

ISSN 2686-7397

Том 519, Номер 2

Декабрь 2024



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



СОДЕРЖАНИЕ

Том 519, номер 2, 2024

ГЕОЛОГИЯ

Экзайзийский $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст флогопита из апопикритовых метасоматитов в структуре башкирского мегантиклиниория на Южном Урале

А. В. Рязанцев, Б. Д. Левкова, А. В. Травин 5

Новые данные о возрасте тантало-ниобатов из редкометально-гранитного уксинского дайкового комплекса (Салминский батолит, Карелия)

А. А. Конышев, Н. Г. Ризванова, Н. А. Сергеева 15

Напряжённость магнитного поля земли на рубеже перми-триаса: к вопросу о мезозойском низком диполе

Член-корреспондент РАН Д. В. Метелкин, А. А. Елисеев, В. В. Щербакова, Н. Э. Михальцов, Г. В. Жидков, В. В. Абашев 21

Позднеордовикские и силурийские надсубдукционные комплексы Каракамысского блока (юго-западный Казахстан)

Академик РАН К. Е. Дегтярев, А. А. Третьяков, Е. Б. Сальникова, Н. А. Каныгина, А. Б. Котов, Ю. В. Плоткина, А. М. Федосеенко, К. А. Третьякова 30

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Sm–Nd-возраст колвицкого Fe–Ti–V-месторождения, порьегубский клинопироксенит–верлитовый комплекс, Кольский регион

П. А. Серов, Н. Ю. Грошев 41

ГЕОХИМИЯ

Физико-химические факторы образования грейзеновых оловянных месторождений: новый взгляд на старые вопросы

Академик РАН Л. Я. Аранович, академик РАН Н. С. Бортников, Н. Н. Акинфиев 49

Фазовые соотношения и распределение S, Fe, Co, Ni, Re, Os, Pt между металлическим и сульфидным расплавами в системе базальт–Fe–FeS–C при 1400 °C, 4 ГПа

Н. С. Горбачев, член-корреспондент РАН Ю. Б. Шаповалов, А. В. Костюк, П. Н. Горбачев, А. Н. Некрасов 56

Углеводороды в голоценовых осадках юго-западной части Карского моря

И. А. Немировская, А. В. Храмцова, член-корреспондент РАН С. К. Гулев 62

МИНЕРАЛОГИЯ

Самородное золото псевдорудного облика в меловых конгломератах (Алдано-Становой щит, юго-восток Сибирской платформы)

З. С. Никифорова, А. И. Журавлев, Е. Е. Лоскутов, А. И. Иванов 68

Стабильность карбонатов при субдукции: роль растворения в дегидратационном флюиде

А. Н. Крук, А. Г. Сокол, А. Ф. Хохряков, член-корреспондент РАН Ю. Н. Пальянов 76

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Мелкие млекопитающие местонахождения Таврида (Крым, плейстоцен):
таксономический состав и биохронология

Академик РАН А. В. Лопатин, А. С. Тесаков

83

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Природная среда *Mammuthus trogontherii* на юге Дальнего Востока России
в среднем плейстоцене

П. С. Белянин, Н. И. Белянина

91

Палыгорскитовая минерализация в индских отложениях
Московской синеклизы – следствие региональной и глобальной
палеогеографической перестройки на рубеже перми и триаса

М. П. Арефьев, Е. В. Щепетова, Е. В. Покровская, Б. Б. Шкурский,
Н. Г. Нургалиева, Г. А. Баталин, Б. И. Гареев

97

ГЕОФИЗИКА

О критерии отбора моделей вязкоупругости для описания
неустойчивого поведения геосистем

Е. И. Рыжак, С. В. Синюхина

110

СЕЙСМОЛОГИЯ

Сейсмотектоническая модель очага землетрясения Акетао
25.11.2016 Mw 6.6 (Китай)

В. Н. Морозов, А. И. Маневич

120

Новое землетрясение в центральной части Восточно-Европейской
платформы (район г. Рыбинск)

А. Г. Гоев, Н. Л. Константиновская, И. М. Алёшин,
К. А. Докукина, Р. А. Резниченко, Т. В. Данилова

128

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Дальний атмосферный перенос пыли из Прикаспия
в Арктическую зону Европейской части России в декабре 2023 года

