butvina V.G., Vorobey S.S., Safonov O.G., Bondarenko G.V.* Formation of K-Cr Titanates from Reactions of Chromite and Ilmenite/rutile with Potassic Aqueous-carbonic Fluid: Experiment at 5 GPa and Applications to the Mantle Metasomatism // In: *Advances in Experimental and Genetic Mineralogy: Special Publication to 50th Anniversary of DS Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences* (Eds. Litvin Y.A., Safonov O.G.). Chapter 9. Switzerland: Switzerland, 2020. P. 201–222. https://doi.org/10.1007/978-3-030-42859-4_9
 9. *Foley S., Hofer H., Brey G.* High-pressure Synthesis of Priderite and Members of Lindsleyite-mathiasite and Hawthorneite-yimengite Series // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. P. 164–174.
 10. *Konzett J., Yang H., Frost D.J.* Phase Relations and Stability of Magnetoplumbite- and Crichtonite Series Phases under Upper-mantle P-T Conditions: An Experimental Study to 15 GPa with Implications for LILE Metasomatism in the Lithospheric Mantle // *J. Petrol.* 2005. V. 46 (4). P. 749–781.
 11. *Алексеев А.В.* Редледжит в хромитовых рудах Верблюжьегогорского месторождения (Южный Урал) // *Проблемы геологии и освоения недр: Тр. VII Международн. науч. симпоз. им. акад. М.А. Усова. Томск: Изд-во ТПУ, 2003 С. 80–82.*
 12. *Guggenheim S., Frimmel H.E.* Ferrokinoshitalite, a New Species of Brittle Mica from the Broken Hill Mine, South Africa: Structural and Mineralogical Characterization, Locality: Broken Hill Mine, South Africa // *The Canadian Mineralogist*. 1999. V. 37. P. 1445–1452.
 13. *Бутвина В.Г., Воробей С.С., Сафонов О.Г., Варламов Д.А., Бондаренко Г.В., Шаповалов Ю.Б.* Экспериментальное изучение образования хромистого прайдерита и имэнгита – продуктов модального мантийного метасоматоза // *ДАН*. 2019. Т. 486. № 6. С. 709–713. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524866709-713>

EXPERIMENTAL STUDY OF THE FORMATION OF Ba-Cr TITANATES (REDLEDGEITE, LINDSLEYITE AND HAWTHORNEITE) IN THE ASSEMBLAGES CHROMITE-ILMENITE AND CHROMITE-RUTILE IN PRESENCE OF THE H₂O–CO₂–BaCO₃ FLUID

**V. G. Butvina^{a, #}, O. G. Safonov^{a, b},
G. V. Bondarenko^a, and Corresponding Member of the RAS YU. B. Shapovalov^a**

^a*D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation*

^b*Department of Petrology and Volcanology, Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

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

Paper presents the results of an experimental study on the crystallization of chromium-bearing Ba-titanates (redlegeite, lindsleyite and hawthornite) in the chromite-rutile/ilmenite system in the presence of the H₂O–CO₂–BaCO₃ fluid at pressures of 1.8, 3.5 and 5.0 GPa and temperatures of 1000–1200°C, simulating the formation of these phases during metasomatism of upper mantle peridotites. Experiments showed that Ba-Cr-titanates are formed in the entire studied pressure range, and the possibility of joint formation of titanates is also confirmed. However, redlegeite is formed only in the Fe-poor chromite-rutile-H₂O-CO₂-BaCO₃ system, whereas in the system with ilmenite, minerals of the magnetoplumbite group are preferably crystallized. Lindsleyite was not detected at a pressure of 1.8 GPa. A direct dependence of the Cr content in the titanates on pressure has been revealed. The Raman spectra of redlegeite, lindsleyite and hawthornite are presented.

Keywords: mantle metasomatism, minerals of the pryderite group, lindsleyite-mathiasite solid solution, hawthornite-imengite solid solution, experiment at high temperatures and pressures

УДК 552.63

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХОНДР МЕТЕОРИТА ОРЛОВКА (Н5) КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ПЛАВЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ-ПРЕКУРСОРОВ

© 2022 г. К. Г. Суханова^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹, С. Г. Скублов^{1,2}

Поступило 14.12.2021 г.

После доработки 13.01.2022 г.

Принято к публикации 26.01.2022 г.

Обсуждаются результаты изучения содержания редких элементов в оливине и плагиоклазе хондр равновесного обыкновенного хондрита Орловка (Н5). Оливин представлен форстеритом (Fo 79–80), а плагиоклаз – смесью олигоклаз-андезина (An 19–49, Or 2–9) и пироксена. Содержание Y, Ti, Nb и Ni в оливинах разных хондр различается в 12–20 раз, а Sr, Ba, Al и Zr – в 5–6 раз. Содержание Y, Ti, Nb и REE в плагиоклазах варьирует в 5–6 раз. Широкие вариации концентраций редких элементов в силикатных минералах порфирировых хондр в метеорите Орловка не демонстрируют признаков уравнивания в результате термального метаморфизма или вторичных процессов. Оливиновая порфирировая хондра PO-1 обогащена тугоплавкими (Zr, Hf, Nb) и редкоземельными элементами по сравнению с хондрами неравновесных обыкновенных и углистых хондритов. Полученные данные согласуются с гипотезой о происхождении хондр в результате плавления минералов-прекурсоров.

Ключевые слова: обыкновенные хондриты, метеорит Орловка, редкие элементы, хондры, оливин, плагиоклаз

DOI: 10.31857/S2686739722050164

Наибольшая часть внеземного вещества на Земле представлена обломками равновесных обыкновенных хондритов (РОХ). РОХ сложены субмиллиметровыми силикатными сферами – хондрами, образовавшимися в результате быстрого охлаждения капель расплава в газово-пылевом облаке на ранних этапах становления Солнечной системы. РОХ никогда не претерпевали процессов дифференциации и сегрегации ядромантия, что позволило им сохранить свойства первичного вещества. Однако в результате термального метаморфизма на родительских телах хондритов состав минералов РОХ поглавным элементам был частично (петрографические типы РОХ 4 и 5) или полностью (тип 6) уравновешен [10].

Содержание редких элементов в минералах хондритов способно дать новую информацию об особенностях процессов и условиях образования РОХ. Так, изучение состава редких тугоплавких элементов в оливине, пироксене и стекле хондр

неравновесных обыкновенных хондритов (НОХ) выявило различные виды кристаллизации порфирировых хондр и позволило определить их относительные скорости остывания [12–14]. Состав умеренно летучих редких элементов обычно отражает взаимодействие хондры с окружающим газом в протопланетном облаке [18, 19]. Изучение состава редких элементов в минералах матрицы позволяет выявить образование этих элементов в схожих или различных с хондрами условиях протопланетного диска [11].

В этой работе нами определено влияние термального метаморфизма на состав силикатных минералов в порфирировых хондрах равновесного обыкновенного хондрита Орловка (Н5).

Метеорит Орловка – один из крупнейших экземпляров, обнаруженных в Западной Сибири. Его вес составляет 40.5 кг, а первоначальный размер 21 × 30 × 37 см. [2]. Метеорит был найден в июле 1928 г. крестьянином Н.К. Ахметовым во время работы на своем пахотном участке около д. Орловка (ныне граница Новосибирской и Омской областей). Через два года после находки образец был доставлен в Омский краеведческий музей, где после осмотра П.Л. Драверт отнес его к классу каменных метеоритов (steinmeteorite).

Первое петрографическое описание метеорита было составлено П.Н. Чирвинским [8]. Метеорит

¹Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: cris.suhanova92@yandex.ru

сложен оливиновыми хондрами с вкрапленниками сульфидного железа и пластинками самородного железа и никеля. Во второй половине XX века отечественными специалистами были определены валовый химический состав [3] метеорита и содержание в нем инертных газов (${}^3\text{He} = 8.2 \times 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$, ${}^{22}\text{Ne} = 1.84 \times 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$, ${}^{36}\text{Ar} = 1.51 \times 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$) [5]. Изотопный состав Pb в метеорите Орловка был измерен в 1964 г. и оказался близок к составу Pb в силикатной части железосиликатного метеорита Брагин, что могло быть вызвано контаминацией земным Pb при взаимодействии с почвенными водами. Вероятность такой контаминации очень высока, поскольку оба метеорита относятся к группе находок и долго лежали в грунте до момента обнаружения [6]. В 1965 г. был определен K–Ar-методом (4.2 млрд лет) и U–Th–He-методом (3.6 млрд лет) возраст метеорита Орловка, что подтвердило его древнее происхождение [1]. Вычисленный радиационный He–H- и Ne–Na-возраст показал, что хондрит был отделен от родительского тела около 4.0–5.6 млн лет назад [1, 9].

В этой работе проведено дальнейшее изучение вещества метеорита Орловка, образец которого был предоставлен Горным музеем Санкт-Петербургского горного университета. Химический состав главных элементов в минералах хондр определен методом EPMA в ИГГД РАН на микрозонде “Jeol” JXA-8230 с четырьмя волновыми дисперсионными спектрометрами (WDS). Точечные измерения состава минералов выполнялись с ускоряющим напряжением 20 кВ и током 20 нА. Диаметр сфокусированного пучка составил 3 мкм. В качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовался алгоритм ZAF. Линии K α 1 измерялись для всех элементов.

Содержание редких (TE) и редкоземельных элементов (REE) в минералах определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде “Cameca” IMS-4f в ЯФ ФТИАН. Перед измерениями препарат напылялся золотом. Условия съемки на ионном микрозонде “Cameca” IMS-4f: первичный пучок ионов 16O_2^+ , диаметр пучка ~20 мкм; ток ионов 5–7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Погрешность измерений не превышала 10% для примесей с концентрациями >1 ppm и 20% для концентраций <1 ppm. Содержание редких элементов в порообразующих минералах определялось максимально близко к точкам анализа главных элементов методом EPMA. Спектры распределения REE минералов нормировались к хондриту CI [16].

Земное выветривание и импактный метаморфизм метеоритов влияют на мобилизацию редких элементов в силикатных минералах хондритов

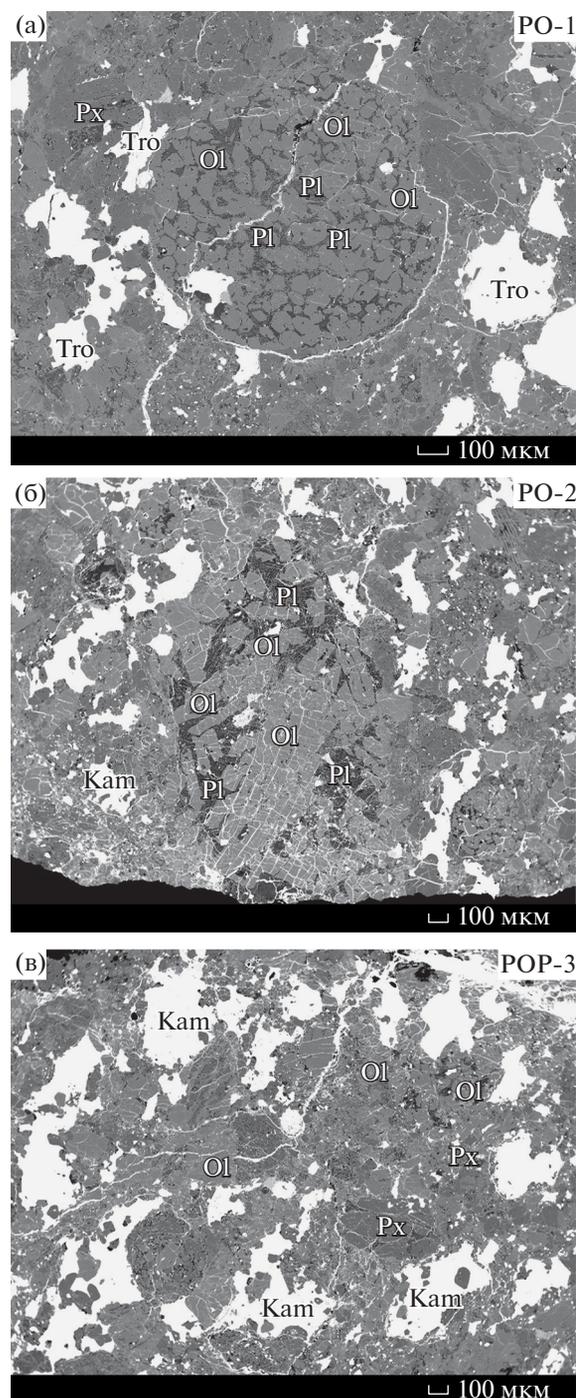


Рис. 1. Фотографии и минеральный состав хондр PO-1 (а), PO-2 (б) и POP-3 (в) метеорита Орловка в обратно-отраженных электронах. Ol – оливин, Px – пироксен, Pl – плагиоклаз, Tro – троилит, Кам – камазит.

[15, 17]. Учитывая, что метеорит Орловка относится к группе находок и неизвестно, как долго он был подвергнут земному выветриванию, на первом этапе исследования авторы определили степень выветривания и ударную стадию этого

Таблица 1. Среднее содержание главных (мас. %) и редких (ppm) элементов в минералах метеорита Орловка

Хондра	Оливин			Плагиоклаз	
	PO-1	PO-2	POP-3	PO-1	PO-2
SiO ₂	39.41	39.38	39.57	63.57	61.98
Al ₂ O ₃	0.02	b.d.l.	0.01	21.11	18.71
MgO	41.84	41.70	42.30	0.15	3.58
TiO ₂	0.05	0.02	0.01	0.06	0.04
CaO	0.02	0.02	0.02	2.95	2.50
FeO	17.92	17.49	17.81	1.40	2.49
MnO	0.45	0.46	0.45	—	—
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.02	—	—
NiO	0.02	b.d.l.	b.d.l.	—	—
Na ₂ O	—	—	—	9.27	8.81
K ₂ O	—	—	—	0.95	1.13
Сумма	99.77	99.11	100.20	99.46	99.24
Zr	0.27	1.21	0.66	31.8	18.3
Hf	0.07	0.09	0.03	1.74	0.77
Ca	4194	3811	4056	—	—
Y	0.01	0.14	0.04	6.29	1.14
Al	119	563	108	—	—
Ti	141	433	35.8	3999	732
Nb	0.08	0.25	0.02	5.64	1.17
La	0.02	0.04	0.02	0.89	0.13
Ce	0.02	0.08	0.23	1.70	0.32
Pr	0.01	0.01	0.01	0.29	0.04
Nd	b.d.l.	0.09	b.d.l.	1.94	0.26
Sm	b.d.l.	0.05	0.03	0.28	0.12
Eu	0.01	0.01	n.d.	0.69	0.36
Gd	0.03	0.04	0.01	1.17	0.13
Dy	0.01	0.05	n.d.	1.23	0.21
Er	0.02	0.04	0.02	0.83	0.17
Yb	0.02	0.05	0.03	0.26	0.22
Lu	0.01	0.01	0.01	0.12	0.03
Sr	0.12	0.89	0.18	96.5	53.9
Ba	0.14	0.98	0.66	39.0	22.5
V	22.0	23.1	17.2	81.9	89.4
Ni	24.0	481	284	—	—
Cr	828	621	377	2198	1652
Rb	0.76	1.70	0.97	16.0	14.0

Примечание. Прочерк — элемент не определялся. b.d.l. — содержание элемента ниже порога обнаружения.

метеорита по методикам [10, 20]. Метеорит Орловка отличается присутствием большого количества крупных пор и трещин, заполненных никелистым железом (тэнит-камасит), сульфидами

или их вторичными минералами. Вторичные минералы встречаются довольно редко, замещают около 20–30% минералов, что отражает малую степень выветривания метеорита, соответствующей степени W2. Большое количество трещин, заполненных рудными минералами, но отсутствие двойников оливина, позволяет оценить ударную стадию метеорита Орловка как S3.

В метеорите Орловка были изучены оливин и плагиоклаз трех крупных (от 0.5 до 1 мм) порфировых хондр PO-1, PO-2 и POP-3 (рис. 1). Хондры PO-1 и PO-2 сложены идиоморфными вкрапленниками оливина, интерстиции между которыми занимают неполностью раскристаллизованный плагиоклаз. Хондра POP-3 сложена в равной степени оливином и энстатитом, плагиоклаз практически отсутствует.

Оливин в метеорите Орловка по составу главных элементов гомогенен (табл. 1) и относится к форстериту (Fo 79–80). Оливин хондры PO-1 отличается высоким содержанием тугоплавких Ti, Y, Al и умеренно летучих Ba, Rb несовместимых элементов, по сравнению с оливином хондр PO-2 и POP-3 (табл. 1). В оливине хондр проявлена сильная прямая корреляция Nb и Zr ($r = 0.75$) (рис. 2). При этом оливин хондры PO-1 обладает наибольшим средним содержанием Nb и Zr, оливин хондры PO-2 — наименьшим, а для оливина POP-3 характерны промежуточные значения. Содержание редких элементов (TE) в оливине метеорита Орловка близко к хондритовым значениям (рис. 3а), при этом спектры распределения TE в метеорите сильно дифференцированы. На рис. 3а наблюдается явное разделение хондр по содержанию в оливине Y, Al, Nb, Sr, Ba и Ni.

Плагиоклаз в метеорите Орловка слабо раскристаллизован и чаще всего представлен смесью плагиоклаза и пироксена. В порфировых хондрах плагиоклаз характеризуется олигоклаз-андезиновым (An 19–49, Or 2–9) составом и минимальной степенью раскристаллизованности. Особенности распределения TE в хондрах метеорита Орловка сохраняются и для плагиоклаза. Плагиоклаз хондры PO-1 обогащен тугоплавкими (Nb, Y) элементами и REE относительно плагиоклаза хондры PO-2. Прямая корреляция отношения Nb/Zr, наблюдаемая в оливине обеих хондр, фиксируется только в плагиоклазе хондры PO-1 (рис. 2 б). Содержание умеренно летучих совместимых (Sr, Ba, Rb) и несовместимых (V, Cr) элементов в плагиоклазе обеих хондр находится примерно на одном уровне (рис. 3б). В целом содержание TE в плагиоклазе хондр выше, чем в хондритах. Спектр распределения TE имеет ярко выраженную положительную Eu-аномалию. Содержание HREE преобладает над LREE ($0.5 < (La/Sm)_N < 3.3$; $0.2 < (Ce/Yb)_N < 2.3$).

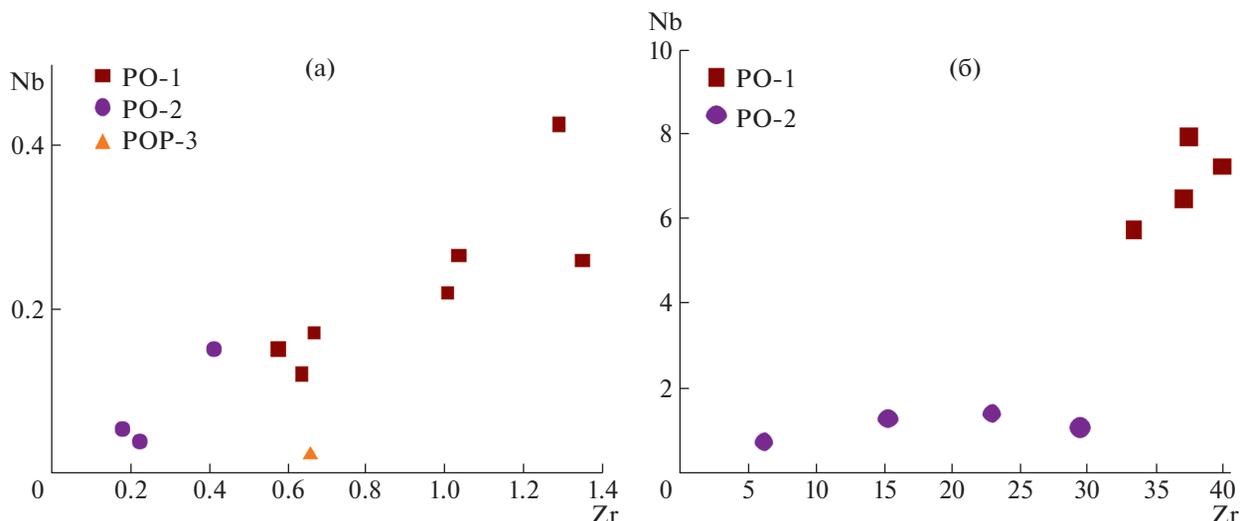


Рис. 2. Соотношение редких элементов (ppm) в оливине (а) и плагиоклазе (б) хондр PO-1, PO-2 и POP-3 метеорита Орловка.

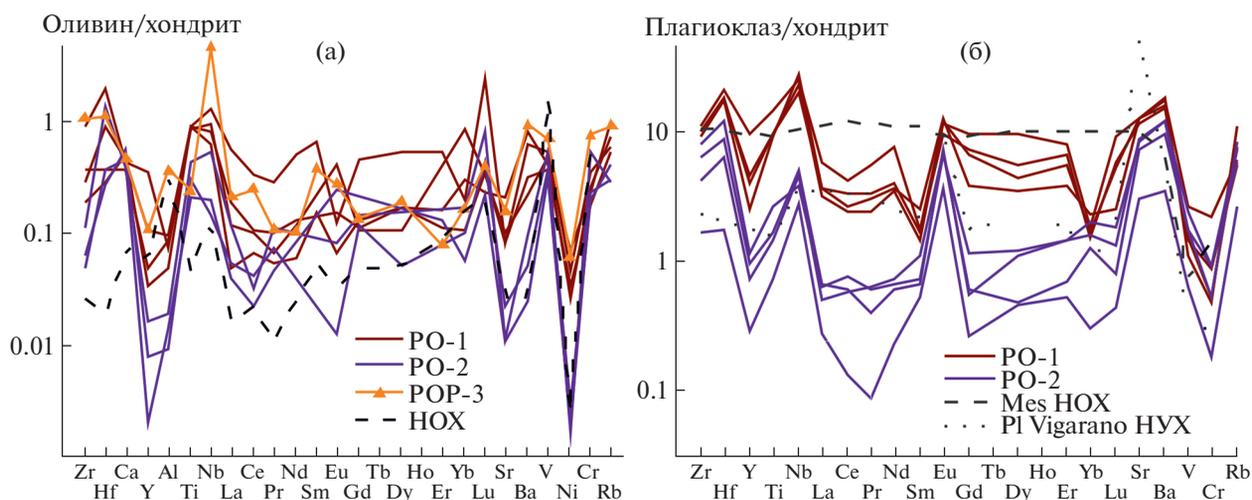


Рис. 3. Содержания редких элементов в оливине (а) и плагиоклазе (б) хондр метеорита Орловка, нормированные к CI хондриту. Данные о составе минералов HOX приведены по [12, 16].

Наблюдаемые различия в содержании ТЕ в оливине и плагиоклазе РОХ отражают сохранение индивидуальных особенностей хондр при воздействии термального метаморфизма на родительских телах хондритов. Оливин хондр PO-1 и POP-3 обогащен ТЕ относительно хондры PO-2 и минералов HOX (рис. 3а). При этом содержание ТЕ в оливине РОХ значительно варьирует и не демонстрирует признаков уравнивания. Плагиоклаз хондр отличается меньшими вариациями содержания ТЕ, тем не менее, как и оливин, сохраняет геохимические особенности хондр. Плагиоклаз хондры PO-1 обогащен ТЕ, не только относительно хондры PO-2, но и плагиоклаза неравновесного углистого хондрита (НУХ) Vigarano

(рис. 3б). Обнаруженная неуровновешенность содержания редких элементов в метеорите Орловка подтверждает полученные ранее геохимические данные для равновесного обыкновенного хондрита Бушхов (L6) [7].

Однако, несмотря на сохранение геохимических особенностей хондр и сильную вариативность содержания ТЕ в оливине, влияние термального метаморфизма нельзя полностью исключить. Плагиоклаз метеорита Орловка обеднен REE относительно мезостазиса (стекла) хондр HOX (рис. 3б). При образовании плагиоклаза в результате нагрева и раскристаллизации мезостазиса происходит мобилизация REE, их вынос за

пределы хондры и образование апатита и высоко-Са пироксена.

Геохимические различия порфириновых хондр метеорита Орловка предполагают неоднородность источника расплава. Образование хондр в основном рассматривается как результат плавления минеральных предшественников (precursor) хондр или прямой конденсации небулярного газа в расплав [10]. Учитываемая относительную гомогенность газово-пылевого облака и множественные находки реликтовых зерен оливина в порфириновых хондрах, полученные данные в большей степени поддерживают предположение о появлении хондр в результате плавления материалов-прекурсоров. Обогащение тугоплавкими (Zr, Nb) и редкоземельными элементами минералов хондры PO-1 может объясняться присутствием кальций-алюминиевых включений среди прекурсорного материала некоторых хондр [4].

Таким образом, оливин порфириновых хондр метеорита Орловка не испытал уравнивания в отношении редких элементов (TE) при термальном метаморфизме. Хондры петрологического типа POX 5 сохранили свои геохимические особенности, заключающиеся в обогащенности или обедненности TE относительно друг друга и хондр NOX. Обнаруженное геохимическое различие хондр поддерживает гипотезу о плавлении минеральных прекурсоров хондр в газово-пылевом облаке.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят С.Г. Симакина, Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН) и О.Л. Галанкину (ИГГД РАН) за помощь в проведении аналитических работ.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов А.П., Задорожный И.К.* Космогенные, радиогенные и первичные инертные газы в каменных метеоритах // *Метеоритика*. 1965. № 26. С. 77–90.
2. *Драверт П.Л.* Метеорит Орловка с реки Уи (Западная Сибирь) // *Труды минералогического института*. 1931. Т. 1. С. 121–125.
3. *Дьяконова М.И.* Содержание глинозема и двуокиси титана в каменных метеоритах // *Метеоритика*. 1969. № 29. С. 101–103.
4. *Иванова М.А.* Са, Al-включения в углистых хондритах – самые древние образования Солнечной системы // *Геохимия*. 2016. № 5. С. 409–426.
5. *Левский Л.К.* Новые данные по содержанию изотопов инертных газов каменных метеоритов // *Метеоритика*. 1972. № 31. С. 149–150.
6. *Соботович Э.В., Ловцюс Г.П., Ловцюс А.В.* Новые данные о содержании и изотопном составе свинца в каменных метеоритах // *Метеоритика*. 1964. № 24. С. 29–33.
7. *Суханова К.Г., Скублов С.Г., Галанкина О.Л., Оболонская Э.В., Котова Е.Л.* Редкоэлементный состав силикатных минералов в хондрах и матрице метеорита Бушхов // *Геохимия*. 2020. Т. 65. № 12. С. 1176–1185.
8. *Чирвинский П.Н.* Петрографическое исследование каменного метеорита Орловка // *Метеоритика*. 1948. № 4. С. 75–82.
9. *Шуколюков Ю.А.* Изотопно-космохимические свидетельства естественного транспорта вещества между планетами земной группы (обзор литературы по проблеме) // *Геохимия*. 2003. № 11. С. 1139–1171.
10. *Meteorites: A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis.* / *Dodd R.T., Hutchison R.* Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 506 p.
11. *Hezel D.C., Palme H.* The Chemical Relationship between Chondrules and Matrix and the Chondrule Matrix Complementarity // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 294. P. 85–93.
12. *Jacquet E., Alard O., Gounelle M.* Chondrule Trace Element Geochemistry at the Mineral Scale // *Meteoritics and Planetary Science*. 2012. V. 47. P. 1695–1714.
13. *Jacquet E., Alard O., Gounelle M.* The Formation Conditions of Enstatite Chondrites: Insights from Trace Element Geochemistry of Olivine-bearing Chondrules in Sahara 97096 (EH3) // *Meteoritics and Planetary Science*. 2015. V. 50. P. 1624–1642.
14. *Jacquet E., Alard O., Gounelle M.* Trace Element Geochemistry of Ordinary Chondrite Chondrules: The Type I/type II Chondrule Dichotomy // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 155. P. 47–67.
15. *Kovach H.A., Jones R.H.* Feldspar in Type 4–6 Ordinary Chondrites: Metamorphic Processing on the H and LL Chondrite Parent Bodies // *Meteoritics and Planetary Science*. 2010. V. 45. P. 246–264.
16. *Palme H., Lodders K., Jones A.* Solar System Abundances of the Elements. Planets, Asteroids, Comets and The Solar System. Volume 2 of Treatise on Geochemistry (Second Edition). Edited by A.M. Davis. Elsevier, 2014. P. 15–36.
17. *Pourkhorsandi H., D’Orazio M., Rochette P., Valenzuela M., Gattacceca J., Mirnejad H., Sutter B., Hutzler A., Aboulahris M.* Modification of REE Distribution of Ordinary Chondrites from Atacama (Chile) and Lut (Iran) Hot Deserts: Insights into the Chemical Weathering of Meteorites // *Meteoritics and Planetary Science*. 2017. V. 52. P. 1843–1858.
18. *Varela M.E., Sylvester P., Brandstätter F., Engler A.* Nonporphyritic Chondrules and Chondrule Fragments in Enstatite Chondrites: Insights into Their Origin and Secondary Processing // *Meteoritics and Planetary Science*. 2015. V. 50. P. 1338–1361.
19. *Varela M.E., Sylvester P., Engler A., Kurat G.* Nonporphyritic Chondrules from Equilibrated Rumuruti and Ordinary Chondrites: Chemical Evidence of Secondary Processing // *Meteoritics and Planetary Science*. 2012. V. 47. P. 1537–1557.
20. *Wlotzka F.* A Weathering Scale for the Ordinary Chondrites // *Meteoritics*. 1993. V. 28. P. 460.

GEOCHEMICAL FEATURES OF CHONDRULES FROM ORLOVKA METEORITE (H5) AS AN EVIDENCE OF PRECURSORS MELTING

K. G. Sukhanova^{a,#}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^a, and S. G. Skublov^{a,b}

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^b*Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: cris.suhanova92@yandex.ru*

The results of SIMS and EPMA studies of the trace element contents of olivine and plagioclase of porphyritic chondrules from equilibrated ordinary chondrite Orlovka are reported. Olivine is of forsterite type (Fo 79–80) and plagioclase is a mixture of oligoclase-andesine (An 19–49, Or 2–9) and pyroxene. Content of Y, Ti, Nb, and Ni in olivine from different chondrules differs by 12–20 times and Sr, Ba, Al, and Zr – by 5–6 times. Y, Ti, Nb и REE content in plagioclase varies by 5–6 times. These broad variations of trace element concentrations in silicate minerals from porphyritic chondrules in Orlovka meteorite do not show signs of equilibration as a result of thermal metamorphism or other secondary processes. Porphyritic olivine chondrule PO-1 enriched in refractory (Zr, Hf, Nb) and rare-earth elements in comparison with chondrules of chondrules from unequilibrated ordinary and carbonaceous chondrites. Obtained data agree with the precursor melting hypothesis as a main chondrule-forming process.

Keywords: ordinary chondrites, Orlovka meteorite, trace elements, chondrules, olivine, plagioclase

УДК 553.064

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗАХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК С-3 ПАЦИФИКИ

© 2022 г. П. Е. Михайлик^{1,*}, академик РАН А. И. Ханчук¹, Е. В. Михайлик¹, В. А. Рашидов²

Поступило 29.10.2021 г.

После доработки 13.01.2022 г.

Принято к публикации 03.02.2022 г.

Впервые рассмотрено распределение Fe, Mn, Cu, V, Zn и Ni в минеральных фазах железомарганцевых корок разного генезиса, формирующихся в пределах островных дуг. Гидротермальные Fe–Mn-корки подводного купола, расположенного в 47 км к ССЗ от о. Чагулан, Алеутская островная дуга, содержат меди до 12511 г/т, Курильской островной (КОД) дуги цинка до 1073 г/т. В гидрогенных Fe–Mn-корках КОД концентрация никеля (2078 г/т) сопоставима с его количеством в океанских кобальт-марганцевых корках. Результаты фазового анализа показывают, что в гидротермальных образованиях медь находится в сорбированном состоянии и до 90% связывается с оксидами Mn. В гидрогенных Fe–Mn-корках, подвергшихся гидротермальному воздействию, наблюдается увеличение доли Cu в марганцевой фазе. Эта тенденция характерна для V и Zn.

Ключевые слова: фазовый анализ, селективное выщелачивание, Fe–Mn-корки, генезис, С-3 Пацифика

DOI: 10.31857/S2686739722050097

На морском дне залегают гидрогенные Fe–Mn-корки, приуроченные к подводным горам и поднятиям, диагенетические конкреции абиссальных котловин и гидротермальные отложения, ассоциирующиеся с вулканически активными структурами [1]. В периоды роста гидрогенных и диагенетических железомарганцевых образований (ЖМО) возможна дополнительная поставка химических элементов гидротермальными флюидами. Такие факты были установлены нами при изучении гидрогенных кобальт-марганцевых корок (КМК) гайотов Детройт (Императорский хребет) [2] и Сет (подводные горы Маркус-Уэйк) [3]. Рудные корки гайота Детройт, растущие с позднего олигоцена по голоцен, в интервале средний миоцен содержат пластинки самородного золота, сформировавшиеся вследствие низкотемпературной гидротермальной деятельности. Признаки наложенной гидротермальной деятельности установлены в керне скв. 884 (ODP) гайота Детройт в базальтоидах субстрата и в перекрывающих осадочных породах вплоть до среднего миоцена [4]. Медная минерализация в керне

приурочена только к плоскостям разрывных нарушений. Здесь впервые в тихоокеанском регионе установлен атакамит [4], являющийся поисковым признаком обнаружения глубоководных полиметаллических сульфидов в Атлантике [5]. Еще один элемент-индикатор гидротермальной принадлежности – ртуть, с аномально высоким до 4120 мг/т содержанием выявлен в плиоцен-четвертичных слоях КМК гайота Сет, где Fe–Mn-рудообразование фиксируется с палеоцена [3].

Все морские ЖМО состоят из четырех минеральных фаз: I – легкорастворимая биогенная (loosely bound); II – марганцевая (Mn oxide); III – железистая (Fe oxyhydroxide); IV – остаточная алюмосиликатная (residual) [6].

Марганцевая и железистая фазы, являющиеся главными рудными составляющими ЖМО, имеют противоположный поверхностный заряд [6]. Для первой он отрицательный, для второй – положительный или нейтральный. Это приводит к избирательной сорбции растворенных в морской воде и/или гидротермальном флюиде химических элементов. В результате смешения гидрогенного и гидротермального источников следует ожидать перераспределения химических элементов между оксидами Mn и гидроксидами Fe. Соотношение химических элементов в гидрогенных Fe–Mn-корках, подвергшихся воздействию гидротермального флюида, в настоящее время не известно. Данная работа посвящена изучению этого вопроса.

¹Дальневосточный геологический институт, Дальневосточное отделение Российской академии наук, Владивосток, Россия

²Институт вулканологии и сейсмологии, Дальневосточное отделение Российской академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

*E-mail: mikhailik@fegi.ru

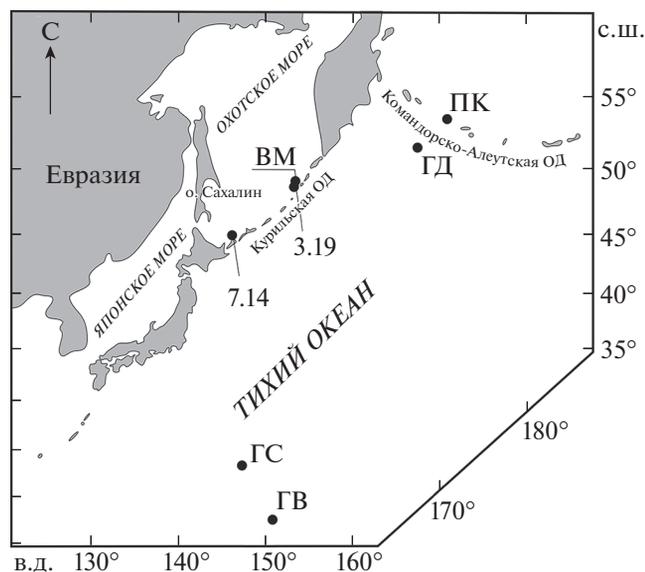


Рис. 1. Схема расположения мест отбора Fe–Mn-корок: ПК – “Подводный купол”; ВМ – вулкан Макарова; 3.19 – вулкан 3.19; 7.14 – вулкан 7.14; ГД – гайот Детройт; ГС – гайот Сет; ГВ – гайот Вулканолог.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для изучения послужили образцы КМК с гайотов Детройт, Сет и Вулканолог, а также образцы Fe–Mn-корок с подводных вулканов КОД (7.14, 3.19 и Макарова) и АОД (подводный купол, расположенный в 47 км к ССЗ от острова Чагулан, далее “Подводный купол”). Образцы подняты в 13 (1982 г.), 17 (1983 г.), 23 (1986 г.), 24 (1985 г.), 25 (1986 г.) и 38 (1990 г.) рейсах нис “Вулканолог”, а также в 13 (1991 г.) рейсе нис “Академик Александр Виноградов”. Схема станций драгирования и их координаты приведены на рис. 1 и в табл. 1.

Валовой вещественный состав образцов Fe–Mn-корок определялся по стандартной методике, детально изложенной в [9]. Определение минерального состава выполнялось методом порошковой дифрактометрии. Выделение минеральных фаз (карбонатной, марганцевой, железной и

остаточной алюмосиликатной) из ЖМО производилось методом последовательного селективного выщелачивания [6]. Концентрация химических элементов в валовых пробах и выделенных минеральных фазах определялась методами ICP–MS и ICP–AES. Все аналитические работы проведены в Центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН (Владивосток).

Морфология, а также валовой вещественный состав Fe–Mn-корок гайотов Вулканолог, Детройт и Сет, а также вулкана 7.14 (КОД) описан в [2, 3, 7, 8]. Их минеральный и химический составы отвечают гидрогенным Fe–Mn-коркам, причем корки гайотов соответствуют богатому кобальтом типу КМК [1]. Вследствие того, что образцы КМК с гайотов Вулканолог и Сет представлены фрагментами наиболее молодого плиоцен-четвертичного слоя, в них было отобрано по одной пробе. КМК гайота Детройт, толщиной 150 мм – двухслойная. В ней было отобрано четыре пробы, характеризующие различный временной интервал от позднего олигоцена до голоцена [2]. Самый древний слой соответствует пробе Д13-4, самый молодой – Д13-1.

Образы Fe–Mn-корок подводных вулканов 3.19 и Макарова и “Подводного купола” имеют пеструю окраску и массивное строение (рис. 2). На боковых поверхностях видны как охристые, так и зеленые выделения. Пробы для исследования отбирались с поверхности образцов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Вернадит (δMnO_2) является главным минералом, слагающим КМК гайотов [1]. Корка вулкана 7.14. представлена 10 Å-манганитом [7], вулкана Макарова – 10 Å-манганитом с примесью нонtronита, вулкана 3.19 – смесью 7- и 10 Å-манганитов, а “Подводного купола” – 10 Å-манганитом. Аксессуарные минералы представлены кварцем, плагиоклазом и мусковитом.

Содержание Mn и Fe в рудных корках варьирует в широких пределах. Максимальные концентрации Mn 38.3 и 41.1% (табл. 2) определены в образцах с подводных вулканов Макарова и 3.19 со-

Таблица 1. Координаты и глубина отбора образцов ЖМО

Номер обр.	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина, м	Название
В17-43/1	46°01.4′	147°56.1′	1400–1100	Хребет Гидрографов (Вулкан 7.14) [7]
В24-33	48°50.05′	153°14.5′	1365–1350	вулкан Макарова
В25-36/15	48°11.9′	153°30.9′	1290–1096	Вулкан 3.19
В38-25А/1	52°56.2′	171°26.0′	1100–900	“Подводный купол”
В23-9-9/5	18°00.0′	151°57.6′	1800–1600	гайот Вулканолог [8]
Д13	51°29.6′	167°38.9′	1650	гайот Детройт [2]
В13-2/7-1	23°52.0′	148°43.9′	2000–1800	гайот Сет [3]

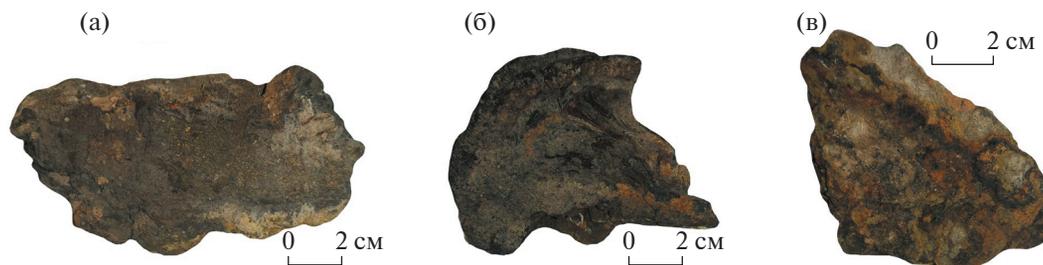


Рис. 2. Внешний вид Fe–Mn-корок: а – обр. В24-33; б – обр. В25-36/15; в – обр. В38-25А/1.

ответственно, а минимальное количество – для корки вулкана 7.14, в котором содержится наибольшее среди образцов КОД количество Fe (18.2%, табл. 2). Корка “Подводного купола” содержит 24.6% Mn и 9.27% Fe. Соотношение количества этих элементов в изученных корках гайотов соответствует интервалу их концентраций в КМК С-3 Пацифики [10]. Такие вариации Mn и Fe отразились на величине Fe–Mn-модуля. В образцах с наличием 7 Å- и 10 Å-манганитов величина этого отношения максимальна и изменяется от 2.65 до 16.5 (табл. 2) за исключением образца В17-43/1, где это отношение равно 0.63, которое

является следствием резкого повышения количества железа (табл. 2).

Концентрации Si и Al зависят от географического местоположения формирования корок. По мере удаления от континента количество этих элементов уменьшается, а титана растет, что свидетельствует об увеличении гидрогенного влияния [10]. Концентрация фосфора в образцах В24-23, В25-36/15 и В38-25А/1 составляет 0.09, 0.08 и 0.08% соответственно, и отвечает гидротермальным образованиям. В остальных корках концентрация Р сопоставима с его количеством в нефосфатизированных слоях КМК [1].

Таблица 2. Химический состав, отношение Mn/Fe и скорости роста Fe–Mn-корок С-3 Пацифики

Элемент	КОД			“Подводный купол”	гайот Вулкано-лог	гайот Детройт				гайот Сет
	Вулкан 7.14	вулк. Макарова	Вулкан 3.19			Д13-1	Д13-2	Д13-3	Д13-4	
	В17-43/1	В24-33	В25-36/15							В38-25А/1
Si (%)	14.46	6.57	4.41	11.9	2.53	9.04	4.13	3.21	5.02	6.26
Al	3.08	1.94	1.76	2.18	0.66	1.47	0.48	0.31	1.04	1.33
Ca	1.53	2.14	2.45	1.94	2.81	1.51	2.37	2.71	3.08	2.31
Fe	18.2	3.72	2.49	9.27	16.2	26.2	20.6	16.9	14.6	18.8
K	0.86	1.05	0.89	1.19	0.56	1.51	0.48	0.45	0.75	0.61
Mg	0.98	2.03	1.98	1.67	1.22	0.98	1.05	1.08	1.27	1.14
Mn	11.6	38.3	41.1	24.6	27.3	12.6	24	28.7	26.6	19.7
Na	2.19	2.3	2.84	2.45	2.19	1.69	2.08	2.04	2.01	1.69
P	0.39	0.09	0.08	0.08	0.31	0.48	0.46	0.40	0.59	0.44
Ti	0.36	0.09	0.11	0.14	1.52	0.81	0.77	0.84	0.84	0.82
V (г/т)	469	100	353	76	490	637	757	733	561	603
Co	697	52.3	113	355	9458	3358	3031	3828	3913	3676
Ni	2380	182	795	237	6378	1209	3260	5130	5248	2734
Cu	305	35.6	111	12511	934	139	397	809	1218	597
Zn	444	150	1073	69.1	677	547	610	609	704	457
Mn/Fe	0.63	10.3	16.5	2.65	1.69	0.48	1.17	1.70	1.82	1.04
R мм/млн лет	24.4	3278	959	93.6	0.59	2.75	4.13	2.89	2.36	2.34

Таблица 3. Содержание РЗЭ и иттрия, величины цериевой и иттриевой аномалий в Fe–Mn-корках С-З Пацифики

Элемент	КОД			“Подводный купол”	гайот Вулканолог	гайот Детройт				гайот Сег
	Вулкан 7.14	Вулкан Макарова	Вулкан 3.19			Д13-1	Д13-2	Д13-3	Д13-4	
	В17-43/1	В24-33	В25-36/15			В38-25А/1	В23-9-9/5			
Y	134	15.5	21.1	21.1	176	141	222	177	199	189
La	1893	9.34	11.2	6.82	282	257	361	303	254	293
Ce	931	15.1	17.4	15.2	1791	1070	1349	1824	1541	797
Pr	48.6	2.15	2.51	1.97	49.4	60.3	82.4	74.1	60.1	64.1
Nd	192	9.3	11.1	9.01	197	257	357	312	254	260
Sm	45.2	2.1	2.56	2.32	41.4	57.2	77.1	69.9	56.5	56.1
Eu	10.4	0.57	0.69	0.81	10.4	13.6	18.9	16.4	13.7	13.2
Gd	43.8	2.58	3.41	3.2	47.5	59.1	85.2	72.5	62.5	59
Tb	6.71	0.37	0.5	0.46	7.44	8.54	13	11.4	9.31	9.38
Dy	35.5	2.41	3.22	2.88	42.5	46.1	70.5	61.3	52.4	53.1
Ho	6.64	0.51	0.71	0.65	8.88	8.73	14.2	11.7	10.7	10.5
Er	18.5	1.43	2.1	1.89	26.3	23.3	39.5	33.5	30.6	29.8
Tm	2.63	0.22	0.33	0.29	3.84	3.31	5.59	5.02	4.53	4.15
Yb	17.1	1.52	2.3	1.94	25.3	21.3	37.5	32	29.4	26.3
Lu	2.62	0.2	0.32	0.31	3.87	3.05	5.58	4.77	4.32	3.88
Ce/Ce*	2.24	0.78	0.76	0.95	3.46	1.98	1.80	2.81	2.88	1.34
Y/Ho*	0.72	1.08	1.06	1.14	0.70	0.57	0.55	0.54	0.66	0.64

Примечание. Ce/Ce* – цериевая ($Ce/Ce^* = Ce_{sn}/(La_{sn} \times 0.5) + (Pr_{sn} \times 0.5)$) и Y/Ho* – иттриевая аномалия, где sn – значения РЗЭ, нормализованные по PAAS [14].

Максимальная концентрация Со установлена в образце В23-9-9/5 (9458 г/т). Для остальных корок гайотов его количество изменяется от 3031 до 3913 г/т. Невысокое количество Со определено в образцах КОД, варьирующее в пределах 52.3–697 г/т (табл. 2). Такие концентрации прослеживаются как в гидротермальных, так и гидротермальных ЖМО островных дуг [11]. В целом количества Си, Ni и Zn в корках, формирующихся в условиях приконтинентального литогенеза, имеют более низкие концентрации, чем КМК гайотов. Исключения составляют концентрации Си в обр. В38-25А/1 (12511 г/т), Ni в обр. В17-43/1 (2380 г/т) и Zn в обр. В25-36/15 (1073 г/т), которые в основном отмечаются в КМК и/или железомарганцевых конкрециях. Однако в настоящее время известны задуговые гидротермальные ЖМО, сложенные 7 Å- и 10 Å-манганитами, с концентрацией Си до 1.53%, Ni до 4.6% и Со до 2.24%, которые сорбированы Fe–Mn-веществом [12].

В корках гайотов, а также подводного вулкана 7.14 распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) отражает их гидротермальное накопление. Отчетливо проявлена положительная цериевая аномалия, которая изменяется в пределах 1.34–3.46, а также отрицательная иттриевая аномалия (рис. 3), выраженная отношением нормированных на сла-

нец иттрия к гольмию, составляет 0.54–0.72. Напротив, образцы с подводных вулканов Макарова и 3.19, а также “Подводного купола”, характеризуются более низкими концентрациями РЗЭ и Y и в своем составе имеют отрицательную (0.76–0.95) цериевую аномалию, а отношение Y/Ho* более единицы (1.07–1.35), что отвечает накоплению редких земель в условиях гидротермальной поставки вещества [13]. На классификационных диаграммах (рис. 4) зависимости величины Ce-аномалии от содержания Nd (а) и величине отношения нормированных Y к Ho (б) образцы Fe–Mn-корок, имеющих наименьшие суммы РЗЭ+Y, а также характеризующиеся отрицательной Ce- и положительной Y-аномалиями, располагаются в поле гидротермальных образований. Корки с положительной Ce- и отрицательной Y-аномалиями, отличающиеся значительно высокой суммой РЗЭ, расположены в поле гидротермальных образований.

Исходя из геологических условий залегания Fe–Mn-корок и полученных данных об их минеральном и химическом составе, а также особенностях накопления РЗЭ с уверенностью можно констатировать, что образцы В24-23, В25-36/15 и В38-25А/1 имеют гидротермальный генезис. Fe–Mn-корки гайотов Вулканолог (В23-9-9/5), Дет-

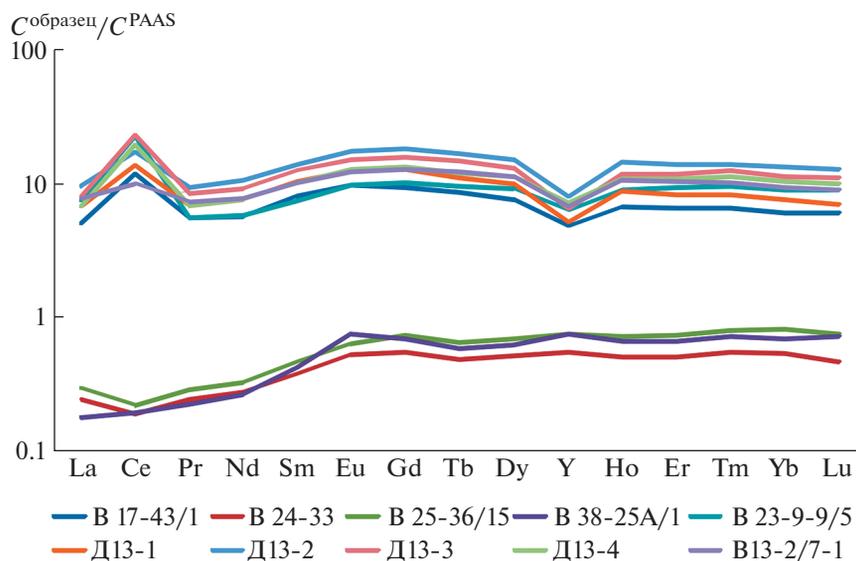


Рис. 3. Распределение сланец (PAAS [13]) нормализованных РЗЭ + Y в Fe–Mn-корках С-3 Пацифики.

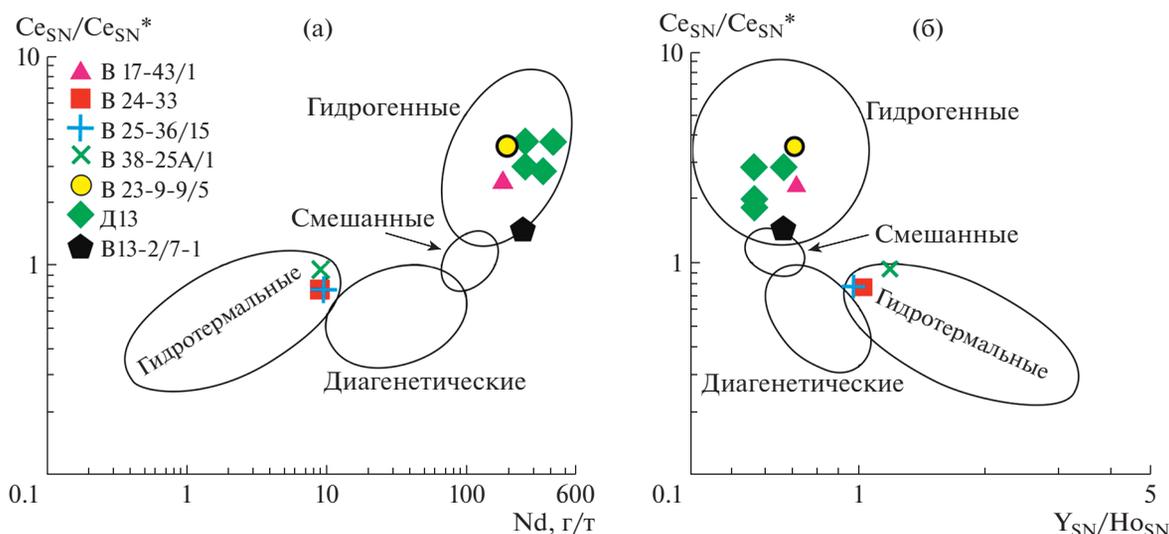


Рис. 4. Классификационные диаграммы отношения величин цериевой аномалии к содержанию Nd (а) и к величине отношения сланец (PAAS) нормализованных Y и Ho (б) [13].

ройт (Д13) и Сет (В13-2/7-1), а также подводного вулкана 7.14 соответствуют гидрогенным образованиям.

Результаты селективного выщелачивания говорят о практически полном растворении Mn оксидов (фаза II) и связанных с ними элементов (рис. 5). Максимальное количество Fe связано с третьей вытяжкой (фаза оксигидроксидов Fe) в независимости от генезиса ЖМО (рис. 5). Его небольшое количество высвобождается вместе с Mn-оксидами, что связывается с вхождением Fe в структуру Mn-минералов [1]. Довольно большая часть Fe содержится в алюмосиликатной состав-

ляющей обр. В38-25А/1, в котором установлена максимальная концентрация Cu (12511 г/т) среди изученных образцов. Можно предположить, что этот образец содержит медьсодержащие минералы. Однако дифрактометрией они не установлены, а основная часть меди связана с марганцевой фазой (рис. 5), что говорит о ее сорбированной форме в данной Fe–Mn-корке. Возможно, в пробе содержатся обломки вулканческих пород, так как в ней резко возрастает количество Si (табл. 2).

Гидрогенные Fe–Mn-корки, не подвергшиеся гидротермальному воздействию, содержат минимум Cu в Mn фазе (рис. 5). В гидротермальных об-

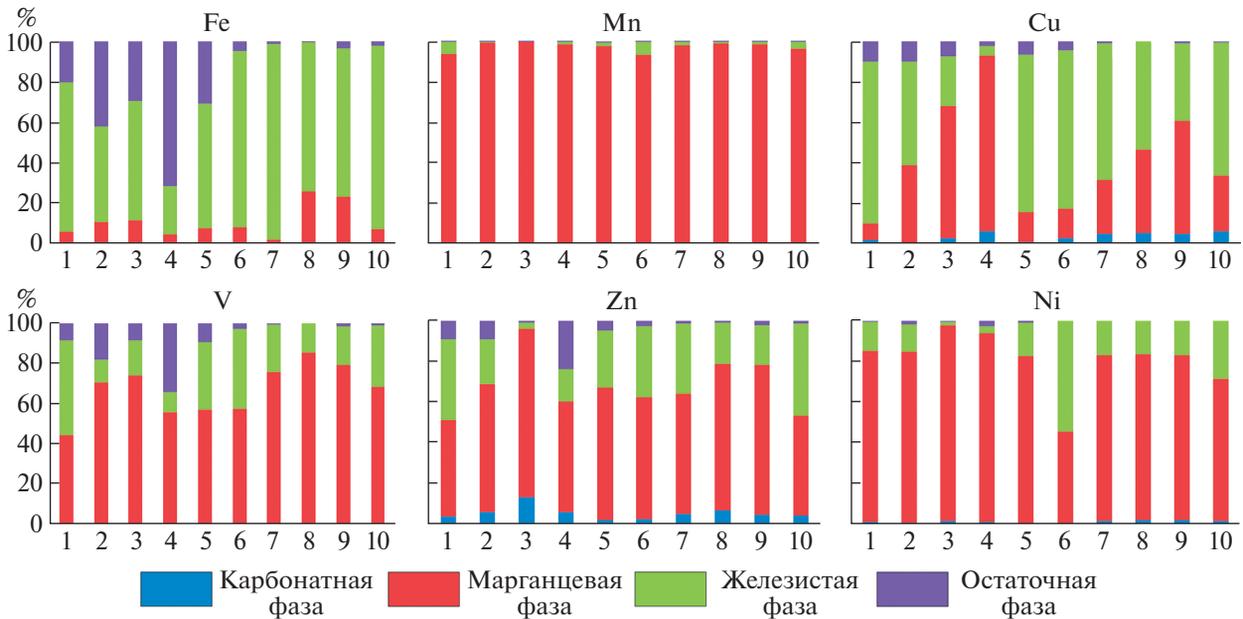


Рис. 5. Процентное отношение содержания элементов в минеральных фазах Fe–Mn-корок. 1 – обр. В17-43/1; 2 – обр. В24-33; 3 – обр. В25-36/15; 4 – обр. В38-25А/1; 5 – обр. В23-9-9/5; 6 – обр. Д13-1; 7 – обр. Д13-2; 8 – обр. Д13-3; 9 – обр. Д13-4; 10 – обр. В13-2/7-1.

разованиях содержание этого металла, связанного с оксидами Mn, резко возрастает (рис. 5). Повышение количества Cu также наблюдается в гидротермальных корках с установленным гидротермальным воздействием на формирование их валового вещественного состава [2, 3]. Подобный характер распределения между минеральными фазами наблюдается для ванадия. Максимальная его часть, среди всех образцов, связывается с остаточной алюмосиликатной фазой обр. В38-25А/1 (рис. 5). Это же наблюдается и для цинка. Причем прослеживается тенденция увеличения количества элементов в ЖМО, формирующихся в области приконтинентального литогенеза. Это подтверждает увеличение терригенного материала в общей рудной массе ЖМО.

По данным [6] практически весь Ni в гидротермальных ЖМО связывается с Mn-оксидами, а в гидротермальных разностях часть его переходит в железистую фазу, что связывается с формами его нахождения в морской воде и гидротермальном флюиде. Полученные нами данные по распределению этого металла в Fe–Mn-корках разного генезиса С-3 Пацифики не согласуются с данными [6], а именно, часть Ni (20–50%) в КМК связывается с железистой фазой (рис. 5). Экспериментальные работы по изменению времени обработки реактивом пробы, соотношения навеска–реактив, а также изучению структурного состояния вещества после каждой кислотной вытяжки показали, что при растворении каждой из минеральных фаз выход в вытяжку элементов состав-

ляет 95–97%. При этом разрушение остальных фаз не происходит [9]. Таким образом, присутствие никеля в железистой фазе в гидротермальных образованиях указывает и на иные формы нахождения этого металла в морской воде и требует дополнительных исследований. Возможно, ключевая роль в перераспределении никеля между двумя главными фазами зависит от глубины и географического места формирования ЖМО.

ВЫВОДЫ

Гидротермальная Fe–Mn-корка “Подводного купола” содержит высокие концентрации меди (до 12511 г/т). В гидротермальных образованиях КОД выявлена высокая концентрация цинка 1073 г/т, которая больше, чем в КМК. В гидротермальных Fe–Mn-корках КОД содержание Ni близко его количеству в КМК.

По данным фазового анализа медь в образце В38-25А/1 почти на 90% связана с оксидами Mn и находится в сорбированном состоянии.

В гидротермальных Fe–Mn-корках, подвергшихся гидротермальному воздействию, происходит рост накопления меди марганцевой фазой. Это тенденция характерна для ванадия и цинка, но в меньшей степени.

Таким образом, проведенные исследования по распределению химических элементов в минеральных фазах Fe–Mn-корок разного генезиса показали, что рудные корки способны в своем составе фиксировать гидротермальную активность,

проявленную в пределах отдельных геологических структур.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 18-17-00015, <https://rscf.ru/project/18-17-00015/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батулин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
2. Михайлик Е.В., Ханчук А.И., Михайлик П.Е., Баринов, Н.Н., Зарубина Н.В. Первая находка видимого золота в железомарганцевых корках Тихого океана // ДАН. 2013. Т. 449. № 5. С. 574–578.
3. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Иванов М.В., Рашидов В.А., Зарубина Н.В., Блохин М.Г., Баринов Н.Н., Плетнев С.П. Аномально высокое содержание ртути в гидротермальных железомарганцевых корках гайоты Сет (СЗ Тихого океана) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 275–285.
4. Ocean Drilling Program / Rea D.K., Basov L.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds.). 1995. Proc. ODP, Sci. Results, 145: College Station, TX. 690 p.
5. Hannington M.D. The Formation of Atacamite during Weathering of Sulfides on the Modern Sea Floor // The Canadian Mineralogist. 1993. V. 31. P. 945–956.
6. Koschinsky A., Hein J.R. Acquisition of Elements from Seawater by Ferromanganese Crusts: Solid Phase Associations and Seawater Speciation // Mar. Geol. 2003. V. 198. P. 331–351.
7. Михайлик П.Е., Вишневецкая И.А., Михайлик Е.В., Блохин М.Г., Червяковская М.В., Рашидов В.А., Жэнь С. Генезис и изотопный состав Nd железомарганцевых образований Охотского моря и Курильской островной дуги // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1309–1326.
8. Иванов В.В., Ханчук А.И., Михайлик П.Е. Природа самородного золота в железомарганцевых корках северо-западной части Тихого океана // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 44–48.
9. Иванова Ю.М., Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Блохин М.Г. Вещественный состав и условия формирования железомарганцевых корок хребта Зонне (Курильская котловина, Охотское море) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 9. С. 1292–1309.
10. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е., Мельников, Э.Л. Школьник и др., М.: Наука, 1995. 368 с.
11. Glasby G.P., Cherkashov G.A., Gavrilenko G.M., Rashidov V.A., Slovtsov I.B. Submarine Hydrothermal Activity and Mineralization on the Kurile and Western Aleutian Island Arcs, N.W. Pacific // Marine geology. 2006. V. 231. P. 163–180.
12. Pelleter E., Fouquet Y., Etoubleau J., Cheron S., Labanieh S., Josso P., Bollinger C., Langlade J. Ni-Cu-Co-rich Hydrothermal Manganese Mineralization in the Wallis and Futuna Back-arc Environment (SW Pacific) // Ore Geology Reviews. 2017. V. 87. P. 126–146.
13. Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J.R., Kuhn T., Usui A. Discriminating between Different Genetic Types of Marine Ferromanganese Crusts and Nodules Based on Rare Earth Elements and Yttrium // Chemical Geology. 2014. V. 381. P. 1–9.
14. McLennan S.M. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements / Eds. B.R. Lipin and G.A. McKay. // Rev. Mineral. 1989. V. 21. P. 169–200.

DISTRIBUTION OF CHEMICAL ELEMENTS IN MINERAL FRACTIONS OF FERROMANGANESE CRUSTS FROM THE N-W PACIFIC

P. E. Mikhailik^{a, #}, Academician of the RAS A. I. Khanchuk^a, E. V. Mikhailik^a, and V. A. Rashidov^b

^aFar East Geological Institute, Vladivostok, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

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

[#]E-mail: mikhailik@fegi.ru

The Fe, Mn, Co, V, Zn and Ni distribution in the mineral fraction of different genesis ferromanganese crusts from the island arc and the open part of the Pacific Ocean have been studied. Hydrothermal Fe–Mn crusts from the Volcanic dome which located 47 km far from Chagulan is. (Aleut island arc) contain up to 12511 ppm of copper. Kuril Island Arc (KIA) hydrothermal Fe–Mn crusts contain up to 1073 ppm of zinc. The nickel concentration (2078 ppm) in KIA hydrogenetic Fe–Mn crusts is comparable to its amount in the Co-rich crusts. The results of sequential leaching experiment show that the up to 90% of copper total amount is sorbed by Mn oxides in hydrothermal deposits. Redistribution of copper between Mn oxides and hydrous Fe oxides is observed in hydrogenetic Fe–Mn crusts which were under hydrothermal influence. The amount of copper in Mn oxides is lift in these deposits. This trend is like for Zn and V.

Keywords: sequential leaching, ferromanganese crusts, genesis, N-W Pacific

УДК 553.08

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЗЫ СИСТЕМЫ Pd–Bi–Se В РУДАХ Au–Pd-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУДНОЕ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)

© 2022 г. С. А. Онищенко^{1,*}, С. К. Кузнецов^{1,**}, Е. М. Тропников¹

Представлено академиком РАН А.М. Асхабовым 08.12.2021 г.

Поступило 14.12.2021 г.

После доработки 29.12.2021 г.

Принято к публикации 11.01.2022 г.

В системе Pd–Bi–Se известен только один минерал – падмаит PdBiSe, в составе которого присутствуют все три элемента. В рудах золото-палладиевого месторождения Чудное обнаружены три соединения с различными соотношениями этих элементов: падмаит, фаза Pd₆BiSe и фаза, близкая к Pd₃Bi₂Se₂. Висмутоселениды палладия находятся в сростании с самородным золотом и приурочены к прожилкам хромсодержащего мусковита (фуксита) в риолитах. Фаза Pd₆BiSe подвержена замещению оксидами палладия.

Ключевые слова: падмаит PdBiSe, фаза Pd₆BiSe, фаза Pd₃Bi₂Se₂, оксиды Pd

DOI: 10.31857/S2686739722050115

Известны многочисленные минералы палладия, которые представлены интерметаллидами, сульфидами, арсенидами, минералами систем Pd–Bi–Te, Pd–As–Sb и другими [1]. К тройной системе Pd–Bi–Se относятся минералы бинарных систем Pd–Bi и Pd–Se: соболевскит PdBi (гексагональный), полярит PdBi (ромбический), фрудит PdBi₂, палладсеит Pd₁₇Se₁₅, вербикит PdSe₂, гуанахуатит Bi₂Se₃, лайтакарит Bi₄(Se,S)₃ и невскит Bi(Se,S). Единственным минералом системы Pd–Bi–Se, в составе которого присутствуют все три элемента, является падмаит PdBiSe.

Падмаит открыт в слюдистых метасоматитах уран-ванадиевого месторождения Средняя Падма в Южной Карелии [2]. Впоследствии на этом же месторождении в ассоциации с падмаитом были открыты еще два минерала – судовиковит PtSe₂ [3] и малышевит PdBiCuS₃ [4], приуроченные к роскоэлит-хромсаладонит-доломитовому прожилку с селенидной и благороднометалльной минерализацией. Находки падмаита в других месторождениях немногочисленны, в ассоциации с другими минералами палладия и сперрилитом он обнаружен на золоторудном месторождении Бу-

рако ду Оро (Buraco do Ouro) в Бразилии [5], мелкое включение падмаита в соболевските отмечено в Мончегорском рудном районе на Кольском полуострове [6].

Система Pd–Bi–Se представляет значительный интерес в связи с возможным существованием и более широким развитием различных фаз Pd–Bi–Se-состава по аналогии с системами Pd–Bi–Te и Pd–As–Sb. Между тем, в природных условиях кроме падмаита и недостаточно изученной фазы Pd₃(Se, Bi) [7], других соединений не отмечено. Авторами в Au–Pd-рудах месторождения Чудное выявлены три минеральные фазы, относящиеся к системе Pd–Bi–Se: падмаит PdBiSe, фаза Pd₆BiSe и фаза, близкая к Pd₃Bi₂Se₂.

Изучались полированные шлифы концентратов тяжелых минералов, монтированные в эпоксидной смоле. Концентраты получены из измельченных до 1 мм рудных проб массой 5–10 кг. Исследования проведены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН с использованием оптического микроскопа Nikon Eclipse LV 100 ND. Состав минералов определялся на электронном микроскопе “TescanVega” 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 “Oxford Instruments” (оператор Е.М. Тропников). Напряжение 20 кВ, характеристические линии: Au Mα, Ag Lα, Cu Kα, Pd Lα, Bi Mα, Se Lα, Sb Lα, Te Lα, O Kα, эталоны – чистые металлы для Au, Ag, Cu, Pd, Bi, Se, Sb; InAs для As, HgTe для Te, SiO₂ для кислорода. Время набора спектров составляло

¹ Институт геологии Федерального Исследовательского центра Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, Сыктывкар, Россия

*E-mail: mine222@ya.ru

**E-mail: kuznetsov@geo.komisc.ru

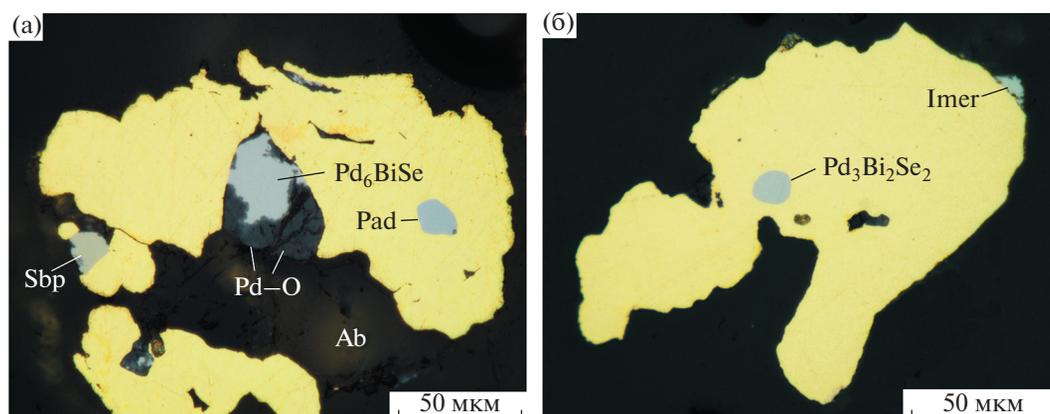


Рис. 1. Минералы палладия в сростании с самородным золотом. Pad – падмаит PdBiSe, Imer – изомертиит или мертиит I, Sbp – стибипалладинит или мертиит II, Pd–O – оксиды палладия, Ab – альбит. Изображения в отраженном свете.

60–80 с (600 тыс. импульсов). Погрешность определения (мас. %): Pd – 0.4, Bi – 0.4, Se – 0.2, Te – 0.25, O – 0.3.

Золото-палладиевое месторождение Чудное находится на западном склоне Приполярного Урала в бассейне верхнего течения р. Кожим [8, 9]. Самородное золото заключено главным образом в прожилках Cr-содержащего мусковита (фуксита) в риолитах. Фуксит представлен тонкочешуйчатыми агрегатами изумрудно-зеленого цвета, содержание Cr₂O₃ обычно составляет 1–7 мас. %. Вместе с фукситом в прожилках присутствуют алланит (в том числе Cr-содержащий), кварц, альбит, отмечаются кальцит, калиевый полевой шпат, титанит, апатит, цинкохромит и другие минералы. Сульфиды практически отсутствуют.

Самородное золото образует в фуксите выделения чешуйчатой, уплощенной и неправильной формы, размер их варьирует от 1–2 мкм до 2 мм, крайне редко достигает 8 мм. Золото месторождения по основным элементам относится к системе Au–Ag–Cu, в качестве примеси присутствуют Pd и Hg. По нашим данным, содержание Au заключено в диапазоне от 65.8 до 92.7 мас. %, содержание Ag – от 0.4 до 33.8 мас. %, почти всегда присутствует Cu – до 12.7 мас. % и Pd – до 2.9 мас. %, отмечается Hg. Золото, являвшееся при высокой температуре гомогенным твердым раствором, при понижении температуры остается гомогенным или, при содержании Cu более 1.1–2.5 мас. %, распадается на две или три фазы. Матрица в структурах распада имеет Ag–Au-состав, пластинки или таблички соответствуют фазе Au₃Cu и тетраурикуприду AuCu. Самородное золото подвержено замещению высокопробным золотом в виде пятен, каем и прожилков [10].

В сростании с золотом находятся арсеноантимониды, теллуровисмутиды и висмутоселениды палладия, изредка клаусталит PbSe и сперрилит

PtAs₂. Отмечены единичные мельчайшие включения Se-содержащего халькозина Cu_{1.86}S_{0.66}Se_{0.48} в золоте гомогенного строения.

Наиболее распространенные в рудах месторождения арсеноантимониды палладия представлены двумя минеральными видами. В одном из них сурьма значительно преобладает над мышьяком (средние содержания, мас. %): Pd – 69.2, Sb – 26.5, As – 3.4, что соответствует составу стибипалладинита и мертиита II. Второй минерал в среднем содержит (мас. %): Pd – 70.1, Sb – 16.9, As – 9.6 и идентифицируется как изомертиит или мертиит I. Реже встречается атенеит – минерал с идеализированной формулой Pd₂(As_{0.75}Hg_{0.25}). Теллуровисмутиды палладия образуют редкие выделения размером до 30 мкм, замещаемые оксидами палладия. Единичное включение в золоте по составу Pd_{1.00}Bi_{0.70}Te_{0.23}Sb_{0.07} соответствует соболевскому.

Падмаит отмечен в виде включения в самородном золоте гомогенного строения, заключенном в альбите (рис. 1 а). Размер выделения падмаита 15 мкм. В сростании с золотом находятся фаза Pd₆BiSe и арсеноантимонид палладия (изомертиит или мертиит I). Состав золота (мас. %): Au – 89.9, Ag – 8.9, Cu – 0.9, Pd – 0.7, формула Au_{0.81}Ag_{0.15}Cu_{0.03}Pd_{0.01}. В золоте присутствуют мелкие пятна вторичного высокопробного золота, отличающиеся более насыщенным желтым цветом. Состав падмаита (мас. %): Pd – 28.43, Bi – 52.81, Se – 19.35, сумма – 100.59, формула Pd_{1.05}Bi_{0.99}Se_{0.96}.

Фаза, близкая к Pd₃Bi₂Se₂, обнаружена в виде включения размером 10 мкм в самородном золоте гомогенного строения (рис. 1 б). В сростании с золотом находится также арсеноантимонид палладия (стибипалладинит или мертиит II). Состав золота (мас. %): Au – 88.4, Ag – 7.5, Cu – 1.6, Pd – 0.7, формула Au_{0.81}Ag_{0.13}Cu_{0.05}Pd_{0.01}. По отражению

и цвету фаза $\text{Pd}_3\text{Bi}_2\text{Se}_2$ напоминает падмаит. Состав фазы (мас. %): Pd – 36.66, Bi – 45.41, Se – 15.93, Te – 0.60, U – 1.22, сумма – 99.82, (ат. %): Pd – 44.55, Bi – 28.10, Se – 26.08, Te – 0.60, U – 0.66. Расчет на формулу соединения $\text{Pd}_3\text{Bi}_2\text{Se}_2$, известного по экспериментальным данным [11], приводит к $\text{Pd}_{3.12}\text{Bi}_{1.97}\text{Se}_{1.83}\text{Te}_{0.04}\text{U}_{0.04}$. Фаза $\text{Pd}_3\text{Bi}_2\text{Se}_2$ по составу является селеновым аналогом вымазаловаита $\text{Pd}_3\text{Bi}_2\text{S}_2$, открытого в рудах Талнахского месторождения (Норильский район) в Красноярском крае [12].

Фаза Pd_6BiSe встречается в различных участках руд в сростании с самородным золотом гомогенного строения следующего состава (по 13 анализам, мас. %): Au – 88.1–91.1, Ag – 8.2–11.1, Cu – до 1.4, Pd – до 1.2) (рис. 1а, 2). Помимо золота, наблюдаются сростания с хромсодержащим мусковитом (фукситом), альбитом, арсеноантимонидами палладия и алланитом неоднородного строения, в котором иногда отмечается наличие Cr_2O_3 (0.7–3.3 мас. %). Размер выделений фазы от 3 до 60 мкм. Цвет серый, по отражению примерно соответствует падмаиту. Фаза характеризуется высокой степенью однородности и постоянством состава (табл. 1). Средний состав по 13 анализам (мас. %): Pd – 69.50, Bi – 22.60, Se – 8.19, сумма – 100.29, формула на 8 атомов $\text{Pd}_{6.04}\text{Bi}_{1.00}\text{Se}_{0.96}$. По атомным соотношениям состав фазы может быть представлен как $\text{Pd}_3(\text{Bi}, \text{Se})$, учитывая, что соединения Pd_3Bi и Pd_3Se (точнее $\text{Pd}_{34}\text{Se}_{11}$) известны в экспериментально изученных бинарных системах Pd–Bi [13] и Pd–Se [14]. Вместе с тем в изученной фазе атомные количества Bi и Se всегда практически равны, что, видимо, свидетельствует об отсутствии изоморфизма между этими элементами, поэтому для фазы предлагается идеализированная формула Pd_6BiSe .

Фаза аналогичного Pd–Bi–Se-состава обнаружена на месторождении Серра-Пелада в Бразилии в виде включения в самородном золоте [7]. Состав фазы (мас. %): Pd – 68.76, Au – 3.61, Pt – 0.35, Bi – 19.91, Se – 8.44, сумма – 101.07, формула $\text{Pd}_{2.976}\text{Au}_{0.084}\text{Pt}_{0.008}\text{Se}_{0.439}\text{Bi}_{0.492}$. Авторами отмечено соответствие состава формуле $\text{Pd}_3(\text{Se}, \text{Bi})$ [7], но учитывая, что атомное количество Bi и Se является очень близким, формула минерала может быть представлена как Pd_6BiSe . По экспериментальным данным соединение состава Pd_6BiSe в системе Pd–Bi–Se не установлено [11].

На месторождении Чудное во всех палладиевых минералах фиксируются эпигенетические изменения, имеющие окислительный характер. В арсеноантимонидах палладия эти процессы проявлены слабо, но фаза Pd_6BiSe всегда в той или иной степени замещается вторичными минералами.

Таблица 1. Состав фазы Pd_6BiSe

Проба	№ зерна	Pd	Bi	Se	Сумма
Мас. %					
21_102	4*	69.10	22.72	8.39	100.21
”	13	69.46	22.63	8.10	100.19
”	14	69.59	22.55	8.32	100.46
”	15	68.74	23.17	8.58	100.49
”	17	68.73	23.54	8.40	100.67
21_103	1**	70.51	21.69	7.79	99.99
”	5	69.69	22.21	8.05	99.95
”	14	69.36	23.03	8.02	100.41
24_137	6	69.50	22.44	8.20	100.14
”	8***	69.33	22.60	8.03	99.96
”	10	69.95	22.22	8.29	100.46
”	12	70.34	21.78	7.70	99.82
11236	3	69.18	23.19	8.58	100.95
Среднее (n = 13)		69.50	22.60	8.19	100.29
Коэффициенты в формуле Pd_6BiSe					
21_102	4	6.01	1.01	0.98	8.00
”	13	6.05	1.00	0.95	8.00
”	14	6.03	1.00	0.97	8.00
”	15	5.97	1.02	1.01	8.00
”	17	5.98	1.04	0.98	8.00
21_103	1	6.13	0.96	0.91	8.00
”	5	6.07	0.98	0.95	8.00
”	14	6.04	1.02	0.94	8.00
24_137	6	6.05	0.99	0.96	8.00
”	8	6.05	1.00	0.95	8.00
”	10	6.05	0.98	0.97	8.00
”	12	6.13	0.97	0.90	8.00
11236	3	5.98	1.02	1.00	8.00
Среднее (n = 13)		6.04	1.00	0.96	8.00

Примечание. * – рис. 1 а, ** – рис. 2 в, г, *** – рис. 2 а, б.

На рис. 2а, 2б отражен один из вариантов такого преобразования, при котором фаза Pd_6BiSe замещается оксидами Pd в виде каймы и окружается широкой полосой гидроксидов Mn. Гидроксиды Mn такого же состава развиваются по трещинкам спайности в фуксите. Состав оксидов Pd весьма специфичен, от исходной фазы отличаются полным отсутствием Se и значительной потерей Bi при высоком содержании Se (мас. %): Pd – 48.28, Bi – 5.41, Se – 8.87, Mn – 4.61, Cu – 3.37, Si – 0.71, P – 0.29, O – 16.2. Высокое содержание церия при очень незначительном количестве фосфора и кремния позволяет предполагать, что он присутствует в форме четырехвалентного оксида или карбоната. Гидроксиды Mn не содер-

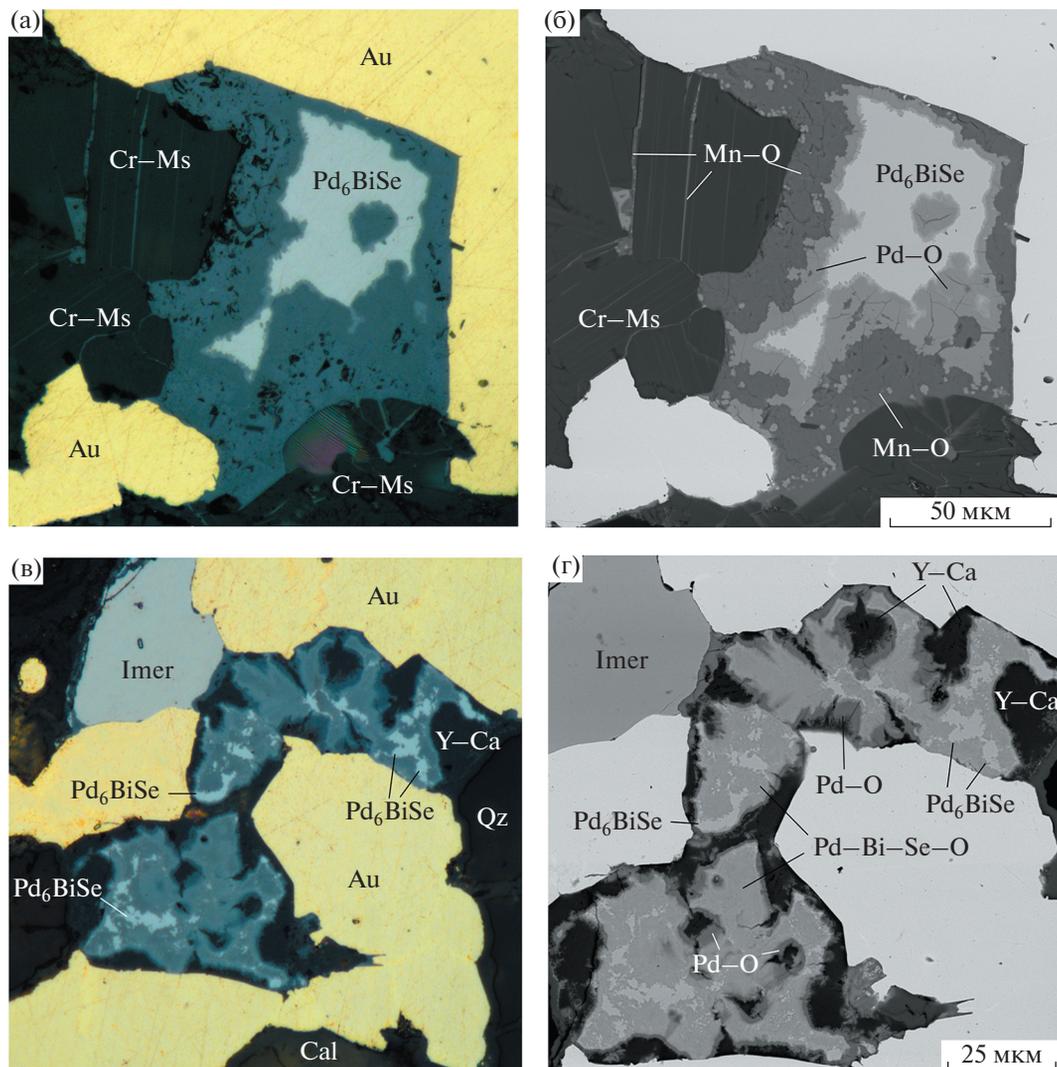


Рис. 2. Замещение фазы Pd_6BiSe оксидами палладия. Au – самородное золото, Cr–Ms – хромсодержащий мусковит (фуксит), Mn–O – гидроксиды Mn, Imer – изомертиит или мертиит I, Pd–Bi–Se–O – Pd–Bi–Se-оксиды, Pd–O – оксиды палладия, Y–Ca – Y–Ca-карбонат, Qz – кварц, Cal – кальцит. Изображения в отраженном свете (а, в) и отраженных электронах (б, г).

жат ни Pd, ни Se, но присутствует Bi, а кроме того Se и Ba (мас. %): Mn – 39.89, Bi – 6.93, Ba – 6.09, Se – 3.04, Ca – 1.1, O – 14.9.

Другой характер замещения фазы Pd_6BiSe оксидами Pd отображен на рис. 2в, 2г. При внешнем сходстве результатов замещения химизм преобразований совершенно иной. Фаза Pd_6BiSe замещается неоднородной массой Pd–Bi–Se-оксидов, которые окружены тонкой каймой оксидов Pd, а промежутки между ними и самородным золотом выполнен Y–Ca-карбонатом. При образовании Pd–Bi–Se-оксидов значительно уменьшается содержание Pd (мас. %): Pd – 53.63, Bi – 25.40, Se – 7.41, O – 10.39. Расчет баланса между Pd, Bi, Se и кислородом показывает, что некоторая доля этих элементов присутствует в неокис-

ленной форме. В оксидах палладия сохраняется часть висмута, селен не обнаружен, присутствует Y и лантаноиды (мас. %): Pd – 59.14, Bi – 4.23, Mn – 1.43, Cu – 0.56, Si – 0.6, Y – 2.04, La – 0.72, Ce – 0.86, Nd – 0.71, Sm – 0.61, Gd – 0.74, Dy – 0.77, O – 17.51. Состав Y–Ca-карбоната (мас. %): CaO – 13.1, Y_2O_3 – 30.4, Nd_2O_3 – 0.9, Sm_2O_3 – 1.3, Gd_2O_3 – 5.7, Tb_2O_3 – 1.1, Dy_2O_3 – 5.2, Er_2O_3 – 1.2. Обращает на себя внимание, что арсеноантимонид палладия, присутствующий в сростании с золотом и фазой Pd_6BiSe , только незначительно замещается оксидами палладия.

Следует заметить, что при значительных вариациях состава самородного золота в рудах месторождения висмутоселениды палладия ассоциируют с золотом, состав которого ограничен узкими

рамками. Это наиболее высокопробное (Au – 88.1–91.1 мас. %) золото гомогенного строения с относительно невысокими содержаниями Ag, Cu и Pd. При этом фазы Pd–Bi–Se-состава с резко различными содержаниями палладия находятся в сростании с золотом, концентрация палладия в котором практически одинакова.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что в природных условиях образуются несколько фаз Pd–Bi–Se-состава, помимо падмаита PdBiSe существуют фаза Pd₆BiSe со стехиометрическими отношениями между элементами и фаза с ориентировочной формулой Pd₃Bi₂Se₂. Фаза Pd₆BiSe подвержена замещению оксидами палладия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cabri L.J.* The Platinum-Group Minerals. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements*. Edited by L.J. Cabri. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. Special. V. 54. P. 13–129.
2. *Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П., Никитин С.А., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П., Крейсер Ю.Л., Колычева Т.И.* Падмаит PdBiSe – новый селенид палладия и висмута из метасоматитов Южной Карелии // *Зап. ВМО*. 1991. Ч. 120. № 3. С. 85–88.
3. *Полеховский Ю.С., Тарасова И.П., Нестеров А.Р., Пахомовский Я.А., Бахчисарайцев А.Ю.* Судовиковит PtSe₂ – новый селенид платины из метасоматитов Южной Карелии // *ДАН*. 1997. Т. 354. № 1. С. 82–85.
4. *Черников А.А., Чистякова Н.И., Уваркина О.М., Дубинчук В.Г., Рассулов В.А., Полеховский Ю.С.* Малышевит PdBiCuS₃ – новый минерал из месторождения Средняя Падма в Южной Карелии // *Новые данные о минералах*. 2006. Вып. 41. С. 14–17.
5. *Menez J., Botelho N.F.* Ore Characterization and Textural Relationships among Gold, Selenides, Platinum-group Minerals and Uraninite at the Granite-related Buraco do Ouro Gold Mine, Cavalcante, Central Brazil // *Miner. Mag.* 2017. V. 81. № 3. P. 463–475.
6. *Мирошникова Я.А., Чернявский А.В., Базай А.В.* Рудная минерализация участка Южноопчинский-1 (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров) // *Зап. РМО*. 2019. Ч. 148. № 1. С. 38–48.
7. *Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R., Cravo Costa C.H.* Palladium and Platinum Minerals from the Serra Pelada Au–Pd–Pt Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil // *Canad. Miner.* 2002. V. 40. № 5. P. 1451–1463.
8. *Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П.* Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // *Геология руд. месторождений*. 1996. Т. 38. № 1. С. 15–30.
9. *Palyanova G., Murzin V., Borovikov A., Karmanov N., Kuznetsov S.* Native Gold in the Chudnoe Au-Pd-REE Deposit (Subpolar Urals, Russia): Composition, Minerals in Intergrowth and Genesis // *Minerals*. 2021. 11. 451.
10. *Онищенко С.А., Кузнецов С.К., Тропников Е.М.* Эпигенетические изменения медистого золота в структуре распада Au–Ag–Cu–Pd-твердого раствора // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2020. Т. 492. № 2. С. 35–38.
11. *Villars P., Cenzual K., Gladyshevskii R.* Handbook of Inorganic Substances. Berlin; Boston: De Gruyter. 2014. 1717 p.
12. *Sluzhenikin S.F., Kozlov V.V., Stanley C.J., Lukashova M.L., Dicks K.* Vymazalováite, Pd₃Bi₂S₂, a New Mineral from the Noril'sk-Talnakh Deposit, Krasnoyarskiy Region, Russia // *Miner. Mag.* 2018. V. 82. № 2. P. 367–373.
13. *Диаграммы состояния двойных металлических систем*. Том 1. Под ред. Н.П. Лякишева. 1996. М.: Машиностроение. 992 с.
14. *Takabatake T., Ishikawa M., Jorda J.L.* Superconductivity and Phase Relations in the Pd–Se System // *Journal of the Less-Common Metals*. 1987. V. 134. № 1. P. 79–89.

MINERAL PHASES OF THE Pd–Bi–Se SYSTEM FROM ORES OF THE Au–Pd CHUDNOE DEPOSIT (SUBPOLAR URALS, RUSSIA)

S. A. Onishchenko^{a,#}, S. K. Kuznetsov^{a,##}, and E. M. Tropnikov^a

^aInstitute of Geology Federal Research Center, Komi Scientific Center, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russian Federation

[#]E-mail: mine222@ya.ru

^{##}E-mail: kuznetsov@geo.komisc.ru

In the Pd–Bi–Se system, the only known mineral is padmaite PdBiSe, which contains all three elements. Three compounds with different element ratios were found in the ores of the Chudnoe deposit: padmaite, the Pd₆BiSe phase, and a phase close to Pd₃Bi₂Se₂. Palladium bismuthoselenides are found in the intergrowth with native gold and are confined to veins of chromium-bearing muscovite (fuchsite) in rhyolites. The Pd₆BiSe phase is subjected to substitution by palladium oxides.

Keywords: padmaite PdBiSe, Pd₆BiSe phase, Pd₃Bi₂Se₂ phase, Pd oxides

УДК 552.3

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДЕ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ЗАПОЛЯРНАЯ (ВЕРХНЕМУНСКОЕ ПОЛЕ, СИБИРСКИЙ КРАТОН)

© 2022 г. С. В. Потапов^{1,*}, И. С. Шарьгин¹, К. М. Константинов^{1,2}, Б. С. Данилов¹, Ю. Д. Щербаков³, академик РАН Ф. А. Летников¹

Поступило 25.10.2021 г.

После доработки 09.02.2022 г.

Принято к публикации 10.02.2022 г.

Приводятся результаты исследования первичных раскристаллизованных расплавных включений в хромшпинелиде кимберлитов среднепалеозойской трубки Заполярная (Верхнемунское поле, Сибирский кратон). Включения состоят из агрегата дочерних минералов, представленных кальцитом, доломитом, ньереритом $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, грегориитом $(\text{Na}, \text{K})_2\text{CO}_3$, нортупитом $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$, брэдлийитом $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$, апатитом, хлоридами (сильвин и/или галит), флогопитом, оливином, магнетитом и джерфишеритом $\text{K}_6(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Ni})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$. Карбонаты преобладают над силикатами. Ассоциация дочерних минералов включений свидетельствуют о том, что родительский кимберлитовый расплав трубки Заполярная был обеднен кремнием и обогащен щелочами (как натрием, так и калием), а также CO_2 , и, возможно, имел щелочно-карбонатитовый состав.

Ключевые слова: кимберлит, расплавные включения, кимберлитовый расплав, кратон, мантия

DOI: 10.31857/S2686739722050139

Кимберлиты – уникальные магматические породы, возникшие в результате кристаллизации расплавов, имеющих наиболее глубинное происхождение (>150 км) [1, 2]. Вопрос о составе родительских расплавов кимберлитов до сих пор является дискуссионным [2, 3]. Сложность решения данной проблемы заключается в том, что валовый состав кимберлитов не отвечает составу их родительских расплавов, так как они содержат большое количество ксеногенного материала и практически повсеместно преобразованы вторичными процессами [2, 3].

Одним из подходов, используемых для реконструкции состава родительских расплавов, является исследование первичных расплавных включений в минералах магматических пород [3, 4]. В последнее время первичные расплавные включения были обнаружены в магматических минералах (оливин, перовскит, апатит, кальцит, монтичеллит

и шпинелиды) кимберлитов как Сибирского кратона (трубка Удачная-Восточная, Далдынское поле) [5, 6], так и других кратонов мира в пределах Канады, Гренландии, Финляндии и ЮАР [3, 5, 7–12]. Однако для реконструкции составов родительских кимберлитовых расплавов наибольшую важность представляют включения в оливине и хромшпинелиде, которые являются ранними ликвидусными минералами [1, 3, 12]. Следует отметить, что хромшпинелид сохраняется при вторичных изменениях кимберлитов в отличие от оливина, который часто полностью замещается серпентином.

В данной работе представлены результаты исследования первичных расплавных включений в хромшпинелиде основной массы кимберлитов трубки Заполярная (Верхнемунское поле, Сибирский кратон). Верхнемунское поле располагается в бассейне р. Улах-Муна, правого притока р. Муна, в ее верхнем течении. Возраст алмазоносной трубки Заполярная определен U–Pb-методом по перовскиту как ~ 366 – 367 млн лет [13], что соответствует среднепалеозойскому (D_3 – C_1) циклу кимберлитового магматизма на Сибирском кратоне [14]. На поверхности трубка имеет форму вытянутой восьмерки (азимут простираения 305°) [14]. Исследованные в данной работе кимберлиты были отобраны в северо-западной части трубки из бортов разведочных канав и относятся к пор-

¹Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

²Сибирская школа геонаук Иркутского национально-исследовательского технического университета, Иркутск, Россия

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: potapovsv@crust.irk.ru

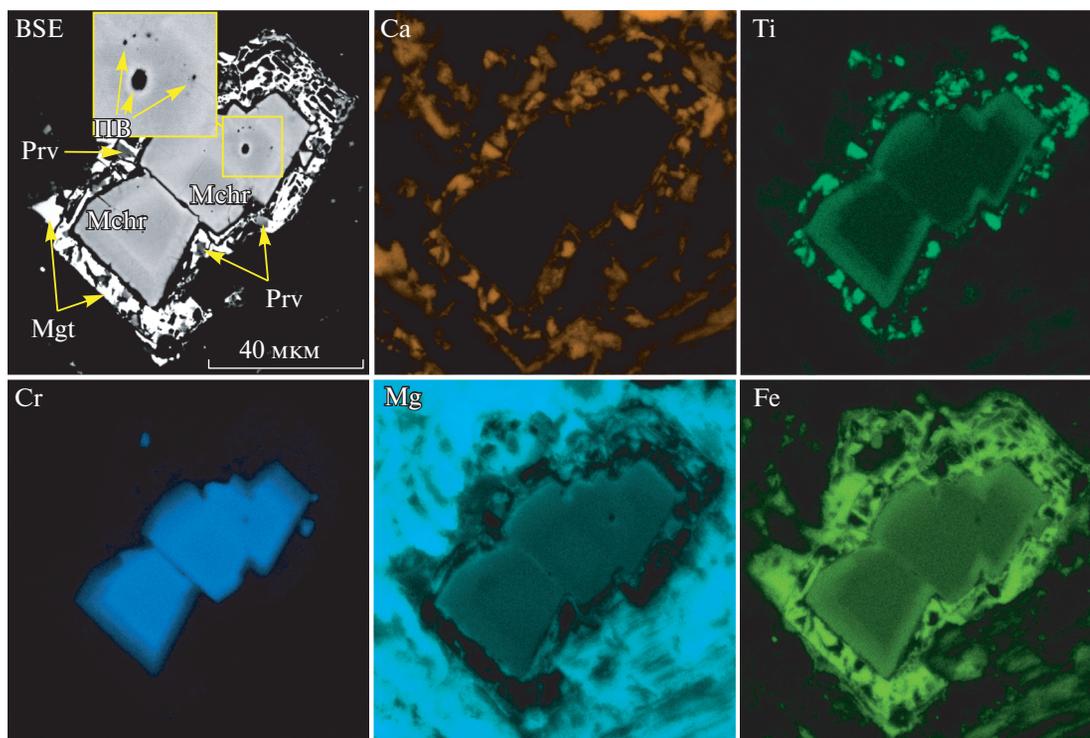


Рис. 1. Магнезиохромит (Mchr) в основной массе кимберлитов трубки Заполярная, содержащий поликристаллические включения (ПВ). Prv – перовскит, Cal – кальцит, Mgt – магнетит. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE) и карты распределения элементов.

фировому типу согласно [14]. Структура пород обусловливается присутствием макрокристаллов (до 2 мм) оливина, практически всегда полностью замещенных серпентином, в количестве 20–30 об. %. Минералы основной массы, размером до 150 мкм, представлены шпинелидами, перовскитом, апатитом и флогопитом, находящимися в матрице кальцита и серпентина. Редко встречаются зерна минералов мантийных пород и пород кристаллического фундамента (ксенокристаллы).

Шлифовка и полировка образцов производилась без воды, с использованием минерального масла в качестве лубриканта и петролейного эфира для очистки. Диагностика кристаллических фаз во включениях проводилась с помощью комбинации двух методов – сканирующей электронной микроскопии, совмещенной с энергодисперсионной рентгеновской спектроскопией (СЭМ–ЭДС), и конфокальной спектроскопии комбинационного рассеяния света (КРС-спектроскопии). СЭМ–ЭДС-исследования выполнены в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” (ИГХ СО РАН) на сканирующем электронном микроскопе “TESCAN MIRA” 3 LMU с системой ЭДС-микроанализа “OXFORD INSTRUMENTS” ULTIM MAX 40. КРС-спектры были получены в ИЗК СО РАН с применением системы для конфокальной КРС-спектроскопии WITec alpha

300R (WITec GmbH), оборудованной Nd:YAG-лазером с длиной волны 532 нм. Фокусировка лазерного луча на образец осуществлялась через объектив “Zeiss” 100x/NA0.9, обеспечивающий пространственное разрешение менее 1 мкм. Спектральное разрешение составляло 1.6 см^{-1} . Калибровка спектров проводилась по линии 520.7 см^{-1} кристаллического кремния. Для идентификации минералов полученные КРС-спектры сравнивались с эталонными спектрами из базы данных RRUFF (<http://rruff.info/>) и литературных источников [2, 15–17].

Шпинелиды основной массы кимберлитов трубки Заполярная образуют идиоморфные зональные зерна размером до 150 мкм. Выделяется ядро, представленное хромшпинелидом, вокруг которого имеется кайма, сложенная магнетитом/магнезиоферритом, с многочисленными включениями перовскита (рис. 1). По составу хромшпинелид соответствует магнезиохромиту ($\text{Cr}\# = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0.72\text{--}0.90$, $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0.51\text{--}0.63$). От центра к краю ядра в магнезиохромите уменьшаются значения $\text{Cr}\#$ и $\text{Mg}\#$ и значительно растет концентрация TiO_2 (от 1.1 до 18.8 мас. %).