Д. П. Губанова, А. А. Виноградова, Е. И. Котова

133

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Анализ представлений о повышении водоустойчивости почв

Г. Н. Федотов, член-корреспондент РАН С. А. Шоба,
И. В. Горепекин, Д. А. Тарасенко

141

ГЕОБИОЛОГИЯ

Биогеохимическая адаптация метаболизма рыб к снижению
антропогенной нагрузки на субарктическое оз. Имандр

Н. А. Гашкина, член-корреспондент РАН Т. И. Моисеенко

148

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Радионуклиды (^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{137}Cs , ^{90}Sr) в агроэкосистемах
Центрального Черноземья

С. В. Лукин

156

CONTENTS

Vol. 519, no. 2, 2024

GEOLOGY

Ectasian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age of Phlogopite from Apoplastic Metasomatites in the Structure of the Bashkir Meganticlinorium in the South Urals

A. V. Ryazantsev, B. D. Levkova, A. V. Travin

5

New Data on the Age of Ta–Nb Mineralization from the Uuksu Rare-Metal-Granite Dike Complex (Salmi Batholith, Karelia)

A. A. Konyshov, N. G. Rizyanova, N. A. Sergeeva

15

Absolute Geomagnetic Paleointensity at the Permian-Triassic boundary: The Problem of Mesozoic Dipole Low

Corresponding Member of the RAS D. V. Metelkin, A. A. Eliseev, V. V. Scherbakova, N. E. Mikhaltsov, G. V. Zhidkov, V. V. Abashev

21

Late Ordovician and Silurian Supra-Subduction Complexes of Karakamys Block of South-Western Kazakhstan

Academician of the RAS K. E. Degtyarev, A. A. Tretyakov, E. B. Sal'nikova, N. A. Kanygina, A. B. Kotov, Yu. V. Plotkina, A. M. Fedoseenko, K. A. Tretyakova

30

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Sm–Nd Age of the Kolvitsa Fe–Ti–V Deposit, Porya Guba Clinopyroxenite Wehrlite Complex, Kola Region

P. A. Serov, N. Y. Groshev

41

GEOCHEMISTRY

Physico-Chemical Factors Favoring Greisen Tin Deposits Formation: A New Look at the Old Problems

L. Y. Aranovich, N. S. Bortnikov, N. N. Akinfiev

49

Phase Relationships and Distribution of S, Fe, Co, Ni, Re, Os, Pt between Metal and Sulfide Melts in Basalt–Fe–FeS–C System at 1400 °C, 4 GPa

N. S. Gorbachev, Corresponding Member of the RAS Yu. B. Shapovalov, A. V. Kostyuk, P. N. Gorbachev, A. N. Nekrasov

56

Hydrocarbons in Holocene Sediments of the Southwestern Part of the Kara Sea

I. A. Nemirovskaya, A. V. Khramtsova, Corresponding Member of the RAS S. K. Gulev

62

MINERALOGY

Native Gold of Pseudo-Ore Habit in the Cretaceous Conglomerates (Aldan-Stanovoy Shield, South-East of the Siberian Platform)

Z. S. Nikiforova, A. I. Zhuravlev, E. E. Loskutov, A. I. Ivanov

68

Stability of Carbonates during Subduction: the Role of Dissolution in Dehydration Fluids

A. N. Kruk, A. G. Sokol, A. F. Khokhryakov, Corresponding Member of the RAS Yu. N. Palyanov

76

PALEONTOLOGY

Small Mammals from the Taurida Locality (Crimea, Pleistocene):
Systematic Composition and Biochronology

Academician of the RAS A. V. Lopatin, A. S. Tesakov

83

PALEOGEOGRAPHY

Natural Environment of the *Mammuthus trogontherii* in the South
of the Russian Far East in the Middle Pleistocene

P. S. Belyanin, N. I. Belyanina

91

Palygorskite Mineralization in the Induan Sediments of the Moscow
Syneclyse as an Effect of Regional and Global Paleogeographic Change
around the Permian-Triassic Boundary

*M. P. Arefiev, E. V. Shchepetova, E. V. Pokrovskaya, B. B. Shkurskii,
N. G. Nurgalieva, G. A. Batalin, B. I. Gareev*

97

GEOPHYSICS

On the Criterion for Selecting the Models of Viscoelasticity for Description
of the Unstable Behavior of Geosystems