Поликристаллические включения обнаружены в магнезиохромите (рис. 1). Часто в плоскости полировки наблюдаются группы включений

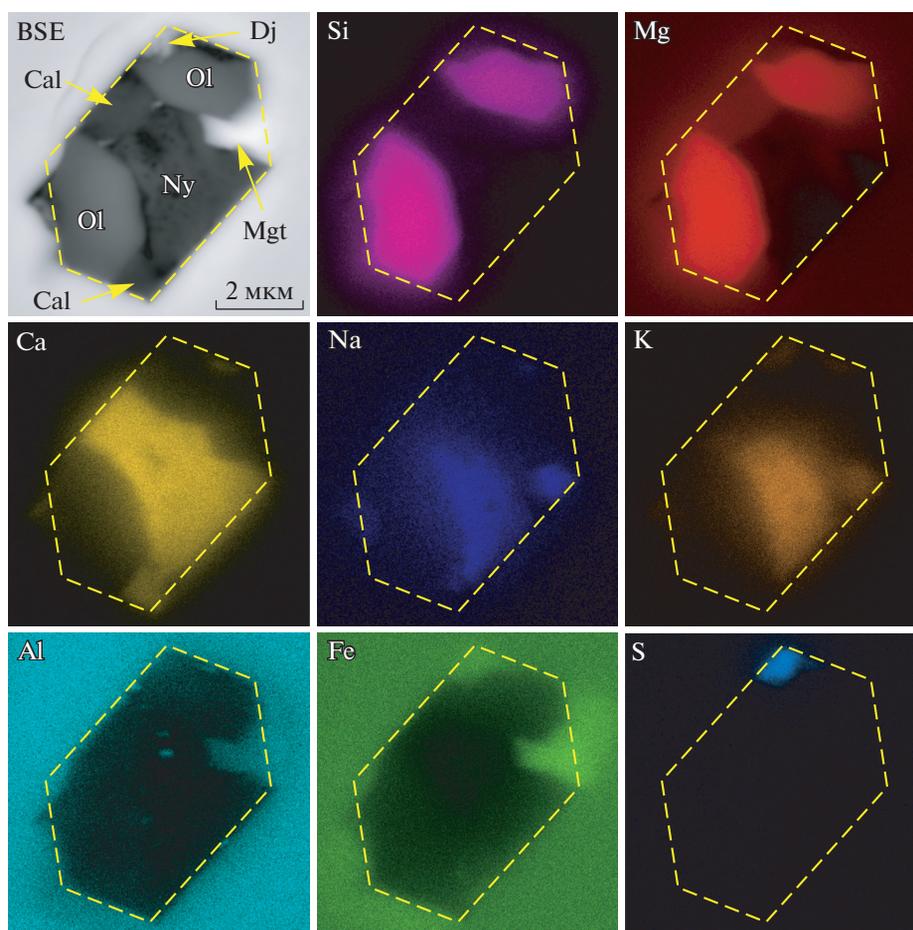


Рис. 2. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE) и карты распределения элементов для индивидуального вскрытого поликристаллического включения в магнезиохромите из трубки Заполярная. Cal – кальцит, Ol – оливин, Ny – ньеререйт, Mgt – магнетит, Dj – джердзшерит.

(рис. 1, Приложение 1). Включения не связаны с какими-либо трещинами/прожилками и, как правило, располагаются неравномерно, редко – вдоль зон роста в магнезиохромите (рис. 1). Форма включений разнообразная – изометричная, неправильная, вытянутая, но при этом частично ограниченная (Приложение 1). Часто встречаются включения, имеющие хорошо выраженную форму “отрицательного” кристалла (рис. 2). Размер отдельных включений на плоскости полировки достигает 30 мкм по вытянутой оси, однако в большинстве случаев не превышает 5–10 мкм.

Исследован минеральный состав более 50 поликристаллических включений в магнезиохромите. Размер зерен минералов внутри включений в основном не превышает 3–5 мкм, в редких случаях достигает 10 мкм (рис. 2, Приложение 1). Небольшой размер зерен затрудняет идентификацию минералов посредством только СЭМ–ЭДС, так как возможно искажение анализа из-за захвата соседних фаз электронным пучком. Одновременное использование СЭМ–ЭДС и конфокаль-

ной КРС-спектроскопии позволило определить минералы во включениях на основе совокупности информации об их элементном составе (рис. 2, Приложение 1) и о положении характерных линий на КРС-спектрах (рис. 3). Среди минералов во включениях были идентифицированы кальцит, доломит, щелочные карбонаты (ньеререйт $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, грегориит $(\text{Na},\text{K})_2\text{CO}_3$ и нортупит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$), карбонат-фосфат – брэдлиит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$, апатит, флогопит, оливин и магнетит; встречены единичные зерна хлоридов (сильвин и/или галит) и джердзшерита $\text{K}_6(\text{Fe},\text{Cu},\text{Ni})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$.

На картах распределения элементов (рис. 2) во включениях наблюдаются фазы с высокими концентрациями кальция и щелочей, в которых отсутствует кремний. Эти фазы представлены щелочными карбонатами. КРС-спектры Na–K–Ca-карбоната из некоторых включений характеризуются наличием сближенных сильных пиков на $1072\text{--}1075$ и на $1084\text{--}1088\text{ см}^{-1}$ (рис. 3а) и слабого пика на $710\text{--}712\text{ см}^{-1}$. Данные моды соответству-

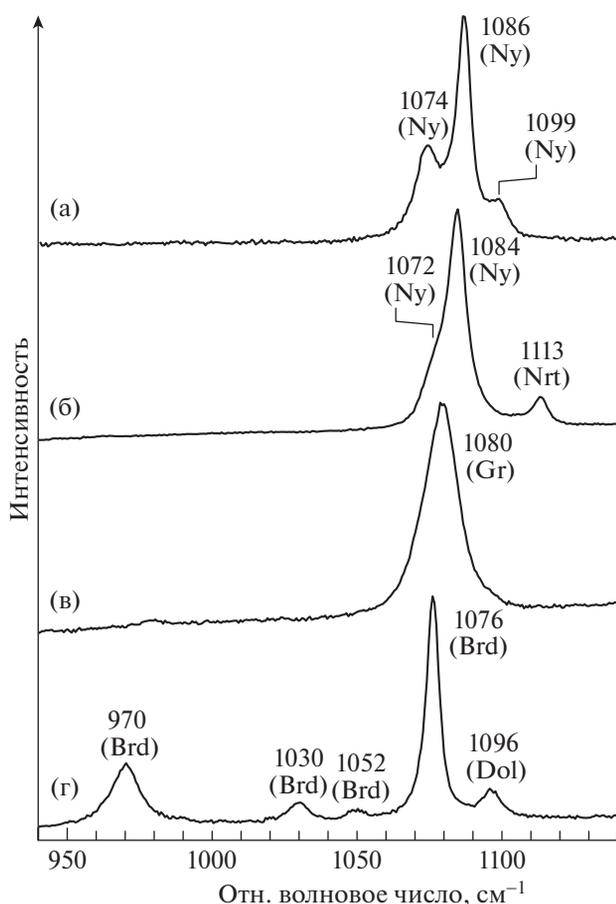


Рис. 3. Представительные КРС-спектры минералов из поликристаллических включений в магнезиохромите из трубки Заполярная. а – ньеререйт (Ny), б – ньеререйт (Ny) с пиком нортупита (Nrt), в – грегориит (Gr), г – брэдлиит (Brd) с пиком доломита (Dol). Для сравнения спектров см. [2, 15–17].

ют колебаниям карбонат-иона и характерны для ньеререйта $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ [15, 16]. В других случаях на КРС-спектрах Na–K–Ca-карбоната присутствуют ассиметричный сильный пик на 1083–1085 cm^{-1} с плечом ~1072–1073 cm^{-1} (рис. 3б) и слабый пик на 710–711 cm^{-1} , что также отвечает ньеререйту [15, 16]. Количественно измерить состав Na–K–Ca-карбоната не удалось, так как в его ЭДС-спектрах наблюдаются пики элементов от минерала-хозяина и соседних фаз во включении. Однако отношение $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ (ат. %) в этом карбонате, согласно СЭМ–ЭДС-анализу, близко 2 при отношении $\text{Na}/\text{K} > 8$ (ат. %), что отвечает стехиометрии ньеререйта.

На КРС-спектрах Na–K-карбоната присутствует сильный пик на 1079–1081 cm^{-1} (рис. 3в), что соответствует грегорииту $(\text{Na},\text{K})_2\text{CO}_3$ [17]. Этот минерал характеризуется $\text{Na}/\text{K} = 8\text{--}10$ (ат. %) и небольшой примесью кальция.

На некоторых КРС-спектрах щелочных карбонатов проявляется пик на 1112–1114 cm^{-1} (рис. 3б). Данный пик не принадлежит ньеререйту и грегорииту, однако является наиболее интенсивным для нортупита $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$.

Минерал, демонстрирующий одновременное присутствие натрия, магния и фосфора на картах распределения элементов (Приложение 1), по КРС-спектрам идентифицируется как карбонато-фосфат – брэдлиит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$. Сильные пики на 970–971 и 1076–1078 cm^{-1} на его КРС-спектрах отвечают колебаниям фосфат-иона и карбонат-иона соответственно (рис. 3г).

Джерфишерит во включениях имеет размер менее 1 μm , что затрудняет количественный анализ его состава. Однако на картах распределения элементов и ЭДС-спектрах этот сульфид характеризуется присутствием калия, железа, никеля, меди и хлора (рис. 2, Приложение 1).

На картах распределения элементов во включениях также наблюдаются области совместного нахождения щелочей и хлора (Приложение 1), что дает возможность предполагать наличие зерен сильвина и/или галита размером менее 1 μm .

Поликристаллические включения в хромшпинелиде трубки Заполярная интерпретированы нами как первичные раскристаллизованные расплавные включения. Данный вывод основан на следующем: 1) включения полуголанные и часто имеют форму “отрицательного” кристалла; 2) включения располагаются незакономерно или декорируют зоны роста в магнезиохромите; 3) включения не соединены прожилками шпинелида, отличного по составу от хромшпинелида-хозяина, как это наблюдалось бы в случае вторичных расплавных включений, располагающихся вдоль залеченных трещин. Кроме того, морфологические характеристики и минеральный состав исследованных включений подобны поликристаллическим включениям в хромшпинелиде из кимберлитов Канады, ЮАР и трубки Удачная-Восточная, которые ранее были отнесены к первичным расплавным включениям [7–12].

Анализ более 50 первичных расплавных включений в магнезиохромитах трубки Заполярная показал, что в плоскости полировки наиболее распространенными дочерними минералами являются карбонаты (кальцит, доломит, ньеререйт и грегориит), причем щелочные карбонаты диагностированы практически в каждом вскрытом включении. Силикатные минералы присутствуют в меньшем количестве относительно карбонатов. Таким образом, результаты исследования свидетельствуют о том, что родительский кимберлитовый расплав трубки Заполярная был обогащен щелочами и CO_2 и, возможно, являлся щелочно-карбонатитовым.

В начале 2000-х гг. в трубке Удачная-Восточная на глубине более 410 м были обнаружены уникальные неизменные кимберлиты, не затронутые постмагматическими процессами [6, 15, 18, 19]. Эти кимберлиты характеризуются отсутствием серпентина и других вторичных водосодержащих минералов; содержание воды в них не превышает 0.6 мас. % [6, 15, 18]. Неизменные кимберлиты также характеризуются необычно высокими концентрациями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 8 мас. %) и хлора (до 6 мас. %). В отличие от других кимберлитов мира, где в основной массе доминирующими минералами являются вторичные серпентин и кальцит, основная масса неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная обогащена щелочными (в основном натровыми) карбонатами, сульфатами и хлоридами (до 30 об. %). Такие же минералы были найдены среди дочерних фаз в первичных и псевдвторичных расплавных включениях в магматических минералах как неизменных, так и частично серпентинизированных кимберлитов трубки Удачная-Восточная [5, 6, 19]. На основании этих данных был сделан вывод, что в основной массе серпентинизированных кимберлитов трубки Удачная-Восточная также изначально присутствовали щелочные карбонаты, сульфаты и хлориды, которые были уничтожены в результате вторичных изменений [6]. Таким образом, комплексные исследования как неизменных, так и частично серпентинизированных кимберлитов свидетельствуют о том, что родительский кимберлитовый расплав трубки Удачная-Восточная мог изначально иметь щелочно-карбонатитовый состав с высоким содержанием натрия [5, 6, 15].

В отличие от неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная другие кимберлиты мира характеризуются низкими концентрациями натрия. Присутствие первичных расплавных включений, содержащих натровые карбонаты, такие как ньеререит, грегориит и нортупит, в хромшпинелиде из среднепалеозойской трубки Заполярная и различных кимберлитов мира, имеющих разный возраст [3, 6, 8, 10–12], свидетельствует о том, что высокие содержания натрия и CO_2 являются неотъемлемой чертой родительских расплавов кимберлитов в целом, а не только трубки Удачная-Восточная. Низкие концентрации натрия и преобладание калия в большинстве кимберлитов объясняется тем, что основной калийсодержащий минерал кимберлитов – флогопит, является более устойчивым, чем щелочные карбонаты при вторичных изменениях пород.

Следует отметить, что недавние работы показали присутствие включений раскристаллизованных щелочно-карбонатитовых расплавов в ксенолитах деформированных перидотов, вынесенных с основания литосферной мантии, из

кимберлитов Сибирского и Каапваальского кратонов [2, 16, 17, 20]. Данные включения, вероятно, являются реликтами наиболее примитивных кимберлитовых расплавов [2, 16, 17, 20].

Таким образом, наличие первичных включений щелочно-карбонатитового расплава в оливине и хромшпинелиде из разновозрастных кимберлитов различных регионов мира позволяет распространить модель эволюции состава кимберлитового расплава, изначально предложенной в работах [2, 3, 16, 19] для трубки Удачная-Восточная, на кимберлиты мира в целом: кимберлитовый расплав зарождается как щелочно-карбонатитовый, затем при подъеме эволюционирует в область увеличения кремнезема за счет растворения ксеногенных силикатов, в первую очередь ортопироксена.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 20-35-90118 и № 20-35-70058). В работе задействовались оборудование ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682 и ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” (ИГХ СО РАН). Исследования методом КРС-спектроскопии в ИЗК СО РАН осуществлялись при поддержке мегагранта № 075-15-2019-1883.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mitchell R.H.* Petrology of Hypabyssal Kimberlites: Relevance to Primary Magma Compositions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 174. P. 1–8.
2. *Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A.* Can Primitive Kimberlite Melts Be Alkali-carbonate Liquids: Composition of the Melt Snapshots Preserved in Deepest Mantle Xenoliths // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. P. 1849–1867.
3. *Kamenetsky V.S., Grütter H., Kamenetsky M.B., Gömann K.* Parental Carbonatitic Melt of the Koala Kimberlite (Canada): Constrains from Melt Inclusion in Olivine and Cr-spinel, and Groundmass Carbonate // *Chemical Geology*. 2013. V. 353. P. 96–111.
4. *Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // *Петрология*. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
5. *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Wiess Y., Navon O., Nielsen T.F.D., Mernagh T.P.* How Unique is the Udachnaya-East Kimberlite? Comparison with Kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 334–346.
6. *Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Kamenetsky M., Goemann K.* Was Crustal Contamination Involved in the Formation of the Serpentine-Free

- Udachnaya-East Kimberlite? New Insights into Parental Melts, Liquidus Assemblage and Effects of Alteration // *Journal of Petrology*. 2018. V. 59. № 8. P. 1467–1492.
7. *Giuliani A., Soltys A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Maas R., Goemann K., Woodhead J.D., Drysdale R.N., Griffin W.L.* The Final Stages of Kimberlite Petrogenesis: Petrography, Mineral Chemistry, Melt Inclusions and Sr-C-O Isotope Geochemistry of the Bultfontein Kimberlite (Kimberley, South Africa) // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 342–356.
 8. *Abersteiner A., Giuliani A., Kamenetsky V.S., Phillips D.* Petrographic and Melt-inclusion Constraints on the Petrogenesis of a Magmaclast from the Venetia Kimberlite Cluster, South Africa // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 331–341.
 9. *Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Pearson D.G., Kamenetsky M., Goemann K., Ehrig K., Rodemann T.* Monticellite in Group-I Kimberlites: Implications for Evolution of Parental Melts and Post-emplacment CO₂ Degassing // *Chemical Geology*. 2018. V. 478. P. 76–88.
 10. *Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M., Goemann K., Ehrig K., Rodeman T.* Significance of Halogens (F, Cl) in Kimberlite Melts: Insights from Mineralogy and Melt Inclusions in the Roger Pipe (Ekati, Canada) // *Chemical Geology*. 2018. V. 478. P. 148–163.
 11. *Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Giuliani A., Howarth H.G., Castillo-Oliver M., Thompson J., Kamenetsky M., Cherry A.* Composition and Emplacement of the Benfontein Kimberlite Sill Complex (Kimberley, South Africa): Textural, Petrographic and Melt Inclusion Constraints // *Lithos*. 2019. V. 324–325. P. 297–314.
 12. *Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Kjarsgaard B.A., Fedortchouk Y., Ehrig K., Kamenetsky M.* Evolution of Kimberlite Magmas in the Crust: A Case Study of Groundmass and Mineral-hosted Inclusions in the Mark Kimberlite (Lac de Gras, Canada) // *Lithos*. 2020. V. 372–373.
 13. *Sun J., Liu C., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F., Yakovlev D.A., Yang Y., Yang J.* Repeated Kimberlite Magmatism beneath Yakutia and Its Relationship to Siberian Flood Volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd Perovskite Isotope Analysis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 404. P. 283–295.
 14. *Костровицкий С.И., Снециус З.В., Яковлев Д.А., Фон-Дер-Флаас Г.С., Суворова Л.Ф., Бозуш И.Н.* Атлас коренных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции. Мирный. 2015. 450 с.
 15. *Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V.* Origin of Alkaline Carbonates in Kimberlites of the Siberian Craton: Evidence from Melt Inclusions in Mantle Olivine of the Udachnaya-East Pipe // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 357–375.
 16. *Golovin A.V., Sharygin I.S., Kamenetsky V.S., Korsakov A.V., Yaxley G.M.* Alkali-carbonate Melts from the Base of Cratonic Lithospheric Mantle: Links to Kimberlites // *Chemical Geology*. 2018. V. 483. P. 261–274.
 17. *Sharygin I.S., Golovin A.V., Tarasov A.A., Dymshits A.M., Kovaleva E.* Confocal Raman Spectroscopic Study of Melt Inclusions in Olivine of Mantle Xenoliths from the Bultfontein Kimberlite Pipe (Kimberley Cluster, South Africa): Evidence for Alkali-rich Carbonate Melt in the Mantle beneath Kaapvaal Craton // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2021. <https://doi.org/10.1002/jrs.6198>
 18. *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V., Sharygin V.V., Maas R.* Ultrafresh Salty Kimberlite of the Udachnaya–East Pipe (Yakutia, Russia): A Petrological Oddity or Fortuitous Discovery? // *Lithos*. 2012. V. 152. P. 173–186.
 19. *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V.* Olivine in the Udachnaya-East Kimberlite (Yakutia, Russia): Types, Compositions and Origins // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. № 4. P. 823–839.
 20. *Шарыгин И.С., Головин А.В., Дымищев А.М., Калугина А.Д., Соловьев К.А., Мальковец В.Г., Похиленко Н.П.* Реликты глубинного щелочно-карбонатного расплава в мантийном ксенолите из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле, Якутия) // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2021. Т. 500. № 2. С. 161–167.

MELT INCLUSIONS IN CHROMIUM SPINEL OF KIMBERLITES OF THE ZAPOLARNAYA PIPE (UPPER MUNA FIELD, SIBERIAN CRATON)

S. V. Potapov^{a, #}, I. S. Sharygin^a, K. M. Konstantinov^{a, b}, B. S. Danilov^a,
Y. D. Sherbakov^c, and Academician of the RAS F. A. Letnikov^a

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

^b*Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russian Federation*

^c*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

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

The results of study on primary crystallized melt inclusions in groundmass chromium spinel of kimberlites of the middle Paleozoic Zapolyarnaya pipe (Upper Muna field, Siberian craton) are reported. The inclusions consist of an aggregate of daughter minerals represented by calcite, dolomite, nyerereite Na₂Ca(CO₃)₂, gregoryite (Na,K)₂Ca(CO₃)₂, northupite Na₃Mg(CO₃)₂Cl, bradleyite Na₃Mg(PO₄)(CO₃), apatite, chlorides (sylvite and/or halite) phlogopite, olivine, magnetite and djerfisherite K₆(Fe,Cu,Ni)₂₅S₂₆Cl. Carbonates predominate over silicates. Assemblage of daughter minerals in the inclusions implies that the parental kimberlite melt of the Zapolyarnaya pipe was a silica-poor and enriched in alkalis (both sodium and potassium) and CO₂, and probably had alkali-carbonatitic composition.

Keywords: kimberlite, melt inclusions, kimberlite melt, craton, mantle

УДК 550.93:553.521 (234.851)

U–Pb LA–SF–ICP–MS-ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ЦИРКОНА ИЗ МЕТАПЛАГИОГРАНИТА ХАРБЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

© 2022 г. Н. С. Уляшева^{1,*}, В. Б. Хубанов²

Представлено академиком РАН А.М. Асхабовым 20.09.2021 г.

Поступило 20.09.2021 г.

После доработки 19.01.2022 г.

Принято к публикации 26.01.2022 г.

Для установления времени проявления эндогенных событий в харбейском метаморфическом комплексе (Полярный Урал) проведено изотопное U–Pb-датирование зерен циркона из гранат-клинозоизит-двуслюдяного метаплагиогранита с помощью лазерной абляции и магнитно-секторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (LA–SF–ICP–MS). По петрогеохимическому составу порода, из которого продатированы зерна циркона, соответствует нормально-щелочному метаглиноземистому граниту, претерпевшему прогрессивный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений. Конкордантный возраст 77 проанализированных кристаллов магматического циркона составил 463 ± 1 млн лет при СКВО – 1.02. Средневзвешенный изотопный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, скорректированный на обыкновенный свинец ^{207}Pb -методом, равен 464 ± 1 млн лет. Учитывая то, что харбейский метаморфический комплекс представляет собой фундамент палеоконтинентального сектора Урала, полученные результаты подтверждают существование до среднего ордовика на северо-восточном краю Восточно-Европейского палеоконтинента эндогенной активности, связанной с долгоживущими рифтами.

Ключевые слова: харбейский метаморфический комплекс, метаплагиогранит, метаморфизм, циркон, U–Pb LA–ICP–MS-возраст

DOI: 10.31857/S2686739722050188

Харбейский метаморфический комплекс является одним из крупнейших фрагментов выступа кристаллического фундамента на Полярном Урале. Он расположен в пределах Центрально-Уральского поднятия, в южной части Харбейско-Марункеуского блока на границе двух тектонических зон, характеризующих палеозойскую историю формирования уральской складчатости – Западно-Уральской и Тагило-Магнитогорской, и относится к основанию палеоконтинентального сектора Урала. С запада породы комплекса тектонически граничат с верхнепротерозойскими отложениями, а с востока они глубоко вдаются в Таги-

ло-Магнитогорскую зону и по разрывным нарушениям контактируют со среднепалеозойскими образованиями Щучьинской области и мезозойскими формациями Западно-Сибирской платформы (рис. 1). В комплексе распространены амфиболиты, плагиогнейсы и кристаллические сланцы в составе ханмейхойской, лаптаюганской и париквасьшорской свит [4, 5]. Породы претерпели полиметаморфизм [5, 12]. В данной работе харбейский комплекс рассматривается отдельно от расположенного севернее марункеуского комплекса в качестве самостоятельной структурной единицы, как предложено некоторыми исследователями [10].

Согласно IV Уральскому межведомственному стратиграфическому совещанию [11], метаморфиты харбейского комплекса отнесены к раннепротерозойским образованиям, чему способствовали имеющиеся раннепротерозойские изотопно-геохронологические датировки по цирконам из гнейсов – 2200–1730 млн лет [7, 10], получен-

¹Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, Сыктывкар, Россия

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

*E-mail: nataliaulyashewa@yandex.ru

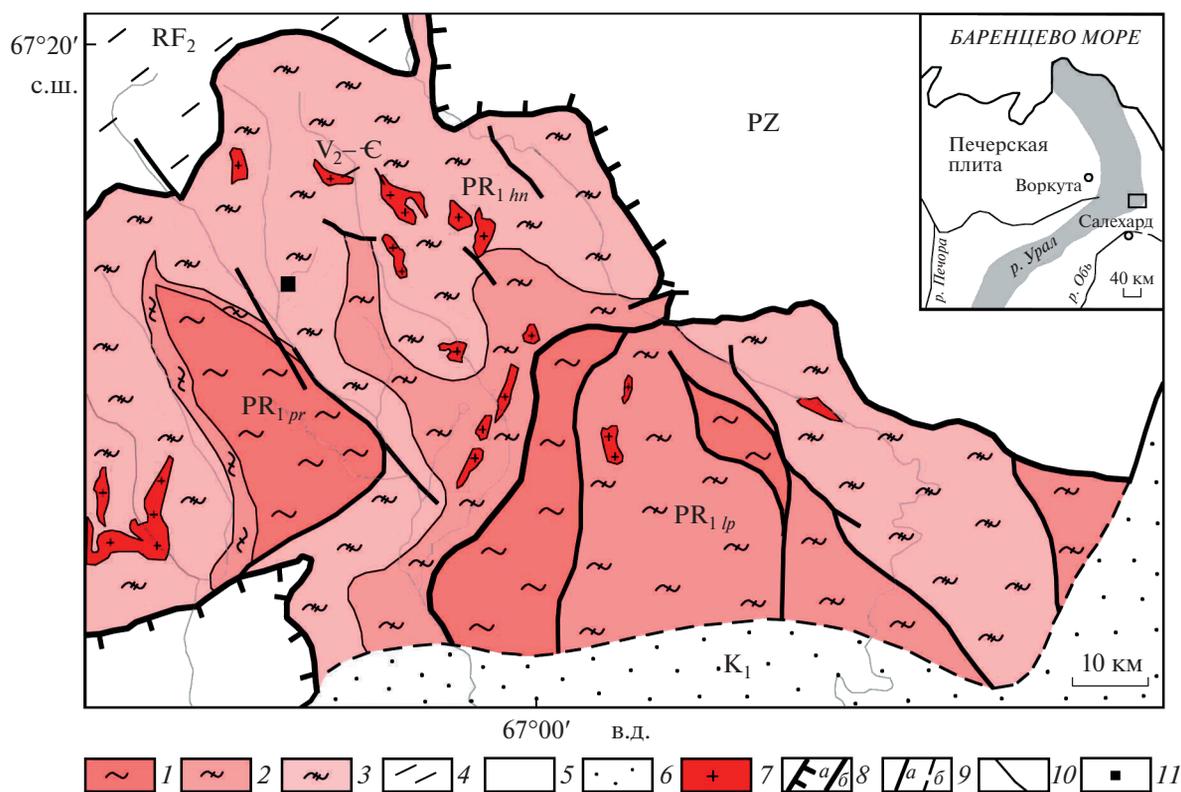


Рис. 1. Схематическая геологическая карта харбейского метаморфического комплекса (с использованием материалов [5]). Условные обозначения: 1–3 – харбейский метаморфический комплекс: 1 – париквасьшорская свита, 2 – лаптаюганская свита, 3 – ханмейхойская свита; 4 – верхнепротерозойские отложения западной тектонической зоны, 5 – палеозойские породы Тагило-Магнитогорской зоны; 6 – мезозойские отложения Западно-Сибирской платформы; 7 – гранито-гнейсы; 8–9 – разрывные нарушения: 8 – главные (а – ГУР, б – шарьяж), 9 – второстепенные (а – надвиги, б – неустановленной морфологии); 10 – граница между свитами; 11 – место отбора образца.

ные с помощью метода термоионной эмиссии ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ -возраст). В последние годы сотрудниками ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) U–Pb-методом на SHRIMP II выполнено изотопное датирование единичных зерен циркона из амфиболитов и плагиогнейсов [6]. Согласно полученным возрастам, соответствующим 582–431 млн лет, исследователи выводят харбейский метаморфический комплекс в ранг ранневендских образований. Среднепалеозойские датировки связаны, по их мнению, с поздними метаморфическими событиями. Для гнейсогранитов, располагающихся в ядрах брахиформных складок харбейского метаморфического комплекса, были получены датировки – 557 и 497 млн лет (U–Pb, SHRIMP II), отвечающие тиманскому тектогенезу и эпиконтинентальному рифтогенезу [3].

Отсутствие детальных петрологических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований пород харбейского комплекса приводит к разным трактовкам возраста протолитов метаморфитов и последующих метаморфических изменений. Всестороннее изучение плагиогнейсов, широко распространенных среди амфиболитов,

даст возможность уточнить историю геологического развития сегмента земной коры, участвующей в строении харбейского метаморфического комплекса.

Нами проведено U–Pb LA–ICP–MS-датирование зерен циркона из гранат-клиноцоизит-мусковит-биотитового плагиогнейса, отобранного по левобережью ручья Амфиболитового в 90 м выше его устья в пределах ханмейхойской свиты (рис. 1). Порода представлена телом мощностью около 2 м, залегающим среди амфиболитов. Она имеет лепидогранобластовую, мелкозернистую и порфиробластовую структуру. Гнейсовидность породы согласуется с метаморфическими структурами вмещающих пород. Метаморфит состоит (в об. %) из граната (5), клиноцоизита (10), мусковита (5), биотита (15), плагиоклаза (олигоклаза, альбита) (25), кварца (35), апатита, титанита, циркона и ильменита (3). В порфиробластическом гранате (рис. 2а) от центра к краю наблюдаются понижение марганца и повышение железа и магния, что может указывать на прогрессивный метаморфизм.

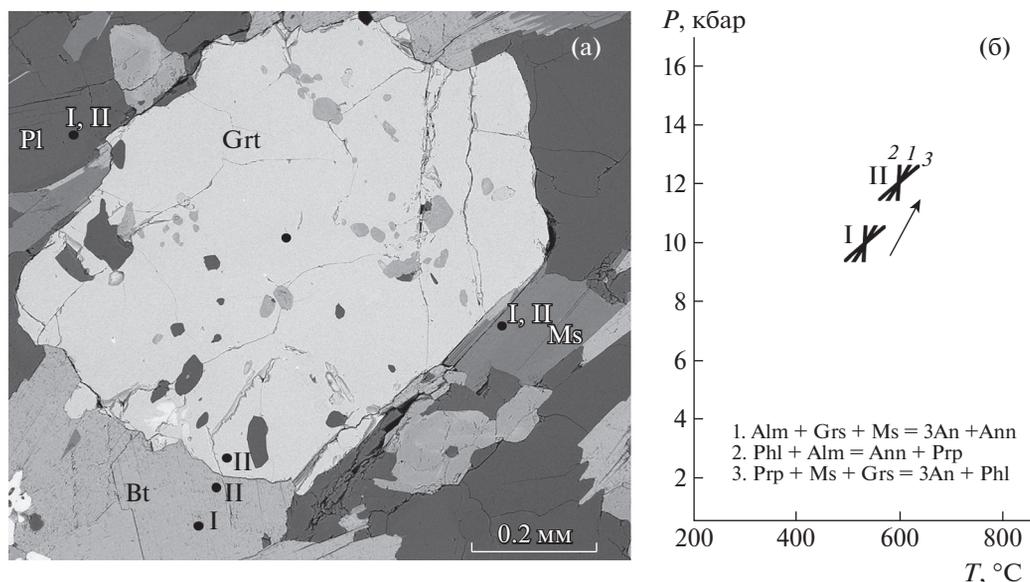


Рис. 2. Изображение в отраженных электронах (BSE) и точки составов минералов в плагиогнейсе (а), используемые для расчета начальных (I) и пиковых (II) *PT*-условий метаморфизма (б) по программе WinTWQ. Условные обозначения [17]: Grt – гранат, Bt – биотит, Ab – альбит, Ms – мусковит.

Согласно дискриминантной функции [2], разделяющей метаосадочные образования от магматических, метаморфит является ортопородой. По содержаниям породообразующих оксидов ((в мас. %) SiO_2 – 68.52, TiO_2 – 0.73, Al_2O_3 – 14.12, Fe_2O_3 – 1.66, FeO – 1.71, CaO – 3.36, MgO – 0.93, Na_2O – 4.69, K_2O – 1.41) он обнаруживает сходство с нормально-щелочным плагиогранитом известково-щелочной серии. По рассчитанным значениям коэффициента агаптитности (0.65) и индекса насыщения глиноземом (ASI – 0.93) порода относится к металиноземистому образованию. Петрохимические особенности метаплагиогранита сближают его с гранитами I типа, в пользу чего указывают и индикаторные содержания редких и редкоземельных элементов ((в г/т) Ba – 477, Rb – 44, Sr – 157, Zr – 81).

Для расчета *PT*-условий метаморфизма использован пакет программ TWQ [13], предназначенных для выполнения согласованных между собой термобарометрических расчетов, и составы центральных и краевых частей граната и биотита из плагиогнейса. При расчетах учитывались составы олигоклаза и мусковита (рис. 2 а). Моделирование минеральных равновесий показало, что условия метаморфизма, показанные тремя минеральными реакциями (рис. 2 б), изменялись от T – 520°C, P – 10 кбар до T – 600°C, P – 12 кбар. Согласно гранат-биотитовому геотермометру [16], рассчитанные пиковые значения температуры при давлении 12 кбар составляют 570°. Полученные данные по метаморфизму плагиогнейса согласуются с результатами [6] исследований

PT-условий формирования гранатсодержащих пород харьбейского метаморфического комплекса, согласно которым породы испытали дислокационный метаморфизм повышенных давлений.

Зерна циркона в метаплагиограните представлены бледно-розовыми удлинёнными и изометричными субидiomорфными кристаллами с коэффициентом удлинения от 5 до 1.4, размерами от 0.1 до 0.8 мм, для которых характерно развитие граней – {100}, {110}, {111}, {311}. Грани призм минерала часто неровные, с углублениями и ямками, пирамидальные окончания зерен округлые. В цирконе отмечаются включения вторичных минералов, приуроченных к кавернам. На изображениях цирконов в режимах отраженных электронов (BSE) и катодолюминесценции (CL) наблюдаются две генерации этого минерала – магматические цирконы с концентрической зональностью роста и значениями Th/U в пределах 0.6–1.51 обрастают тонкой каймой мощностью 5–50 мкм, скорее всего, метаморфического циркона (рис. 3).

U–Pb-изотопный анализ зерен циркона из изучаемого метаморфизованного плагиогранита выполнен на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”), соединенном с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 (New Wave Research), в лаборатории инструментальных методов анализа Геологического института Сибирского отделения РАН (Улан-Удэ). Обработка данных анализа выполнена в программах Glitter [14] и Microsoft Excel с надстройкой Isoplot [18]. Диаметр пучка лазера

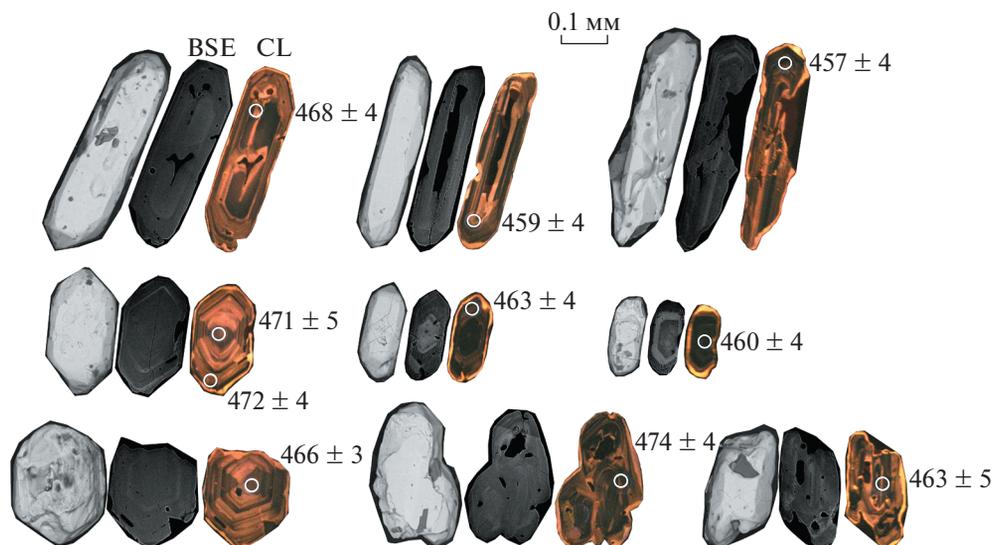


Рис. 3. Морфологические особенности некоторых проанализированных зерен циркона из метаплагиогранита харьбейского метаморфического комплекса. Изображения в режимах BSE, CL и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст (в млн лет).

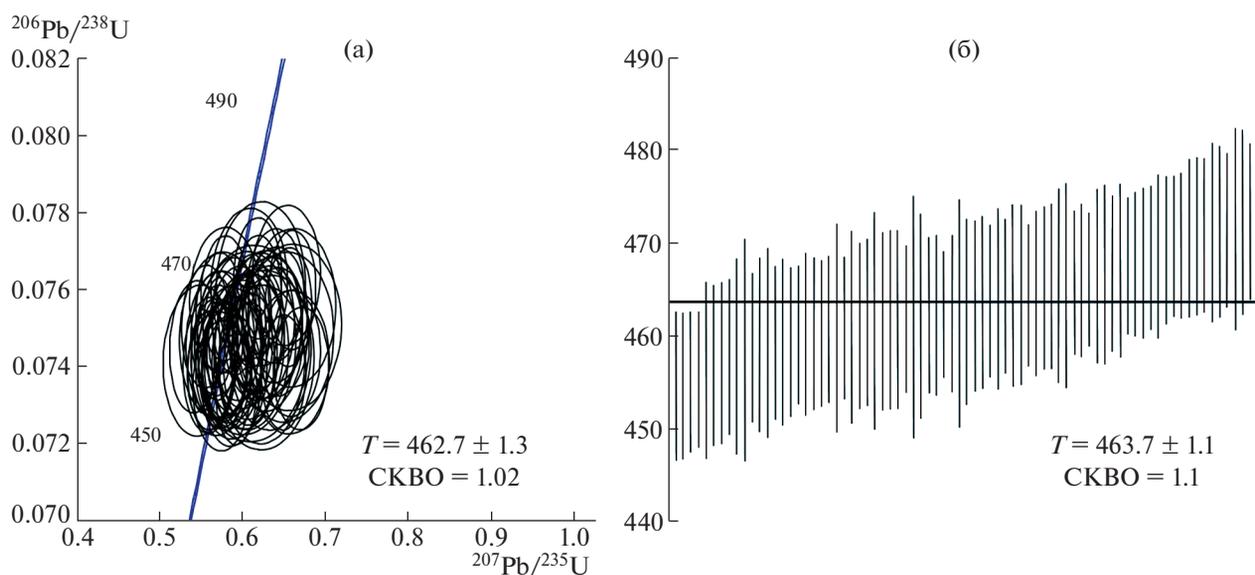


Рис. 4. Диаграмма Аренса–Везерилла с конкордией (а) и диаграмма средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов (б), скорректированных на обыкновенный свинец ^{207}Pb -методом, для зерен циркона из гранат-клиноцоизит-двуслюдяного плагиогнейса харьбейского метаморфического комплекса. Эллипсы и планки погрешностей на уровне 2σ .

составляет 25 мкм. При этом в качестве внешнего стандарта использовались зерна циркона 91 500 [20], GJ [15] и Plešovice [19], по которым получены конкордантные возраста соответственно 1059 ± 22 , 605 ± 16 и 341 ± 1.8 млн лет. Подробное описание метода приведено в работе [1]. Проанализированы центральные и средние зоны 77 кристаллов магматического циркона (табл. 1). По 21 анализам выявлены дискордантные значения. Конкордантный возраст составил 463 ± 1 млн лет при

СКВО – 1.02 (рис. 4 а). Средневзвешенный изотопный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, скорректированный на обыкновенный свинец ^{207}Pb -методом, составил 464 ± 1 млн лет (рис. 4 б). Значения датировок, соответствующие среднему ордовика, для метагранитоида харьбейского комплекса получены впервые.

Для пород палеоконтинентального сектора Полярного Урала среднеордовикские датировки встречаются редко. U–Pb-методом на SHRIMP-II

Таблица 1. Результаты U–Pb (LA–ICP–MS)-датирования зерен циркона из метаплагиогранита харьбейского метаморфического комплекса

	Th/U	Изотопные отношения		Rho	Возраст			D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}_{\text{Corr}} \pm 1\sigma$	
1	0.78	0.6701 ± 0.0137	0.0740 ± 0.0007	0.43	460 ± 4	521 ± 8	455 ± 4	13
2	0.78	0.6890 ± 0.0130	0.0741 ± 0.0006	0.46	461 ± 4	532 ± 8	455 ± 4	15
3	1.40	0.6492 ± 0.0110	0.0739 ± 0.0006	0.49	459 ± 4	508 ± 7	455 ± 4	11
4	0.94	0.5919 ± 0.0101	0.0734 ± 0.0006	0.47	457 ± 4	472 ± 6	455 ± 4	3
5	0.78	0.6574 ± 0.0192	0.0741 ± 0.0008	0.35	461 ± 5	513 ± 12	456 ± 5	11
6	0.86	0.5748 ± 0.0143	0.0735 ± 0.0007	0.38	457 ± 4	461 ± 9	457 ± 4	1
7	0.82	0.5865 ± 0.0146	0.0736 ± 0.0007	0.38	458 ± 4	469 ± 9	457 ± 4	2
8	0.62	0.6584 ± 0.0144	0.0743 ± 0.0007	0.41	462 ± 4	514 ± 9	458 ± 4	11
9	1.20	0.6231 ± 0.0209	0.0741 ± 0.0008	0.34	461 ± 5	492 ± 13	458 ± 5	7
10	1.18	0.6242 ± 0.0251	0.0742 ± 0.0010	0.32	461 ± 6	493 ± 16	459 ± 6	7
11	1.04	0.6079 ± 0.0126	0.0741 ± 0.0007	0.42	461 ± 4	482 ± 8	459 ± 4	5
12	0.76	0.5882 ± 0.0168	0.0740 ± 0.0008	0.36	460 ± 5	470 ± 11	459 ± 5	2
13	0.91	0.6340 ± 0.0199	0.0744 ± 0.0008	0.35	462 ± 5	499 ± 12	459 ± 5	8
14	0.70	0.5686 ± 0.0145	0.0738 ± 0.0007	0.35	459 ± 4	457 ± 9	459 ± 4	0
15	0.95	0.6059 ± 0.0146	0.0741 ± 0.0007	0.40	461 ± 4	481 ± 9	459 ± 4	4
16	1.07	0.5801 ± 0.0120	0.0739 ± 0.0007	0.42	460 ± 4	465 ± 8	459 ± 4	1
17	1.15	0.6832 ± 0.0113	0.0749 ± 0.0006	0.48	466 ± 4	529 ± 7	460 ± 4	14
18	0.82	0.5871 ± 0.0146	0.0741 ± 0.0007	0.38	461 ± 4	469 ± 9	460 ± 4	2
19	1.00	0.5747 ± 0.0129	0.0740 ± 0.0007	0.40	460 ± 4	461 ± 8	460 ± 4	0
20	0.60	0.5602 ± 0.0111	0.0739 ± 0.0006	0.43	460 ± 4	452 ± 7	460 ± 4	-2
21	0.91	0.5782 ± 0.0113	0.0741 ± 0.0006	0.44	461 ± 4	463 ± 7	461 ± 4	1
22	1.03	0.6514 ± 0.0239	0.0748 ± 0.0009	0.33	465 ± 5	509 ± 15	461 ± 6	10
23	1.45	0.5796 ± 0.0106	0.0742 ± 0.0006	0.46	461 ± 4	464 ± 7	461 ± 4	1
24	1.21	0.6059 ± 0.0201	0.0744 ± 0.0008	0.34	463 ± 5	481 ± 13	461 ± 5	4
25	1.38	0.5593 ± 0.0128	0.0740 ± 0.0007	0.42	460 ± 4	451 ± 8	461 ± 4	-2
26	0.75	0.5846 ± 0.0158	0.0743 ± 0.0007	0.36	462 ± 4	467 ± 10	462 ± 4	1
27	0.85	0.7551 ± 0.0272	0.0757 ± 0.0009	0.34	471 ± 6	571 ± 16	462 ± 6	21
28	0.98	0.6081 ± 0.0172	0.0745 ± 0.0008	0.37	463 ± 5	482 ± 11	462 ± 5	4
29	1.01	0.6859 ± 0.0191	0.0752 ± 0.0008	0.37	467 ± 5	530 ± 12	462 ± 5	13
30	0.75	0.6297 ± 0.0174	0.0747 ± 0.0008	0.37	465 ± 5	496 ± 11	462 ± 5	7
31	1.06	0.5657 ± 0.0114	0.0742 ± 0.0006	0.43	461 ± 4	455 ± 7	462 ± 4	-1
32	0.68	0.6112 ± 0.0282	0.0746 ± 0.0010	0.30	464 ± 6	484 ± 18	462 ± 7	4
33	0.99	0.6589 ± 0.0245	0.0750 ± 0.0009	0.32	466 ± 5	514 ± 15	462 ± 5	10
34	0.65	0.6425 ± 0.0147	0.0749 ± 0.0007	0.40	466 ± 4	504 ± 9	462 ± 4	8
35	1.00	0.5904 ± 0.0140	0.0745 ± 0.0007	0.39	463 ± 4	471 ± 9	462 ± 4	2
36	1.05	0.5518 ± 0.0057	0.0741 ± 0.0006	0.72	461 ± 3	446 ± 4	462 ± 3	-3
37	0.62	0.6010 ± 0.0141	0.0746 ± 0.0007	0.39	464 ± 4	478 ± 9	462 ± 4	3
38	0.70	0.6030 ± 0.0249	0.0746 ± 0.0010	0.31	464 ± 6	479 ± 16	462 ± 6	3
39	0.62	0.5470 ± 0.0176	0.0742 ± 0.0008	0.34	461 ± 5	443 ± 12	463 ± 5	-4
40	1.02	0.7051 ± 0.0185	0.0756 ± 0.0007	0.37	470 ± 4	542 ± 11	463 ± 5	15
41	0.75	0.6322 ± 0.0162	0.0750 ± 0.0008	0.39	466 ± 4	498 ± 10	464 ± 5	7
42	1.34	0.6147 ± 0.0133	0.0749 ± 0.0007	0.41	466 ± 4	487 ± 8	464 ± 4	4
43	0.75	0.5727 ± 0.0169	0.0746 ± 0.0008	0.35	464 ± 5	460 ± 11	464 ± 5	-1

Таблица 1. Окончание

	Th/U	Изотопные отношения		Rho	Возраст			D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{PbCorr} \pm 1\sigma$	
44	0.69	0.6164 ± 0.0140	0.0750 ± 0.0007	0.39	466 ± 4	488 ± 9	464 ± 4	5
45	0.73	0.6195 ± 0.0174	0.0750 ± 0.0008	0.37	466 ± 5	490 ± 11	464 ± 5	5
46	0.87	0.6260 ± 0.0183	0.0751 ± 0.0008	0.35	467 ± 5	494 ± 11	464 ± 5	6
47	0.95	0.5695 ± 0.0100	0.0746 ± 0.0006	0.47	464 ± 4	458 ± 6	464 ± 4	–1
48	0.98	0.5953 ± 0.0151	0.0749 ± 0.0007	0.37	465 ± 4	474 ± 10	465 ± 4	2
49	0.81	0.5421 ± 0.0124	0.0745 ± 0.0007	0.41	463 ± 4	440 ± 8	465 ± 4	–5
50	0.94	0.6393 ± 0.0158	0.0753 ± 0.0007	0.39	468 ± 4	502 ± 10	465 ± 4	7
51	0.69	0.6595 ± 0.0216	0.0755 ± 0.0008	0.34	469 ± 5	514 ± 13	465 ± 5	10
52	1.04	0.5730 ± 0.0203	0.0748 ± 0.0009	0.33	465 ± 5	460 ± 13	465 ± 5	–1
53	1.40	0.6551 ± 0.0115	0.0755 ± 0.0006	0.47	469 ± 4	512 ± 7	466 ± 4	9
54	1.16	0.5696 ± 0.0130	0.0749 ± 0.0007	0.39	465 ± 4	458 ± 8	466 ± 4	–2
55	0.77	0.5706 ± 0.0076	0.0749 ± 0.0006	0.58	466 ± 3	458 ± 5	466 ± 4	–2
56	1.02	0.7111 ± 0.0187	0.0761 ± 0.0008	0.38	473 ± 5	545 ± 11	466 ± 5	15
57	0.69	0.7133 ± 0.0197	0.0762 ± 0.0008	0.37	473 ± 5	547 ± 12	467 ± 5	16
58	0.69	0.7204 ± 0.0153	0.0762 ± 0.0007	0.42	474 ± 4	551 ± 9	467 ± 4	16
59	0.89	0.6836 ± 0.0179	0.0760 ± 0.0008	0.38	472 ± 4	529 ± 11	467 ± 5	12
60	1.09	0.6106 ± 0.0096	0.0754 ± 0.0006	0.50	469 ± 4	484 ± 6	468 ± 4	3
61	1.03	0.5902 ± 0.0110	0.0753 ± 0.0006	0.44	468 ± 4	471 ± 7	468 ± 4	1
62	0.88	0.5553 ± 0.0119	0.0750 ± 0.0007	0.40	466 ± 4	449 ± 8	468 ± 4	–4
63	1.14	0.6595 ± 0.0117	0.0760 ± 0.0006	0.47	472 ± 4	514 ± 7	468 ± 4	9
64	1.08	0.6383 ± 0.0144	0.0758 ± 0.0007	0.41	471 ± 4	501 ± 9	469 ± 4	6
65	1.23	0.5721 ± 0.0115	0.0754 ± 0.0006	0.42	469 ± 4	459 ± 7	469 ± 4	–2
66	0.97	0.7129 ± 0.0104	0.0766 ± 0.0006	0.54	476 ± 4	547 ± 6	470 ± 4	15
67	1.20	0.6187 ± 0.0114	0.0759 ± 0.0006	0.45	471 ± 4	489 ± 7	470 ± 4	4
68	1.51	0.8175 ± 0.0167	0.0776 ± 0.0007	0.43	482 ± 4	607 ± 9	471 ± 4	26
69	1.13	0.7076 ± 0.0146	0.0768 ± 0.0007	0.43	477 ± 4	543 ± 9	471 ± 4	14
70	0.98	0.9076 ± 0.0160	0.0784 ± 0.0007	0.49	487 ± 4	656 ± 9	471 ± 4	35
71	1.21	0.5784 ± 0.0173	0.0757 ± 0.0008	0.34	471 ± 5	463 ± 11	471 ± 5	–2
72	1.31	0.6525 ± 0.0168	0.0764 ± 0.0007	0.38	474 ± 4	510 ± 10	471 ± 5	8
73	1.23	0.5782 ± 0.0118	0.0758 ± 0.0007	0.43	471 ± 4	463 ± 8	471 ± 4	–2
74	1.09	0.6218 ± 0.0218	0.0761 ± 0.0009	0.33	473 ± 5	491 ± 14	471 ± 5	4
75	1.09	0.6078 ± 0.0189	0.0761 ± 0.0008	0.34	473 ± 5	482 ± 12	472 ± 5	2
76	0.98	0.6825 ± 0.0142	0.0768 ± 0.0007	0.43	477 ± 4	528 ± 9	472 ± 4	11
77	0.81	0.6182 ± 0.0118	0.0763 ± 0.0006	0.44	474 ± 4	489 ± 7	473 ± 4	3

Примечание. $D = 100\{[\text{возраст}(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})]/[\text{возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] - 1\}$. 4. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. $^{207}\text{PbCorr}$ – возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, скорректированные на обыкновенный свинец ^{207}Pb -методом.

(ВСЕГЕИ) получен конкордантный возраст 457 ± 5 млн лет по зернам циркона “габбрового” типа из эклогитизированных бронзитовых перидотитов слюдяногорского метаультрамафит-метагаббрового комплекса (хр. Марункеу) [5]. Радиологический возраст (K–Ar-метод) нормально-

и умеренно-щелочных габбродолеритов изьяхойского и орангюганско-лемвинского комплексов, распространенных в виде даек и силлов соответственно в Бельско-Елецкой и Самаро-Лемвинской СФЗ и характеризующих рифтогенные процессы, составляет 420–470 млн лет [4, 5]. По мне-

нию В.Н. Охотникова [8], гранитный магматизм в раннем палеозое завершился в среднем ордовике 460 млн лет назад (К–Аг–метод).

Если принять во внимание, что харьбийский метаморфический комплекс в палеозое представлял собой фундамент палеоконтинентального сектора, то полученные результаты по U–Pb LA–ICP–MS–датированию зерен циркона из метаплагиогранита подтверждают, что до среднего ордовика уже после раскрытия Палеоуральского океана на северо-восточном краю Восточно-Европейского палеоконтинента сохранялась эндогенная активность, связанная с долгоживущими рифтами и, возможно, вызванная плюмовыми процессами. Плюм-зависимый магматизм при заложении континентальных окраин может приводить к плавлению нижней коры (гранулитов или амфиболитов) с образованием гранит-риолитовой магматической компоненты [9]. В связи с этим метаплагиограниты, распространенные в харьбийском комплексе, могут быть связаны с габбродолеритами оранжюганско-лемвинского комплекса и образуют с ними контрастную серию.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны за консультацию А.А. Соболевой.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках НИР, проект № АААА-А17-117121270035-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U–Pb LA–ICP–MS датирование цирконов из субвулканических бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384.
2. Великoslavинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
3. Голубева И.И. Первые результаты U–Pb датирования цирконов гнейсогранитов харьбийского комплекса Полярного Урала // ДАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 508–513.
4. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист R Q-42-I, II (Лаборова). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
5. Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
6. Коновалов А.Л., Лохов К.И., Черкашин А.В., Вакуленко О.В. О тектонической границе между метаморфическими сланцевыми и кристаллическими образованиями позднего протерозоя Харьбийского антиклинория (Полярный Урал) // Региональная геология. ВСЕГЕИ, 2016. № 68. С. 6–20.
7. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.
8. Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л.: Наука, 1975. 175 с.
9. Пучков В.Н. Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. 2018. Т. 18. № 5. С. 692–705.
10. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
11. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с.
12. Уляшева Н.С. Термодинамическая эволюция метаморфизма пород харьбийского комплекса (Полярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 9. С. 2–6.
13. Berman R.G. P-T history of the HT/HP Granulite Metamorphism Associated with Thrusting in a Junction Zone between the Porya Guba and Umba Blocks, Lapland Granulite Belt (Northeastern Baltic Shield) // Canad. Miner. 1991. V. 29. P. 833–855.
14. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICP–MS. In: P.J. Sylvester (Ed.), Laser Ablation ICP–MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Mineralogical association of Canada short course series. 2008. V. 40. P. 204–207.
15. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The Application of Laser Ablation–inductively Coupled Plasma–mass Spectrometry to in situ U–Pb Zircon Geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211, P. 47–69.
16. Kleemann U., Reinhardt J. Garnet-biotite Thermometry Revisited: The Effect of Al^{VI} and Ti in Biotite // Eur. J. Mineral. 1994. V. 6. P. 925–941.
17. Kretz R. Symbols for Rock-forming Minerals // Amer. Miner. 1983. V. 68. P. 277–279.
18. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.70: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley. 2008. 76 p.
19. Sláma J., Košler J., Condon D.J., et al. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U–Pb and Hf Isotopic Microanalysis // Chemical Geology, 2008. V. 249 (1–2), P. 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
20. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., et al. Three Natural Zircon Standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, Trace Element and REE Analysis // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19 (1). P. 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>

U–Pb LA–SF–ICP–MS AGE OF ZIRCON FROM METAPLAGIOGRANITE OF THE KHARBEI METAMORPHIC COMPLEX (POLAR URALS)

N. S. Ulyasheva^{a,#} and V. B. Hubanov^b

^a*Geological Institute, Komi Science Center, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russian Federation*

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

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

Presented by Academician of the RAS A.M. Askhabov October 20, 2021

To establish the time of endogenous events in the Kharbei metamorphic complex (Polar Urals), U–Pb isotopic dating of zircons from garnet-clinzoisite-two-mica metaplagiogranite was carried out using laser ablation and magnetic sector mass spectrometry with inductively coupled plasma (LA–SF–ICP–MS). In terms of petrogeochemical composition, the rock from which the zircons were dated corresponds to normal alkaline meta-alumina granite, which underwent progressive metamorphism under conditions of the epidote-amphibolite facies of elevated pressures. The concordant age of the 77 analyzed crystals of magmatic zircon was 463 ± 1 Ma at the MSWD of 1.02. The weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ isotopic age corrected for ordinary lead by the ^{207}Pb method is 464 ± 1 Ma. Considering that the Kharbey metamorphic complex is the basement of the paleocontinental sector of the Urals, the results obtained confirm the existence of endogenous activity associated with long-lived rifts on the northeastern margin of the East European paleocontinent until the Middle Ordovician.

Keywords: Kharbei metamorphic complex, metaplagiogranite, metamorphism, zircon, U–Pb LA–SF–ICP–MS age

УДК 550.311

ДЕФОРМАЦИИ УПРУГОГО ИЗГИБА В ОКЕАНИЧЕСКИХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТАХ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН В. П. Трубицын¹, А. П. Трубицын^{1,*}

Поступило 29.12.2021 г.

После доработки 28.01.2022 г.

Принято к публикации 03.02.2022 г.

Изучение напряжений и деформаций в океанических плитах обычно проводится на основе теории упругого изгиба тонких плит. Поскольку толщина океанических плит на порядок меньше их длины, то формально условие тонкости плит выполняется с запасом. Однако в океанических плитах основные деформации распределены не равномерно вдоль плиты, а сосредоточены вблизи зоны субдукции. Поэтому эффективные длины плит меньше реальных, и условие тонкости частично не выполняется. В работе на примере зоны Японского желоба дается оценка поправки к деформациям изгиба, рассчитываемым по теории тонких плит. Приводятся формулы, связывающие напряжения и деформации в плите в месте погружения в мантию с измеряемыми глубиной желоба и углом погружения плит.

Ключевые слова: океанические плиты, изгибные деформации

DOI: 10.31857/S2686739722050176

ИЗГИБ ТОНКОЙ УПРУГОЙ ДВУМЕРНОЙ ПЛИТЫ

На рис. 1 представлен профиль океанической плиты толщиной h и длиной L . Стрелками показано распределение по высоте для напряжения σ_{xx} . Серым цветом показана область упругих деформаций переменной толщиной h_{el} . Фиолетовым – зона растяжений с хрупкой пластичностью, красным – зона сжатия с пластическим течением.

Величину вертикального смещения срединной линии плиты, называемую функцией изгиба, обозначим через $W(x)$. Ось z направим вниз и x – вправо. На концах плиты $x = 0$ и $x = L$ примем заданными вертикальное смещение W и его производную dW/dx

$$W(x=0) = W_0, \quad W'(x=0) = W'_0, \quad (1)$$

$$W(x=L) = W_L, \quad W'(x=L) = W'_L$$

Верхнюю и нижнюю поверхности плиты примем скользящими, с нулевыми касательными напряжениями

$$\sigma_{xz}(x, z = -h/2) = \sigma_{xz}(x, z = h/2) = 0. \quad (2)$$

При нагрузках q_1 на верхнюю и q_2 – на нижнюю поверхности плиты граничное условие для нормальных напряжений имеет вид (положительными считаются растягивающие напряжения):

$$\begin{aligned} \sigma_{zz}(x, z = -h/2) &= -q_1(x), \\ \sigma_{zz}(x, z = h/2) &= -q_2(x). \end{aligned} \quad (3)$$

Поскольку решения уравнений для изгиба и для горизонтального растяжения/сжатия аддитивны, то в дальнейшем будем рассматривать только изгибные деформации плиты.

Плиту примем тонкой и изгиб малым. Обычно тонкой считается плита при $h/L < 1/6$. Рассматриваемая двумерная модель является частным случаем трехмерной модели, когда все свойства пли-

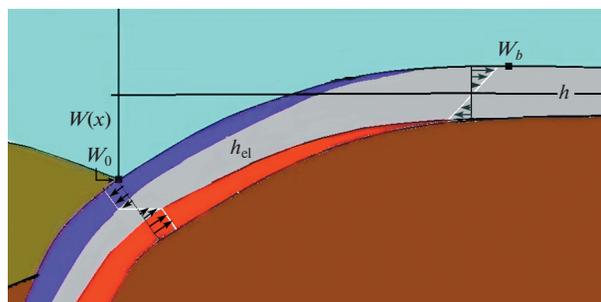


Рис. 1. Океаническая плита вблизи желоба. Масштаб по вертикальной оси преувеличен.

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

*E-mail: atrub@yandex.ru

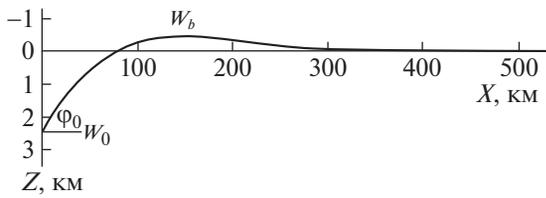


Рис. 2. Изгибы $W(x)$ океанической плиты у Японского желоба, рассчитанные по упругой модели. Глубина желоба W_0 , угол погружения φ_0 , высота внешнего поднятия W_b .

ты, нагрузки и граничные условия не зависят от третьей координаты.

Поскольку для большинства океанических плит $h/L < 1/10$, то формально условие тонкости плиты $h/L < 1/6$ выполняется с большим запасом и вопрос о поправках ранее не возникал. Однако для океанических плит вертикальной нагрузкой служит выталкивающая сила мантии, которая не задается заранее, а сама зависит от изгиба. Она создает специфический выгиб (внешнее поднятие W_b). В результате деформации изгиба оказываются распределенными по длине не равномерно, а сосредоточены вблизи зоны субдукции. При этом эффективная длина плиты (область основной деформации) может быть существенно меньше, порядка $L_{\text{eff}} \approx 200$ км. При толщине плиты $h = 50$ км получим $h/L_{\text{eff}} \approx 1/4$, что несколько не соответствует критерию тонкости плит. В настоящей работе находят поправки к теории тонких плит Кирхгофа для деформаций и на примере изгиба Тихоокеанской плиты у Японского желоба оценивается их величина.

Напряженное состояние упругого тела в трехмерной модели описывается 15 функциями: тремя компонентами вектора смещения U_i , шестью компонентами тензора напряжения σ_{ik} и шестью компонентами тензора деформаций e_{ik} . Для них имеется 15 взаимосвязанных уравнений: три соотношения Коши, связывающие смещения U_i и деформации e_{ik} , шесть соотношений закона Гука, связывающие деформации e_{ik} и напряжения σ_{ik} , и три уравнения равновесия для напряжений. Они приведены, например, в [1]. В рассматриваемой двумерной модели остаются восемь уравнений для восьми функций переменных x и z .

Математически задачу об изгибе тонких плит сформулируем следующим образом. Учитывая, что $h < L$, нужно упростить все соотношения между напряжениями и деформациями и общие уравнения равновесия. Для этого их зависимость от координаты z представим в виде ряда Тейлора, ограничиваясь первыми по порядку малости ненулевыми членами, в частности для $U_x(x, z) = z\partial U_x/\partial z$. При этом коэффициенты разложения

будем искать методом итераций. Пробное решение первого приближения будем искать в форме, при которой x -компонента вектора смещений имеет вид

$$U_x(x, z) = -z dW/dx, \tag{4}$$

и компоненты деформаций e_{xz} и тензора напряжений σ_{zz} являются малыми по сравнению с соответствующими другими компонентами.

Наводящим указанием на выбор такого пробного решения является следующее. Если плита тонкая, то в соответствии с постулатом Кирхгофа угол изгиба ее срединной линии и угол поворота поперечного сечения плиты в первом приближении равны, т.е. равны их тангенсы или производные, с учетом направления поворота $\partial U_x/\partial z \approx -dW/dx$. Отметим, что в предлагаемой в настоящей работе постановке задачи этот выбор рассматривается как пробный и относится только к первому приближению. Решение будет искомым только, если итерации сойдутся, и после подстановки конечных выражений в исходные уравнения равновесия они удовлетворятся.

Подставляя пробное соотношение $U_x(x, z) = -z dW/dx$ в определении xx -компоненты тензора деформаций, найдем

$$e_{xx} = \partial U_x/\partial x = -z d^2W/dx^2. \tag{5}$$

В выражении для zz -компоненты тензора напряжений теории упругости [1]

$$\sigma_{zz} = [E/(1+\nu)(1-2\nu)][(1-\nu)e_{zz} + \nu e_{xx}] \tag{6}$$

можно в первом приближении пренебречь компонентой σ_{zz} , поскольку мы ищем решение в виде, при котором она принята величиной следующего порядка малости по сравнению с σ_{xx} и σ_{xz} . Подставив затем в него (5), найдем

$$\sigma_{xx} = -[E/(1-\nu^2)]z d^2W/dx^2. \tag{7}$$

В результате получены выражения для компонент тензора деформаций e_{xx} и напряжений σ_{xx} первого приближения, выраженные через одну функцию изгиба одной переменной $W(x)$. Поскольку z меняется от $-h/2$ до $h/2$, то эти компоненты имеют первый порядок малости.

Далее выражения (5), (7) можно подставить в уравнение равновесия с учетом граничных условий (2), (3) и найти компоненты тензора напряжений σ_{zz} и σ_{xz} , а также уравнение для нахождения функции изгиба $W(x)$, полученное С. Жермен еще в 1816 г. В классической теории Кирхгофа полученными так выражениями для напряжений и деформаций и ограничиваются. Однако при этом формально оказывается, что общим уравнениям равновесия удовлетворяют только уравнение Жермен и выражения для напряжений, а выражения для деформаций оказываются не согласованными с напряжениями, так как не удовлетворяют

соотношениям Гука и уравнениям равновесия для деформаций. Поэтому до настоящего времени во многих монографиях и пособиях по теории упругости и сопромату, например [3–5], говорится, что гипотезы Кирхгофа, используемые в теории тонких пластин, приводят к неустраняемым противоречиям, с которыми, однако, приходится мириться, так как формулы для изгибов и напряжений достаточны для практических приложений. Такие комментарии можно объяснить, по-видимому, нечеткой формулировкой проблемы, в которой формулы Кирхгофа рассматриваются как окончательный результат. Однако, как подчеркнуто в настоящей работе, они являются лишь первым приближением.

Для нахождения деформаций следующего приближения e_{xz} нужно в выражения (6) подставить теперь уже не нулевое значение σ_{zz} , а новое найденное значение первого приближения. Также находятся и остальные компоненты тензора деформаций. В результате этой итерации, уточняющей деформации, вся система уравнений для напряжений и деформаций примет нижеследующий вид, где $\zeta = z/h$. Тензор напряжений:

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= -hE(1 - \nu^2)^{-1} \zeta d^2 W / dx^2, \\ \sigma_{yy} &= -hE\nu(1 - \nu^2)^{-1} \zeta d^2 W / dx^2, \\ \sigma_{xz} &= -0.125h^2 E(1 - \nu^2)^{-1} (1 - 4\zeta^2) d^3 W / dx^3, \\ \sigma_{zz} &= -0.5q_1(1 - 3\zeta + 4\zeta^3) - 0.5q_2(1 + 3\zeta - 4\zeta^3), \end{aligned} \quad (8)$$

тензор деформаций:

$$\begin{aligned} e_{xx} &= -h\zeta d^2 W / dx^2 - \nu \sigma_{zz} / E, \\ e_{yy} &= -\nu \sigma_{zz} / E, \\ e_{xz} &= h\nu(1 - \nu)^{-1} \zeta d^2 W / dx^2 + \sigma_{zz} / E, \\ e_{zx} &= -0.125h^2 (1 - \nu)^{-1} (1 - 4\zeta^2) d^3 W / dx^3, \end{aligned} \quad (9)$$

и уравнение равновесия Жермен:

$$Dd^4 W / dx^4 = q_1(x) - q_2(x), \quad (10)$$

где $D = Eh^3/12(1 - \nu^2)$ – изгибная жесткость плиты.

Таким образом, чтобы найти все характеристики упругого состояния двумерных тонких плит как функции двух переменных x и z , достаточно решить одно обыкновенное дифференциальное уравнение для функции изгиба одного переменного x (10) и подставить его в (8), (9). Проверка полученных выражений (8)–(10) подстановкой в исходные общие уравнения упругого равновесия показывает, что теперь они удовлетворяются не только для напряжений (как было ранее), но и для деформаций. Однако, чтобы удовлетворить еще и условиям совместности Сен-Венана и получить поправки не только к деформациям, но и к напряжениям и уравнению

Жермен, итерации нужно продолжить. Ввиду громоздкости получаемых выражений в настоящей работе они не приводятся.

Полученные после указанной итерации выражения (8) для компонент тензора деформаций e_{xx} и e_{zz} отличаются от классической теории изгиба Кирхгофа дополнительными членами соответственно $-\nu\sigma_{zz}/E$ и σ_{zz}/E , которые учитывают эффект “сплющивания” плиты под действием вертикальной нагрузки. Хотя эти члены и являются малыми поправками, но только при их учете в первом приближении удовлетворяются и законы Гука, и уравнения равновесия в деформациях.

Далее, как видно по (8), система формул изгиба обязательно должна включать компоненту e_{yy} . Даже в двумерной модели она не может быть равной нулю, так как при отличном от нуля коэффициенте Пуассона вертикальное сжатие всегда вызывает вытеснение вещества не только по оси x , но и по оси y .

МОДЕЛЬ УПРУГОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ

На океаническую плиту без учета осадков сверху действует давление воды q_1 , снизу – давление мантии q_2 . Мы рассматриваем изменения всех величин при изгибе плиты W , отсчитывая их от ранее уравновешенной плавающей плиты. Без учета осадков эти силы будут иметь вид

$$q_1 = \rho_w g W, \quad q_2 = \rho_m g W. \quad (11)$$

Поэтому уравнение равновесия Жермен (10) для изгиба океанических плит примет вид [2]

$$Dd^4 W / dx^4 + \delta\rho g W = 0, \quad (12)$$

где $\delta\rho = \rho_m - \rho_w$. Простой подстановкой можно убедиться, что для случая бесконечно длинной плиты уравнение (12) с граничными условиями (1) имеет аналитическое решение, соответствующее форме изгиба с поднятием перед желобом, как на рис. 1:

$$W(x) = \exp(-x/\alpha) [W_0 \cos(x/\alpha) + (\alpha \operatorname{tg} \phi_0 + W_0) \sin(x/\alpha)] \quad (13)$$

где W_0 – глубина желоба, $\operatorname{tg} \phi_0 = W_0'$ – тангенс угла погружения плиты и

$$\alpha = (4D/\delta\rho g)^{1/4}. \quad (14)$$

Обычно в литературе используется не (13), а другое аналитическое решение, а именно полученное в [2], для которого на левой границе плиты в зоне субдукции задаются заранее неизвестные и неизмеряемые перерезывающая сила и закручивающий момент. Однако более естественно

использовать измеряемые величины – глубину желоба и угол наклона плиты.

Найдя производные от функции $W(x)$ по (13) и подставив их в (9), (10), найдем распределения упругих напряжений и деформаций внутри всей плиты. При этом для океанических плит компонента напряжений σ_{zz} будет иметь вид

$$\sigma_{zz} = -0.5gW[(\rho_m + \rho_w) - (\rho_m - \rho_w)(3z/h - 4z^3/h^3)] \quad (15)$$

Отсюда, в частности, можно найти распределения напряжений и деформаций по глубине при $x = 0$ на левом конце плиты, погружающейся в мантию.

В качестве примера рассмотрим область Японского желоба. Для нее, согласно [2, 6–9], средняя эффективная толщина плиты $h_{ef} = 40$ км, упругие параметры $E = 70$ ГПа, $\nu = 0.25$, угол субдукции $\varphi_0 = 2.8$ град или $\text{tg } \varphi_0 = -0.05$, глубина желоба $W_0 = 2.4$ км, $\rho_w = 1000$ кг/м³, $\rho_m = 3300$ кг/м³. При этих значениях получим $D = Eh^3/12(1 - \nu^2) = 4 \times 10^{23}$ н м, $\alpha = (4D/\delta\rho g)^{1/4} = 90$ км и производные от функции изгиба на левом конце плиты $dW/dx = -0.05$, $d^2W/dx^2 = 5.2 \times 10^{-7}$ м⁻¹, $d^3W/dx^3 = 0.82 \times 10^{-12}$ м⁻².

Подставляя эти значения в (8), найдем распределения напряжений в поперечном сечении в месте погружения плиты в мантию. В соответствии с общими формулами (8) нормальное напряжение σ_{xx} линейно зависит от z в пределах ± 780 МПа, обращаясь в нуль в срединной плоскости. Напряжение σ_{xz} параболически меняется по глубине от нуля на верхней и нижней границах до -12 МПа в срединной плоскости. Вертикально сжимающее напряжение σ_{zz} нарастает сверху вниз по закону кубической параболы от -24 МПа наверху плиты (давление вышележащего слоя воды в желобе) до -79 МПа на нижней границе литосферы, что в среднем составляет около 10% от значения для σ_{xx} .

Вычисленные по теории Кирхгофа деформации e_{xx} линейно меняются с глубиной в пределах $\pm 10.4 \times 10^{-3}$, а e_{zz} в пределах $\pm 3.5 \times 10^{-3}$, но с обратным знаком. Дополнительные поправки δe_{xx} и δe_{zz} увеличиваются с глубиной соответственно от 0.08×10^{-3} до 0.28×10^{-3} и от -0.35×10^{-3} до -1.13×10^{-3} . Угловая деформация e_{xz} поправку не содержит и имеет максимум -0.22×10^{-3} в срединной плоскости.

Относительные поправки к деформациям $\delta e_{xx}/e_{xx}$ и $\delta e_{zz}/e_{zz}$ в среднем составляют порядка 10%, что соответствует квадрату $(h/L_{eff})^2$. Повышенная величина поправки к e_{zz} по сравнению с e_{xx} обусловлена меньшим исходным значением e_{zz} и отсутствием множителя $\nu = 0.25$. Кроме того, надо учитывать, что исходные деформации и по-

правки к ним по-разному зависят от z . Предварительная оценка показывает, что при проведении последующих более громоздких итераций суммарные поправки также могут быть порядка 10%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При расчетах напряжений и деформаций изгиба океанических плит используется теория тонких пластин Кирхгофа. Критерием ее применимости является малость отношения толщины к длине, а вероятные поправки могут быть порядка $(h/L)^2$. Поскольку для океанических плит $h \approx 50$ км и $L \approx 1000$ км, то было общепринятым, что поправки пренебрежимо малы и поэтому вопрос об их учете ранее не ставился.

В настоящей работе указано, что в критерий тонкости плиты должна входить не ее реальная длина, а эффективная длина ее изгибающейся части L_{eff} . Для плавающих океанических плит внешней нагрузкой является выталкивающая сила мантии, которая пропорциональна величине изгиба. Упругий выгиб плиты образуется не на середине плиты, а вблизи зоны субдукции в виде внешнего поднятия. При этом основные деформации распределены не равномерно вдоль плиты, а сосредотачиваются в области вблизи зоны субдукции. Для типичных океанических плит ее размер $L_{eff} < 200$ км. Поэтому в расчеты напряжений и деформаций океанических плит нужно вносить поправки порядка $(h/L_{eff})^2 \sim 10\%$.

В настоящей работе выражения для деформаций теории Кирхгофа дополняются малыми поправками, возникающими при одной следующей итерации. Конкретный пример расчета для Японского желоба показывает, что эти поправки имеют порядок около 10% и не являются (как ранее полагалось) пренебрежимо малыми. Помимо этого, в расчете использовано аналитическое решение уравнения изгиба с граничными условиями в виде измеряемых глубины желоба и угла погружения плиты, а не в виде заранее неизвестных сил и моментов, как обычно принято в литературе.

Однако отметим, что во многих реальных плитах вблизи зоны субдукции упругие напряжения у верхней и нижней поверхностей плит превышают предел прочности и возникают зоны пластичности. Поэтому полученные выше соотношения (8)–(10) для упругих деформаций усложняются. Приблизительно эффект зон пластичности можно учесть, просто заменяя реальную толщину плиты h на эффективную меньшую толщину h_{el} , соответствующую упругой части плиты [9]. Ввиду ограниченности объема статьи эффекты неупругости в данной работе не рассматриваются.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств бюджетного финансирования Института физики Земли РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. Москва: Физматлит, 2003. 264 с.
2. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Москва: Мир, 1985. 360 с.
3. Саченков А.А. Цикл лекций по теории изгиба пластин / Учебное пособие. Казань: Казанский федеральный ун-т, 2012. 53 с.
4. Каюмов Р.А. Основы теории упругости и элементы теории пластин и оболочек. Казань: Изд-во Казанск. гос. архитектур.-строит. ун-та, 2016. 111 с.
5. Вардянян Г.С., Андреев В.И., Атаров Н.М., Горшков А.А. Сопротивление материалов с основами теории упругости и пластичности. Москва: Изд-во АСВ, 1995, 568 с.
6. Трубицын В.П. // Физика Земли. 2012. № 2. С. 3–15.
7. Трубицын В.П. // Геофизические процессы и биосфера. 2011. № 3. С. 5–12.
8. Zhang F., Lin J., Zhou Z., Yang H., Zhan W. // Geophys. J. Int. 2018. V. 212, P. 1429–1449.
9. Бирючева Е.О., Трубицын В.П. // Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. 5–9 октября 2020 г. Москва: ИФЗ РАН. С. 93–97.

DEFORMATIONS OF ELASTIC BENDING IN THE OCEANIC LITHOSPHERIC PLATES

Corresponding Member of the RAS V. P. Trubitsyn^a and A. P. Trubitsyn^{a,#}

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

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

The study of stresses and strains in oceanic plates is usually carried out on the basis of the theory of elastic bending of thin plates. Since the thickness of the oceanic plates is an order of magnitude less than their length, then formally the condition of the thinness of the plates is satisfied with a margin. However, in oceanic plates, the main deformations are not evenly distributed along the plate, but are concentrated near the subduction zone. Therefore, the effective lengths of the plates are less than the real ones, and the thinness condition is partially not met. In this paper, using the example of the Japan trench, an estimate is given of the corrections to bending deformations calculated according to the theory of thin plates. Formulas are given that relate stresses and strains in a plate at the point of sinking into the mantle with the measured depth of the trench and the dip angle.

Keywords: oceanic plates, bending deformation

УДК 568.191:551.763.3(575.3)

ТЕРИЗИНОЗАВР (THEROPODA, THERIZINOSAURIDAE) ИЗ ПОЗДНЕГО МЕЛА ТАДЖИКИСТАНА

© 2022 г. А. О. Аверьянов^{1,*}, академик РАН А. В. Лопатин²

Поступило 01.12.2021 г.

После доработки 27.12.2021 г.

Принято к публикации 11.01.2022 г.

Бедренная кость теропода из позднемелового местонахождения Кансай в Таджикистане (яловачская свита, сантон) отнесена к семейству Therizinosauridae по совокупности продвинутых признаков (кость прямая в переднезадней плоскости, головка кости направлена дорсомедиально, шейка кости сужена между головкой и большим трохантером, головка кости и большой трохантер разделены впадиной, передний трохантер редуцированный, цилиндрический, вентральный край головки кости на одном уровне с краем шейки кости). Теризинозавр из Кансай наиболее близок по строению бедренной кости к неопределенным теризинозаврам из турона Узбекистана и сантона–кампана Западного Казахстана.

Ключевые слова: динозавры, Theropoda, Therizinosauridae, поздний мел, Таджикистан

DOI: 10.31857/S268673972205005X

Теризинозавры (Therizinosauria) – загадочная группа хищных динозавров с гипертрофированными когтями передних конечностей, известная из раннего и позднего мела Азии и Северной Америки. Это одна из немногих групп теропод, перешедших на питание растительной пищей. О фитофагии теризинозавров свидетельствуют следы наличия рогового клюва на передних концах верхней и нижней челюстей и мелкие многочисленные зубы с листовидной коронкой. Череп и позвоночный столб сильно пневматизированные. Хвост короткий, подвижный. Передние конечности крупные, массивные, с большими изогнутыми когтевыми фалангами, достигавшими 1 м длины у *Therizinosaurus cheloniformis* Maleev, 1954. Таз массивный, опистопубический, с отогнутыми латерально передними концами подвздошных костей, что свидетельствует о большой брюшной полости, необходимой для переваривания растительной пищи. Стопа четырехпалая; возможно, теризинозавры были стопоходящими животными.

На территории Средней Азии остатки теризинозавров ранее были известны из ходжакульской (сеноман) и биссектинской (турон) свит Узбеки-

стана [1] и бостобинской свиты (сантон–кампан) Западного Казахстана [2–4]. Богатый комплекс динозавров известен также из яловачской свиты (сантон) местонахождения Кансай, на севере Ферганской долины в Таджикистане. В 1963–1964 гг. на этом местонахождении проводились масштабные раскопки Палеонтологического института АН СССР под руководством А.К. Рождественского [5]. Из динозавров Кансай описаны завроподы [6], орнитомимиды [7], представитель дромееозаврид *Kansaignathus sogdianus* Averianov et Lopatin, 2021 [8], троодонтиды [9] и гадрозавроиды [10]. Остатки Therizinosauridae indet. ранее указывались для Кансай [7], но не были описаны.

В данной работе описывается наиболее информативная кость теризинозавра из Кансай – почти полностью сохранившаяся бедренная кость. Описанный материал хранится в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисьяка РАН (ПИН), г. Москва.

Проксимальный конец бедренной кости экз. ПИН, № 3041/48 (рис. 1) имеет форму восьмерки, с перетяжкой между головкой кости и большим трохантером. Шейка бедренной кости слабо выражена. Головка кости направлена дорсомедиально и заметно выше большого трохантера. Передняя и дорсальная поверхности головки кости выпуклые. Постероventральную сторону головки кости занимает уплощенная площадка, отделенная спереди и сзади от выпуклой части головки кости слабо выраженными бороздками для связок. При взгляде спереди или сзади головка

¹Зоологический институт Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

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

*E-mail: dzharakuduk@mail.ru



Рис. 1. Therizinosauridae indet., экз. ПИН, № 3041/48, левая бедренная кость: (а) с проксимального конца; (б) с дистального конца; (в) с латеральной стороны; (г) сзади; (д) с медиальной стороны; (е) спереди; Таджикистан, местонахождение Кансай; верхний мел (сантон), яловачская свита. Обозначения: 4t – четвертый трохантер; at – передний трохантер; gt – большой трохантер; h – головка бедренной кости; lc – латеральный мыщелок; mc – медиальный мыщелок; pof – подколенная ямка.

бедренной кости и большой трохантер разделены впадиной. Вентральный край головки кости не выступает вентрально по сравнению с краем шейки кости. Ось большого трохантера расположена почти перпендикулярно к медиолатеральной оси головки бедренной кости. Дорсальная поверхность большого трохантера выпуклая при взгляде с латеральной стороны, ее задняя часть разрушена. Латеральная поверхность большого трохантера плоская. Имеется отчетливое щелевидное углубление в основании большого трохантера с латеральной стороны, возможно, для крепления сухожилия *m. iliofemoralis externus*. Сохранилось только основание переднего (малого) трохантера,

судя по которому он был небольшой, цилиндрический. Передний трохантер расположен вдоль латерального края передней стороны тела кости, существенно дистальнее большого трохантера. Тело бедренной кости прямое и уплощенное в переднезаднем направлении. Передняя сторона тела кости вогнута медиальнее переднего трохантера и выпуклая дистальнее него. Четвертый трохантер в виде мощного гребня вдоль постеромедиального края тела кости. Его дистальный конец расположен на уровне середины длины тела кости. Задняя поверхность тела кости слабовогнутая между головкой кости и большим и четвертым трохантерами и плоская в остальной части. Дистальнее

Таблица 1. Распределение диагностических признаков бедренной кости у Therizinosauria

Таксоны	Признаки					
	1	2	3	4	5	6
<i>Falcarius utahensis</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Jianchangosaurus yixianensis</i>	1	0	?	0	1	1
<i>Beipiaosaurus inexpectus</i>	1	0	1	0	0	0
<i>Lingyuanosaurus sihedangensis</i>	1	1	0	1	?	0
<i>Alxasaurus elesitaiensis</i>	0	1	1	1	2	?
<i>Suzhousaurus megatherioides</i>	0	1	1	1	?	0
<i>Segnosaurus galbinensis</i>	0	1	?	1	2	1
<i>Erliahsaurus bellamanus</i>	1	1	?	1	?	1
<i>Neimongosaurus yangi</i>	1	1	?	1	2	1
<i>Nothronychus graffami</i>	1	1	?	1	2	1
Therizinosauridae indet. из Канся	1	1	1	1	2	1

Примечание. Признаки: 1) бедренная кость, изогнута в переднезадней плоскости (0) или прямая (1); 2) головка бедренной кости, направлена медиально (0) или дорсомедиально (1); 3) сужение шейки бедренной кости между головкой кости и большим трохантером, отсутствует (0) или имеется (1); 4) впадина между головкой бедренной кости и большим трохантером при взгляде спереди или сзади, отсутствует (0) или имеется (1); 5) передний (малый) трохантер бедренной кости, большой крыловидный (0), большой цилиндрический (1), или сильно редуцированный, цилиндрический (2); 6) вентральный край головки бедренной кости, выдается вентрально по сравнению с шейкой кости (0), или на том же уровне, что и шейка кости (1).

четвертого трохантера тело кости имеет D-образное сечение, с плоской задней и выпуклой передней сторонами. Тело кости незначительно расширяется в дистальном направлении. Дистальный эпифиз примерно в 1.5 раза шире наиболее широкой части тела кости. Медиальный мышелок сильнее выступает медиально, чем латеральный мышелок выступает латерально. Латеральный мышелок дальше выступает дистально по сравнению с медиальным мышелком. Передняя поверхность дистального мышелка разрушена. Сзади оба дистальных мышелка разделены глубокой подколенной ямкой, вытянутой в проксимодистальном направлении. В подколенной ямке имеется еще дополнительная впадина округлой формы. Задние гребни дистальных мышелков частично разрушены. Задний гребень латерального мышелка длинный и ориентирован проксимодистально. Задний гребень медиального мышелка более короткий и расположен под углом к последнему. На медиальной поверхности медиального мышелка имеется крупный бугорок. Поперечные оси проксимальной и дистальной сочленовных поверхностей почти параллельны.

Размеры (в мм) бедренной кости, экз. ПИН, № 3041/48: длина кости – 378; ширина проксимального конца – 96; переднезадний диаметр го-

ловки кости – 39; поперечная ширина тела кости – 52; поперечная ширина дистального конца – 88.

Строение бедренной кости известно для следующих теризинозавров: *Falcarius utahensis* Kirkland et al., 2005 из баррема США; *Jianchangosaurus yixianensis* Pu et al., 2013 из баррема Китая; *Beipiaosaurus inexpectus* Xu et al., 1999 из баррема Китая; *Lingyuanosaurus sihedangensis* Yao et al., 2019 из раннего мела Китая; *Alxasaurus elesitaiensis* Russell et Dong, 1993 из альба Китая; *Suzhousaurus megatherioides* Li et al., 2007 из апта-альба Китая; *Segnosaurus galbinensis* Perle, 1979 из сеномана-сантона Монголии; *Erliahsaurus bellamanus* Xu et al., 2002 и *Neimongosaurus yangi* Zhang et al., 2001 из сеномана-сантона Китая; *Nothronychus graffami* Zanno et al., 2009 из турона США (см. обзор в [11, 12]). В строении бедренной кости теризинозавров можно выделить шесть диагностических признаков, распределение которых показано в табл. 1. По этим признакам кансайский теризинозавр наиболее близок к *Erliahsaurus* и *Neimongosaurus* из формации Ирэн-Дабасу (сеноман-сантон) во Внутренней Монголии, Китай, и к *Nothronychus graffami* из формации Тропик-Шейл в Юте, США. Очевидно, что кансайский теризинозавр принадлежит к кладе Therizinosauridae, объединяющей наиболее продвинутых теризинозавров. У *N. graffami* четвертый трохантер расположен вдоль средней линии задней стороны бедренной кости [13], тогда как у кансайского теризинозавра он расположен вдоль постеромедиального края тела кости. У *Erliahsaurus* четвертый трохантер бедренной кости практически не выражен [14], у *Neimongosaurus* он имеет вид невысокого гребня [15]. Экз. ПИН, № 3041/48 практически идентичен бедренным костям теризинозавров из биссектинской свиты Узбекистана (турон; местонахождение Джаракудук) [1] и бостобинской свиты северо-восточного Приаралья (сантон-кампан; местонахождение Буройнак) [2]. Сходство в строении бедренных костей может свидетельствовать о том, что на территории Центральной Азии в позднем мелу существовал особый таксон теризинозавров, отличный от одновозрастных таксонов из баинширэнской свиты Монголии и формации Ирэн-Дабасу северного Китая.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Д.В. Григорьеву (Санкт-Петербургский государственный университет) за фотографирование экз. ПИН, № 3041/48.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Российским научным фондом (проект 19-14-00020). Исследования АОА выполнены в рамках государственного задания Зоологического института РАН (проект 1021051302397-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Sues H.-D., Averianov A.O.* Therizinosauroida (Dinosauria: Theropoda) from the Upper Cretaceous of Uzbekistan // *Cret. Res.* 2016. V. 59. P. 155–178.
2. *Averianov A.O.* Theropod dinosaurs from the Late Cretaceous of North-East Aral Sea area, Kazakhstan // *Cret. Res.* 2007. V. 28. № 3. P. 532–544.
3. *Averianov A.O.* Frontal bones of non-avian theropod dinosaurs from the Upper Cretaceous (Santonian–?Campanian) Bostobe Formation of the Northeastern Aral Sea region, Kazakhstan // *Canad. J. Earth Sci.* 2016. V. 53. № 2. P. 168–175.
4. *Averianov A.O., Danilov I.G., Skutschas P.P., et al.* The Late Cretaceous vertebrate assemblages of Western Kazakhstan // *New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull.* 2016. V. 71. P. 5–17.
5. *Рождественский А.К.* Кансайское местонахождение меловых позвоночных в Фергане // *Ежегодн. Всес. палеонтол. об-ва.* 1977. Т. 30. С. 235–247.
6. *Averianov A.O., Sues H.-D.* Review of Cretaceous sauropod dinosaurs from Central Asia // *Cret. Res.* 2017. V. 69. P. 184–197.
7. *Алифанов В.Р., Аверьянов А.О.* О находках орнитомимидных динозавров (Saurischia, Ornithomimosauria) в отложениях верхнего мела Таджикистана // *Палеонтол. журн.* 2006. № 1. С. 98–102.
8. *Аверьянов А.О., Лопатин А.В.* Новый хищный динозавр (Theropoda, Dromaeosauridae) из позднего мела Таджикистана // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2021. Т. 499. № 1. С. 49–53.
9. *Averianov A.O., Sues H.-D.* A new troodontid (Dinosauria: Theropoda) from the Cenomanian of Uzbekistan, with a review of troodontid records from the territories of the former Soviet Union // *J. Vertebr. Paleontol.* 2007. V. 27. № 1. P. 87–98.
10. *Аверьянов А.О., Алифанов В.Р.* Новое в изучении остатков утконосых динозавров (Ornithischia, Hadrosauridae) из верхнемеловых отложений Таджикистана // *Палеонтол. журн.* 2012. № 5. С. 67–73.
11. *Clark J.M., Maryanska T., Barsbold R.* Therizinosauroida // *The Dinosauria. Second Edition.* Berkeley, Los Angeles, London: University of California Press. 2004. P. 151–164.
12. *Zanno L.E.* A taxonomic and phylogenetic re-evaluation of Therizinosauria (Dinosauria: Maniraptora) // *J. Syst. Palaeontol.* 2010. V. 8. № 4. P. 503–543.
13. *Hedrick B.P., Zanno L.E., Wolfe D.G., Dodson P.* The slothful claw: osteology and taphonomy of *Nothronychus mckinleyi* and *N. graffami* (Dinosauria: Theropoda) and anatomical considerations for derived therizinosaurids // *PLoS ONE.* 2015. V. 10. № 6. P. e0129449.
14. *Xu X., Zhang X.-H., Sereno P.C., et al.* A new therizinosauroid (Dinosauria, Theropoda) from the Upper Cretaceous Iren Dabasu Formation of Nei Mongol // *Vertebr. Palasiat.* 2002. V. 40. № 3. P. 228–240.
15. *Zhang X.-H., Xu X., Zhao X.-J., et al.* A long-necked therizinosauroid dinosaur from the Upper Cretaceous Iren Dabasu Formation of Nei Mongol, People's Republic of China // *Vertebr. Palasiat.* 2001. V. 39. № 4. P. 282–290.

A THERIZINOSAUR (THEROPODA, THERIZINOSAURIDAE) FROM THE LATE CRETACEOUS OF TAJIKISTAN

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

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

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

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

A theropod femur from the Late Cretaceous Kansai locality in Tajikistan (Yalovach Formation, Santonian) is referred to the family Therizinosauridae based on combination of the following derived characters: the bone is straight in anteroposterior plane; the femoral head is directed dorsomedially; the femoral neck is constricted between the femoral head and the great trochanter; the great trochanter and the femoral head are separated by a depression; the anterior trochanter is reduced, cylindrical; the ventral margin of the femoral head is not projecting beyond the margin of the femoral neck. The Kasnai therizinosaur is most similar in the structure of the femur with unnamed therizosaurs from the Turonian of Uzbekistan and Santonian–Campanian of Western Kazakhstan.

Keywords: dinosaurs, Theropoda, Therizinosauroida, Late Cretaceous, Tajikistan

УДК 528.2:550.341:550.24

КОМПЛЕКСНЫЙ ПРОГНОСТИЧЕСКИЙ ПРИЗНАК ОПАСНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ

© 2022 г. А. А. Спивак^{1,*}, Ю. С. Рыбнов¹, С. А. Рябова¹

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 07.12.2021 г.

Поступило 16.12.2021 г.

После доработки 04.02.2022 г.

Принято к публикации 07.02.2022 г.

Предложен комплексный прогностический признак опасных атмосферных явлений в виде ураганов, шквалов и сильных гроз, основанный на анализе совместных вариаций электрического поля и вертикального тока приземной атмосферы, магнитного поля и микропульсаций атмосферного давления в период, предшествующий наступлению наиболее интенсивных проявлений указанных явлений. Полученные данные могут способствовать повышению надежности краткосрочного прогноза опасных по последствиям сильных атмосферных явлений.

Ключевые слова: атмосферный фронт, акустические колебания, электрическое поле, атмосферный ток, магнитное поле, вариации

DOI: 10.31857/S2686739722050152

Изменение климата и, как следствие, беспрецедентное увеличение в последние годы количества опасных атмосферных явлений, таких как ураганы, шквалы, ливни и сильные грозы с негативными, а в ряде случаев катастрофическими, последствиями вызывает необходимость разработки новых подходов к формулировке их прогностических признаков [1, 2]. Представляется перспективным в качестве одного из таких подходов рассматривать наряду с метеорологическими геофизические эффекты опасных природных событий [3–7].

Опасные атмосферные явления возникают в подавляющем большинстве случаев в холодной фронтальной зоне циклонов. В связи с этим с целью формулировки их прогностических признаков представляет интерес рассмотрение вариаций геофизических полей в периоды, предшествующие приходу в точку наблюдения в первую очередь холодных атмосферных фронтов 2-го рода.

В настоящей работе на основе анализа результатов инструментальных наблюдений установлены характерные микробарические вариации, а также возмущения магнитного поля и электрических характеристик приземной атмосферы, регистрируемые за 1–6 ч до наступления опасных по последствиям проявлений сильных атмосферных

событий. Представляется, что указанные эффекты в совокупности могут рассматриваться в качестве комплексного прогностического признака приближающегося опасного явления.

Экспериментальной основой для выполнения настоящих исследований послужили результаты инструментальных наблюдений, выполненных синхронно в Геофизической обсерватории “Михнево” (МНВ) ИДГ РАН (54.94° с.ш.; 37.73° в.д.) и в Центре геофизического мониторинга г. Москвы (ЦГМ) ИДГ РАН (55.71° с.ш.; 37.57° в.д.) [6, 8–10]. Рассматривались геофизические эффекты в периоды 34 наиболее мощных холодных атмосферных фронтов, зарегистрированных в 2015–2021 гг. [6]. При выборе событий учитывалось отсутствие локальных техногенных, а также глобальных природных возмущений электрического и геомагнитного полей (станционный K -индекс магнитной активности не превышал 2).

Мощные конвективные потоки над фронтальной поверхностью холодного фронта вызывают формирование атмосферной ячейки, характеризующейся концентрированными вертикальными и спиралеобразными движениями воздушных масс. Формирование фронтальной ячейки происходит в несколько этапов: зарождение, развитие, достижение максимальных размеров и распад [11]. При достижении определенного размера такая ячейка генерирует акустико-гравитационные (АГВ) и внутренние гравитационные волны (ВГВ) [12, 13]. Воздействие АГВ на ионосферу вызывает модификацию ее электронной плотности

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

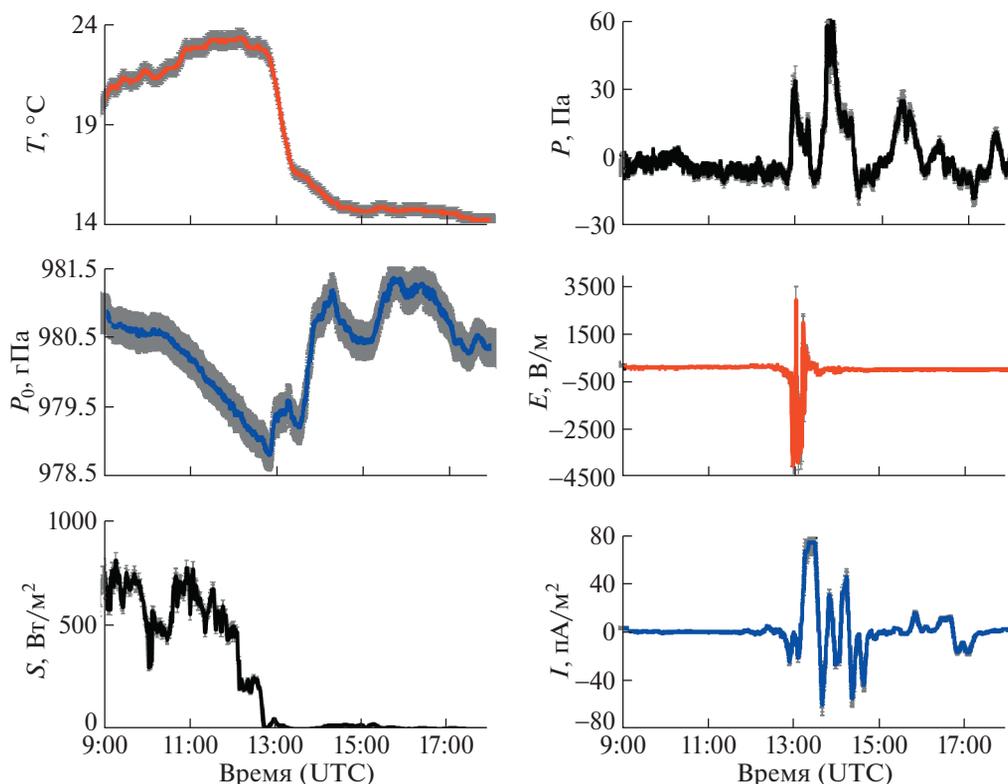


Рис. 1. Характеристики холодного атмосферного фронта 16.07.2019 г. по данным МНВ; здесь и на следующих рисунках серыми планками отмечен диапазон неопределенности данных.