E. I. Ryzhak, S. V. Sinyukhina

110

SEISMOLOGY

Seismotectonic Model of Aketao Earthquake Focal Zone 25.11.2016 Mw 6.6 (China)

V. N. Morozov, A. I. Manevich

120

New Earthquake in the Central Part of the East European Craton
(in the Vicinity of Rybinsk Town)

*A. G. Goev, N. L. Konstantinovskaya, I. M. Aleshin,
K. A. Dokukina, R. A. Reznichenko, T. V. Danilova*

128

ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

Long-Range Atmospheric Transport of Dust from the Caspian Sea Region
to the Russian Arctic in December, 2023

D. P. Gubanova, A. A. Vinogradova, E. I. Kotova

133

SOIL SCIENCE

Analysis of Views about Increasing the Water Stability of the Soil

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

141

GEOBIOLOGY

Biogeochemical Adaptation of Fish Metabolism to the Reduction
of Anthropogenic Load on the Subarctic Lake Imandra

N. A. Gashkina, Corresponding Member of the RAS T. I. Moiseenko

148

GEOECOLOGY

Radionuclides (^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{137}Cs , ^{90}Sr) in Agroecosystems
of the Central Chernozem Region

S. V. Lukin

156

ЭКТАЗИЙСКИЙ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ВОЗРАСТ ФЛОГОПИТА ИЗ АПОПИКРИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В СТРУКТУРЕ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2024 г. А. В. Рязанцев¹, Б. Д. Левкова¹, А. В. Травин²

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 17.05.2024 г.

Поступило 17.05.2024 г.

После доработки 29.07.2024 г.

Принято к публикации 31.07.24 г.

В центральной части Башкирского мегантиклиория распространены тела интрузивных пород основного состава низкотитанистого (LTi) типа (< 1 вес. % TiO_2), которые представлены пикритами, пикродолеритами и метасоматическими апопикритовыми породами. По пикритам образованы карбонат-тальковые и хлорит-кварцевые с флогопитом, кальцитом и доломитом породы. Из метасоматитов выделен флогопит. По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследований флогопита получено плато с возрастом 1356 ± 16 млн лет. Пикриты предположительно претерпели метасоматоз, связанный с ранними послемагматическими процессами и метасоматоз не оторван по времени от внедрения пикритов. Близкие значения возраста известны для ряда интрузивных тел на севере Башкирского мегантиклиория, относящихся к HTi-типу. Полученные данные свидетельствуют в пользу того, что интрузии с породами LTi- и HTi-типа формировались синхронно, по крайней мере, на поздней стадии мезопротерозойской магматической активности.

Ключевые слова: Южный Урал, метасоматизм, магматический протолит, рифей, эктазий, мезопротерозой, пикриты, плюмы, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст флогопита

DOI: 10.31857/S2686739724120018

ВВЕДЕНИЕ

В структуре Башкирского мегантиклиория (БМА) (рис. 1) проявления внутриплитного рифейского магматизма приурочены к основанию ниже- и среднерифейских толщ, а также находятся внутри разреза верхнего рифея [3, 4, 7, 10, 15].

Наиболее полно изучены среднерифейские комплексы, к которым относятся вулканиты кислого и основного состава, базитовые дайки, гранитоидные массивы. Проявления этого магматизма рассматриваются, как “машакское магматическое событие”, связанное с внутриконтинентальной плюмовой активностью [9, 10, 11, 13–15, 17, 18].

Базиты, относящиеся к “машакскому событию”, которые, в основном, слагают силлы и дайки, представлены двумя петрохимическими

типами – высокотитанистыми (HTi-тип) и низкотитанистыми (LTi-тип), формирование которых связывается с различными мантийными источниками [9]. Многочисленные изотопные датировки получены для HTi-базитовых интрузий в интервале 1385 ± 1.4 – 1349 ± 11 млн лет [9–11, 13, 15, 18]. Единственная Sm–Nd-датировка со значением возраста 1291 ± 67 млн лет получена для LTi-ишлинских пикритов [9, 12]. В связи со значительным отличием этих датировок была обозначена необходимость проведения дополнительных изотопно-геохронологических исследований LTi-базитов для достоверной оценки существования временного разрыва между внедрением LTi- и HTi-пород [9].