и электрические токи и, как следствие, вариации электрического и магнитного полей¹.

ВГВ распространяются на значительные расстояния вследствие слабого затухания при распространении по атмосферным волноводам и являются значимым фактором, определяющим турбулентный характер возмущения приземной атмосферы на мезомасштабном и мелкомасштабном уровне и соответственно возмущения электрического и магнитного поля [15]. При этом скорость распространения ВГВ характеризуется величиной в районе 50 м/с [5, 16], что в целом заметно превышает скорость движения холодного фронта 2-го рода, которая, как правило, находится в диапазоне 14–18 м/с и в редких случаях достигает 28 м/с [11]. Вследствие этого вызванные атмосферным фронтом микробарические вариации регистрируются до прихода фронта в точку наблюдения.

Анализ данных настоящей работы свидетельствует о том, что наряду с сильными возмущениями геофизических полей непосредственно в период прохождения холодного фронта [6, 17] реги-

стрируются также более слабые геомагнитные вариации и вариации электрических характеристик атмосферы (напряженность электрического поля и атмосферный ток) до прихода фронта. При этом указанные вариации полей в большинстве случаев наблюдаются в момент прихода внутренних акустико-гравитационных волн, распространяющихся по атмосферному волноводу, а также непосредственно перед атмосферным фронтом в результате возмущений, вызванных распространением возмущающих сигналов в пограничном слое атмосферы в условиях устойчивой стратификации.

В качестве примера рассмотрим результаты инструментальных наблюдений, выполненных в период события 16.07.2019 г. Прохождение мощного холодного атмосферного фронта 2-го рода зарегистрировано в МНВ в ~13:00 UTC (рис. 1). Фронт, распространяющийся с юго-восточного направления, двигался со скоростью ~30 км/ч, подошел к МНВ в ~12:50 UTC и вызвал резкое понижение температуры воздуха T_0 у земной поверхности на ~8°C. Как это видно из рис. 1, замещение теплых воздушных масс холодными привело также к резкому увеличению атмосферного давления P_0 и столь же резкому уменьшению солнечного излучения S , что свидетельствует о фор-

¹ В качестве другого возможного механизма генерации возмущений геомагнитного поля рассматривается также электродинамический эффект при движении электрически заряженных облаков и выпадении осадков [14].

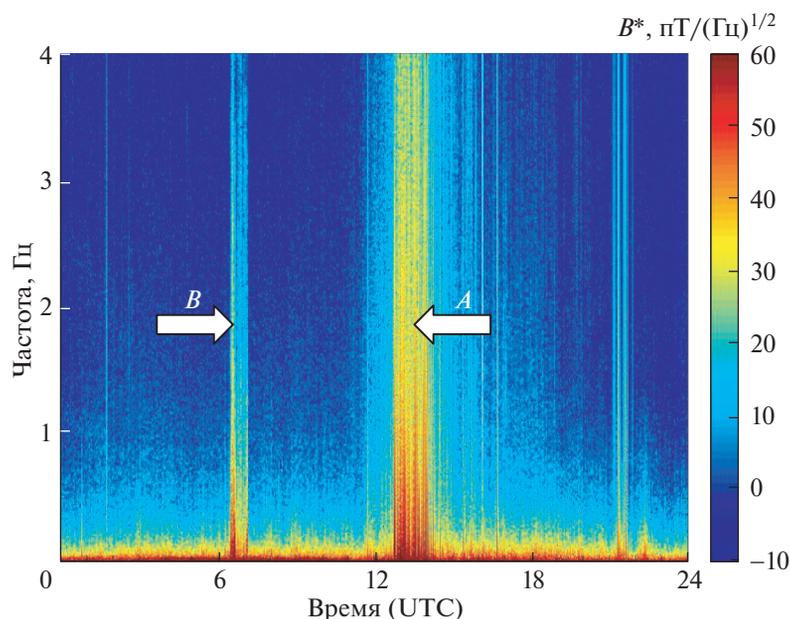


Рис. 2. Динамический спектр геомагнитных пульсаций по данным МНВ за 16.07.2019 г. *A* – геомагнитные пульсации в период прохождения мощного атмосферного фронта, *B* – в период возмущений, вызванных приходом акустического сигнала, распространяющегося по атмосферному волноводу.

мировании мощной кучевой облачности (*Cb*), составившей основу активной фронтовой атмосферной ячейки.

Следует отметить, что период прохождения атмосферного фронта характеризуется повышенными микробарическими вариациями P с амплитудой ~ 60 Па (рис. 1). Одновременно с этим электродинамические процессы в активной ячейке и в области ионосферы над пунктом регистрации в результате воздействия на нее акустико-гравитационных волн вызвали также сильные вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля E амплитудой ~ 4000 В/м и атмосферного тока I амплитудой ~ 80 пА/м².

Прохождение фронта сопровождалось также магнитным эффектом: в период прохождения фронта было зарегистрировано резкое повышение амплитуды наиболее чувствительной к внешним возмущениям горизонтальной компоненты магнитного поля B_H , а также геомагнитные пульсации в широкой полосе частот. На рис. 2 приведен фрагмент спектра геомагнитных пульсаций в диапазоне 0–4 Гц за 16.07.2019 г., который демонстрирует повышенные вариации магнитного поля в диапазоне частот до 4 Гц² в период прохожде-

² В ряде исследований, например [19], показано, что грозовая активность вызывает сильные колебания магнитного поля Земли в УНЧ-диапазоне (частоты менее 5 Гц), которые, как предполагается, связаны с активацией гидромагнитных волн в ионосфере УНЧ-токами во время грозы.

ния атмосферного фронта³ (вызванные вариации отмечены в данном случае стрелкой *A*).

Анализ результатов регистрации в периоды времени, предшествующие приходу фронта, показывает, что в $\sim 6:10$ UTC в МНВ (рис. 3) и в $\sim 6:24$ UTC в ЦГМ наблюдаются аномальные микробарические вариации, которые с учетом разницы времен прихода допустимо рассматривать в качестве вызванных фронтом внутренних гравитационных волн (скорость распространения ~ 50 м/с). Характерно, что в этот же период времени также наблюдаются вариации электрических характеристик атмосферы (рис. 3), вариации B_H (рис. 4) и характерные геомагнитные пульсации⁴ (рис. 2). В целом рассматриваемые вариации P , E , I и B_H регистрируются примерно за 4–6 ч до прихода мощных атмосферных фронтов и могут служить в качестве их прогностических признаков.

При подходе мощных фронтов к пункту регистрации на расстояния 100–200 км в ряде случаев наблюдаются вариации геофизических полей, вызванные распространением возмущающих сигналов в пограничном слое атмосферы. В качестве примера рассмотрим известное по своим негативным последствиям в Москве событие

³ Атмосферный фронт сопровождался грозовой активностью, временные интервалы которой соответствуют УНЧ-вариациям магнитного поля.

⁴ Пульсации могут быть следствием электродинамических процессов, вызванных в ионосфере над точкой регистрации ВГВ, спектральные составляющие которых содержат частоты Брента–Вяйсяля [12, 15].

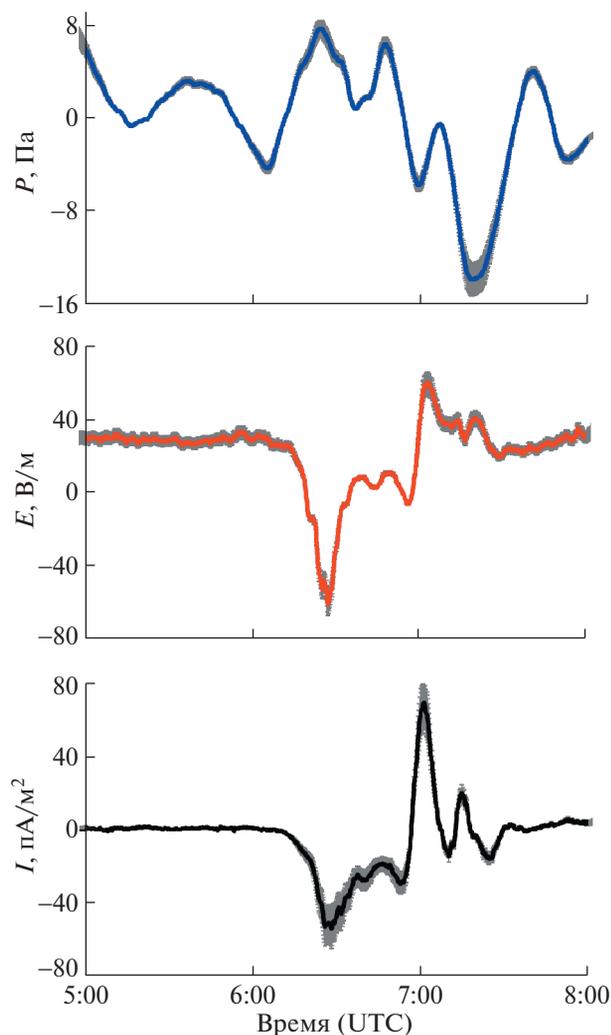


Рис. 3. Микробарические пульсации за вычетом тренда, вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля E и вертикального атмосферного тока I в период прихода акустического сигнала, распространяющегося по атмосферному волноводу, по данным МНВ за 16.07.2019 г.

29.05.2017 г. [18]. Мощный холодный атмосферный фронт распространялся с юго-восточного направления и вызвал в МНВ в 10:40 UTC резкое падение температуры воздуха на $\sim 5.5^\circ\text{C}$. Через некоторое время фронт подошел к Москве и вызвал в ЦГМ резкое падение температуры воздуха на $\sim 10.5^\circ\text{C}$ в 12:35 UTC. При этом фронт сопровождался сильными волновыми движениями в атмосфере (порывы ветра достигали 31 м/с), что привело к человеческим жертвам и нанесло значительный урон экологии Москвы в виде вывала большого количества деревьев и локальных разрушений строительных и других конструкций. По всем проявлениям в этот момент развитие фронтовой атмосферной ячейки достигло максимума. В период прохождения фронта в МНВ и

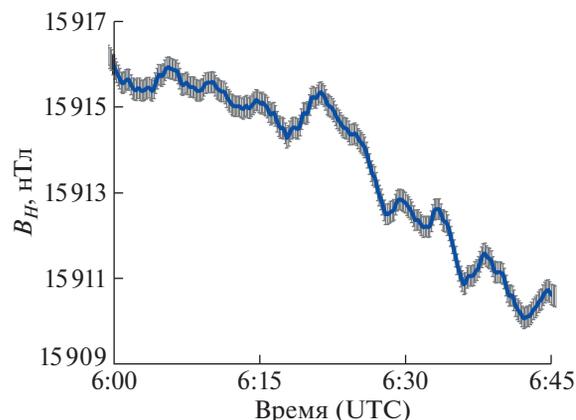


Рис. 4. Вариации геомагнитного поля, вызванные акустическим сигналом, распространяющимся по атмосферному волноводу (данные за 16.07.2019 г.).

ЦГМ, помимо повышенных микробарических вариаций, были зарегистрированы сильные возмущения электрического поля амплитудой ~ 4000 В/м, в МНВ – вариации I амплитудой ~ 80 пА/м² и вариации B_H амплитудой до 20 нТл.

Одновременно с этим за ~ 2 –4 ч до прихода фронта в пунктах регистрации наблюдались повышенные вариации геофизических полей с периодом 20–30 мин (рис. 5), которые вызваны возмущениями, связанными с воздействием на атмосферу акустических сигналов, распространяющихся в пограничном слое атмосферы.

Полученные в настоящей работе данные свидетельствуют о том, что сильные атмосферные возмущения фронтального типа сопровождаются геофизическими эффектами не только в период прохождения активной атмосферной ячейки через точку наблюдений, но также за достаточно продолжительный промежуток времени до прихода фронта. Обобщая результаты наблюдений⁵, можно констатировать, что за 4–6 ч до прихода мощной активной атмосферной ячейки регистрируются повышенные вариации амплитуды акустических колебаний, напряженности электрического поля, вертикального атмосферного тока и горизонтальной компоненты геомагнитного поля, вызванные акустическим сигналом, распространяющимся по атмосферному волноводу. За 2–3 ч до прихода активной ячейки наблюдаются повышенные вариации геофизических полей, связанные с распространением возмущающего акустического сигнала по пограничному атмосферному слою.

По мнению авторов, отмеченные эффекты при накоплении соответствующей статистики

⁵ В период событий 16.07.2019 г. и 29.05.2017 г., представленных в статье в качестве примера, а также и в периоды событий из списка [6].

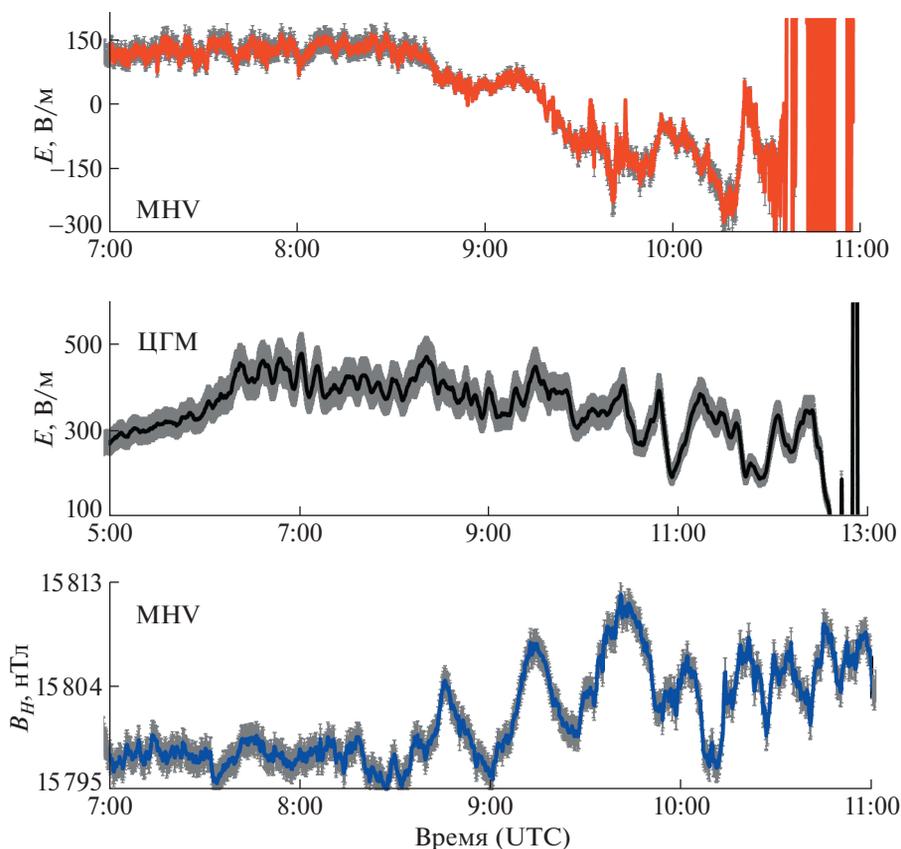


Рис. 5. Вариации электрического поля в МНВ и ЦГМ и магнитного поля в МНВ в период прихода в точки наблюдения акустического сигнала, распространяющегося по пограничному слою атмосферы (данные за 29.05.2017 г.).

могут рассматриваться в качестве прогностического признака⁶ сильных возмущений атмосферы с негативными для человека и инфраструктуры последствиями.

Результаты работы могут быть использованы также при разработке теоретических и расчетных моделей опасных атмосферных явлений в виде ураганов, шквалов и сильных гроз.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по государственному заданию № 1021052706233-4-1.5.4 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях” (FMWN-2022-0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate change 2021. The Physical Science Basis. IPCC Sixth Assessment Report. Geneva, 2021. 3949 p.

⁶ Здесь следует отметить, что кроме рассматриваемых в работе вариаций геофизических полей в приземном слое атмосферы в период атмосферных фронтов, имеются данные о резком изменении потока мюонов в тропосфере в период грозовой активности, например [20].

2. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2020 г. М.: Росгидромет, 2021. 205 с.

3. *Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Нагорский П.М., Смирнов С.В.* Динамика спектра вариаций атмосферно-электрического поля в предгрозовой атмосфере // *Оптика атмосферы и океана.* 2012. Т. 25. № 2. С. 132–136.

4. *Кузнецов В.В., Чернева Н.В., Дружин Г.И.* О влиянии циклонов на атмосферное электрическое поле Камчатки // *ДАН.* 2007. Т. 412. № 4. С. 547–551.

5. *Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А.* Акустические и электрические предвестники сильных грозовых явлений в условиях мегаполиса // *Геофизические процессы и биосфера.* 2017. Т. 16. № 4. С. 81–91.

6. *Спивак А.А., Рябова С.А.* Геофизические эффекты сильных атмосферных фронтов // *Доклады академии наук. Науки о Земле.* 2022. Т. 502. № 1. С. 24–29.

7. *Bennet A.J., Harrison R.G.* Atmospheric Electricity in Different Weather Conditions // *Weather.* 2007. V. 62. P. 277–283.

8. *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.

9. *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.
10. *Барышев В.И., Ваг Л.Л., Гаврилов Б.Г., Полетаев А.С.* Датчик приземного вертикального тока атмосферы // Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2009. С. 358–364.
11. Атмосфера. Справочник / Под ред. Ю.С. Седунова. М.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
12. *Федоренко Ю.П.* Возбуждение наземных геомагнитных пульсаций Pc5 акустико-гравитационными волнами // Космическая наука и технология. 2017. Т. 23. № 3. С. 11–37.
13. *Куличков С.Н., Цыбульская Н.Д., Чунгузов И.П. и др.* Исследование внутренних гравитационных волн от атмосферных фронтов в московском регионе // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 4. С. 455–469.
14. *Чекряжов В.М., Свиркунов П.Н., Козлов С.В.* Влияние циклонической активности на возмущение геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэронаука. 2019. Т. 59. № 1. С. 59–68.
15. *Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А.* Инфразвук в атмосфере. М.: ТОРУС ПРЕСС, 2020. 332 с.
16. *Грачев А.И., Данилов С.Д., Куличков С.Н., Свертилов А.И.* Основные характеристики внутренних гравитационных волн в нижней атмосфере от конвективных штормов // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. № 6. С. 759–767.
17. *Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А.* Геомагнитные эффекты природных и техногенных процессов. М.: ГЕОС, 2021. 264 с.
18. *Spivak A.A., Rybnov Yu.S., Soloviev S.P., Kharlamov V.A., Soloviev A.V.* Acoustic and Electric Field Variations during Strong Frontal Disturbances Propagation // Proc. SPIE 10833, 24th Int. Symp. Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2–5 July 2018. Tomsk, Russian Federation. 2018. 10833Z (13 December 2018). <https://doi.org/10.1117/12.2502330>
19. *Fraser-Smith A.C., Kjono S.N.* The ULF Magnetic Fields Generated by Thunderstorms: A Source of ULF Geomagnetic Pulsations? // Radio Science. 2014. V. 49. No. 12. P. 1162–1170.
20. *Kozyrev A.V., Barbashina N.S., Belyakova T.A., Pavlyukov J.B., Petrukhin A.A., Serebryannik N.I., Shutenko V.V., Yashin I.I.* Studies of Thunderstorm Events Based on the Data of Muon Hodoscope URAGAN and Meteorological Radar DMRL-C // Physics Procedia. 2015. V. 74. P. 486–492.

COMPLEX PROGNOSTIC FEATURE OF DANGEROUS ATMOSPHERIC EVENTS

A. A. Spivak^{a, #}, Yu. S. Rybnov^a, and S. A. Riabova^a

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

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

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin December 7, 2021.

Complex prognostic feature of dangerous atmospheric phenomena in the form of hurricanes, squalls and severe thunderstorms is proposed, based on the analysis of joint variations in the electric field and vertical current of the surface atmosphere, magnetic field and atmospheric pressure micropulsations in the period preceding the onset of the most intense manifestations of these phenomena. The data obtained can help to improve the reliability of short-term predictions of dangerous consequences of strong atmospheric phenomena.

Keywords: atmospheric front, acoustic oscillations, electric field, atmospheric current, magnetic field, variations

УДК 550.858.5

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ТУВА, МОНГОЛИЯ)

© 2022 г. Д. В. Коваленко^{1,*}, академик РАН В. В. Ярмолюк¹, А. М. Козловский¹

Поступило 01.02.2022 г.

После доработки 09.02.2022 г.

Принято к публикации 10.02.2022 г.

Обобщение палеомагнитных данных по Туве и Монголии показало, что широтное перемещение Сибири, Тувы и северной Монголии в палеозое отличается незначительно. Поэтому, возможно, что эти геологические блоки, начиная с ордовика, перемещались как единое геологическое тело. Южнее Монголо-Охотской сuture к западу от меридиана 107° палеошироты формирования позднекарбон-пермских толщ близки к “сибирским”, а к востоку от меридиана – к “северокитайским”, что, по-видимому, связано с разновозрастной аккрецией соответствующих сегментов к Сибирскому кратону. Широкие вариации склонений намагниченности для толщ, расположенных южнее Монголо-Охотской сuture, скорее всего, были связаны со сдвиговыми перемещениями, которые происходили в Южной Монголии в различные периоды позднего фанерозоя. Районы Тувы и Монголии резко различаются по набору компонент естественной остаточной намагниченности фанерозойских пород. В Монголии широко распространено пермское перемагничивание пород магнитным полем обратной полярности, по-видимому, связанное со становлением пермского Хангайского батолита. В Туве пермское перемагничивание практически не выявлено, но установлено широкое распространение вторичной намагниченности, единичные направления которой в геологических разрезах распределены хаотически.

Ключевые слова: намагниченность, палеоширота, тектоническое совмещение, склонение, наклонение, модельный возраст, аккреция, коллизия

DOI: 10.31857/S2686739722050085

Последние двадцать лет центральная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – Монголия и Тува – систематически исследовалась палеомагнитным методом [3–9, 12, 14, 17, 19]. В настоящее время получен значительный объем палеомагнитных данных, который вполне достаточен для выполнения первых обобщений и систематизаций, представляющих интерес для понимания геодинамики территорий центрального сегмента ЦАСП. В данной работе приведены результаты подобного обобщения и рассмотрены варианты геодинамических гипотез, позволяющих объяснить особенности палеомагнетизма в различных участках указанной территории.

Строение ЦАСП определяют аккреционные комплексы разновозрастных и разнородных тер-

рейнов и перекрывающие их толщ. В северной части ЦАСП, севернее Монголо-Охотской сuture, развиты каледонские структуры, которые были сформированы в позднем кембрии–раннем ордовике в результате тектонического совмещения микроконтинентов и поздневендских-кембрийских надсубдукционных и океанических комплексов [1, 18]. Такие же комплексы отмечаются и южнее Монголо-Охотской сuture, особенно в западной части Монголии. На юге Монголии южнее главного Монгольского линеамента распространены герцинские структуры, которые сформировались в позднем девоне–раннем карбоне в результате закрытия девонского океанического бассейна Южной Монголии [18]. Одной из важнейших структур Монголии является Монголо-Охотская сutura, которая образовалась в результате закрытия Монголо-Охотского океана, существовавшего в палеозое-мезозое [11]. В западной части Монголии в районе Хангая закрытие морского бассейна завершилось к позднему карбону, в Хэнтэйском сегменте – к концу перми–раннем триасе, далее к востоку в средней юре [11]. Чехольным комплексом для складчатых

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

*E-mail: Dmitry@igem.ru

структур каледонид и герцинид служат в той или иной степени деформированные разновозрастные фанерозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи.

Результаты палеомагнитных исследований имеются для палеозойских толщ чехла каледонид и герцинид, распространенных как к северу, так и к югу от Монголо-Охотской сuture. Палеомагнитные исследования в пределах Монголии и Тувы показали, что эти районы отличаются по набору компонент намагниченности. Во всех районах выделяются комплексы пород с доскладчатой, вероятно, первичной намагниченностью и комплексы, перемагниченные в кайнозой магнитным полем Земли прямой полярности. В Монголии, кроме того, широко распространены комплексы, испытавшие, по-видимому, позднепермское перемагничивание пород магнитным полем обратной полярности в период позднекарбон-пермского суперхрона обратной полярности [3]. Возможно, что это перемагничивание было обусловлено термальным воздействием на кору региона гигантского Хангайского батолита, формирование которого пришлось на вторую половину перми. В Туве далеко за пределами батолита вторичных направлений намагниченности обратной полярности практически не выявлено, за исключением одного случая [13], который, скорее всего, был связан с внедрением девонской интрузии. В то же время в Туве широко распространена однокомпонентная намагниченность, единичные направления которой в геологических разрезах распределены хаотически [3, 6–9]. В Монголии такая хаотическая намагниченность встречается редко. Процессы, с которыми связано перемагничивание пород Монголии и Тувы, пока до конца не ясны и требуют изучения.

Выявляется зональность в распределении направлений первичных компонент намагниченности пород по рассматриваемой территории. Выделяются две зоны — севернее Монголо-Охотской сuture и южнее ее. Большинство направлений первичных компонент намагниченности пород, расположенных севернее Монголо-Охотской сuture, близки по наклону и склонению к “ожидаемым” направлениям намагниченности, рассчитанным из палеомагнитных полюсов Сибири [10] (табл. 1, рис. 1–3). Палеошироты формирования толщ статистически совпадают с “ожидаемыми” палеоширотами для ордовикского периода [8], начала позднего девона [9], раннего карбона [8] и поздней перми [5]. Палеошироты силурийских и среднедевонских толщ [6, 7, 13] статистически отличаются от “ожидаемых” сибирских значений, но достаточно близки к ним. Возможно, отличия девонских палеоширот связаны с тем, что ранне-среднедевонский палеомагнитный полюс Сибири был рассчитан по метакристаллической вторичной намагниченности [10].

Также нельзя исключить незначительные различия в возрасте компонент намагниченности, выделенных в толщах Тувы, и компонент, по которым рассчитывались палеомагнитные полюсы Сибири. В целом кривые широтного перемещения этих районов отличаются мало и, возможно, Сибирь, Тува и часть Монголии к северу от Монголо-Охотской сuture, начиная с ордовика, перемещались как единое геологическое тело (рис. 2). Тем не менее в работе [12] на основе биостратиграфических данных рассматривается гипотеза, что раннепалеозойские толщи Тувы могли накапливаться на удалении от Сибири. Поэтому, конечно, палеомагнитные и биостратиграфические данные по раннему палеозою Тувы требуют дальнейшего подтверждения.

Склонения намагниченности большинства толщ, расположенных к северу от Монголо-Охотской сuture, также близки к “ожидаемым” сибирским (табл. 1, рис. 1, 3). В породах этих толщ максимальный угол отклонения склонений намагниченности от “ожидаемых” сибирских склонений составляет 15–20° против или по часовой стрелке. Такие незначительные различия в склонениях намагниченности могут быть объяснены слабым вращением геологических блоков при уплотнении структуры с диагональными системами разломов. Значительные развороты относительно Сибири установлены для среднедевонских (например, 11 в табл. 1) [6] и некоторых силурийских [13] толщ ряда районов Тувы. В частности, аномальные склонения намагниченности среднедевонских толщ (11 в табл. 1) отличаются от сибирских более чем на 80°: $R = 95.5$, $\Delta R = 12$ [15]. Эти породы интенсивно деформированы, залегания пластов близки к вертикальным. Их выходы обособлены разломами от блоков, в пределах которых среднедевонские толщи обладают склонениями намагниченности, слабо отличающимися от “сибирских” склонений. Это позволяет связать аномальные склонения намагниченности в этих породах с вращениями, вызванными сдвиговыми перемещениями. Учитывая то, что среднедевонские толщи перекрыты слабо деформированными и не испытавшими вращения в горизонтальной плоскости раннекарбонными толщами [8], время сдвиговых деформаций можно оценить как позднедевонское. Специальных структурных исследований по выявлению сдвиговых перемещений в Туве не проводилось.

К югу от Монголо-Охотской сuture (рис. 3) направления доскладчатой намагниченности можно разделить на две группы, которые плохо увязываются друг с другом. Первая группа направлений опубликована в работах [4, 5, 14]. Исследованные толщи находятся в структурах западной части южной Монголии. Так, в вулканических толщах хребтов Нойон и Тост с возрастом 316 млн лет (17 в табл. 1) [4] были установлены направления

Таблица 1. Палеомагнитные данные по фанерозойским толщам Тувы и Монголии

№ объекта палеомагнитного исследования	Возраст	Палеомагнитный полюс		Палеоширота (°)	Сравнение с Сибирью		Сравнение с Северо-Китайским блоком		Палеомагнитные тесты, ссылка
		Λ (°)	Φ (°)		$A95$ (°)	$F \pm \Delta F$ (°)	$R \pm \Delta R$ (°)	$F \pm \Delta F$ (°)	
Толщи севернее Монголо-Охотской сuture									
1	O ₁₋₂	127	-41	5.4	4 ± 11	5 ± 12			F+ [8]
2	S	146.8	5.1	5.3	-16 ± 6	-33 ± 7			F+, R+ [7]
3	S ₂	100	-17.5	3.6	-10 ± 6	25 ± 6			[13]
4	S ₂	113	-10	7.9	-15 ± 7	9.1 ± 9.6			[13]
5	S ₂	142	3.2	15.6	-16 ± 13	-26 ± 18			[13]
6	S ₂	80.4	-13.7	6.3	-13 ± 6	44 ± 8			[13]
7	S ₂ -D ₁	63.7	-13.3	5.8	-9 ± 6	61 ± 8			[13]
8	S ₂ -D ₁	113.1	-12	8	-14 ± 8	8 ± 10			[13]
9	D ₁	99.6	-9	10.34	4 ± 10	25 ± 15			[13]
9a, среднее по наклонениям 3-9	S ₂ -D ₁				-14 ± 4				Fn+, R+ [13]
10	D ₂	106	-13	7	-11 ± 8	19 ± 12			F+, R+ [6]
11	D ₂	35.8	0.6	7.1		96 ± 12			F+- [6]
12	D ₃ ¹	139.8	3.7	9.3	3 ± 9	13 ± 13			Fn+ [8]
13	D ₃ ²	135	48.3	13.9	Нет полюса для Сибири				F+ [9]
14	C ₁	138	55	7	2 ± 5	-80 ± 19			F+ [8]
15	260	56	79	6	-7 ± 5	-6 ± 26			F+ [5]
Толщи южнее Монголо-Охотской сuture									
16	330	272	80.5	5.5	2 ± 6	253 ± 13	-30 ± 7	92 ± 9.6	Fn+ [14]
17	316	87	60	5.9	2 ± 7	-20 ± 15	-10 ± 13	-199 ± 21	F+ [4]
18	290	27	64	5.5	11 ± 5	-77 ± 16	-11 ± 5	-280 ± 11	F+ [5]
19	285	4	80	4.7	-5 ± 5	-99 ± 25	-27 ± 5	-303 ± 22	F+ [4]
20	283	195	40.3	6	40 ± 9	91 ± 42	12 ± 6	-111 ± 7.8	F+, P [19]
21	315	303	49	2.7	13 ± 6	196 ± 12	1 ± 12	17 ± 19	F+, P [17]
22	331	327	31.2	2.6	30 ± 6	220 ± 12	-1 ± 6	60 ± 7	F+, R+, P [17]

Примечание. Все параметры рассчитаны для точки с координатами 51° с.ш., 91° в.д. (центр Тувы). F = I ожидаемое, R = D измеренное, R = D измеренное - D ожидаемое, ΔR , ΔF - погрешности расчета разностей [15]. F+, Fn+ - положительные тест складки и тест складки по наклонению, R+ - положительный тест обращения. Для определения I - F+- намагнитченность включает 80% доскладчатой и 20% синкладчатой намагнитченности. Определение используется только для оценки вращений толщ вокруг вертикальной оси. P - проведено петромагнитное исследование носителей намагнитченности. Для всех образцов проведен полный компонентный анализ. Для всех толщ (кроме 18) надлежно установлена палеогоризонталь. Палеомагнитное определение 18 в основном рассчитано по роговикам в контактовой зоне гранитов Хан-Богдинского массива, первичное залегание роговиков могло быть определено с погрешностью.

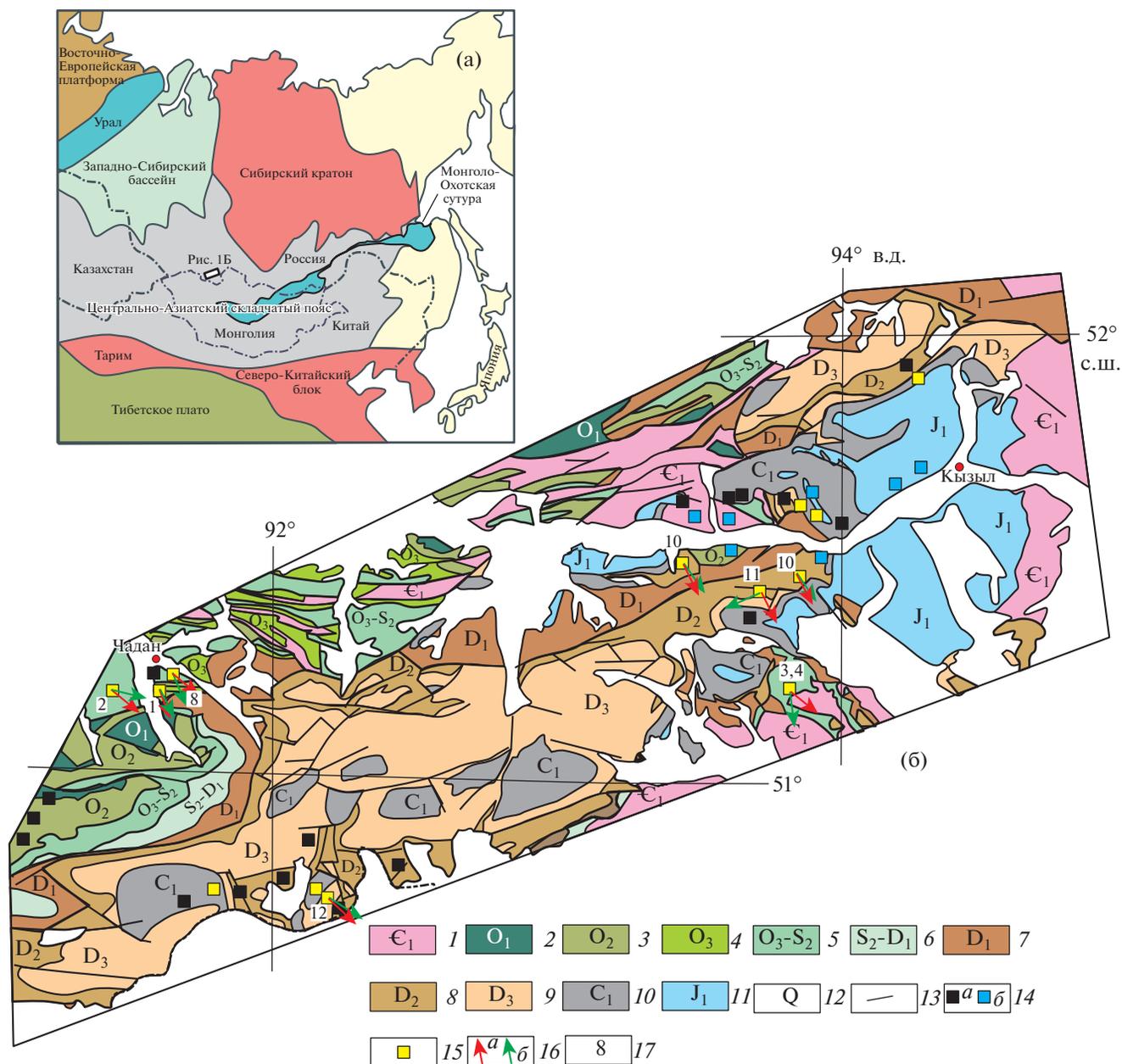


Рис. 1. Схема геологического строения Тувинского прогиба [2]. 1–12 – комплексы пород: 1 – нижнекембрийский, 2 – нижнеордовикский, 3 – среднеордовикский, 4 – верхнеордовикский, 5 – верхнеордовикский-среднесилурийский, 6 – среднесилурийский-нижнедевонский, 7 – нижнедевонский, 8 – среднедевонский, 9 – верхнедевонский, 10 – нижнекарбонный, 11 – нижнеюрский, 12 – четвертичный, 13 – разломы, 14 – перемагнитенные толщи: (а) – с хаотически направленной намагнитенностью, (б) – с кайнозойской намагнитенностью прямой полярности; 15 – толщи с доскладчатой, вероятно, первичной намагнитенностью; 16 – склонения намагнитенности, рассчитанные из палеомагнитных полюсов Сибири соответствующего возраста (а), характеристической намагнитенности пород (б), 17 – номера толщ из табл. 1.

намагнитенности, которые практически совпадают по склонению и наклону с “ожидаемым” направлением, рассчитанным из палеомагнитного полюса Сибири для 315 млн лет [10]. Для вулканических толщ с возрастом приблизительно 330 млн лет в Заалтайской Гоби (16 в табл. 1) [14] были получены близкие наклонения при резко

отличающихся склонениях (рис. 3). Для той же территории в толщах с возрастом 285 млн лет направление намагнитенности (19 в табл. 1) [4] также оказалось близким по наклону к направлениям, рассчитанным из сибирских палеомагнитных полюсов с возрастом 290 и 275 млн лет, но отличается от них по склонению. Направление

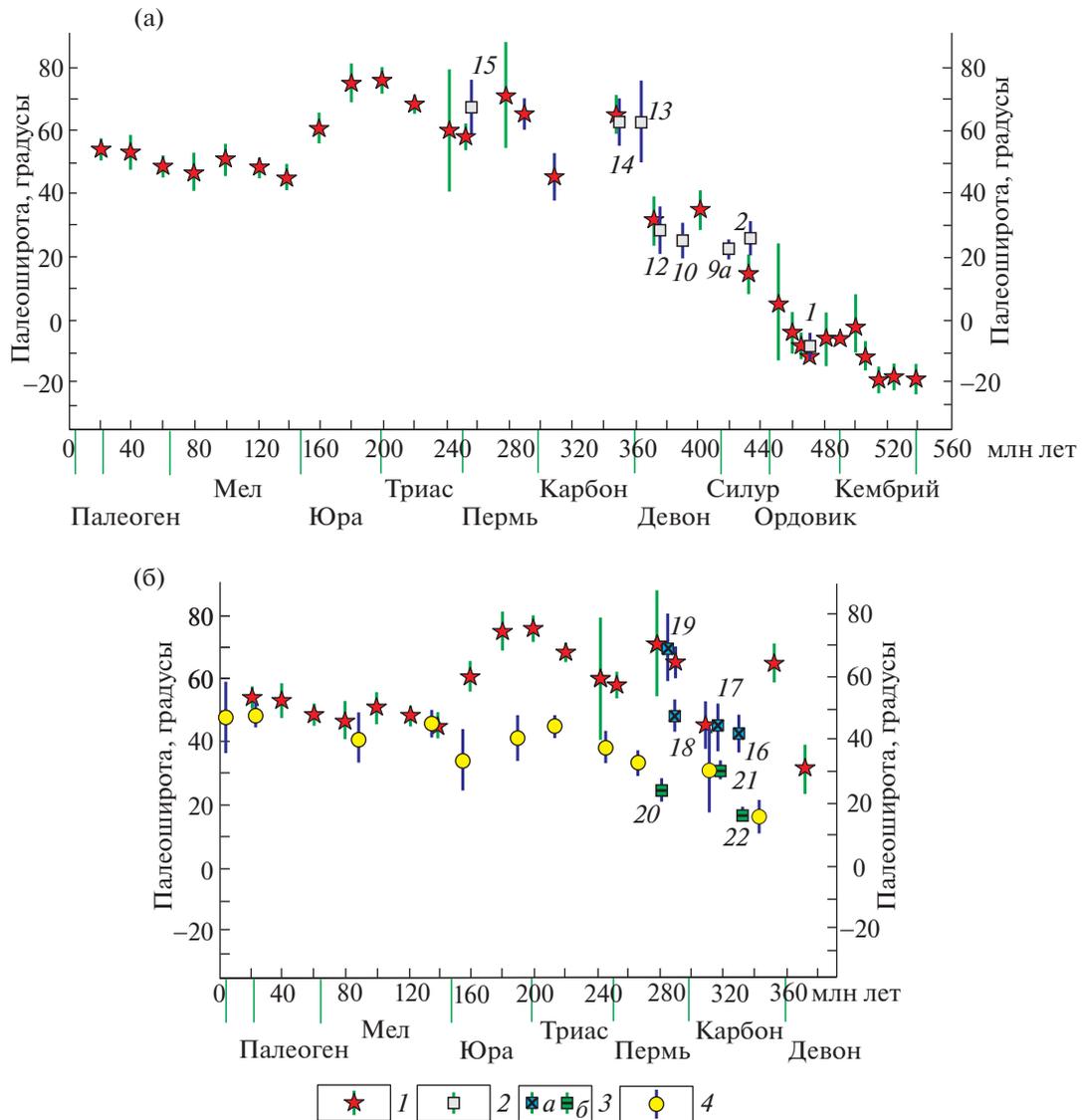


Рис. 2. Широтное положение фанерозойских геологических толщ Тувы и Сибири: А – к северу от Монголо-Охотской сутуры. Б – к югу от Монголо-Охотской сутуры. 1 – Палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные из палеомагнитных полюсов Сибири [10]; 2 – Палеошироты с доверительными интервалами фанерозойских толщ к северу от Монголо-Охотской сутуры; 3 – Палеошироты с доверительными интервалами фанерозойских толщ к югу от Монголо-Охотской сутуры: западная группа (а), восточная группа (б); 4 – Палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные из палеомагнитных полюсов Северо-Китайского блока [16, 20]. Цифры на диаграммах соответствуют номерам в табл. 1. Все расчеты проведены для центра Тувы, 51° с.ш., 91° в.д.

намагниченности пород гранитного массива Хан-Богдо и его обрамления с возрастом 290 млн лет (18 в табл. 1) не совпало с “ожидаемыми” направлениями из сибирских полюсов ни по склонению, ни по наклонению. Но палеоширота формирования этих пород близка к палеоширотам, рассчитанным по намагниченности толщ западной части Южной Монголии (16 и 17, табл. 1) с возрастом 316 и 330 млн лет (рис. 2, 3).

Палеомагнитные данные для западной части южной Монголии, свидетельствующие о завершении здесь аккреционных процессов к началу

карбона и вхождении герцинид в складчатое обрамление Сибири, неплохо увязываются с геологическими данными, а также с данными по перематничиванию толщ южной Монголии [3]. Действительно, анализ вторичной намагниченности пород таких толщ показал, что во многих районах южной Монголии, вероятно, позднепермские вторичные компоненты намагниченности обратной полярности группируются вокруг “ожидаемых” направлений намагниченности, рассчитанных из позднекарбон-пермских палеомагнитных полюсов Сибири [3, 10] (рис. 4). Из этого следует,

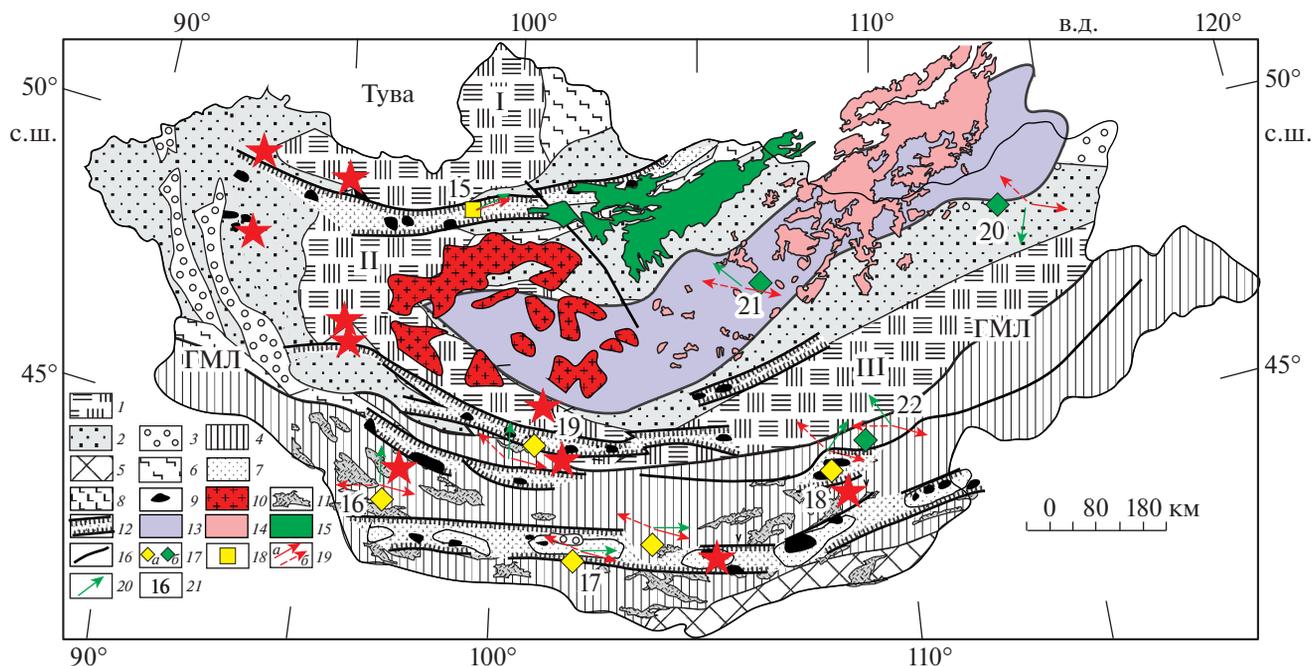


Рис. 3. Положение фанерозойских толщ с доскладчатой первичной и пермской вторичной намагниченностью в структуре южной и северной Монголии. 1 – докембрийские микроконтиненты: I – Тувино-Монгольский, II – Дзабханский, III – Центральнo-Монгольский; 2 – зоны каледонид; 3 – наложенные палеозойские прогибы; 4 – зоны герцинид; 5 – зоны индосинид; 6 – метаморфические пояса; 7 – бимодальная базальт-пантеллерит-комендитовая ассоциация (С₃-Р); 8 – субщелочные базальты (С₃-Р); 9 – щелочные граниты (С₃-Р); 10 – граниты Хангайского батолита (273–238 млн лет); 11 – вулканогенно-осадочные толщи континентальной окраины (АКО) (345–330 млн лет); 12 – рифтовые зоны; 13 – структуры Монголо-Охотской сутуры; 14 – граниты Хентейского батолита (229–195 млн лет); 15 – Селенгинский вулканический пояс (Р₁-J₁); 16 – разломы; 17 – районы южнее Монголо-Охотской сутуры, где в толщах выделена первичная намагниченность, а – западная часть, б – восточная часть; 18 – районы севернее Монголо-Охотской сутуры, где в толщах выделена первичная намагниченность; 19 – “ожидаемые”_склонения намагниченности, рассчитанные из палеомагнитных полюсов а) Сибири, б) Северного Китая; 20 – склонения первичной намагниченности толщ; 21 – номера палеомагнитных объектов из табл. 1. ГМЛ – главный монгольский линеамент. СС – солонкерский сдвиг. Геологическая основа взята из [18].

что после предполагаемого перемагничивания в поздней перми эти породы не испытали сильных деформаций, которые обязательно привели бы к отклонению направлений вторичной намагниченности от поля перемагничивания. Кроме того, из этого следует, что указанные блоки пород во время перемагничивания уже находились в структуре Сибирского кратона.

Геологическими показателями консолидации каледонских и герцинских структур Западной Монголии совместно с Сибирским кратоном в единый континентальный блок служат следующие данные. Так, граниты Хангайского батолита, которые запечатали Монголо-Охотскую сутуру с обрамляющими ее с севера и юга каледонскими структурами (рис. 3), формировались в период от 273 до 238 млн лет (U–Pb-датировки), что указывает на закрытие Хангайского залива Монголо-Охотского океана к ранней перми. Герцинские структуры Южной Монголии были аккрегированы к каледонскому блоку Северной Монголии в конце девона, что привело к образованию метаморфического пояса с возрастом 365 млн лет на

границе каледонид с герцинидами. Завершение процессов аккреции зафиксировано формированием арфведсонитовых гранитов с возрастом 358 ± 1 млн лет. Они внедрились в зону Главного монгольского линеамента в южной части Монгольского Алтая, прорывая как каледонские, так и герцинские структуры его обрамления и оставаясь не затронутыми деформациями. Протяженный пояс раннепермских гранитоидов А-типа, который прослеживается от Тарима через Южно-Монгольские герциниды и каледониды Северной Монголии до края Сибирской платформы, возник в интервале 300–280 млн лет. Он стал сшивающей структурой, определившей принадлежность всех указанных тектонических зон единому континентальному блоку. Таким образом, все эти геологические данные свидетельствуют, что, по крайней мере, в западной Монголии герцинские и каледонские структуры были совмещены с Сибирью с раннего карбона, и уж точно не позднее ранней перми.

Палеомагнитные данные для геологических структур восточной половины Монголии имеют

иные характеристики. Направления с наклонениями, существенно отличающимися от “сибирских”, выделены в восточных районах страны в толщах с возрастом 283, 315, 331 млн лет (20–22 в табл. 1) [17, 19] (рис. 2, 3). Палеошироты всех этих толщ являются значительно более южными по сравнению с “сибирскими”. Палеошироты толщ с возрастом 315 и 331 (21, 22 в табл. 1) близки к палеоширотам Северо-Китайского блока [16, 17] при корректировке данных на занижение наклонения намагниченности. Склонение намагниченности толщи с возрастом 315 млн лет (21 в табл. 1) близко к “ожидаемому” склонению, рассчитанному из позднекарбонатового палеомагнитного полюса для Северного Китая [16]. В отличие от палеоширот склонения намагниченности толщ с возрастом 283 и 331 млн лет (20 и 22 табл. 1) резко отличаются от “ожидаемых” склонений, рассчитанных из ранне-среднекарбонатового и пермского палеомагнитных полюсов Северо-Китайского блока или близких по возрасту полюсов Сибири. Отметим, что в восточной Монголии пока не выявлены признаки пермского перемагничивания пород [17, 19], что также отличает эти районы от западной части Монголии.

Широтные различия структур, расположенных южнее Монголо-Охотской сuture в западной и восточной частях Монголии, объяснить пока сложно без привлечения спекулятивных гипотез. В то же время различия в геологическом строении соответствующих районов Монголии достаточно очевидны, прежде всего, в отношении мезозойского этапа их формирования. Высокая тектоническая и магматическая активность этого этапа геологической истории региона проявлялась исключительно в восточной части страны и в той или иной степени была сопряжена с закрытием Монголо-Охотского бассейна. Однако и до мезозойские структуры к югу от сuture также значительно различаются. Так, проведенное нами районирование коры по модельному изотопному Nd-возрасту их формирования для территорий к югу от Монголо-Охотской сuture показало клавишное распределение здесь блоков с разным возрастом коры (наши неопубликованные данные). Наиболее выразительно выделяется Средне-Гобийский блок благодаря, прежде всего, полям развития карбонатных толщ позднего рифея (рис. 5). Распространенные в его пределах гранитоиды характеризуются значениями $T_{Nd}(2st) > 1.5$ млрд лет, указывая на преобладание в фундаменте блока пород с палеопротерозойскими характеристиками. Этот блок запирает перемышку между Хангайским и Хэнтейским сегментами Монголо-Охотского бассейна и, скорее всего, был аккрецирован в промежутке между временем закрытия этих сегментов.

Непосредственно к востоку и западу от Средне-Гобийского блока развиты структуры, харак-

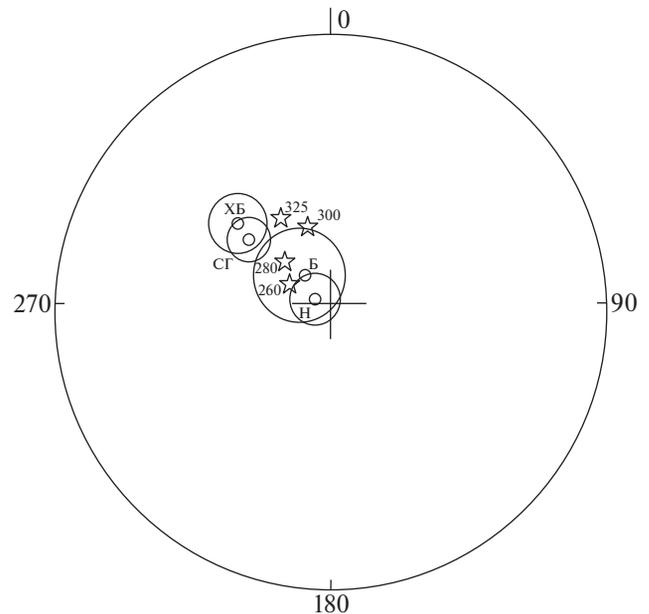


Рис. 4. А – Средние направления вторичной намагниченности обратной полярности пород южной Монголии. Направления вторичной намагниченности ХБ, СГ, Н, Б взяты из [5, 14] и приведены в ССК. Для сравнения в ДСК нанесены “ожидаемые” направления, рассчитанные из пермских палеомагнитных полюсов Сибири [10] – звездочки. Цифры около звездочек соответствуют времени, для которого рассчитан палеомагнитный полюс. Все направления намагниченности пересчитаны для центра Монголии. Использована равнопромежуточная экваториальная стереопроекция.

теризующиеся неопротерозойскими значениями модельных Nd-изотопных возрастов. Территорию Восточной Монголии к востоку от Северо-Гобийского блока в значительной степени характеризуют структуры, кора которых выделяется мезопротерозойскими значениями модельного Nd-изотопного возраста ($T_{Nd}(2st) = 1.5–1.0$ млрд лет). Они образуют блок, сопоставляемый с террейном Эрендабан. В его пределах отмечается присутствие и более древней коры с палеопротерозойскими значениями модельного Nd-изотопного возраста, но ее выходы ограничены незначительным участком. Этот террейн ограничивает Монголо-Охотскую сuture с юга на ее Хэнтейском участке, в пределах которого закрытие океана завершилось в раннем мезозое, определив тем самым время аккреции террейна к Сибирскому континенту.

Торцевые границы рассмотренных блоков определяют разломы СЗ-простираения, которые хорошо выделяются в структурах центрального сегмента ЦАСП (рис. 5). С учетом различий в строении блоков, а также с учетом времени их сочленения с Сибирским континентом, можно предположить, что закрытие Монголо-Охотского

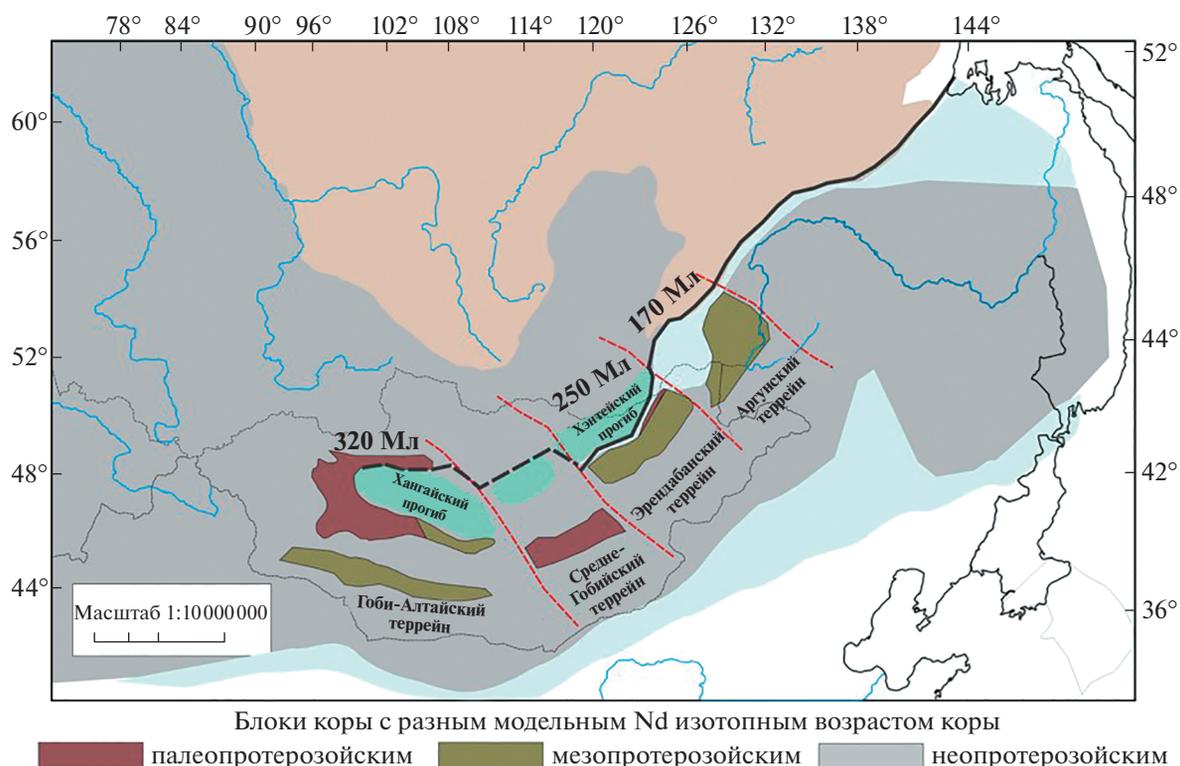


Рис. 5. Схема строения южного обрамления структур Монголо-Охотского пояса, положение в структуре блоков коры с разным модельным возрастом. Цифры – возраст аккреции блоков к Сибирскому континенту.

океана происходило последовательно по мере аккреции к Сибирскому континенту различных террейнов, представлявших в первую очередь фрагменты структур палеоокеана, располагавшихся между Сибирским и Северо-Китайским континентами, что и определило их особое палеогеографическое положение. Подобная модель позволяет объяснить различия в широтном положении отдельных блоков, расположенных к югу от Монголо-Охотской сuture, на интервалах времени, предшествовавших их причленению к Сибирскому континенту.

Дополнительно отметим, что совпадение палеоширот позднекарбонных-раннепермских толщ восточной части южной Монголии с “ожидаемыми” палеоширотами, рассчитанными из палеомагнитных полюсов Северного Китая, требует сложной интерпретации материалов о Солонкерском океане, который существовал до 250 млн лет и разделял герциниды южной Монголии и Северо-Китайский блок. Если использовать палеомагнитные данные по восточной части южной Монголии [17, 19], то ширина океана в позднем карбоне-ранней перми была в пределах погрешности палеомагнитных определений – первые сотни километров, в то время как существует достаточно много реконструкций, где обосновывается значительно большая ширина океана.

Широкие вариации склонений намагниченности толщ южнее Монголо-Охотской сuture могли быть связаны с активными сдвиговыми перемещениями, которые приводили к вращениям вокруг вертикальной оси геологических блоков южной Монголии. Толщи как западной, так и восточной частей южной Монголии за редким исключением (20 в табл. 1) в разной степени развернуты относительно Сибири против часовой стрелки (рис. 3). Такие вращения, например, могли быть связаны с левосторонним относительным перемещением каледонид к северу от Монголо-Охотской сuture [11] и Северо-Китайского блока в позднем палеозое-мезозое. В частности, возраст метаморфизма, связанного с левым сдвигом вдоль Дзунбаинского разлома, совместившим герциниды и солонкерский блок на юге Монголии, составляет 230 млн лет. Вероятно, возможны и другие интерпретации, объясняющие вращения блоков.

ВЫВОДЫ

1. Районы Тувы и Монголии резко различаются по набору компонент естественной остаточной намагниченности палеозойских пород. В западной Монголии широко распространено пермское перемагничивание пород магнитным полем обратной полярности, которое, по-видимому, было

связано со становлением Хангайского батолита. В восточной Монголии признаков пермского перемагничивания пока не обнаружено. В Туве пермское перемагничивание не выявлено, но установлено широкое распространение вторичной намагниченности, единичные направления которой в геологических разрезах направлены хаотически.

2. Большинство направлений первичных компонент намагниченности пород, расположенных в районах севернее Монголо-Охотской сутуры (Тува, северная часть Монголии), близки по наклону и склонению к “ожидаемым” сибирским направлениям намагниченности. В целом кривые широтного перемещения Сибири и перечисленных районов ЦАСП отличаются незначительно и, скорее всего, Сибирь, Тува и Монголия к северу от Монголо-Охотской сутуры, начиная с ордовика, перемещались как единое геологическое тело. Отдельные толщи сильно развернуты вокруг вертикальной оси, вероятно, при сдвиговых перемещениях.

3. Южнее Монголо-Охотской сутуры к западу от меридиана 107° палеошироты формирования позднекарбон-пермских толщ близки к “сибирским”, а к востоку от меридиана — к “северокитайским”. По-видимому, это связано с разной геологической историей террейнов, слагающих Центрально-Монгольский и Восточно-Монгольский сегменты Южной Монголии и разным возрастом их аккреции к Сибирскому континенту.

4. Широкие вариации склонений намагниченности толщ, расположенных южнее Монголо-Охотской сутуры, возможно, были связаны со сдвиговыми перемещениями, которые были активны в южной Монголии в различные периоды позднего фанерозоя.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГЕМ РАН, тема №121041500224-8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
2. Геологическая карта Тувинской АССР. М 1 : 500 000. 1983. Гл. редакторы: Подкаменный А.А., Шегман М.Л.
3. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 88–106.
4. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. № 5. С. 81–96.
5. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии. Геология и геофизика. 2010. № 4. С. 495–515.
6. Коваленко Д.В., Лобанов К.В. Палеомагнетизм среднедевонских геологических комплексов центральной Тувы // ДАН. 2018. Т. 479. С. 298–301.
7. Коваленко Д.В., Лобанов К.В. Новый палеомагнитный полюс для силурийских геологических толщ Тувы // ДАН. 2018. Т. 483. № 4. С. 246–251.
8. Коваленко Д.В., Бузина М.В., Лобанов К.В. Палеомагнетизм ордовикских и раннекарбонных геологических комплексов Тувы // ДАН. 2021. Т. 498. № 2. С. 124–130.
9. Коваленко Д.В., Бузина М.В., Лобанов К.В. Новые палеомагнитные данные для девон-раннекарбонных геологических толщ Тувы // ДАН. 2020. Т. 491. № 1. С. 121–126.
10. Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореф. доктора физ.-мат. наук. Москва. 2016. 48 с.
11. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–44.
12. Сенников Н.В., Изох Н.Г., Казанский А.Ю., Петрунина З.Е., Кунгурцев Л.В., Хлебникова Т.В., Михальцов Н.В., Савицкий В.Р. Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по малиновской серии (нижний-средний ордовик, Тува) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. В. 8. С. 27–43.
13. Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y., et al. Siluro-Devonian Paleomagnetic Results from the Tuva Terrane (Southern Siberia, Russia): Implications for the Paleogeography of Siberia // J. of Geophys. Res. 2000. V.105. № B6. P. 13.509–13.518.
14. Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Fedorova N.M., Meert J.G. Late Paleozoic Paleomagnetism of South Mongolia: Exploring Relationships between Siberia, Mongolia and North China // Gondwana Research. 2016. V. 40. P. 124–141.
15. Beck M.E., Jr. Paleomagnetic Record of Plate-margin Tectonic Processes along the Western Edge of North America // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115–7131.
16. Huang B., Yan Y., Piper J.A., Zhang D., Yi Z., Yu S., Zhou T. Paleomagnetic Constraints on the Paleogeography of the East Asian Blocks during Late Paleozoic and Early Mesozoic Times // Earth-Science Reviews. 2018. V. 186. P. 8–36.
17. Ren Q., Zhang S., Sukhbaatar T., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H., Gao Y., Jin X. Did the Boreal Realm Extend into the Equatorial Region? New Paleomagnetic Evidence from the Tuva–Mongol and Amuria blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2021. V. 576. P. 117246.
18. Tectonic, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. Routledge, Taylor&Fransis Group, London and New York, 2001. 288 p.

19. Zhao P., Appel E., Xu B., Sukhbaatar T. First Paleomagnetic Result from the Early Permian Volcanic Rocks in Northeastern Mongolia: Evolutional Implication for the Paleo-Asian Ocean and the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Geophysical Research Solid Earth. 2020.
20. Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Apparent Polar Wander Paths of the Major Chinese Blocks since the Late Paleozoic: Toward Restoring the Amalgamation History of East Eurasia // Earth-Science Reviews. 2017. V. 171. P. 492–519.

PALEOMAGNETISM OF THE CENTRAL PART OF THE CENTRAL ASIAN FOLDING BELT (TUVA, MONGOLIA)

D. V. Kovalenko^{a,#}, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk^a, and A. M. Kozlovskiy^a

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

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

Generalization of paleomagnetic data for Tuva and Mongolia showed that the curves of latitudinal displacement of Siberia, Tuva, and northern Mongolia differ insignificantly and, possibly, these geological blocks, starting from the Ordovician, moved as a single geological body. South of the Mongol-Okhotsk suture to the west of the 107° meridian, the paleolatitudes of the formation of the Late Carboniferous-Permian strata are close to the “Siberian” ones, and to the east of the meridian – to the “North Chinese” ones. The wide variations in the declination of the magnetization of sequences located south of the Mongol-Okhotsk suture could possibly be associated with strike-slip displacements that were active in southern Mongolia during different periods of the Late Phanerozoic. The regions of Tuva and Mongolia differ sharply in the set of components of the natural remanent magnetization of Phanerozoic rocks. Permian remagnetization of rocks by a magnetic field of reverse polarity is widespread in Mongolia. In Tuva, the Permian remagnetization is practically not detected, but a wide distribution of randomly directed secondary magnetization has been established.

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

УДК 622.831.32

О ВОЗНИКНОВЕНИИ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ГОРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО УДАРА НА РУДНИКЕ “УМБОЗЕРО” В ЛОВОЗЁРСКОМ МАССИВЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

© 2022 г. Академик РАН В. В. Адушкин¹, А. В. Ловчиков², А. Г. Гоев^{1,*}

Поступило 21.01.2022 г.

После доработки 04.02.2022 г.

Принято к публикации 05.02.2022 г.

Представлены параметры и особенности катастрофического горно-тектонического удара, произошедшего на редкометальном руднике “Умбозеро”, расположенном в центре Кольского полуострова в Ловозёрском массиве на расстоянии около 50 км от Хибинского массива. Магнитуда этого сейсмического события по данным сети сейсмостанций ГС РАН – $M_L = 5.1$, данных сейсмостанций на территории Норвегии $m_b = 5.9$. Выделившаяся в очаге энергия $E = 1.02 \times 10^{12}$ Дж. Размеры очага с таким запасом упругой энергии составляли десятки км и при глубине очага 4–7 км достигали выработки рудника. В результате произошли интенсивные разрушения горных выработок, добыча руды была прекращена, и рудник был закрыт. В работе выполнен также расчет выделившейся энергии не только по параметрам сейсмических волн разного типа, но и по величине сейсмического момента с привлечением экспериментальных данных о размерах подвижки в очаге 0.16 м и площади подвижки по разрыву порядка 3×10^5 м². В результате получена величина сейсмического момента $M_0 = 11.5 \times 10^{12}$ т м, значение энергетического класса $K = 11.8$ и выделившаяся энергия в очаге $E = 10^{12}$ Дж, что соответствует результатам расчета по параметрам сейсмических волн.

Ключевые слова: горный удар, тектоника, сейсмичность, разрушение, рудник

DOI: 10.31857/S2686739722050036

Особенность произошедшего 17 августа 1999 г. на Ловозёрском редкометальном руднике “Умбозеро” сильнейшего горно-тектонического удара заключается в том, что возникшие разрушения горных выработок были настолько значительными, что не позволили продолжить дальнейшую добычу руды [1]. Добыча была прекращена, рудник пришлось закрыть. При этом следует отметить, что в первые 6 лет эксплуатации рудника “Умбозеро” никакой сейсмичности в его массиве не возникало. Более того, Ловозёрское месторождение обрабатывается также рудником “Карносурт” с 1951 г. и вплоть до 90-х годов ни одного

сейсмического события там не регистрировалось. Ловозёрский массив, как и само месторождение, в течение 40 лет в сейсмическом отношении выглядел асейсмичной зоной [2].

Интерес к причинам возникновения подобных событий существует уже более 20 лет, но как правило, в качестве причины рассматривается изменение “равновесия” в среде, связанное с интенсивной разработкой месторождений без учета локального геолого-тектонического строения региона и связи приповерхностных структур с глубинными. Вместе с тем для исследуемого в работе Ловозёрского массива показаны существенная тектоническая неоднородность и высокий уровень тектонических напряжений в приповерхностных блочных структурах. Так, в работе [3] на основе комплекса геолого-геофизических данных продемонстрировано, что Ловозёрскому массиву соответствует аномалия скорости и плотности, имеющая коническую форму, а ее нижняя резкая граница соответствует глубинам 7–9 км.

¹Институт динамики геосфер

им. акад. М.А. Садовского

Российской академии наук, Москва, Россия

²Горный институт Кольского научного центра

Российской академии наук, Апатиты, Россия

*E-mail: andr.goev@gmail.com

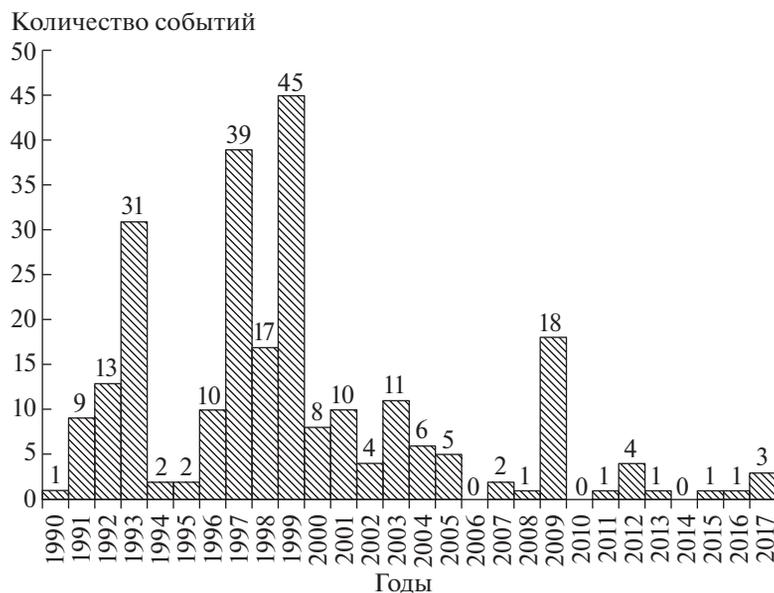


Рис. 1. Гистограмма распределения сильных сейсмических событий ($M_L > 1$) в массиве рудника “Умбозеро” (по данным Кольского регионального сейсмического центра ГС РАН и с/станции “Ловозеро” ГС РАН).

В другой работе на основе метода функций приемника [4] получены новые данные об особенностях скоростного строения земной коры и верхней мантии Центрально Кольского блока и, в частности, о строении Ловозёрской и Хибинской интрузий. В этих массивах также выявлена скоростная аномалия на глубинах 7–11 км и показано, в целом, сложное строение Ловозёрской интрузии с существенным утолщением земной коры под этим массивом. Кроме того, многолетние исследования сейсмичности Кольского полуострова, проводимые Кольским филиалом Единой геофизической службы РАН (ГС РАН), показывают увеличение количества сейсмических событий в районе Хибинского и Ловозёрского массивов. На основании этих результатов можно полагать, что, помимо техногенных воздействий, существенная роль в возникновении и развитии катастрофических техногенно-тектонических событий может принадлежать процессам взаимодействия приповерхностных структур с более глубокими слоями земной коры.

Сейсмичность в Ловозёрском массиве возникла в начале 90-х годов на руднике “Умбозеро”, построенном и начавшем добычу редкометалльных руд в 1984 г. В 1991 г., когда над выработанным пространством нижней пластообразной пологопадающей рудной залежи (мощность залежи 2.5 м) стала обрабатываться более мощная верхняя залежь (мощностью 5.0 м), в Ловозёрском массиве, на некотором расстоянии от рудника произошли сразу 3 горно-тектонических удара, магнитудой $M_L = 2.2–2.6$, разрушивших один из

очистных блоков рудника на нижней залежи на площади 80 тыс. м² [5].

Техногенная сейсмичность в массиве рудника “Умбозеро” в 90-х годах стремительно развивалась в зоне сближенной отработки двух параллельных пологопадающих залежей (расстояние между залежами по вертикали 50–60 м одна от другой), составляя более 10 событий в год с магнитудой $M_L > 1$. Техногенная сейсмичность в массиве рудника резко уменьшилась в 1993–1994 гг., когда рудник, вследствие экономических трудностей, прекращал добычу руды. Это обстоятельство свидетельствует о явно техногенном характере сейсмичности массива рудника. С возобновлением добычи руды в 1995 г. на двух сближенных залежах на руднике “Умбозеро” сейсмичность в массиве рудника снова стала стремительно возрастать, достигая нескольких десятков сейсмических событий $M_L > 1$ в год (по данным КРСЦ РАН и сейсмостанции “Ловозеро” ГС РАН). Распределение сильных сейсмических событий ($M_L > 1$) в массиве рудника “Умбозеро” с 90-х годов до нашего времени представлено на рис. 1.

Наконец, 17.08.1999 г. в руднике “Умбозеро” в зоне сближенной отработки двух залежей произошел мощнейший горно-тектонический удар, вследствие которого горные выработки на нижней отработанной залежи были разрушены на огромной площади 650 тыс. м².

Как показано в работах [1, 6, 7], это было самое мощное сейсмическое событие в шахтах и рудниках России за всю их историю. Это сейсмическое

Таблица 1. Основные параметры сейсмического события 17.08.1999 г. на руднике “Умбозеро” по данным различных источников

Источник	t_0	Lat	Lon	H	Магнитуды
КРСИ, Россия	04.44.35.7	67.88	34.50	4–7	$M_L = 5.1, M_s = 4.7, K = 12$
ISC, Англия	04.44.34.2	67.81	34.50	0	$m_b = 4.6, M_s = 4.3$
NEIC, США	04.44.36.0	67.86	34.38	10	$m_b = 4.6$
HEL, Финляндия	04.44.36.2	67.84	34.56	4	$M_L = 4.3, M_s = 4.2$
EIDS, США	04.44.34.4	67.87	34.43	0	$M_L = 4.6, M_s = 4.4, m_b = 4.2$
BER, Норвегия	04.44.39.1	67.82	34.23	0	$m_b = 5.9, M_L = 4.7$
ВЛ, Китай	04.44.33.9	67.76	34.38	9	$M_s = 5.0, m_b = 4.6, M_s = 4.9$
LDG, Франция	04.44.37.6	67.88	34.57	3.3	$M_b = 4.7$

событие следует отнести к категории техногенно-тектонических землетрясений [8], которое произошло в результате выделения значительного количества тектонической энергии под воздействием техногенной деятельности в виде горных работ, в частности, выемке и перемещении породы.

Основные параметры этого мощного сейсмического события приведены в табл. 1 по материалам его регистрации сейсмическими станциями КРСЦ Геофизической службы РАН с привлечением данных мировой сети сейсмических станций [9].

Параметры данного сейсмического события, зарегистрированные зарубежными станциями, взяты из работы [10]. Для события 17 августа 1999 г. по результатам регистрации локальной магнитуды $M_L = 5.1$ и магнитуды поверхностной волны $M_s = 4.7$ была рассчитана величина энергетического класса $K = \lg E$ и соответственно определена величина высвободившейся энергии $E = 1.02 \times 10^{12}$ Дж. Расчеты были выполнены с использованием уравнения Бата [11]:

$$\lg E = 5.24 + 1.44M_s$$

и соотношения Гутенберга–Рихтера [12]:

$$m_b = 1.7 + 0.8M_L - 0.01M_L^2$$

а также формулы из [13]:

$$m_b = 2.9 + 0.56M_s$$

Вычисленная величина энергетического класса данного сейсмического события также приведена в табл. 1 и составила $K = 12$. При этом по результатам инструментальных измерений очаг горного удара располагался на глубине 4–7 км в непосредственной близости к руднику “Умбозеро”. Высвободившаяся в очаге этого горно-тектонического удара величина энергии $E = 1.02 \times 10^{12}$ Дж, а также значение локальной магнитуды $M_L = 5.1$ и

магнитуды $M_s = 4.7$, определенной по максимальной амплитуде смещения в группе поверхностных волн, оказались самыми большими для Ловозёрского массива за весь период инструментальных наблюдений на Кольском полуострове с 1956 г. Землетрясение от этого горно-тектонического удара было зарегистрировано практически всеми станциями мировой сейсмической сети (табл. 1). В течение всего года с января по ноябрь 1999 г. землетрясение сопровождалось активной форшоковой (около 20 толчков интенсивностью 4–9 энергетических классов) и афтершоковой сейсмичности (около 30 толчков интенсивностью 5–8 энергетического класса).

Схема разрушения толщи покрывающих пород над обрабатываемыми рудными залежами показана на рис. 2. Как видно из рис. 2, Ловозёрское месторождение обрабатывает пологопадающую пластообразную залежь мощностью от 1 до 5 м, выходящую на поверхность и уходящую на глубину более 1000 м. На рис. 2 показано, что во время горно-тектонического удара от выработанного пространства нижней залежи через край отработанной части верхней залежи под углом 40° к горизонту проросла громадная трещина, толщиной 10–20 см. Трещина пересекла русло ручья, текущего по поверхности, который сдренировал в горные выработки, а после возникновения трещины исчез с дневной поверхности.

В контрольно-наблюдательном квершлага (горизонтальная подземная выработка, проводимая по пустым породам в простирации пласта), заложенном над отработанной частью нижней залежи, удалось точно измерить смещение по трещине во время горно-тектонического удара: 16 см по плоскости трещины (13 см по горизонтали и 9 см по вертикали). Самообразование трещины произошло под влиянием горизонтальных тектонических напряжений, величиной 50 МПа, действу-

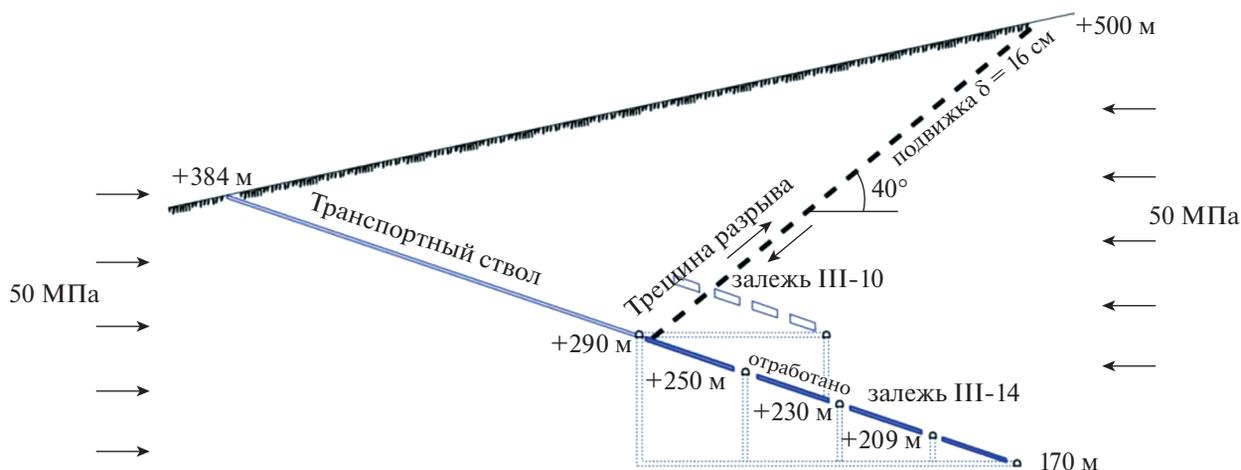


Рис. 2. Схема механизма горно-тектонического удара на руднике "Умбозеро".

ющих в массиве, которые были в 10 раз больше напряжений от веса налегающих толщ пород, и концентрации напряжений, действующих вокруг выработок на обеих сближенных залежах.

Подобные наблюдения и измерения Горного института КНЦ РАН в рудниках Кольского полуострова [14, 15] показали, что главной причиной горных ударов в рудниках являются не гравитационные напряжения, связанные с весом пород, налегающих над горными выработками, а естественные тектонические напряжения от горообразовательных процессов в литосфере, действующие в недрах массивов, которые по величине многократно превосходят напряжения, обусловленные силами веса толщ налегающих пород. Еще четверть века назад, в работе [16] было показано, что тектонические напряжения являются главной причиной наиболее мощных динамических явлений в рудниках России – горно-тектонических ударов. На основе существования в массивах рудных месторождений больших горизонтальных тектонических напряжений, как причины техногенной сейсмичности, предложены новая концепция возникновения этой сейсмичности и классификация геодинамических явлений в рудниках [15].

Некоторые предложения этой новой концепции с учетом процессов взаимодействия глубинных и приповерхностных структур и аномально высоких тектонических горизонтальных напряжений, превосходящих в 6–10 раз гравитационные напряжения от всех налегающих пород, представлены в работе [17]. Сейсмические (динамические) события в массивах рудников – это резкие подвижки геологической среды в новое положение геодинамического равновесия под влиянием действующих в этой среде напряжений. Все подвижки пород сопровождаются сей-

смическими импульсами с различной энергией, зависящей от геологической среды. Для оценки воздействия сейсмического импульса при землетрясениях в сейсмологии наряду с определением выделившейся в очаге энергии по параметрам образовавшейся сейсмической волны используется понятие сейсмического момента в очаге [18]:

$$M_0 = GS\delta$$

где M_0 – сейсмический момент в очаге землетрясения, Н – м;

G – модуль сдвига пород массива, МПа;

S – площадь разрыва при сейсмическом событии, м²;

δ – величина подвижки пород в очаге, м.

Модуль сдвига G рассчитан по известному соотношению:

$$G = E/2(1 + \nu)$$

где E – модуль упругости пород, МПа; ν – коэффициент Пуассона для пород.

Опыт наблюдений над сильнейшими сейсмическими событиями на рудниках Кольского полуострова подтвердил возможность расчета их энергии по формуле сейсмического момента в очаге [1, 19].

Для расчетов приняты показатели свойств пород Ловозёрского редкометального месторождения (породы – нефелиновые сиениты: луавриты, уртиты, фойянтты) – величина модуля упругости $E = 6 \times 10^4$, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$ и величина модуля сдвига $G = 2.4 \times 10^6$ т/м². В формуле для расчета сейсмического момента в очаге землетрясения основными показателями для определения энергии динамического события яв-

ляются площадь подвижки, которая в результате горно-тектонического события составила $S = 3 \times 10^5 \text{ м}^2$, и величина произошедшей при этом подвижки $\delta = 0.16 \text{ м}$. В результате расчетов было получено, что величина сейсмического момента в очаге данного сейсмического события составила $M_0 = 11.5 \times 10^{12} \text{ т м}$, величина энергетического класса $K = 11.8$ и соответственно выделившаяся в очаге энергии $\sim 10^{12} \text{ Дж}$. Таким образом, расчеты показали, что оценка энергии горно-тектонических ударов в рудниках по формуле сейсмического момента практически совпадает с расчетами энергии в источнике данного сейсмического события по параметрам образовавшейся сейсмической волны. Такой результат свидетельствует о том, что оценка энергии горно-тектонических ударов в рудниках по формуле сейсмического момента в очаге вполне допустима.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке — «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в соответствии с темой НИР № 1021052706257-4-1.5.4 и за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00161.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ловчиков А.В.* Сильнейшие горно-тектонические удары и техногенные землетрясения на рудниках России // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 4. С. 68–73.
2. *Lovchikov A.V., Asming V.E.* Changes in the Geodynamic Regime of the Lovozero Rock Massif (Kola Peninsula) under the Influence of Mining / Proc. 8th Int. Symp. Mining in the Arctic. 2016. P. 48–55.
3. *Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б.* Новые данные о глубинном строении Хибинского и Ловозерского массивов, Кольский полуостров // ДАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 391–393.
4. *Гоев А.Г., Санина И.А., Орешин С.И., Резниченко Р.А., Тарасов С.А., Федоров А.В.* Скоростное строение литосферы Хибинского и Ловозерского массивов (северо-восточная часть Балтийского щита) методом функции приемника // Физика Земли. 2021. № 5. С. 30–40. <https://doi.org/10.31857/S0002333721050069>
5. *Ловчиков А.В., Гуменников В.П., Ивахно В.Я.* Анализ явлений, предшествовавших горно-тектоническим ударам в Ловозерском массиве // ФТПРПИ. 1993. № 1. С. 13–22.
6. *Козырев А.А., Ловчиков А.В., Кузьмин И.А.* Сильнейшее техногенное землетрясение на российских рудниках, 17 августа 1999 г., рудник “Умбозеро” (Кольский полуостров) // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2000. № 6. С. 169–173.
7. *Козырев А.А., Ловчиков А.В., Пернацкий С.И., Шершеневич В.А.* Сильнейшее техногенное землетрясение на руднике “Умбозеро”: горнотехнические аспекты // Горный журнал. 2002. № 1. С. 43–49.
8. *Адушкин В.В.* Тектонические землетрясения техногенного происхождения // Физика Земли. 2016. № 2. С. 22–44.
9. Землетрясения Северной Евразии в 1999 году / Обнинск:ФОП. 2005. 368 с.
10. *Uski M., Pelkonen E.* Earthquake in Northern Europe in 1999 // Helsinki University Press, Report R-154. 2000. P. 99.
11. *Bath M.* Introduction to Seismology. Basel and Stuttgart: BirkhauserVerlag. 1979. 275 p.
12. *Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: ИФЗ АН СССР. 1974. Ч. 2. 217 с.
13. Рекомендации по вопросам определения магнитуды и энергетической классификации землетрясений. Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИЛ. 1963. 670 с.
14. *Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 212 с.
15. *Турчанинов И.А., Марков Г.А., Иванов В.И., Козырев А.А.* Тектонические напряжения в земной коре и устойчивость горных выработок. Л.: Наука, 1978. 256 с.
16. *Ловчиков А.В.* Горно-тектонические удары на российских рудниках: статистика и некоторые закономерности // ФТПРПИ. 1997. № 2. С. 22–32.
17. *Ловчиков А.В.* Инновационные решения по управлению горным давлением при отработке Ловозерского редкоземельного месторождения // Вестник Кольского научного центра РАН. 2019. № 1 (11). С. 50–56.
18. Методы оценки сейсмических воздействий (пособие). Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1993. Вып. 34. С. 5–94.
19. *Сырников Н.М., Тряпичин В.М.* О механизме техногенного землетрясения в Хибинах. Доклады АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 830–833.

ON THE OCCURRENCE OF A CATASTROPHIC ROCKBURST AT THE “UMBOZERO” MINE IN THE LOVOZERO MASSIF IN THE CENTRAL PART OF THE KOLA PENINSULA

Academician of the RAS V. V. Adushkin^a, A. V. Lovchikov^b, and A. G. Goev^{a,#}

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

^b*Mining Institute of the Kola Science Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*

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

The parameters and features of the catastrophic rockburst that occurred at the “Umbozero” rare-metal mine located in the center of the Kola Peninsula in the Lovozero massif at a distance of about 50 km from the Khibiny massif are presented. The magnitude of this seismic event according to the GS RAS seismic network is $M_L = 5.1$, the data from seismic stations in Norway is $m_b = 5.9$. The energy released in the focus is $E = 1.02 \times 10^{12}$. The dimensions of the hearth with such a reserve of elastic energy amounted to tens of kilometers and, at a hearth depth of 4–7 km, reached the development of the mine. As a result, intensive destruction of mine workings occurred, ore mining was stopped, and the mine was closed. The paper also calculated the released energy not only by the parameters of seismic waves of various types, but also by the magnitude of the seismic moment, using experimental data on the size of the slip in the source of 0.16 m and the area of the slip along the fault of the order of 3×10^5 m². As a result, the value of the seismic moment $M_0 = 11.5 \times 10^{12}$ t m, the value of the energy class $K = 11.8$ and the released energy in the source $E = 10^{12}$ were obtained, which corresponds to the results of calculation by the parameters of seismic waves.

Keywords: rockburst, tectonics, seismicity, destruction, mine

УДК 541.465.11

ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРЕННИХ КОЛЕБАНИЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН А. Б. Полонский^{1,*}, А. Б. Федотов¹

Поступило 20.09.2021 г.

После доработки 26.11.2021 г.

Принято к публикации 07.02.2022 г.

На основании анализа серии численных экспериментов в рамках двухслойной океанической модели показано, что при ослаблении ветровой циркуляции в период глобального потепления должна наблюдаться трансформация спектра флюктуаций крупномасштабных течений. Основными проявлениями этой трансформации являются изменение интенсивности флюктуационных компонент в поле скорости течений и формирование значимых пиков в энергетических спектрах на типичных периодах около 25 лет. Этот эффект связан с усилением неустойчивости циркуляции и эволюцией крупномасштабных круговоротов.

Ключевые слова: океаническая циркуляция, глобальное потепление

DOI: 10.31857/S2686739722050127

ВВЕДЕНИЕ

Очевидно, что глобальное потепление, которое особенно интенсивно проявляется в высоких широтах Северного полушария, должно приводить к ослаблению океанической (в том числе, меридиональной) циркуляции. Наиболее выражено это ослабление должно проявляться в Северной Атлантике. Одна из главных причин такого ослабления заключается в снижении интенсивности конвекции в области формирования Североатлантической глубинной водной массы в условиях более теплого климата и сопутствующем ослаблении термохалинной циркуляции. Другая причина – ослабление ветровой циркуляции, возникающая вследствие уменьшения термического контраста между экватором и полюсом (также наиболее выраженного в Северной Атлантике), что приводит к ослаблению зональной циркуляции в атмосфере [1, 2]. В то же время существуют значительные расхождения между результатами численного моделирования долгосрочных циркуляционных тенденций в океане и экспериментальными оценками, основанными на обработке различных типов данных (например, массива RAPID-МОСНА, полученного в рамках международного проекта RAPID на

26°с.ш.). По крайней мере частично это расхождение может быть следствием недооценки большинством океанических и совместных моделей океана и атмосферы естественной междесятилетней изменчивости циркуляции [2–8].

Междесятилетняя изменчивость в климатической системе может генерироваться за счет неустойчивости ветровой океанической циркуляции в стратифицированном бассейне. Она представляет собой климатическую моду, обусловленную внутренними механизмами естественного происхождения, но может менять свои характеристики в процессе изменения основных параметров системы, в том числе вызванных вариациями внешнего ветрового воздействия [9].

В настоящей работе упрощенная двухслойная океаническая модель будет использована для моделирования крупномасштабной океанической циркуляции при стационарном внешнем воздействии различной интенсивности. Модели такого рода широко использовались в 1970–80-х годах для вихре-разрешающего моделирования циркуляции океана (например, [10, 11]). В последние годы аналогичные модели были применены для изучения различных динамических режимов в океане [12–14]. Эти результаты показывают, что упрощенные модели являются полезным инструментом для изучения общей циркуляции океана с явным разрешением мезомасштабных вихрей несмотря на некоторые очевидные ограничения. Основной целью настоящей работы является изучение изменения режима океанической циркуля-

¹Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия

*E-mail: apolonsky5@mail.ru

ции в условиях ослабления зональной циркуляции атмосферы и усиления вертикальной стратификации в связи с глобальным потеплением.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ И МЕТОД ЕЕ ИНТЕГРИРОВАНИЯ

Модель эволюции потенциального вихря [15] для двухслойной жидкости на β -плоскости используется при заданной глубине верхнего (менее плотного) и нижнего слоев (H_1 и H_2 соответственно). Уравнения, описывающие динамику системы, выглядят следующим образом:

$$\frac{\partial \omega_j}{\partial t} + \alpha J(\psi_j, \omega_j) + \beta \frac{\partial \psi_j}{\partial x} = -\lambda_j \omega_j \delta_{j2} + W_j \delta_{j1} + D_j, \\ \omega_j = \Delta \psi_j + F_j(\psi_i - \psi_j); \quad j = 1, 2; \quad i = 3 - j, \quad (1)$$

где ψ_j – функция тока в слое j , ω_j – завихренность в слое j , α – параметр нелинейности (0 или 1), λ_j – коэффициент придонного трения, δ_{ji} – символ Кронекера, $\delta_{ji} = 0$ при $i \neq j$ и $\delta_{ji} = 1$ при $i = j$, D_j – диссипация, W_j – поток завихренности, генерируемый ветром, F_j – параметры стратификации для каждого из слоев, β – меридиональный градиент параметра Кориолиса (β -эффект, обусловленный изменением параметра Кориолиса с широтой).

Индекс $j = 1$ соответствует верхнему слою, на который непосредственно воздействует ветер, а индекс $j = 2$ – нижнему слою, испытывающему сопротивление дна. Дополнительная диссипация в модели реализуется путем включения бигармонической вязкости в численную модель. Соотношение $F_1/F_2 = H_2/H_1$ определяет соотношение глубин нижнего и верхнего слоев, а абсолютные значения F_1 и F_2 определяют численное значение бароклинного радиуса деформации Россби – $Ro = 2\pi(F_1 + F_2)^{1/2}$.

Уравнения модели были преобразованы к безразмерному виду. Вычисления проводились в квадратной области со сторонами квадрата 2π . Ось X направлена на восток, оси Y – на север. Поток завихренности, поступающий в верхний слой за единицу времени, выражается как

$$W_1 = -W_0 \sin(x/2) \sin(y) \quad (2)$$

где W_0 – амплитуда потока завихренности, обусловленного ветровым воздействием, которая в общем случае явно зависит от времени, но в данной постановке является заданной константой. Таким образом, южная половина расчетной области подвержена воздействию антициклонической завихренности, а северная половина – циклонической, что имитирует типичную климатическую ситуацию в Северной Атлантике. Поток завихренности ветра в нижний слой тождествен-

но равен нулю. В модели заданы граничные условия непротекания и скольжения.

Уравнения (1) решаются численно методом Аракавы [16] на девятиточечном шаблоне. Этот метод обладает свойством сохранения завихренности и интегралов второго порядка движения – кинетической энергии и энстрофии, что делает его удобным для решения задач гидродинамической неустойчивости и позволяет корректно изучать потоки энергии между слоями и по спектру. Аппроксимация адвекции – четвертого порядка точности по пространству. Производная по времени аппроксимируется методом “чехарда”. Система решается на каждом шаге методом прямого интегрирования путем разложения полей функции тока и относительной завихренности по собственным функциям дифференциального оператора задачи с учетом граничных условий для одной из пространственных координат и решения полученной системы линейных уравнений с трехдиагональной матрицей методом прогонки с последующим преобразованием переменных задачи в физические значения функции тока и относительной завихренности [17].

В численных экспериментах использовались по 513 узлов сетки вдоль каждой стороны квадрата и следующие безразмерные параметры: $\beta = 1$, коэффициенты бигармонического и придонного трения, равные соответственно 2.44×10^{-10} и 0.03, и шаг по времени 0.025. Контрольный эксперимент проводился при $F_1 = 2900$ и $F_2 = 75$ и с безразмерной амплитудой потока завихренности, генерируемого ветром, равной $W_0 = 0.001$. В следующих 2-х численных экспериментах интенсивность ветрового воздействия увеличивалась путем задания $W_0 = 0.00125$ и $W_0 = 0.0015$. Кроме этого проводился численный эксперимент с увеличением перепада плотности между слоями (приблизительно на 20%), имитирующим обострение стратификации в океане, и $W_0 = 0.001$. Система интегрировалась до выхода на квазипериодический режим и далее еще как минимум на 550 лет модельного времени. Временные ряды полной и кинетической энергии в верхнем и нижнем слоях подвергались спектральному анализу. Использовалось прямое преобразование Фурье временных рядов за период после установления квазипериодического режима и до конца интегрирования с дальнейшим усреднением по трем частотам с весами 1–2–1 (т.е. использовался треугольный фильтр).

По аналогии с работами [12, 13] линейный размер области выбирался равным 3840 км, что примерно соответствует пространственным размерам крупномасштабных океанических круговоротов в Северной Атлантике и дает возможность использовать приближение β -плоскости [9]. При этом получались следующие масштабы перехода к размерным единицам: для $2\pi L = 3840$ км

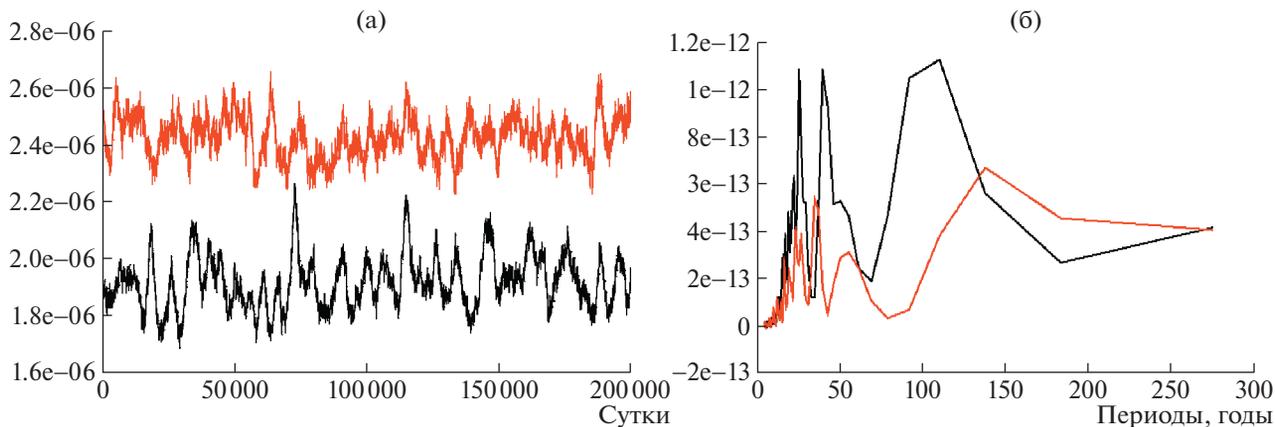


Рис. 1. Временной ход (слева) и спектр кинетической энергии течений верхнего слоя (справа) в безразмерных единицах при $W_0 = 0.001$ (черные кривые) и $W_0 = 0.0015$ (красные кривые). Бароклинный радиус деформации Россби равен 70 км.

имеем: $L = 611$ км (пространственный масштаб), $U = \beta L^2 = 7.09$ м/с (масштаб скорости), $T = (\beta L)^{-1} = 86\,400$ с = 1 сут (временной масштаб), $\beta = 1.9 \times 10^{-11}$ м⁻¹ с⁻¹. Бароклинный радиус деформации Россби в первых трех экспериментах был равен 70 км, а в последнем — 86 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Выбранные параметры задачи обеспечивают реалистичные величины средней и максимальной скоростей течений в обоих слоях. В верхнем слое в первых трех численных экспериментах (при бароклинном радиусе деформации Россби, равном 70 км) средние скорости после выхода на квазипериодический режим составляют от 3.8 см/с (в эксперименте с $W_0 = 0.001$) до 4.3 см/с (при $W_0 = 0.0015$), а максимальные достигают соответственно 1.1 и 1.6 м/с. В нижнем слое скорости течений уменьшаются почти в два раза по сравнению с верхним. При обострении стратификации (и увеличении бароклинного радиуса деформации Россби до 86 км) в эксперименте с $W_0 = 0.001$ средние скорости в верхнем слое увеличиваются до 4.4 см/с, а максимальные — до 1.7 м/с. При этом в нижнем слое интенсивность циркуляции в целом уменьшается по сравнению со случаем менее стратифицированного океана. Другими словами, увеличивается сдвиг скорости по вертикали.

Рисунки 1, 2 и 3 демонстрируют, что при реалистических величинах скорости течений происходит формирование квазипериодического динамического режима, характеризующегося неустойчивостью крупномасштабной океанической циркуляции, формированием мезомасштабных вихрей, которые затем эволюционируют, самоорганизуются и отдают свою энергию среднему течению. Представление о пространственной структуре

поля завихренности течений верхнего слоя при максимальной и минимальной кинетической энергии течений верхнего слоя дает рис. 3. Более подробно динамика мезомасштабных течений в двухслойном эксперименте, включая характер пространственных спектров по волновым числам, проанализирована в работах [13, 14].

Наиболее интересный результат проведенных численных экспериментов заключается в том, что при усилении ветрового воздействия и интенсификации океанической циркуляции происходит очень существенная трансформация частотного спектра флуктуаций кинетической энергии (и, соответственно, скорости) течений. При величине бароклинного радиуса деформации Россби, равном 70 км, и максимальной амплитуде ветрового воздействия вклад флуктуаций с периодами около 35 лет в общую кинетическую энергию возрастает, а более высокочастотных и более низкочастотных вариаций — уменьшается. Если в эксперименте с минимальной интенсивностью ветрового воздействия вариации кинетической энергии с типичным периодом около 25 и 40 лет значимы на 80% уровне, то при максимальной интенсивности ветра и неизменной величине бароклинного радиуса деформации Россби значимые пики в спектре на этих периодах пропадают. Одновременно при усилении ветрового воздействия увеличивается относительная амплитуда колебаний с типичными периодами 35 лет, а пик в более низкочастотной части спектра смещается в область периодов, близких к 150 годам. При этом значимость пика на периодах около 35 лет достаточно высока (на уровне 80%-го доверительного интервала), а пик на более низких частотах статистически незначим.

Отметим, что при увеличении кинетической энергии средних течений суммарная энергия квазипериодических мод уменьшается. Так, напри-

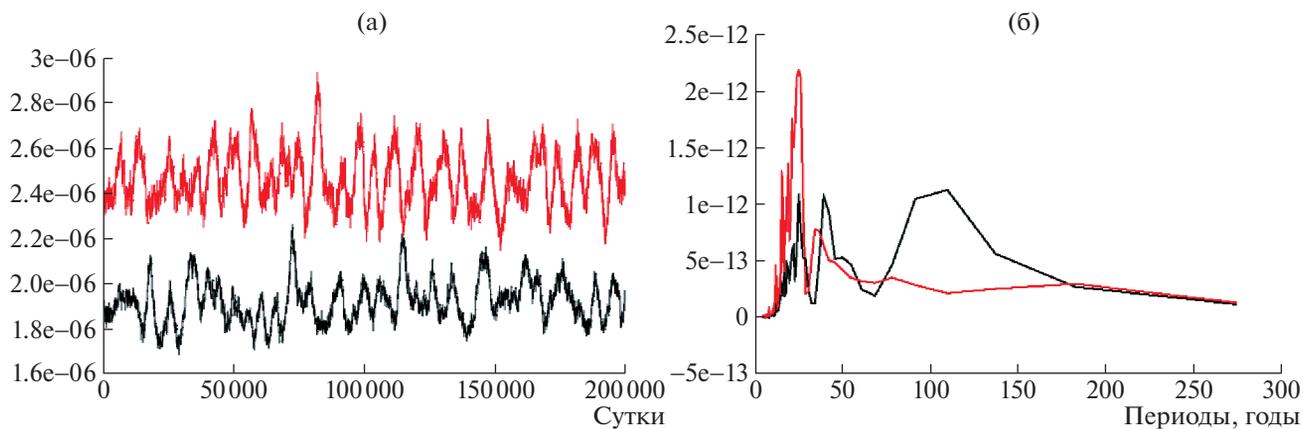


Рис. 2. Временной ход (слева) и спектр кинетической энергии течений верхнего слоя (справа) в безразмерных единицах при $W_0 = 0.001$. Бароклинный радиус деформации Россби равен 70 км (черные кривые) и 86 км (красные кривые).

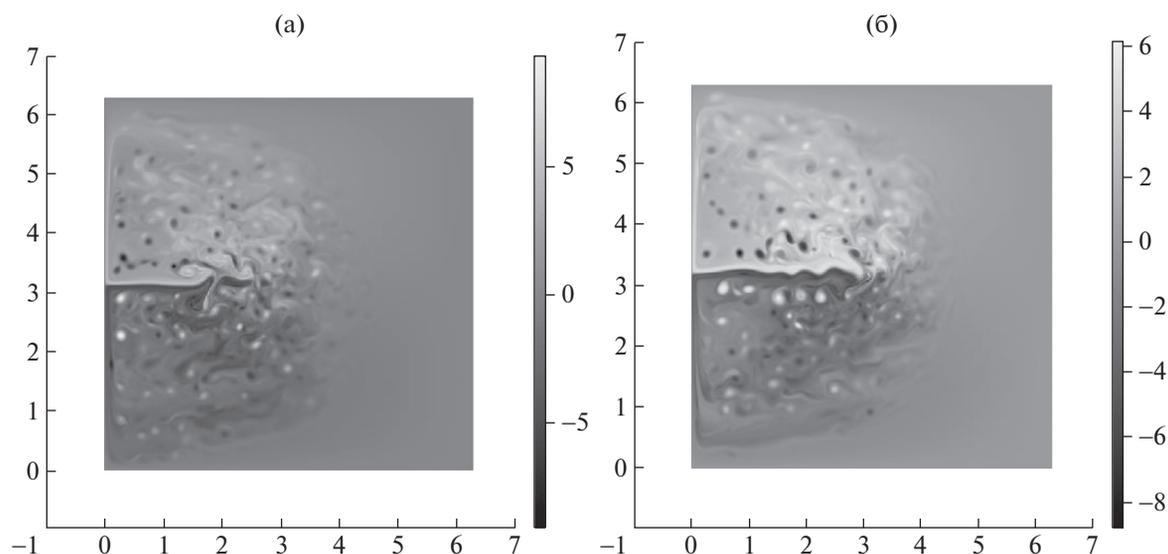


Рис. 3. Поле завихренности течений верхнего слоя при минимальной и максимальной величинах кинетической энергии течений в контрольном эксперименте, $W_0 = 0.001$ (слева и справа соответственно). Временной ход кинетической энергии течений верхнего слоя океана приведен на рис. 1.

мер, дисперсия кинетической энергии флуктуаций поля течений верхнего слоя океана в эксперименте с $W_0 = 0.001$ превышает аналогичную дисперсию в эксперименте с $W_0 = 0.0015$ в 1.65 раза. Причем уменьшение интенсивности флуктуаций вектора течений особенно выражено в высокочастотной и низкочастотной областях спектра — вблизи наиболее энергонесущих частот (рис. 1).

Эксперимент с повышенным вертикальным перепадом плотности между слоями свидетельствует о том, что обострение стратификации (наряду с ослаблением интенсивности ветровой циркуляции) также способствует увеличению амплитуды квази-периодических вариаций поля течений верхнего

слоя океана в относительно высокочастотной части спектра. Особенно выражена интенсификация высокочастотных компонент с периодами около 25 лет (рис. 2). Уровень статистической значимости спектрального пика на соответствующих периодах повышается до 90%. По-видимому, это является прямым следствием увеличения доступной потенциальной энергии, интенсификации течений в верхнем слое стратифицированного океана, увеличения вертикального сдвига скорости при потеплении и большей бароклинной неустойчивости крупномасштабных течений [9]. При этом пик в более низкочастотной части спектра (в области характерных периодов ~100 лет) пропадает.

Таким образом, при ослаблении ветровой циркуляции в период глобального потепления следует ожидать увеличение энергии флюктуаций поля течений в относительно высокочастотной области спектра и формирование в этой области пиков с большим уровнем значимости. В Северной Атлантике периоды, к которым приурочены эти пики, составляют первые десятки лет. Это не такое очевидное следствие глобального потепления, как меридиональное смещение субтропических круговоротов к северу, вызванных происходящим смещением шторм-треков к северу, или возможная термохалинная катастрофа, связанная с коллапсом меридиональной термохалинной циркуляции [1, 2]. Оно связано с изменением интенсивности ветрового воздействия и стратификации, большей неустойчивостью системы крупномасштабных течений при потеплении и сопутствующей трансформацией эволюции крупномасштабных океанических круговоротов во времени.

Более или менее детальное обсуждение применимости результатов моделирования в рамках упрощенной двухслойной модели к реальному океаническому бассейну в рамках настоящей работы не представляется возможным из-за ограниченности объема статьи. Тем не менее можно отметить два следующих обстоятельства. Классические работы, посвященные анализу общей циркуляции вод Мирового океана и описанию особенностей динамики крупномасштабных океанических круговоротов, основывались на еще более простых моделях, допускающих аналитические решения [18, 19]. Полученные в настоящей работе значимые флюктуации поля течений на десятилетних временных масштабах близки по типичным периодам к соответствующим флюктуациям, наблюдаемым в Северной Атлантике [20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Краткий анализ проведенных численных экспериментов показал, что при ослаблении ветровой циркуляции в период глобального потепления следует ожидать формирование в спектрах кинетической энергии области с повышенной флюктуационной энергией океанической циркуляции на десятилетних временных масштабах. Последнее связано с неустойчивостью океанической циркуляции и эволюцией крупномасштабных круговоротов. Соответствующие этим частотам периоды для Северной Атлантики составляют порядка 25 лет.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем благодарность анонимному рецензенту за конструктивную критику первого варианта работы и полезные замечания.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания “Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов” (Шифр темы 0012-2021-0003, № гос. регистрации 121122300074-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IPCC: Climate Change. Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC. Geneva, Switzerland. 2014. 151 p.
2. Polonsky A. The Ocean's Role in Climate Change. / Cambridge Scholars Publishing. Newcastle upon Tyne, UK. 2019. 276 p.
3. Roberts C.D., Jackson L., McNeall D. Is the 2004–2012 Reduction of the Atlantic Meridional Overturning Circulation Significant? // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 3204–3210. <https://doi.org/10.1002/2014GL059473>
4. Schmith T., Yang S., Gleeson E., Semmler T. How Much Have Variations in the Meridional Overturning Circulation Contributed to Sea Surface Temperature Trends since 1850? A Study with the EC-Earth Global Climate Model. // *J. Clim.* 2014. V. 27. P. 6343–6357. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00651.1>
5. Danabasoglu G., Yeager S.G., Kim W.M., et al. North Atlantic Simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments Phase II (CORE-II). Part II: Interannual to Decadal Variability // *Ocean Model.* 2016. V. 97. P. 65–90. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.11.007>
6. Reintges A., Martin T., Latif M., Keenlyside N.S. Uncertainty in Twenty-first Century Projections of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in CMIP3 and CMIP5 Models // *Clim. Dyn.* 2017. V. 49. P. 1495–1511. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3180-x>
7. Smeed D.A., Josey S.A., Beaulieu C., et al. The North Atlantic Ocean Is in a State of Reduced Overturning. // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 1527–1533. <https://doi.org/10.1002/2017GL076350>
8. Yan X., Zhang R., Knutson T.R. Underestimated AMOC Variability and Implications for AMV and Predictability in CMIP Models. // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 4319–4328. <https://doi.org/10.1029/2018GL077378>
9. Pedlosky J. *Geophysical Fluid Dynamics.* / Springer Verla, New York. 1987. 710 p.
10. Cane M.A. The Response of an Equatorial Ocean to Simple Wind Stress Patterns. Parts 1–2. // *J. Marine Res.* 1979. V. 37. P. 233–299.
11. Holland W.R. Quasi-geostrophic Modelling of Eddy-Resolved Ocean Circulation. In: O'Brien J.J. (eds.) / *Advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling.* NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences). 1986. V. 186. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-0627-8_14

12. *Shevchenko I., Berloff P.* On the Role of Baroclinic Modes in Eddy-resolving Midlatitude Ocean Dynamics // *Ocean Modelling*. 2017. V. 111. P. 55–65.
13. *Федотов А.Б.* Анализ временных масштабов долгопериодной изменчивости ветровой океанической циркуляции в двухслойном океане // *Системы контроля окружающей среды*. 2017. № 10 (30). С. 96–101.
14. *Федотов А.Б.* Долгопериодная изменчивость системы крупномасштабной циркуляции океана и мезомасштабных вихрей как явление самоорганизации // *Океанологические исследования*. 2019. Т. 47. № 3. С. 206–219.
[https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2019.47\(3\).16](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).16)
15. *Rhines P.B.* Geostrophic Turbulence // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 1979. V. 11. P. 401–441.
16. *Arakawa A.* Computational Design of Long-term Numerical Integration of the Equations of Fluid Motion, Two-dimensional Incompressible Flow // *Journal of Comput. Physics*. 1966. V. 1. № 1. P. 119–143.
17. *Roache P.J.* *Computational Fluid Dynamics* / Hermosa Publishers Albuquerque, N.M. 1972. 446 p.
18. *Stommel H.* The Westward Intensification of Wind Driven Ocean Currents // *Eos Trans. Amer. Geophys. Union*. 1948. V. 29. P. 202–206.
19. *Munk W.H.* On the Wind-Driven Ocean Circulation. // *Journal of Meteorology*. 1950. V. 7. № 2. P. 80–93.
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1950\)007<0080:OTWDOC.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1950)007<0080:OTWDOC.2.0.CO;2)
20. *Parsons L.A., Loope G.R., Overpeck J.T., et al.* Temperature and Precipitation Variance in CMIP5 Simulations and Paleoclimate Records of the Last Millennium // *J. of Climate*. 2017. V. 30. № 22. P. 8885–8912.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0863.1>

CHANGE OF THE INTERNAL OCEAN CIRCULATION VARIATIONS IN WARMING CLIMATE

Correspondent Member of the RAS **A. B. Polonsky^{a,#}** and **A. B. Fedotov^a**

^a*Institute of Natural Technical Systems, Sevastopol, Russian Federation*

[#]*E-mail: apolonsky5@mail.ru*

Using numerical simulation results in scope of two-layer oceanic model it is shown that weakening of wind-driven circulation in the warming climate should be accompanied by the transformation of power specters of the ocean currents. It manifests itself in significant peaks' formation in the relatively high-frequency spectral interval in the North Atlantic currents' variations with a typical period of about 25 years. It is due to the instability of oceanic circulation and evolution of large-scale gyres.

Keywords: oceanic circulation, global warming

УДК 551.465

ОТОБРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПРИДОННЫХ ВОДАХ СУБАРКТИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ ПРИ НАБЛЮДЕНИЯХ *IN SITU* (ПО ДАННЫМ ГОДОВЫХ НЕПРЕРЫВНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ *IN SITU* 2016–2017)

© 2022 г. А. К. Амбросимов^{1,*}, А. А. Клювиткин¹

Представил академик РАН Л.И. Лобковский 24.01.2022 г.

Поступило 24.01.2022 г.

После доработки 09.02.2022 г.

Принято к публикации 10.02.2022 г.

В работе представлены результаты непрерывных годовых наблюдений *in situ* за циркуляцией течений и температурой в придонных арктических областях энергоактивной зоны Исландского бассейна. Данные получены на притопленных буйковых станциях по разрезу 59.5° с.ш. на глубинах около 50 м от дна в течение 2016–2017 гг. Исследована внутрigoдовая изменчивость придонных течений и температуры. Показано, что в течение всего срока наблюдалось монотонное стационарное движение вод на всех станциях, а также рост температуры как входящих в бассейн придонных вод, так и выходящих. При этом годовые темпы роста температуры выходящего потока в 1.5 раза превышали рост температуры входящего.

Ключевые слова: Северная Атлантика, придонные течения, температура, пространственно-временная изменчивость, климатические изменения

DOI: 10.31857/S2686739722050048

В субарктическом районе Атлантики располагается энергоактивная зона – крупномасштабный океанский круговорот, где взаимодействие океана с атмосферой определяет влияние на глобальные климатические процессы [1–6]. Меридиональная термохалинная циркуляция вод арктической Атлантики формирует отдачу аккумулируемого океаном тепла в атмосферу, в результате чего происходят колебания климата. В научной литературе меридиональный перенос вод в субарктической части Северной Атлантики рассматривается в рамках концепции “глобального конвейера” [7, 8]. Согласно этой концепции, океанский перенос и перераспределение тепла в океане происходят благодаря функционированию глобальной системы двухслойной циркуляции вод. Эту крупномасштабную циркуляцию в арктическом регионе можно представить в виде океанского “конвейера”, который переносит на юг холодные придонные арктические воды. Эти воды формируются в арктическом регионе Атлантики в результате глубокой зимней конвекции [9, 10]. В качестве компенсационного

возвратного потока в верхних слоях океана выступает ветвь Северо-Атлантического течения, которая переносит на север теплые поверхностные воды. Передача тепла из океана в атмосферу в субарктической Атлантике представляет особый интерес в связи с его определяющим влиянием на глобальные климатические изменения, особенно в Европе. Важность климатических изменений определяет развитие масштабных мировых исследовательских проектов по изучению взаимодействия океана и атмосферы [11]. Главными вопросами на пути исследователей к пониманию климатических изменений на севере Атлантики являются: какие физические процессы являются определяющими в поддержании данной динамической системы в стабильном состоянии, и какими для этого должны быть пространственно-временные масштабы изменений термохалинной циркуляции в системе меридионального переноса.

Интенсивность переноса глубинных вод Северной Атлантики в низкие широты не является постоянной, оценки переноса глубинных вод в южном направлении выявили максимальный перенос в первой половине 1980-х годов и минимальные переносы во второй половине 1950-х годов и в первой половине 1990-х годов [2, 4].

Изучение динамики верхнего и промежуточного слоев океана проводится давно и довольно

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

*E-mail: ambrosimov@ocean.ru

Таблица 1. Помесячные статистические характеристики течения (см/с) и температуры (°С) на придонных горизонтах трансатлантического разреза по 59.5° с.ш. по данным наблюдений на трех ПБС в период с июня 2016 по июль 2017 г.

№№ ПБС	3540				3562				3580						
координаты	59°30.045' с.ш. 17°59.980' з.д.				59°29.791' с.ш. 26°39.821' з.д.				59°30.018' с.ш. 32°49.647' з.д.						
Период наблюдений	00 ²¹ 18.06.2016 г. – 22 ⁰⁰ 05.07.2017 г.				00 ⁰⁰ 22.06.2016 г. – 12 ⁰⁰ 08.07.2017 г.				00 ⁰⁰ 25.06.2016 г. – 19 ²⁷ 09.07.2017 г.						
глубина, м	2229				2237				2203						
горизонт, м	2175				2183				2134		446				
прибор	Aquadopp				Aquadopp				DVS		DVS				
характеристика	U*	V**	V	T(°C)	U	V	V	T(°C)	U	V	V	U	V	V	T(°C)
Июль 2016 г.	0.5	1.7	6.4	2.32	-11.8	-0.2	14.9	2.91	-0.2	-6.1	7.2	16.5	26.8	16.5	3.92
Август	4.0	3.1	7.1	3.28	-8.0	-13.1	16.0	2.85	-0.8	-3.9	5.2	9.0	22.1	9.0	3.76
Сентябрь	3.1	2.3	7.7	3.36	-9.9	-12.9	16.9	2.87	-0.2	-4.2	5.5	12.4	25.9	12.4	3.81
Октябрь	1.3	1.5	6.3	3.39	-11.4	-16.1	20.3	2.82	-0.8	-4.7	6.1	8.0	20.3	8.0	3.79
Ноябрь	4.1	2.4	7.1	3.37	-7.4	-9.3	13.1	2.81	-0.8	-3.8	6.0	10.2	32.0	10.1	4.26
Декабрь	1.0	1.7	6.9	3.37	-8.9	-11.3	15.1	2.86	-1.7	-4.4	6.0	9.0	26.2	9.0	4.36
Январь 2017 г.	2.1	1.8	7.1	3.34	-8.2	-12.8	15.9	2.92	-1.1	-2.5	4.5	5.8	25.6	5.8	4.16
Февраль	1.9	1.1	6.2	3.36	-8.8	-15.1	18.0	2.88	-0.2	-9.9	10.4	4.8	26.7	4.8	3.71
Март	1.7	1.6	6.0	3.36	-9.3	-14.0	17.3	2.89	-1.0	-6.7	7.6	8.5	34.3	8.5	3.62
Апрель	0.7	1.6	7.0	3.42	-8.3	-11.8	15.0	3.00	-0.6	-4.3	5.8	9.4	26.5	9.4	3.98
Май	0.0	0.7	6.9	3.46	-7.2	-11.6	14.3	3.02	0.1	-5.3	6.8	9.9	28.9	9.9	3.67
Июнь	5.0	1.6	8.5	3.38	-9.0	-12.5	15.8	2.97	-1.3	-4.4	6.5	13.0	25.6	13.0	3.88
Ср. за год	2.1	1.8	6.9	3.36	-8.7	-12.7	16.0	2.90	-0.7	-5.0	6.4	0.3	-3.0	9.7	3.91
Макс.	21.9	21.4	27.3	3.59	7.4	7.9	35.1	3.21	12.1	8.0	24.2	26.9	31.3	34.3	5.0
Мин.	-18.2	-17.8	1.4	3.14	-30.5	-34.7	2.3	2.64	-11.7	-2.4	2.7	-24.7	-32.8	0	3.22

Примечание. U* – зональная составляющая скорости течения в см/с, V** – меридиональная составляющая скорости течения в см/с, |V| – модуль скорости в см/с, T – температура потока в °С.

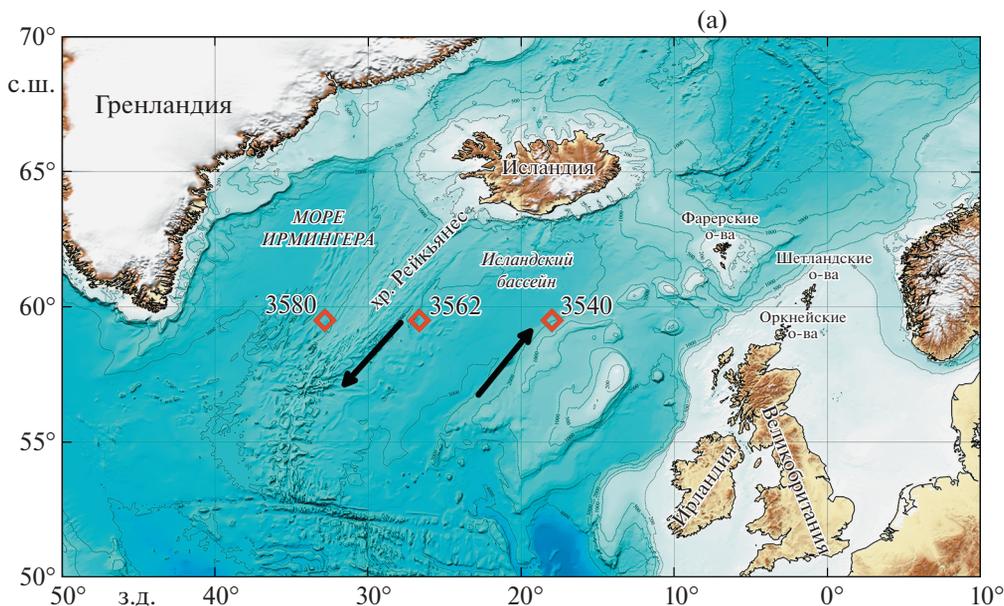
интенсивно, а продолжительных наблюдений придонных течений *in situ* в придонной области практически нет. При анализе пространственных вариаций необходимы оценки временной изменчивости гидрофизических параметров в широкой полосе частот – от годовых (сезонных) до высокочастотных колебаний внутренних волн и турбулентности, которые можно выполнить только с привязкой к одной точке на притопленных буйковых станциях (ПБС) при измерениях *in situ*. Поэтому целями данного исследования были определение структуры придонных потоков и оценка пределов изменчивости скоростей течений и температуры в придонной области арктической части Атлантического океана *in situ*.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В июне 2016 г. в 51-м рейсе НИС “Академик Иоффе” на трансатлантическом разрезе по 59°30' с.ш. на трех притопленных буйковых стан-

циях (ПБС) были установлены акустические доплеровские измерители течений Teledyne RD Instruments DVS и Nortek Aquadopp, которые были подняты через год в июле 2017 г. в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” [12–14]. Положение ПБС на разрезе показано на рис. 1, а характеристики и координаты – в табл. 1. Измерения проводились непрерывно в течение 380 сут, интервал измерений составил 1 ч, а интервал осреднения – 3 мин.

Измерения течений на придонных горизонтах показали, что в восточной части Исландского бассейна (ПБС-3540), между поднятием Роколл и хребтом Рейкьянес (рис. 1) на горизонте 2175 м (глубина 2229 м) в течение всего года с июня 2016 по июль 2017 г. наблюдалось придонное течение северо-восточного направления со среднегодовой скоростью 6.9 см/с (табл. 1). На прогрессивно-векторной диаграмме течения (рис. 2а), построенной по этим данным, заметно слабое воздействие внутренних волн, не нарушающее



Станция 3540
 18.06.2016 г. 16:08 UTC
 59°30.045'N 17°59.980'W
 H = 2229 м

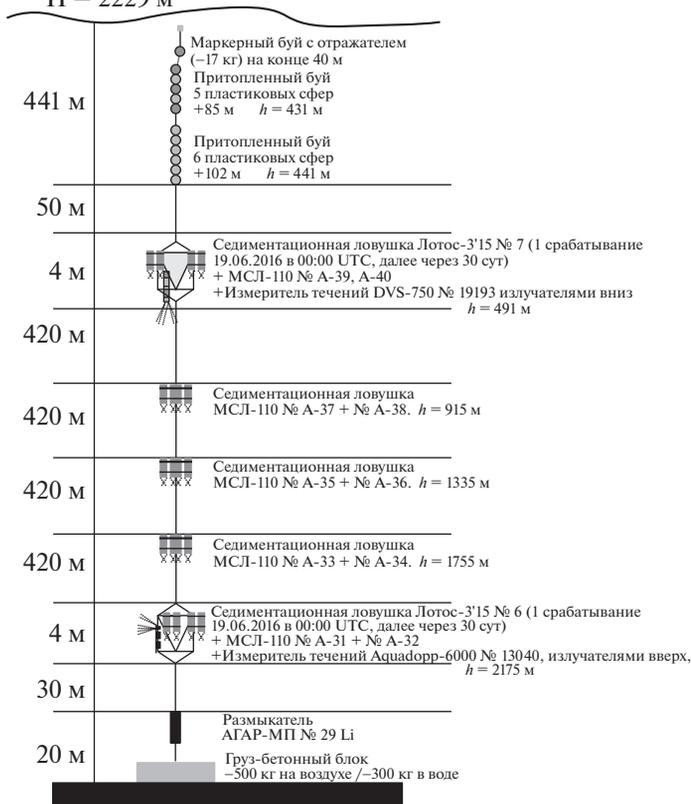


Рис. 1. Карта-схема постановки буйковых станций (а) в арктическом бассейне Атлантического океана и принципиальная схема комплектации станций (б).

общую картину движения вод на северо-восток. Перенос водных масс в северо-восточном направлении за год составил 2246 км.

На ПБС-3562, установленной в западной части Исландского бассейна (рис. 1) на горизонте 2183 м (глубина 2237 м), наблюдалось равномер-

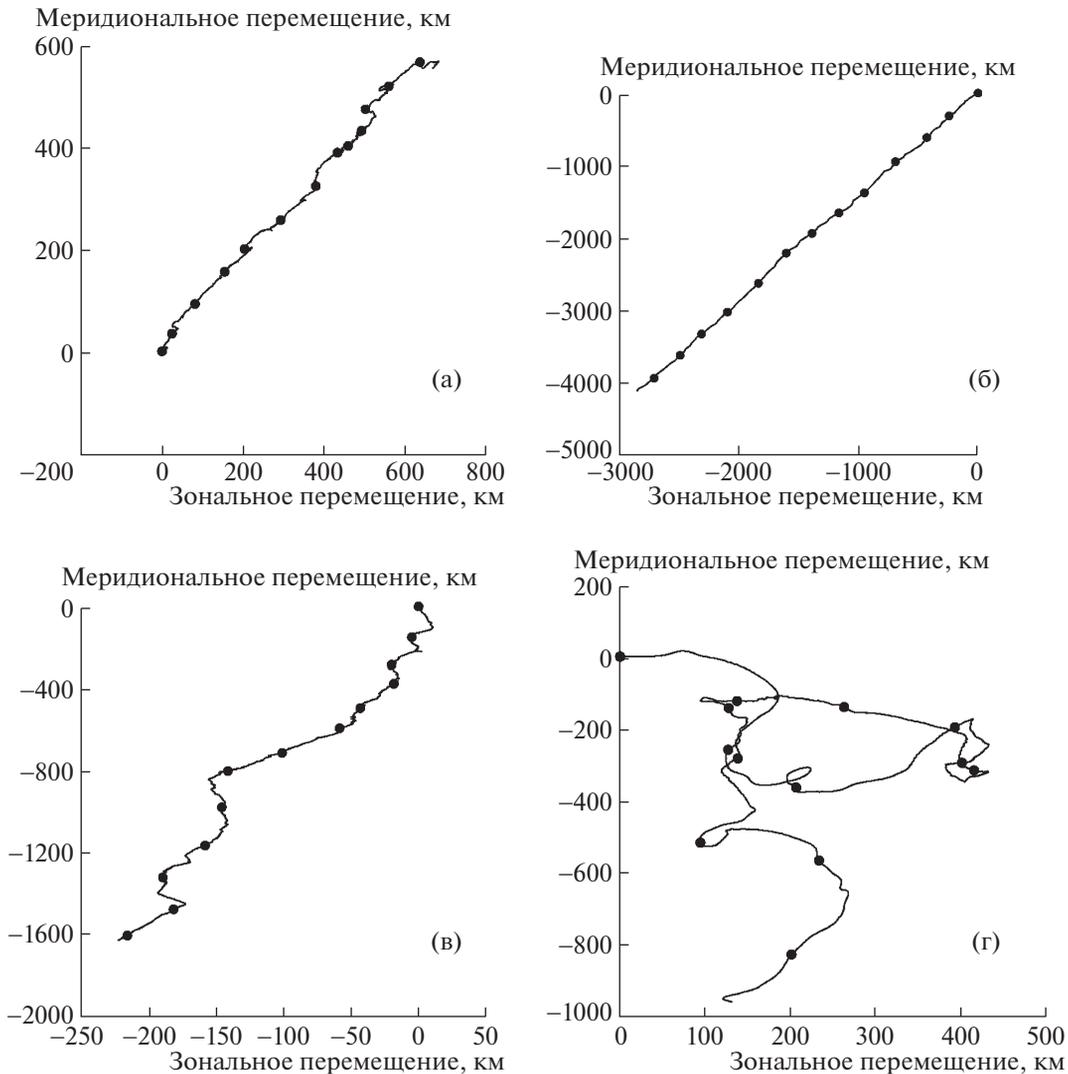


Рис. 2. Прогрессивно-векторные диаграммы течения по данным наблюдений на станциях Атлантического океана по разрезу 59.5° с.ш.: (а) ПБС-3540; (б) ПБС-3562; (в) ПБС-3580; (г) ПБС-3580.

ное движение вод в течение всего года в юго-западном направлении со средней скоростью ~ 16 см/с. Общий перенос вод в юго-западном направлении за год наблюдений составил 5239 км (рис. 2б), что в 2.5 раза больше по длине, чем привнесение вод в восточную бассейна. Очевидно, что баланс достигается как за счет опускания в придонную область охлажденных поверхностных вод, так и за счет поступления придонных вод при горизонтальной циркуляции. Температура выходящего из Исландского бассейна придонного потока воды (ПБС-3562) в течение года изменялась в пределах от 2.64°C до 3.21°C , при средней 2.90°C . В восточной части моря Ирмингера у западного подножия хребта Рейкьянес была поставлена третья станция – ПБС-3580 (рис. 1), на которой было установлено два измерителя тече-

ний – один у дна на горизонте 2134 м (глубина 2203 м) и второй на горизонте 446 м.

Верхний горизонт наблюдений 446 м ПБС-3580 (рис. 2г) находился под воздействием крупномасштабного циклонического вихря диаметром более 300 км, который существовал с июня 2016 г. по март 2017 г. Его прогрессивно-векторная диаграмма течения искажена мезомасштабными возмущениями. Общий перенос по трассе составил 3185 км, а в южном направлении около 1000 км. Среднегодовая скорость течения на этом горизонте в среднем была в 1.5 раза выше, чем на придонном, и составила 9.7 см/с.

Прогрессивно-векторная диаграмма ПБС-3580 протяженностью 2109 км (рис. 2в), полученная по данным наблюдений на придонном горизонте 2134 м, показала, что течение здесь было направлено, практически, в южном направлении в тече-

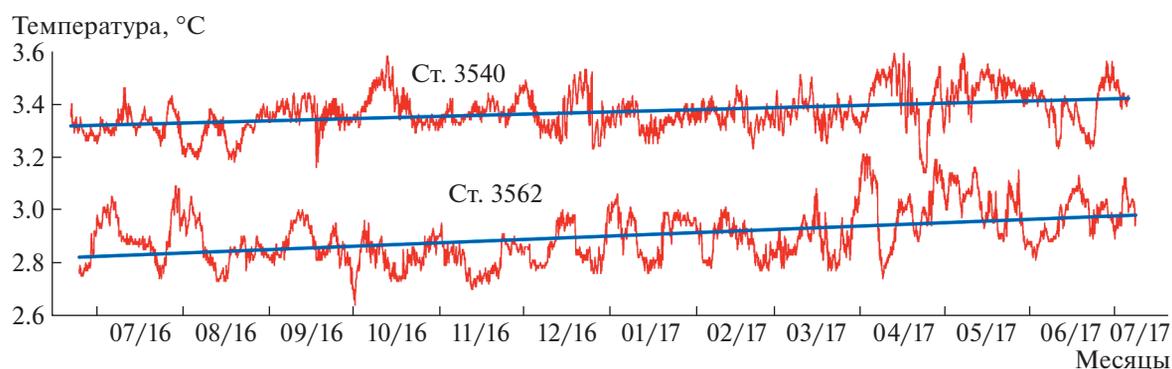


Рис. 3. Увеличение температуры воды, входящей (ПБС-3540) и выходящей (ПБС-3562) из Исландского бассейна, в течение года.

ние всего года наблюдений. На него заметное влияние оказывает динамика вихревой структуры, образованной в верхнем слое океана.

Анализ данных температуры показал, что в течение всего года измерений наблюдалось монотонное повышение температуры как входящих атлантических вод в придонную область восточной части Исландского бассейна (рис. 3), так и выходящих вод из западной части бассейна. Температура входящего в Исландский бассейн потока воды в течение года медленно росла, линейная интерполяция этого роста имеет вид:

$$T_{\text{вх}} = 3.32 + 2.74 \times 10^{-4}t,$$

где T — температура в °C, t — количество дней наблюдений.

Линейная интерполяция изменения температуры придонной воды, выходящей из арктического бассейна $T_{\text{вых}}$ от времени наблюдений, рассчитанная по данным более чем годовых наблюдений, представлена в виде:

$$T_{\text{вых}} = 2.82 + 4.19 \times 10^{-4}t,$$

где T — температура в °C, t — количество дней наблюдений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ

Анализ динамики придонных течений на всех трех ПБС показал, что среднемесячные скорости и направления течений (табл. 1) в течение всего года носят довольно стабильный характер. В восточной части разреза в бассейн осуществлялся приток придонной воды в северо-восточном направлении с температурой на $\sim 0.5^\circ$ выше, чем температура входящего из Арктики потока в южном направлении практически на таком же горизонте. Этот факт, очевидно, свидетельствует о том, что здесь отдача тепла в придонную морскую среду юго-восточной части Исландского бассей-

на является более сложным элементом глобальной системы циркуляции вод, который требует дополнительного исследования.

Записи скорости и направления течений на ПБС-3580 в море Ирмингера на горизонтах 446 и 2134 м показали, что существует связь между изменчивостью течений на этих горизонтах, которая очевидно связана с баротропными синоптическими колебаниями над океаном [15]. Сравнение хронограмм баротропных компонент приповерхностных геострофических течений, вычисленных по данным спутниковых измерений уровня моря, указывает на связь с данными измерения течения *in situ* на глубине 446 м. А изменчивость течений на хронограммах горизонта 446 м коррелирует с изменчивостью на горизонте 2134 м. Углубленное развитие этих связей открывает новые возможности для изучения океана из космоса с помощью привязки спутниковых данных к измерениям на ПБС *in situ*.

Тот факт, что придонное течение, втекающее в восточную часть Исландского бассейна в течение более года, движется в северо-восточном направлении, а на станциях 3562 и 3580 вытекает в юго-западном и южном направлении, указывает на его межгодовую стабильность. А это значит, что если измерять придонные течения и температуру в этих точках регулярно, то по их динамике можно контролировать климатические изменения. С другой стороны, двухслойная модель не предполагает втекания придонных атлантических вод в бассейн.

Данные спектрального анализа отмечают приливные и инерционные колебания с амплитудами до 20 см/с и периодами 13.9 и 12.4 ч соответственно, а также синоптические возмущения с периодами 4.5 и 17 сут (рис. 4) [12].

Сравнение роста температуры входящего и выходящего из Исландского бассейна придонных потоков показало, что общее потепление входящего потока за год составило 0.1° , при средней

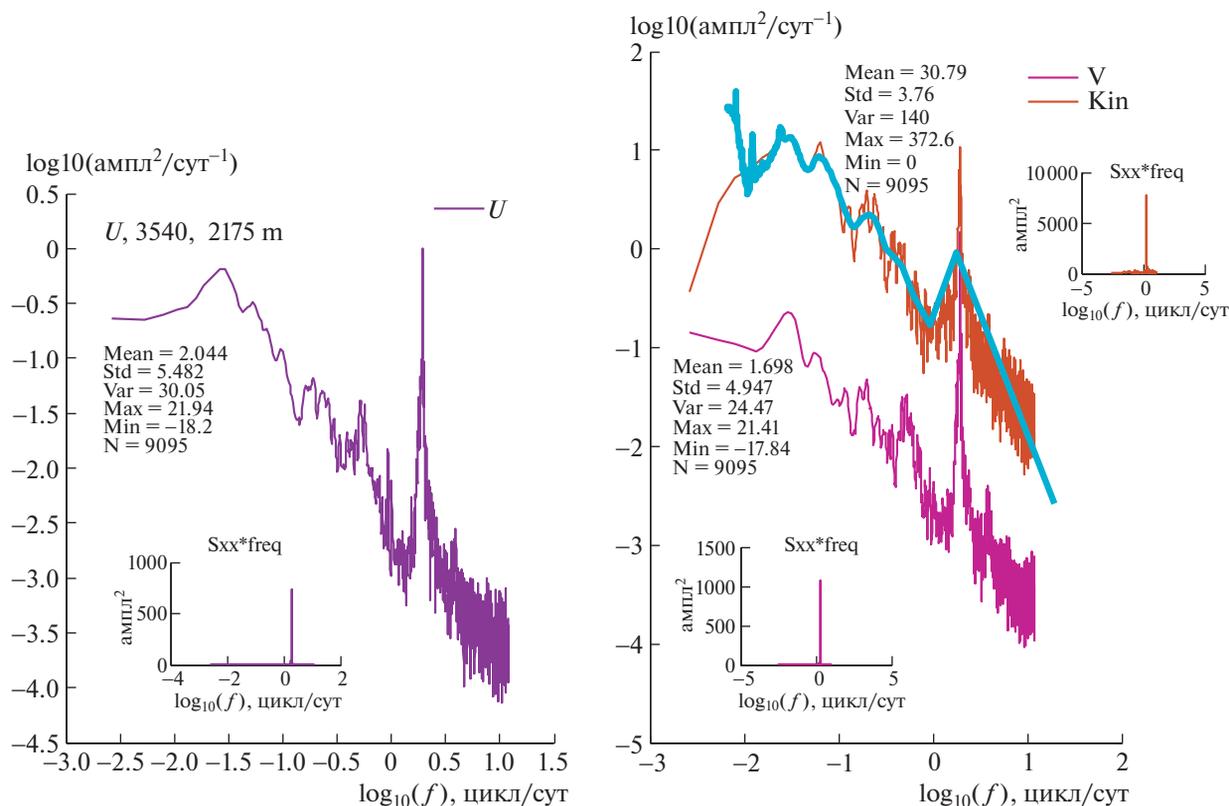


Рис. 4. Спектры компонент скорости течений и плотности кинетической энергии на ст. 3540, горизонт измерений 2175 м.

температуре 3.37°C , а выходящего — 0.15° , при средней 2.90°C . Эти данные показывают, что в придонной области моря реально наблюдаются климатические изменения.

Возможно, что баланс между поступлением вод из Атлантики и выходом вод из придонной области Исландского бассейна достигается как за счет опускания в придонную область охлажденных поверхностных вод, так и за счет охлаждения и горизонтального переноса придонных вод.

ВЫВОДЫ

1. В придонной области юго-восточной части Исландского бассейна наблюдалось втекание пришедших с юга придонных атлантических вод, а в западной части — вытекание из бассейна.

2. Движение воды во входящем и выходящем из бассейна потоках носит стабильный стационарный характер.

3. Скорость выхода придонных вод из Исландского бассейна в 2.5 раза превышает скорость поступления придонных вод в бассейн.

4. Экспериментальные данные показывают, что циркуляция вод в придонной юго-восточной области Исландского бассейна проходит несколько отлично от глобальной системы двух-

слойной циркуляции вод, что требует дополнительных исследований.

5. Непрерывные наблюдения в придонной области Исландского бассейна *in situ* показали, что во входящем и выходящем потоках происходит монотонное повышение температуры в течение года. В выходящих из бассейна водах повышение температуры происходит в 1.5 раза быстрее, чем во входящих в бассейн. А это предполагает, что мы наблюдаем процесс климатических изменений.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспедиции проведены при поддержке РФФИ (проект № 14-50-00095). Обработка данных частично выполнена в рамках Госзадания (тема № FMWE-2021-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Саркисян А.С. // Вестник АН СССР. 1983. № 10. С. 83–89.
2. Добролюбов С.А., Соков А.В. Роль глубинных вод Северной Атлантики в изменчивости теплообмена океана и атмосферы // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2002. № 6. С. 42–48.
3. Гладышев С.В., Гладышев В.С., Соков А.В. и др. // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 93–97.

4. Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P., Dobroliubov S.A., Lorbacher K., Sy A. Decadal Changes in the Thermohaline Circulation of the North Atlantic // Deep-Sea Research II. 1999. V. 46. P. 109–138.
5. Сарафанов А.А., Фалина А.С., Соков А.В. Многолетние изменения характеристик и циркуляции глубинных вод на севере Атлантического: Роль региональных и внешних факторов // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 470–473.
6. Daniault N., Mercier H., Lherminier P., et al. The Northern North Atlantic Ocean Mean Circulation in the Early 21st Century // Progress in Oceanography. 2016. V. 146. P. 142–158.
7. Ланно С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Гидрометеоиздат, 1984. С. 125–129.
8. Broecker W.S. The Great Ocean Conveyor // Oceanography. 1991. V. 4 (2). P. 79–89.
9. Dickson R.R., Brown J. The Production of North Atlantic Deep Water: Sources, Rates, and Pathways // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1994. V. 99. № C6. P. 12319–12341.
10. Dickson R., Lazier J., Meincke J., Rhines P., Swift J. Long-term Coordinated Changes in the Convective Activity of the North Atlantic // Progress in Oceanography. 1996. V. 38. № 3. P. 241–295.
11. Lozier M.S., Bacon S., Bower A.S., et al. Overturning in the Subpolar North Atlantic Program: A New International Ocean Observing System // Bulletin of the American Meteorological Society (BAMS). 2017. V. 98. № 4. P. 737–752.
12. Амбросимов А.К., Клювиткин А.А., Мельников В.А. Новые данные о сезонной изменчивости придонных течений и температуры в субарктической части Атлантического океана // Экологические системы и приборы. 2019. № 1. С. 38–44.
13. Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. // Океанология. 2017. Т. 57. № 3. С. 514–516.
14. Клювиткин А.А., Гладышев С.В., Кравчишина М.Д. и др. // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 170–172.
15. Шапрон Б., Кудрявцев В.Н., Коллард Ф. и др. Исследования субмезомасштабной изменчивости верхнего слоя океана по данным спутниковых наблюдений // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36. № 6. С. 676–690.

MAPPING OF CLIMATIC CHANGES IN THE BOTTOM WATERS OF THE SUBARCTIC ATLANTIC DURING IN SITU OBSERVATIONS (ACCORDING TO ANNUAL CONTINUOUS IN SITU OBSERVATIONS 2016–2017)

A. K. Ambrosimov^{a,#} and A. A. Klyuvitkin^a

^a*P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: ambrosimov@ocean.ru*

Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovsky January 24, 2022

The work presents the results of continuous annual observations in situ of the circulation of currents and temperatures in the bottom Arctic regions of the energy-active zone of the Icelandic basin. Data were obtained at mooring buoy stations at a section of 59.5° N at depths of about 50 m from the bottom during 2016–2017. Intra-annual variability of bottom currents and temperature was investigated. It was shown that during the entire period there was a monotonous stationary movement of water at all stations, as well as an increase in temperature as bottom waters entering the basin, as well as leaving. At the same time, the annual temperature growth rate of the outlet stream was 1.5 times higher than the temperature increase of the inlet stream.

Keywords: North Atlantic, bottom currents, temperature, spatial and temporal variability, climatic changes

УДК 551.324

РОССИЙСКИЕ ГОРНЫЕ ЛЕДНИКИ В “ТАЮЩЕМ” МИРЕ: ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ БАЛАНСА ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ НА КАВКАЗЕ И АЛТАЕ

© 2022 г. Д. В. Карелин^{1,*}, С. С. Кутузов¹, С. В. Горячкин¹,
Э. П. Зазовская¹, академик РАН В. М. Котляков¹

Поступило 31.12.2021 г.

После доработки 19.01.2022 г.

Принято к публикации 21.01.2022 г.

В современном понимании ледники представляют собой крупный наземный биом, уникальный тем, что он объединяет автотрофно-гетеротрофные экосистемы с наиболее существенным вкладом абиотических процессов, и служит важным донором биогенных элементов и климатически активных веществ, накопленных за ледниковые эпохи. Круговорот биогенных парниковых газов (ПГ) — одна из важнейших биосферных функций любой крупной экосистемы. В условиях продолжающегося потепления процессы абляции, особенно заметные на горных ледниках, могут оказывать на него существенное влияние. Исследования, проведенные на двух горно-долинных ледниках, расположенных в европейской (Северный Кавказ, 2020) и азиатской (Алтай, 2021) частях России, ставили целью определить современные величины потоков ПГ в зоне влияния ледников, теряющих массу в условиях потепления. За счет накопления на поверхности льда криоконитов (мелкозем, преимущественно эолового генезиса) области абляции ледников, в среднем, служат слабыми источниками CO_2 для атмосферы ($15.3 \text{ мг } \text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$), тогда как области аккумуляции ледников являются его слабыми стоками (-21.5). Более существенными дополнительными источниками CO_2 (от 45.2 до 446.3) и метана являются образовавшиеся за последние 20 лет молодые конечные морены. Пространственные вариации потоков метана очень велики, при этом его радиационный вклад (от -0.4 до $+225.6 \text{ мг } \text{CO}_2\text{-экв. м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$) может быть сопоставим с CO_2 . По сравнению с этими ПГ, неттопотоки закиси азота в исследованных гляциальных экосистемах пренебрежимо малы. Учет вклада почвоподобных тел молодых морен существенно увеличивает средневзвешенную оценку эмиссии CO_2 на ледниках с 2 до $1015 \text{ кг } \text{C } \text{км}^{-2} \text{ год}^{-1}$. Полученные результаты подчеркивают роль ледников как консервирующих биосферных агентов обмена ПГ в атмосфере.

Ключевые слова: супра- и перигляциальные отложения, криокониты, почвоподобные тела, современное потепление климата, нетто-баланс, диоксид углерода, метан, закись азота

DOI: 10.31857/S2686739722050073

В 2000-х годах произошел концептуальный сдвиг в понимании ледников, как особого наземного биома, и от изучения структуры и физико-химических взаимодействий к оценке биосферных функций гляциальной биоты [3]. Важным аргументом в этом случае является огромная площадь, занимаемая ледниками ($15.5 \text{ млн } \text{км}^2$), что ставит их в ряд с крупнейшими биомами Земли. Круговорот биогенных парниковых газов (ПГ), к которым относятся диоксид углерода (CO_2), метан (CH_4) и закись азота (N_2O), — одна из важнейших биосферных функций любой крупной экосистемы. Ледники в современном “тающем” ми-

ре уникальны тем, что являются автотрофно-гетеротрофными экосистемами с преобладанием абиотического обмена ПГ [4], а также донором биогенных элементов и климатически активных веществ, накопленных за ледниковые эпохи, для многих водных и наземных экосистем [9]. Масштабы дополнительных выбросов ПГ в атмосферу при отступании многолетних льдов могут быть значительны, при этом, как биогенная, так и абиогенная составляющие углеродного цикла существенно ускоряются современным потеплением [2, 9, 12]. Потери массы в результате потепления особенно заметны на горных ледниках, составляя 332 Гт в год [11], что позволяет рассматривать их не только как индикатор климатических изменений, но и модель того, что может произойти с балансом ПГ при потере мощных покровных ледников. Кроме того, на терри-

¹Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: dkarelin7@gmail.com

тории России детальные исследования ПГ на ледниках ранее не проводились.

Наблюдения потоков ПГ проходили на двух горно-долинных ледниках с отрицательным балансом массы: Гарабаши (43°18' с.ш., 42°28' в.д., Северный Кавказ, 6–15 августа 2020 г.; общая площадь ледника 3.8 км²; измерения проходили в диапазоне 2383–3831 м н.у.м) и Левый Актру (50°5' с.ш., 87°45' в.д., Республика Алтай, 15–27 июля 2021 г.; 5.4 км²; 2075–2918 м н.у.м). Масса льда на леднике Гарабаши за 1997–2020 гг. уменьшилась на 16 м водного эквивалента, общий объем сократился на 27% [7, 10]. Аналогичные по направлению и скорости процессы, несмотря на ослабляющее влияние континентальности, происходят на горном Алтае [8], что в обоих случаях объясняется повышением температуры воздуха. Потери массы льда сопровождаются существенным увеличением площадей моренных отложений.

Полевые измерения проводили в закрытых камерах с помощью мобильных высокоточных газоанализаторов; для лабораторных оценок применялась газовая хроматография. Общее число измерений составило 264.

Среднее значение валовых потоков¹ CO₂ по всем исследованным экосистемам ледника Актру составило +944.4 ± 269.5 мг CO₂ м⁻² сут⁻¹ (от -199.7 до +8127.8, *n* = 86)², что значительно не отличается от аналогичных данных, полученных на леднике Гарабаши (+915.2 ± 615 мг CO₂ м⁻² сут⁻¹; от -7.9 до +13200, *n* = 25). Валовые потоки CO₂ в наиболее теплый период года широко варьировали в зоне влияния ледника, различаясь между экосистемами на 4–5 порядков (рис. 1). Валовый обмен на льду, в областях баланса и аккумуляции, в среднем, является слабым стоком из атмосферы (-21.5 мг CO₂ м⁻² сут⁻¹), что, вероятно всего, обязано растворению в талой воде.

Криоконитам (КК), как особым почвоподобным органо-минеральным формам, сейчас придается большое значение, что связано с их активным участием в обменных процессах на поверхности ледников [4]. Если в области абляции наблюдается состояние, близкое к С-балансу, то на участках с КК валовый обмен возрастает на порядок (+15.3 мг CO₂ м⁻² сут⁻¹), что отражает растущий вклад микробного дыхания. По сравнению с КК, боковые морены “дышат” ненамного активнее (+45.2), поскольку содержат крупные ва-

луны, галечный материал и песок на крутых склонах, откуда глинистые частицы быстро вымываются. По сравнению с боковыми участками, конечная морена демонстрирует на порядок более высокие уровни обмена (+445.3), что связано с выраженной аккумуляцией мелкозема в результате наноса водными потоками, и закреплением здесь растений. Но и в этом случае скорость валовых потоков на порядок уступает эмиссии из местных дерново-криометаморфических мерзлотных почв (Turbic Cryosols), образовавшихся около тысячи лет назад после сокращения ледника (см. рис. 1).

КК на поверхности ледника существенно снижают его альбедо. Сопоставление результатов по исследованным ледникам показывает, что наклоны зависимостей истинного альбедо от плотности КК для них не различаются (ANOVA, *p* = 0.16), демонстрируя высокую положительную линейную связь (*R*² = 0.82). Последнее важно, поскольку от присутствия КК зависит не только величина поглощения солнечной энергии и скорость таяния, но и валовые потоки CO₂. Наклоны зависимостей для двух ледников в этом случае также совпадают (*p* = 0.11), демонстрируя положительную линейную связь, что позволяет использовать единое уравнение для предсказания пространственного распределения и изменчивости валовых потоков CO₂ на поверхности льда (рис. 2).

Общее для двух ледников заключается и в том, что скорость нетто-обмена метана на молодых моренах может на 1–2 порядка превосходить его потоки на льду с КК (рис. 3), хотя отдельные участки перигляциальных экосистем могут быть как стоком (в присутствии растительности), так и источником метана для атмосферы, демонстрируя высокую вариабельность от -44.9 до +225.7 мг CO₂-экв.³ м⁻² сут⁻¹. В последнем случае (морена возрастом >50 лет) эмиссия метана оказалась сопоставима по радиационному эффекту с максимальным потоком CO₂ на молодых моренах.

Чистый лед с альбедо >0.4 представляет собой очень слабый сток закиси азота из атмосферы: -0.67 ± 0.58 мг CO₂-экв м⁻² сут⁻¹ (физико-химический процесс поглощения), а конечная морена является ее слабым источником (+1.12 ± 0.80). КК и мелкодисперсный материал занимают промежуточное положение малозначимых источников, а боковые морены не показали значимо отличных от нуля потоков N₂O. Значения нетто-обмена закиси азота, полученные в экосистеме горного ледника, не могут считаться сколько-нибудь существенными даже для местного бюджета ПГ. Если рассчитать удельные вклады трех ПГ в

¹ В отличие от обычно используемого термина “нетто-поток”, который подразумевает, в основном, газообмен биоты, принятый здесь термин “валовый поток” включает также абиотические процессы поглощения и выделения CO₂ на леднике.

² Положительные значения потоков обозначают нетто-источник газов для атмосферы, отрицательные – сток из атмосферы.

³ При пересчете в CO₂-эквивалент для метана принят коэффициент 25, для закиси азота 298 (IPCC, 2021).

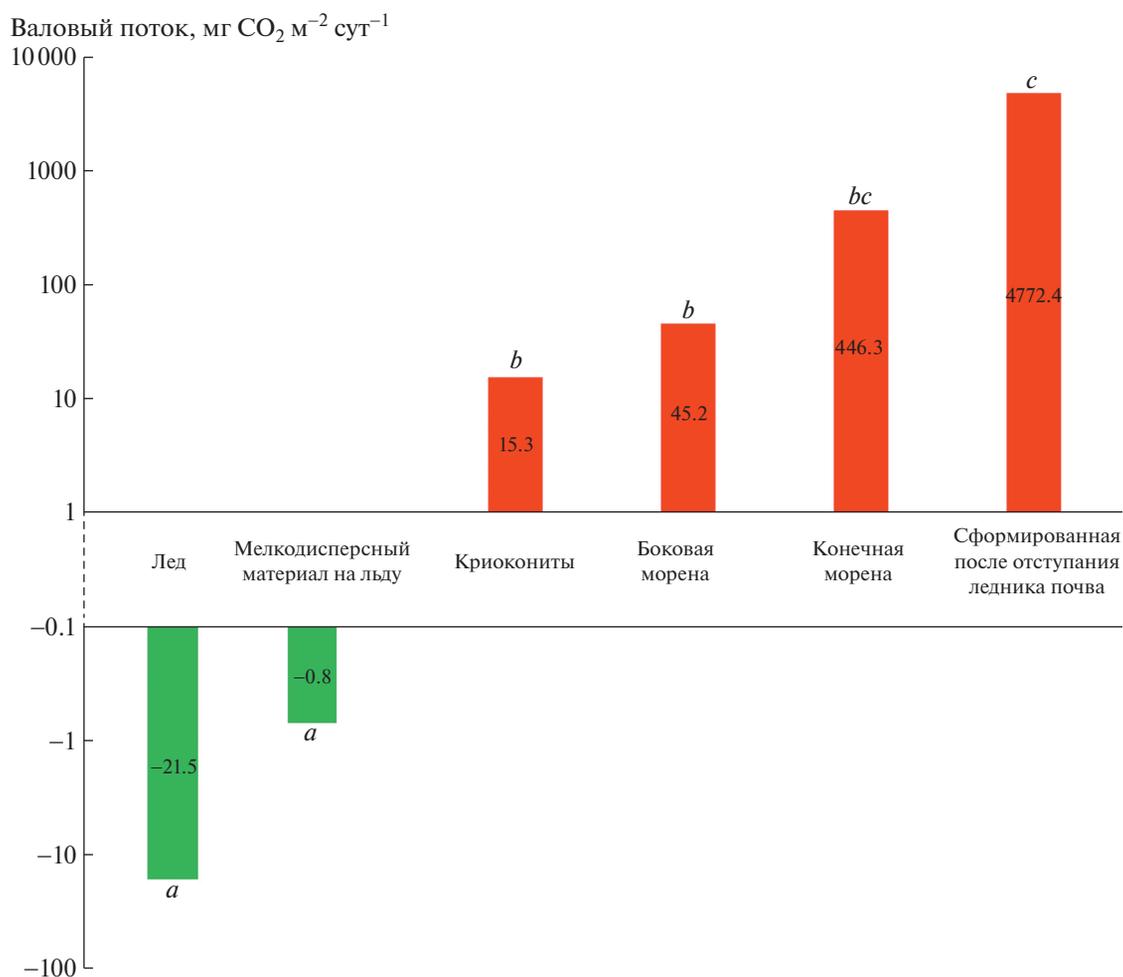


Рис. 1. Валовые потоки CO₂ в экосистемах горного ледника, ранжированные по возрастанию (Алтай, Левый Актру, 2021). Положительные значения обозначают источник CO₂ для атмосферы (красный цвет), отрицательные – сток из атмосферы (зеленый). Положительные значения отложены по логарифмической шкале, отрицательные – по шкале $-\lg(\text{abs}(y))$. Разные латинские буквы соответствуют значимым различиям средних (Манна–Уитни, $p < 0.05$), одинаковые говорят об отсутствии попарных различий.

CO₂-эквиваленте, то оказывается, что более 99% общего эффекта обеспечивается диоксидом углерода.

На поверхности льда несомненна лидирующая роль вещества КК в общем обмене ПГ. Если для современной поверхности ледника средневзвешенный по площади валовый поток всех ПГ составляет около -1.8 мг CO₂-экв. м⁻² сут⁻¹, что соответствует 6% площадному присутствию КК, то при постепенном увеличении их проективного покрытия в процессе таяния поток может возрасти до 16 мг CO₂-экв м⁻² сут⁻¹. Поскольку масса КК на леднике в ходе абляции активно увеличивается, что особенно заметно в нижней зоне ледника, это подчеркивает их потенциальный вклад в обменные процессы в ходе потепления.

Для валовых потоков CO₂ наиболее значимые корреляции отмечаются с абсолютной высотой

($r = -0.83$, $p < 0.01$), площадным присутствием КК ($r = +0.55$, $p < 0.01$) и уклоном ($r = -0.48$, $p < 0.01$). Отрицательная связь с уклоном объясняется смывом мелкозема и органического вещества на более выраженных склонах. Нетто-поток метана наилучшим образом связан с теми же переменными. По закиси азота данных получено пока недостаточно; значимая корреляция для ее потоков установлена только с абсолютной высотой. Кроме того, отмечаются средние или высокие корреляции потоков трех ПГ между собой. Это показывает, что их обмен в значительной мере подчиняется общим факторам. Множественный линейный пошаговый регрессионный анализ для трех ПГ в зоне влияния ледника на основе того же набора количественных переменных показал, что для валовых потоков диоксида углерода наиболее значима модель, построенная по абсолютной высоте и величине уклона ($R^2 = 0.30$). Аналогичная модель, по-

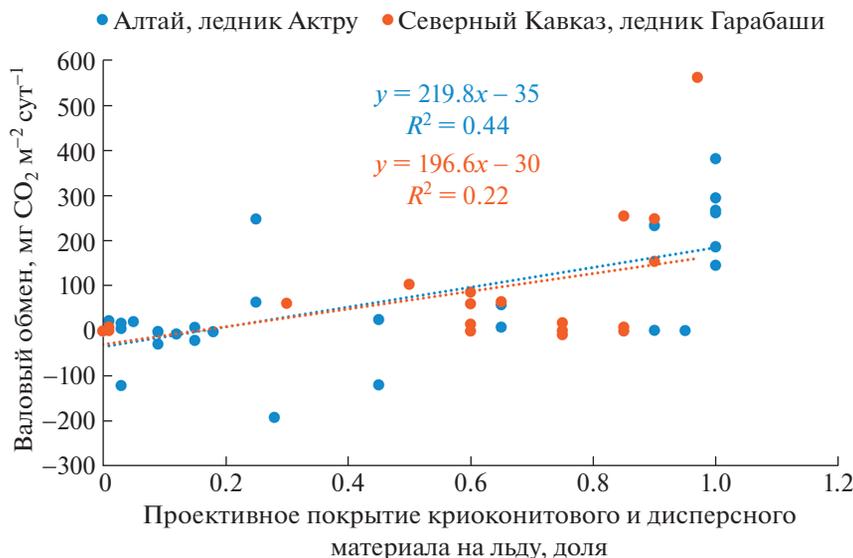


Рис. 2. Зависимость валовых потоков CO_2 от проективного покрытия криоконитового и дисперсного материала на поверхности исследованных ледников. Приведены линейные регрессии и их коэффициенты детерминации.

лученная для нетто-потоков CH_4 , имеет большую объясняющую способность ($R^2 = 0.54$). В этом случае значимы абсолютная высота и проективное покрытие растений. Для N_2O значимой модели построить не удалось, что связано, главным образом, с недостатком полевых данных. Для оценки совместного влияния количественных и

качественных переменных был проведен анализ с использованием методов DistLM и PERMANOVA [1]. Из всего набора переменных для CO_2 наиболее важен тип экосистемы, который объясняет 73–76% дисперсии, а для метана – абсолютная высота местности (37–43%). Для закиси азота важнее всего гранулометрический состав поверхности (32.9%).

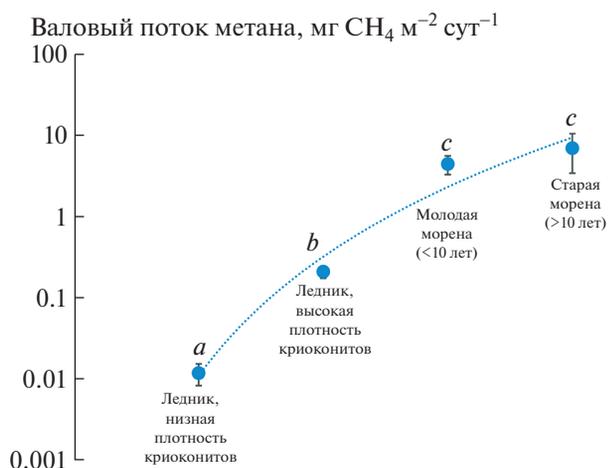


Рис. 3. Валовые потоки метана в экосистемах зоны влияния ледника Гарабаши (Северный Кавказ, 2020). “Низкая плотность криоконитов” на рисунке объединяет участки с долевым проективным покрытием криоконитового и дисперсного материала от 0 до 0.2; “высокая плотность” – от 0.5 до 1. Приведены средние и их стандартные ошибки по логарифмической шкале. Разные латинские буквы соответствуют значимым различиям средних (Манна–Уитни, $p < 0.05$), одинаковые говорят об отсутствии попарных различий.

Несмотря на оптимальную температуру растворения ($+1^\circ\text{C}$), содержание CO_2 в воде, стекающей по поверхности льда, составляет лишь 2.27–3.00 г CO_2 м^{-3} . Расчет для водного $\text{pH} = 7$ при той же температуре, актуальном атмосферном давлении и наблюдаемой концентрации газа в приземном слое дает 5.07 г CO_2 м^{-3} . Таким образом, свежая талая вода вдвое беднее диоксидом углерода по сравнению с водой, находящейся в фазовом равновесии при данных условиях, что может объясняться его пониженным содержанием в тающем льду. Сейчас в процесс абляции включаются слои льда, образовавшиеся в период, когда концентрация CO_2 в атмосфере была существенно ниже. В частности, анализ данных по леднику Гарабаши показывает, что в период наблюдений абляции подвергались слои льда, которые образовались 70–100 л.н., когда атмосферная концентрация диоксида углерода находилась в пределах 303–311 ppm, по сравнению с современной 415 ppm [13]. Поэтому, вероятно всего, нельзя ожидать увеличения концентрации диоксида углерода над ледником за счет его прямого высвобождения из тающего льда. Это подтверждают и прямые измерения газообмена на участках, где мы визуально отмечали пузырьковый выход воз-

духа в ходе таяния, но при этом не было зафиксировано увеличения содержания CO_2 . Содержание метана во всех водных пробах было равно или ниже его расчетной концентрации в воде при межфазовом равновесии при данных условиях, т.е. каких-либо дополнительных источников метана в водных пробах не было зафиксировано.

По расчетам общего баланса, проведенным на основе полевых измерений, спутниковых и аэрофотоснимков высокого разрешения, выяснено, что ледник Актру, в среднем, выделяет со своей поверхности лишь $2 \text{ кг С (CO}_2\text{) км}^{-2} \text{ год}^{-1}$, что можно рассматривать как околонулевой баланс. Для сравнения, по данным [5], годовой баланс мировых ледников находится в пределах $12\text{--}14 \text{ С км}^{-2}$. Тем не менее пространственный диапазон валового обмена CO_2 на исследованных ледниках меняется в очень широких пределах: от крайне вариabельного стока из атмосферы в области аккумуляции (от -17 до $-556 \text{ кг С км}^{-2} \text{ год}^{-1}$) до заметного источника на нижнем окончании области абляции (от 200 до $334 \text{ кг С км}^{-2} \text{ год}^{-1}$). При добавлении к средневзвешенной по площади величине годового валового потока с поверхности ледника вклада примыкающих к нему почвоподобных участков молодых морен полученная величина существенно возрастает ($1015 \text{ кг С км}^{-2} \text{ год}^{-1}$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты характеризуют роль ледников, прежде всего, как консервирующих агентов баланса ПГ в современной биосфере. Сама по себе толща льда в ходе таяния не представляет собой сколько-нибудь заметного источника или стока ПГ, но в результате прогрессирующего отступания ледников из подледных резервуаров формируются все более существенные дополнительные источники биосферно-активных веществ, влияющие на скорость и структуру локального и общего биогеохимического круговорота, и обмена энергии. Масштабы таких изменений требуют дальнейших оценок.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам ИГ РАН В.А. Шишкову, М.А. Бронниковой, А.В. Долгих, Н.С. Мергелову и А.С. Добрянскому за участие в полевых работах.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые исследования выполнены за счет гранта РНФ № 20-17-00212, хроматографический анализ и статистическая обработка проведены по госзаданию ИГ РАН № АААА-А19-119022190169-5 (FMGE-2019-0006) и Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson M.J., Gorley R.N., Clarke K.R.* PERMANOVA+ for PRIMER: Guide to Software and Statistical Methods. Plymouth: PRIMER-E Ltd, 2008. 214 p.
2. *Andrew L.C.* Greenland's Subglacial Methane Released // *Nature*. 2019. V. 565. P. 31–32.
3. *Anesio A.M. and Laybourn-Parry J.* Glaciers and Ice Sheets as a Biome // *TREE*. 2012. 27. 219–225.
4. *Cook J., Edwards A., Takeuchi N., Irvine-Fynn T.* Cryoconite: The Dark Biological Secret of the Cryosphere // *Progress in Physical Geography*. 2016. 40(1). P. 66–111.
5. *Hodson A.J., Anesio A.M., Ng F., et al.* A Glacier Respires: Quantifying the Distribution and Respiration CO_2 Flux of Cryoconite across Arctic Supraglacial Ecosystem // *J Geoph Res*. 2007. 112(G4): G04S36.
6. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)). Cambridge University Press. In Press.
7. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., and Petrakov D.* Volume Changes of Elbrus Glaciers from 1997 to 2017 // *Front. Earth Sci*. 2019. 7:153.
8. *Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., and Khromova T.E.* Modern Deglaciation of the Altai Mountains: Effects and Possible Causes // *Russ. Meteorol. Hydrol*. 2020. 45. P. 368–376.
9. *Wadham J.L., Hawkings J.R., Tarasov L., et al.* Ice Sheets Matter for the Global Carbon Cycle // *Nat Commun*. 2019. 10. 3567.
10. WGMS (2020, updated, and earlier reports). Global Glacier Change Bulletin No. 3 (2016–2017). Zemp M., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Bannwart J., Rastner P., Paul F., and Hoelzle M. (eds.), ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 274 pp., publication based on database version: <https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2019-12>
11. *Zemp M., Huss M., Thibert E., et al.* Global Glacier Mass Changes and their Contributions to Sea-level Rise from 1961 to 2016 // *Nature*. 2019. V. 568. P. 382–386.
12. *Zhang Y., Shichang Kang, Da Wei, Xi Luo, Zhuang-zhuang Wang, Tanguang Gao.* Sink or Source? Methane and Carbon Dioxide Emissions from Cryoconite Holes, Subglacial Sediments, and Proglacial River Runoff during Intensive Glacier Melting on the Tibetan Plateau // *Fund Res*. 2021. 1. P. 232–239.
13. <https://www.co2.earth/co2-ice-core-data>

**RUSSIAN MOUNTAIN GLACIERS IN A “THAWING” WORLD:
FIRST ESTIMATES OF GREENHOUSE GASES EXCHANGE****D. V. Karelin^{a,#}, S. S. Kutuzov^a, S. V. Goryachkin^a,
E. P. Zazovskaya^a, and Academician of the RAS V. M. Kotlyakov^a**^a *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*[#] *E-mail: dkarelin7@gmail.com*

In today's understanding, glaciers represent a large terrestrial biome unique in that it combines autotrophic-heterotrophic ecosystems with the most significant contribution of abiotic processes, and serves as an important supplier of biogenic elements and climatically active substances accumulated over glacial epochs. Biogenic greenhouse gases (GHG) cycling is one of the most important biospheric functions of any large ecosystem. With ongoing warming, ablation processes, especially prominent on mountain glaciers, can have a significant impact on it. Studies conducted on two mountain glaciers located in the European (North Caucasus, 2020) and Asian (Altai, 2021) parts of Russia attempted to estimate the current values of GHG fluxes in the zone of influence of glaciers losing mass under warming. Due to the accumulation of cryoconites on the ice surface, the ablation zones, on average, serve as weak sources of CO₂ for the atmosphere (15.3 mg CO₂ m⁻² d⁻¹), whereas the accumulation zones of glaciers are its weak sinks (−21.5). More significant additional sources of CO₂ (45.2 to 446.3) and methane are the young terminal moraines formed over the last 20 years. Spatial variations in methane fluxes are highly substantial, and its radiative forcing contribution (−0.4 to +225.6 mg CO₂-eq. m⁻² d⁻¹) may be comparable to that of CO₂. Compared to these GHGs, the net fluxes of nitrous oxide in the studied glacial ecosystems are negligible. Taking into account the contribution of young moraines significantly increases the spatial estimate of CO₂ emission on glaciers from 2 to 1015 kg C km⁻² yr⁻¹. It highlights the role of glaciers as preserving biosphere agents of GHG exchange in the atmosphere. In-situ observations of GHG fluxes on Russian glaciers have not been carried out before.

Keywords: supra- and periglacial deposits, cryoconites, soil-like bodies, climate warming, net balance, carbon dioxide, methane, nitrous oxide

УДК 551.510

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭМИССИЙ В ГОРОДЕ ПО СКОРОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕГРАЛЬНОГО СОДЕРЖАНИЯ ПРИМЕСЕЙ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

© 2022 г. С. А. Захарова^{1,*}, член-корреспондент РАН Н. Ф. Еланский^{2,**},
Я. М. Веревкин^{2,***}, М. А. Давыдова^{1,****}

Поступило 08.12.2021 г.

После доработки 27.12.2021 г.

Принято к публикации 11.01.2022 г.

Предложен новый подход к задаче определения плотности эмиссионных потоков антропогенных примесей от распределенных городских источников по скорости роста интегрального содержания примеси в вертикальном столбе атмосферы в утренние часы. Метод основан на использовании сингулярно возмущенной модели типа реакция–диффузия, описывающей вертикальное распределение примеси (оксида углерода) над городом, в сочетании с данными измерений содержания СО в атмосфере над Москвой. Рассчитан вертикальный профиль коэффициента турбулентной диффузии по данным измерений на телевизионной башне “Останкино” и восстановлены вертикальные профили концентрации СО для разных сезонов. С использованием модельных данных рассчитаны среднегодовые эмиссии СО со всей территории г. Москвы. Достоверность полученных значений эмиссий подтверждают сравнения с данными инвентаризации выбросов.

Ключевые слова: загрязнение воздуха, турбулентная диффузия, эмиссии антропогенных примесей, коэффициент турбулентной диффузии, эмиссии оксида углерода

DOI: 10.31857/S268673972205019X

ВВЕДЕНИЕ

Практически для всех крупных городов мира актуальной задачей является улучшение качества воздуха. Несмотря на повсеместно действующие системы мониторинга состава атмосферы и развитие численных методов, используемых для усвоения данных наблюдений, до сих пор остаются нерешенными две основные задачи: разработка системы квотирования выбросов от промышленных предприятий и прогнозирование образования на территории города и в его шлейфах экстремальных экологических ситуаций, способных оказать неблагоприятное воздействие на состояние окружающей среды и здоровье людей. Созданные по аналогии с моделями прогноза по-

годы химико–транспортные модели в принципе позволяют реконструировать поля газовых и аэрозольных примесей в атмосфере городов и целых регионов, идентифицировать их источники, оптимизировать систему квотирования выбросов и прогнозировать изменения состава приземного воздуха на 1–2 сут вперед. Но как показывает опыт, в частности, полученный в ходе многолетних международных компаний в Мехико и Париже [1], результаты численного моделирования пока не могут использоваться для практического применения из-за большой степени неопределенности, особенно в случае значительных изменений метеорологических условий и режима работы объектов городской инфраструктуры.

Основным источником неопределенности результатов в расчетах является недостаточно точная используемая в моделях информация о величине, составе, пространственном распределении и временной изменчивости эмиссий химически активных примесей в атмосфере, попадающих с городской территории. Задаваемые в моделях эмиссии берутся из баз инвентаризационных данных, наиболее полные из которых рассчитаны для 40 видов источников и только для ограниченного числа основных загрязняющих веществ [2]. В базы данных вносятся часто несогласующиеся

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Физический факультет, Москва, Россия

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: sa.zakharova@physics.msu.ru

**E-mail: n.f.elansky@mail.ru

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

****E-mail: m.davydova@physics.msu.ru

результаты лабораторных и теоретических исследований, и при этом используются различные косвенные оценки состояния и режима работы источников. Как результат, расхождения в оценках эмиссий ключевых загрязняющих примесей в европейских городах по разным инвентаризациям достигают 200–400% [2], а в Москве, например, для окислов азота ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$) – 300–400% и для метана (CH_4) – 400–800% [3].

Многообразие источников и большое количество вовлеченных в химическую трансформацию газов и видов аэрозолей сильно затрудняют, а часто делают невозможным, проведение прямых измерений эмиссий от каждого конкретного источника. В работах [1, 3, 4] предложен и успешно реализован для Мехико и Москвы метод измерений эмиссий окиси углерода (CO) по скорости ее накопления в вертикальном столбе атмосферы в утренние часы. Метод позволяет получать удельную плотность потока примесей с единицы площади в окрестности места наблюдения. Недостатком метода является необходимость проведения дистанционных спектроскопических измерений общего содержания примеси в толще атмосферы, что для большинства химически активных соединений и, в особенности, летучих органических соединений представляет собой практически нерешаемую задачу. Кроме того, такие измерения могут проводиться только в солнечную погоду, на их результаты сильно влияют городская аэрозольная дымка и изменчивость содержания примеси в свободной тропосфере и стратосфере. Другой подход к оценке эмиссий – применение бокс-модели для усвоения данных наблюдений приземной концентрации примесей на всей сети городских станций и расчета содержания примеси в проходящей через город воздушной массы – представлен в [3]. Но в этом случае можно получить только среднегодовые суммарные по всей территории города значения эмиссий.

В настоящей работе предложен метод определения плотности эмиссионных потоков по скорости изменения содержания примесей в приземном слое атмосферы (ПСА), рассчитанных с помощью сингулярно возмущенных моделей типа реакция–диффузия, описывающих распределения примесей по вертикали [5], и данных наблюдений концентраций примесей на станциях сети Мосэкомониторинга (МЭМ). Применение данного метода позволяет получать ежедневные эмиссии консервативных и химически активных примесей в окрестности каждой станции (количество станций достигло 56 в 2020 г.), необходимого для определения и прогнозирования качества воздуха. Использование численно-асимптотического подхода в сочетании с натурными данными доказало свою эффективность для решения задач переноса консервативной и химиче-

ски активной примеси от локального антропогенного источника [6, 7] а также при решении других обратных задач [8–10].

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭМИССИЙ

С целью определения плотности эмиссионных потоков примесей в атмосферу от распределенных городских источников и суммарной эмиссии от города в целом, может быть использован градиентный метод, применение которого основано на практически непрерывных измерениях вертикальных структур концентраций примесей над территорией города в период, когда происходит интенсивное накопление выбросов в ПСА. Обычно структура вертикального распределения примеси устанавливается с использованием данных наблюдений на высотных мачтах или с помощью шаров-зондов. В Москве круглосуточные измерения вертикальных профилей CO, NO, NO₂ и некоторых других малых примесей в течение многих лет ведутся на телевизионной башне (ТБ) “Останкино” на высотных уровнях 10, 130, 248 и 348 м, а на расположенной вблизи станции МЭМ измерения проводятся на стандартном “нулевом” уровне. Описание приборов и методов измерений представлено в [3]. Определяя изменение интегрального накопления примесей в ПСА в первые утренние часы активизации источников антропогенных выбросов, в частности, в районе “Останкино”, можно рассчитать плотность эмиссионного потока с единицы площади. Если основные источники примесей (транспорт, промышленные предприятия, коммунальные службы и жилой сектор) на территории города распределены равномерно, то плотность потоков можно экстраполировать на всю территорию и оценить интегральные эмиссии от города в целом. Как показал анализ осредненных за год данных измерений на сети станций МЭМ [11], перемешивание примесей в воздушном бассейне Москвы достигается в дневное время в течение 2–3 ч (в среднем за год), и допущение о равномерности распределения может быть использовано для оценки среднегодовых эмиссий от Москвы. На основании этого вывода в [4] рассчитаны среднегодовые эмиссии примесей от Москвы с использованием бокс-модели и данных измерений приземных концентраций.

Однако диагностические и прогностические модели требуют задания эмиссий с высоким пространственным и временным разрешением. В Москве заметного продвижения в этом направлении позволяет добиться использование диффузионной модели для восстановления вертикального распределения оксида углерода (CO) в ПСА по данным наблюдений на телевизионной вышке “Останкино” и на сети станций МЭМ [11]. Очевидно, что для оценки скорости накопления примеси в вертикальном столбе атмосферы и опреде-

ления высоты слоя перемешивания данных наблюдений на 4 уровнях недостаточно. Поскольку СО в данной ситуации можно считать консервативной примесью (время жизни СО в ПСА составляет около одного месяца), то непрерывные по высоте профили его концентрации можно рассчитывать с помощью диффузионной модели [5], не учитывая при этом функцию источника и полагая нижнее граничное условие в виде значения концентрации на уровне земли.

Диффузионная модель [5], используемая при решении обратной задачи восстановления вертикальных профилей коэффициента турбулентной диффузии и вертикального распределения консервативной примеси, имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial c}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(k(z,t) \frac{\partial c}{\partial z} \right), \quad z_0 < z < H(t) \quad t > 0, \\ c(z, 0) &= c^0(z), \quad z_0 \leq z \leq H(0), \\ c(z_0, t) &= c_1(t), \quad \frac{\partial c}{\partial z}(H(t), t) = 0, \quad t \geq 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где $c(z, t)$ – концентрация вещества, $k(z, t) > 0$ – вертикальный коэффициент турбулентной диффузии, $c^0(z)$ – распределение концентрации в момент времени $t = 0$, $c_1(t)$ – распределение концентрации на высоте $z = z_0$, $H(t)$ – ширина АПС. Зависимостью коэффициента $k(z, t)$ от времени на временном интервале в несколько часов можно пренебречь, а в качестве границы $z = H(t)$ выбрать среднее значение \bar{H} функции $H(t)$ на указанном интервале.

В утренние часы в условиях устойчивой или нейтральной стратификации ПСА происходит интенсивное накопление примесей от источников, расположенных в окрестностях пункта наблюдений. Для минимизации влияния адвективного переноса примесей от удаленных источников на окраине и за пределами города, а также горизонтального турбулентного перемешивания, выбирались дни, когда скорость ветра не превышала 2.5 м/с. На основе численно-асимптотического подхода в сочетании с данными измерений концентрации оксида углерода на уровне земли и на четырех высотных уровнях получено решение обратной задачи по восстановлению коэффициента турбулентной диффузии путем использования параметризованного асимптотического приближения решения уравнения (1) в качестве решения прямой задачи (подробное описание алгоритма приведено в [5]). Валидация полученного таким образом распределения $k(z)$ проводится путем сравнения отклонений между данными наблюдений СО на 4 уровнях ТБ “Останкино” и данными, рассчитанными на основе использования асимптотического приближения

Таблица 1. Количество дней в Москве со скоростью ветра не более, чем 2.5 м/с в утренние часы

Год	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
Кол-во дней	88	65	99	98	86	78	90	100

решения задачи (1) с восстановленным профилем $k(z)$. Найденный профиль $k(z)$ для устойчивой или нейтральной утренней стратификации ПСА может быть распространен на всю территорию города, так как величина коэффициента турбулентной диффузии в данных условиях в большей степени зависит от мезометеорологических условий, чем от городской инфраструктуры и состояния подстилающей поверхности. С использованием полученного вертикального профиля коэффициента турбулентной диффузии, данных измерений и асимптотического приближения решения задачи (1) восстановлен вертикальный профиль распределения оксида углерода в окрестности пункта наблюдений. Заметим, что в утренние часы (с 6.00 до 10.00 местного времени) из-за слабого прогрева поверхности земли верхняя граница слоя перемешивания не поднимается выше 348 м.

Для получения пространственного распределения эмиссий над территорией всего города использовались данные со всех станций, входящих в сеть МЭМ и модельные данные. Для анализа были выбраны только рабочие дни недели, поскольку в выходные и праздничные дни величина эмиссий довольно изменчива, и дней с выбранными метеорологическими условиями недостаточно для получения надежных оценок эмиссий. Основываясь на данных недельного цикла концентраций, переведенного в недельный цикл эмиссий, рассчитывались средние эмиссии за теплый (май–сентябрь) и холодный (октябрь–апрель) сезоны, а также среднегодовые их значения. В табл. 1 дано распределение количества дней со слабым ветром (не более, чем 2.5 м/с) в утренние часы (с 6.00 до 12.00) в Москве по годам по данным ближайшей к Останкино метеостанции ВДНХ [12].

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

При восстановлении вертикального профиля коэффициента турбулентной диффузии использовались измерения на четырех высотных уровнях ТБ “Останкино” за период 2007–2014 гг. (без периода задымления города летом 2010 г.) на высотах: 0, 130, 248, 348 м. С целью определения пространственного распределения оксида углерода использовались данные с наземных станций МЭМ [11] и модельные данные, полученные на основе диффузионной модели (1).

Анализ сезонной изменчивости вертикального распределения СО показал, что характер рас-

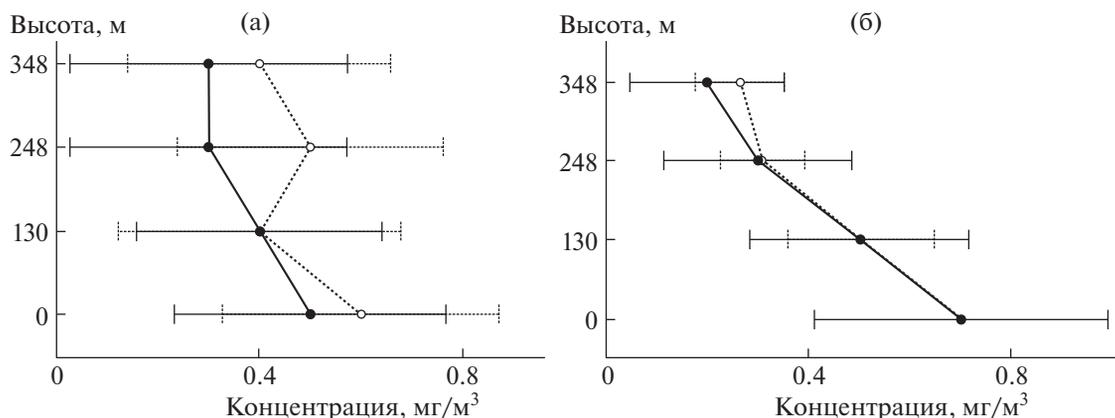


Рис. 1. Средние за период 2007–2014 гг. вертикальные профили концентрации СО на ТБ “Останкино” для теплого (толстая линия) и холодного (тонкая линия) периодов года (а). Сравнение средних значений концентрации СО по натурным (толстая линия) и модельным (тонкая линия) данным (б).

пределения – диффузионный (рис. 1а). В теплый период в утренние часы после разрушения температурной инверсии концентрация СО быстро уменьшается с высотой за счет вертикального перемешивания. В холодный период более продолжительные и частые приземные температурные инверсии способствуют накоплению примесей в приземном воздухе, а повышенные зимой выбросы СО из высоких труб 22 московских ТЭЦ могут приводить к увеличению его концентрации над инверсией, что отражается в осредненных профилях СО (рис. 1а) в виде увеличения концентрации с высотой в слое 130–248 м. Сравнение данных измерений и результатов восстановления вертикального распределения концентрации СО на основе использования диффузионной модели для ТБ “Останкино” приведено на рис. 1б. На ри-

сунке видно, что при выбранных условиях результаты расчетов хорошо согласуются с данными измерений.

В устойчивой малоподвижной воздушной массе в утренние часы (6–8:30 ч) верхняя граница перемешивания не достигает 348 м даже в летнее время, и накопление консервативной примеси в слое 0–348 м вызвано только эмиссиями от городских источников, расположенных в окрестности ТБ “Останкино”. На рис. 2 на участках графика 6:20–8:20 в теплый и 7:00–9:00 в холодный периоды отмечается линейный рост интегрального содержания СО в вертикальном столбе атмосферы, полностью обусловленный работой автотранспорта и других городских источников [1–4]. Но ближе к середине дня активизируются процессы перемешивания в атмосфере, приводящие к поступлению в приземный слой чистого воздуха с более высоких уровней, и начинает сказываться адвективный перенос из-за пределов Москвы, что ведет к снижению концентрации СО в приземном воздухе.

Таблица 2. Средние за период 2007–2014 гг., эмиссионные потоки СО в утренние часы в теплый и холодный периоды (F, мг/м² час) по данным измерений на 4 уровнях ТБ “Останкино” и рассчитанные по диффузионной модели, а также средние за период 2007–2017 гг. интегральные эмиссии СО за теплый и холодный периоды года со всей площади г. Москвы (Q, Ггр)

	Май–сентябрь	Октябрь–апрель
Время линейного роста	6:20–8:20	7:00–9:00
F, по данным измерений	36.3 ± 3.6	37.1 ± 4.2
F, по диффузионной модели	33.1 ± 0.8	33.7 ± 1.2
Q, по данным измерений	185 ± 15	237 ± 13
Q, по диффузионной модели	177 ± 11	227 ± 8

Зная скорость роста содержания СО в столбе в период времени, когда она определяется только действием городских источников, можно определить величину эмиссионного потока F. В табл. 2 приведены осредненные за 2007–2014 гг. значения эмиссионных потоков для теплого и холодного периодов года, полученные по диффузионной модели и по данным измерений на 4 уровнях ТБ “Останкино”. Результаты обработки данных измерений дают заметно большие значения потоков, чем рассчитанные по модели. Но надо учитывать их значительную погрешность, связанную с интерполяцией данных между 4 уровнями, на которых они были получены. Между сезонами различия в утренние часы также небольшие, что заметно и по рис. 2.

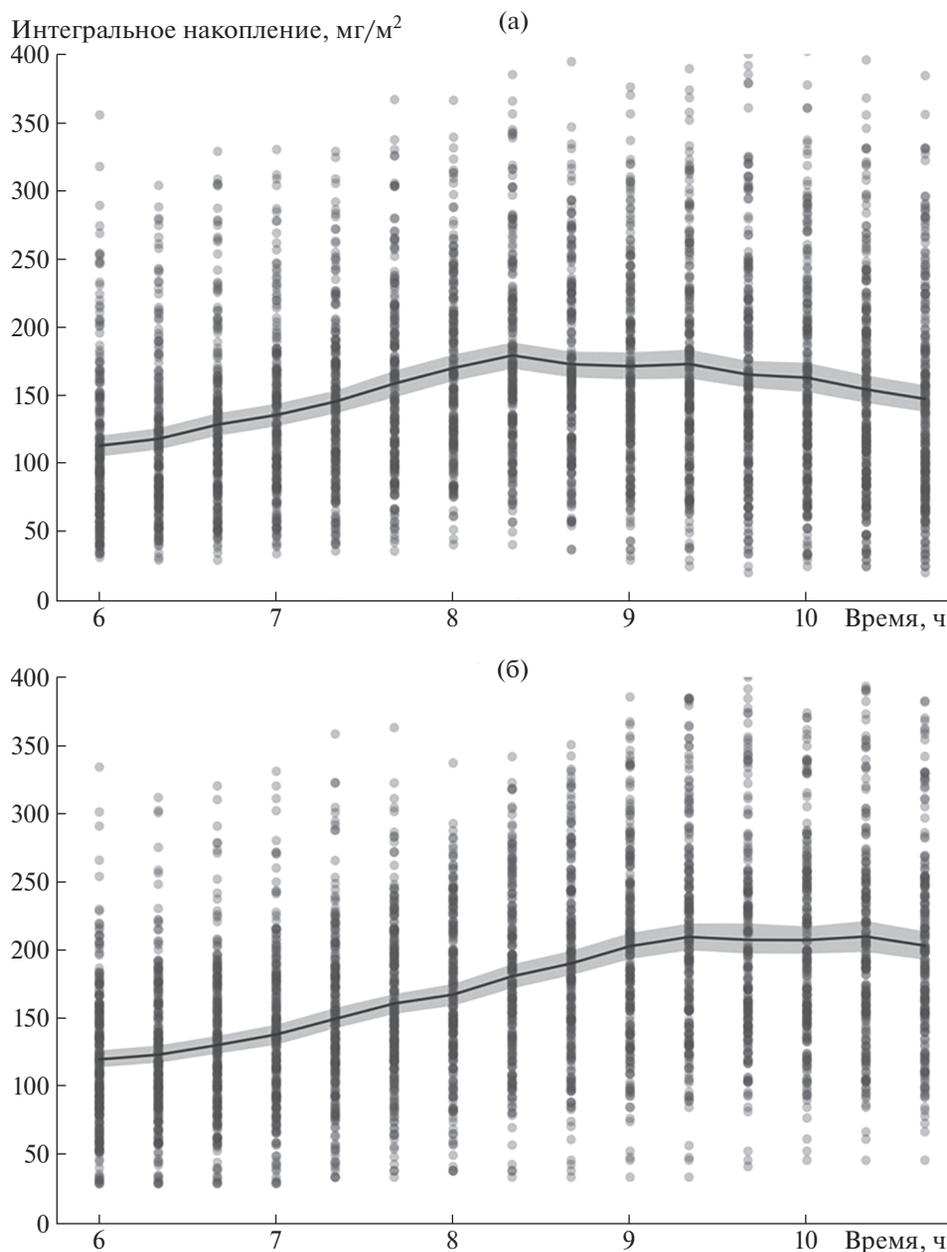


Рис. 2. Утренний временной ход интегрального содержания CO в слое 0–348 м на ТБ “Останкино”: (а) теплый период (май–сентябрь), (б) холодный период (октябрь–апрель) 2007–2014 гг., сплошная линия – среднее интегральное содержание примеси.

Чтобы проследить пространственное распределение эмиссий, были проведены расчеты по диффузионной модели для 20 станций Мосэкомониторинга, расположенных в разных районах Москвы и проводивших измерения CO [11]. Полученные потоки варьируют от 28 до 42 мг/м² ч для теплого и холодного периодов, но радиальное осреднение их говорит о малом изменении от центра города к окраинам. Таким образом, предполагая распределение источников CO, близкое к однородному, можно получить оценку инте-

гральных эмиссий от всего города Москвы в разные периоды года и среднегодовое значение. Для этого необходимо экстраполировать эмиссионные потоки в утренние часы на полные сутки и на всю территорию Москвы.

Для получения среднесуточных значений используется средний суточный ход концентрации CO в теплое и холодное время года и активность автотранспорта в течение суток – его основного источника. Эти оценки сделаны в [4]. Переводной коэффициент от среднечасового потока к

среднесуточному для Москвы равен 16.2 ± 1.6 . Примерно такое же значение получается из анализа инвентаризационных данных TNO [13]. Территория Москвы с прилегающей к Московской кольцевой дороге застроенной территорией Московской области примерно равна 1100 км^2 . Тогда интегральные от города эмиссии для теплого и холодного периодов будут равны 177 ± 11 и 227 ± 8 Ггр, соответственно, а среднегодовые эмиссии 404 ± 19 Ггр. Для сравнения среднегодовая эмиссия для Москвы, рассчитанная с применением бокс-модели по накоплению примеси в проходящей через город воздушной массе для периода 2005–2014 гг., равна 380 Ггр (см. [3]). Похожие значения для Москвы дают расчетные инвентаризации EDGAR v 4.2, EMEP и последняя версия EDGAR v 4.3.1, соответственно, 720, 430 и 440 Ггр в год [14]. Такое совпадение эмиссий обеспечивает валидацию предложенного метода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение численно-асимптотического подхода к решению обратной задачи переноса примеси в сочетании с данными измерений на сети станций мониторинга атмосферы позволяет в короткое время получить достоверную информацию о вертикальных профилях коэффициента турбулентной диффузии и вертикальных профилях распределения ключевых примесей над городом с высоким пространственным и временным разрешением. На основе этого разработан универсальный метод определения плотности эмиссионных потоков, как антропогенного, так и природного происхождения, пригодный для использования на любых территориях. Метод опробован на решении задачи оценки эмиссий наиболее точно измеряемой консервативной примеси CO, преимущественным источником которого является автотранспорт, более или менее равномерно распределенный по всей территории Москвы. Однако метод применим для решения обратных задач переноса химически активных примесей таких, как озон, оксиды азота, летучие органические соединения и др. Особый интерес он представляет для оценки эмиссий от локализованных источников, в том числе для интерпретации данных наблюдений, проводимых на карбоновых полигонах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны руководству и сотрудникам ГПБУ «Мосэкомониторинг» за предоставленный доступ к результатам многолетних наблюдений на сети станций мониторинга атмосферы и помощь в обработке и систематизации данных.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ № 21-17-00210 (анализ данных) и РФФИ № 18-29-10080 (разработка модели).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Stremme W., Grutter M., Rivera C., Bezanilla A., Garcia A.R., Ortega I., George M., Clerbaux C., Coheur P.F., Hurtmans D., Hannigan J.W., Coffey M.T.* Top-down Estimation of Carbon Monoxide Emissions from the Mexico Megacity Based on FTIR Measurements from Ground and Space // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2013. V. 13. № 3. P. 1357–1376.
2. *Kuenen J.J.P., Visschedijk A.J.H., Jozwicka M., Denier van der Gon H.A.C.* Tnomacc ii Emission Inventory; a Multi-year (2003–2009) Consistent High-resolution European Emission Inventory for Air Quality Modeling // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. № 14. P. 10963–10976.
3. *Elansky N.F., Ponomarev N.A., Verevkin Y.M.* Air Quality and Pollutant Emissions in the Moscow Megacity in 2005–2014 // *Atmospheric Environment*. 2018. V. 175. № 2. P. 54–64.
4. *Elansky N.F.* Air Quality and Co-emissions in the Moscow Megacity // *Urban Clim.* 2014. № 8. P. 42–56.
5. *Давыдова М.А., Еланский Н.Ф., Захарова С.А.* О новом подходе к задаче восстановления вертикального коэффициента турбулентной диффузии в пограничном слое атмосферы // *ДАН*. 2020. Т. 490. С. 51–56.
6. *Zakharova S.A., Davydova M.A., Lukyanenko D.V.* Use of Asymptotic Analysis for Solving the Inverse Problem of Source Parameters Determination of Nitrogen Oxide Emission in the Atmosphere // *Inverse Problems in Science and Engineering*. 2021. V. 29. № 3. P. 365–377.
7. *Давыдова М.А., Еланский Н.Ф., Захарова С.А., Постыляков О.В.* Применение численно-асимптотического подхода в задаче восстановления параметров локального стационарного источника антропогенного загрязнения // *Доклады РАН. Математика, информатика, процессы управления*. 2021. Т. 496. С. 34–39.
8. *Davydova M., Zakharova S.* Multidimensional Thermal Structures in the Singularly Perturbed Stationary Models of Heat and Mass Transfer with a Nonlinear Thermal Diffusion Coefficient // *Journal of Computational and Applied Mathematics*. 2021. V. 400. P. 113731.
9. *Lukyanenko D.V., Prigorniy I.V., Shishlenin M.A.* Some Features of Solving an Inverse Backward Problem for a Generalized Burgers Equation // *Journal of Inverse and Ill-Posed Problems*. 2020. V. 28. № 5. P. 641–649.
10. *Lukyanenko D.V., Borzunov A.A., Shishlenin M.A.* Solving Coefficient Inverse Problems for Nonlinear Singularly Perturbed Equations of the Reaction-diffusion-advection Type with Data on the Position of a Reaction Front // *Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation*. 2021. V. 99. 105824.
11. Мосэкомониторинг. 2021. <https://mosecom.mos.ru/>.
12. <https://rp5.ru/>.
13. TNO. 2020. url: <http://www.air.sk/tno/cepmeip/>.
14. <https://eccad3.sedoo.fr/>.

DETERMINATION OF EMISSIONS IN THE CITY BY THE RATE OF CHANGE OF THE INTEGRAL CONTENT OF IMPURITIES IN THE BOUNDARY LAYER OF THE ATMOSPHERE

S. A. Zakharova^{a,#}, Corresponding Member of the RAS N. F. Elansky^{b,##},
Y. M. Verevkin^{b,###}, and M. A. Davydova^{a,####}

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

^bA.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: sa.zakharova@physics.msu.ru

^{##}E-mail: n.f.elansky@mail.ru

^{###}E-mail: yarver@gmail.com

^{####}E-mail: m.davydova@physics.msu.ru

A new approach to the problem of determining the density of emission fluxes of the anthropogenic impurities from the distributed urban sources based on the growth rate of the integral content of impurities in the vertical column of the atmosphere in the morning hours is proposed. The method is based on the use of a singularly perturbed reaction-diffusion model describing the vertical distribution of an impurity (carbon monoxide) over a city, in the combination with measured data on the content of carbon monoxide in the atmosphere over Moscow. The vertical profile of the turbulent diffusion coefficient was calculated based on the measurements on the Ostankino television tower, and the vertical profiles of carbon monoxide concentration were reconstructed for different seasons. Using the model data, the total average annual CO emissions from the entire territory of the city of Moscow were calculated. The reliability of the obtained emission values is confirmed by comparisons with the emission inventory data.

Keywords: air pollution, turbulent diffusion, emissions of the anthropogenic impurities, turbulent diffusion coefficient, carbon monoxide emissions