На востоке БМА, в районе села Ишля, на площади распространения нижнерифейской (калимийской) суранской свиты устанавливаются тела пикритов, пикродолеритов и габбродолеритов (см. рис. 1 А). Все породы относятся к LTi-типу. В обрыве на р. Сюрюнзяк обнаружено межпластовое тело метасоматически измененных LTi-метабазитовых пород, обогащенных тальком и флогопитом. Задачами проведенных исследований является установление состава

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт геологии и минералогии Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

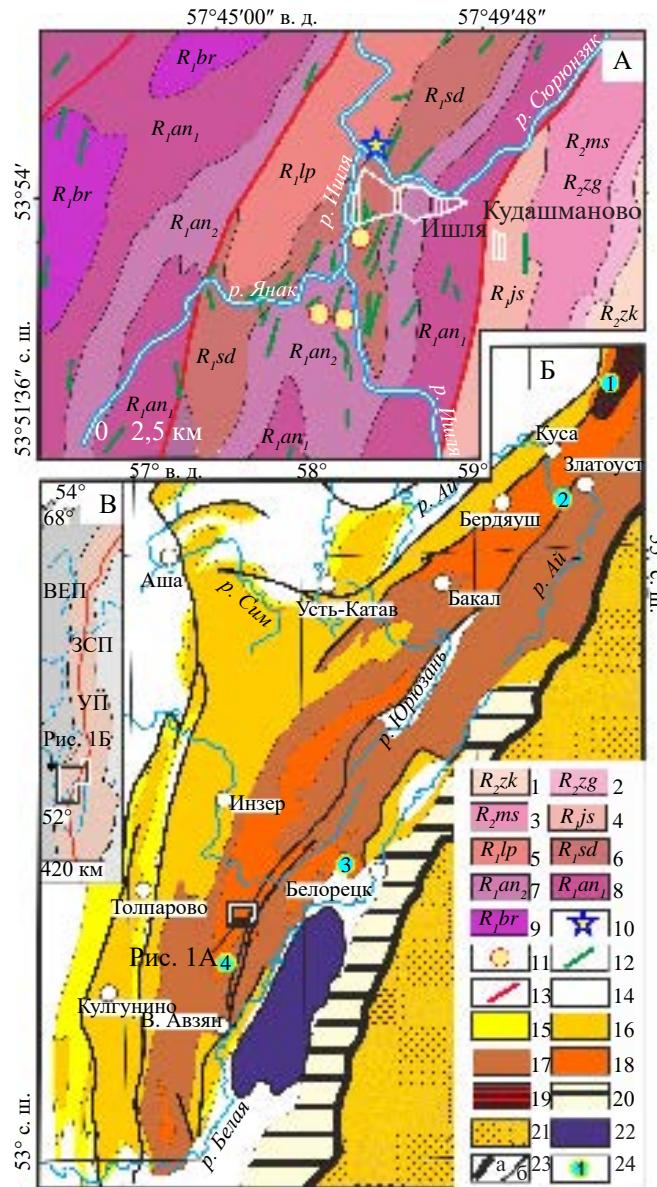


Рис. 1. Схема распространения мafитовых и ультрамafитовых даек и силлов в районе с. Ишля на востоке Башкирского мегантиклинория (А) (составлено с использованием материалов [8]), схема Башкирского мегантиклинория (Б) по [2] с изменениями, схема Уральского складчатого пояса (В). 1–3 – средний рифей: 1 – зигазино-кремировская свита (R_2zk), углеродистые сланцы, алевролиты, песчаники, карбонаты, 2 – зигальгинская свита (R_2zg), кварциты, кварцитовидные песчаники, сланцы, 3 – машакская свита (R_2ms), базальты, конгломераты, песчаники, филлиты; 4–9 – нижний рифей: 4 – юшинская свита (R_1js), углисто-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, 5–9 – суранская свита: 5 – лапыштинская подсвита (R_1lp), известняки, доломиты, 6 – сердаукская подсвита (R_1sd), глинистые и углисто-глинистые сланцы, прослои известняков, доломитов, 7–8 – ангастакская подсвита, верхняя толща (R_1an_2), сланцы и песчаники с прослойями железнистых карбонатов (7), нижняя толща (R_1an_1) – алевролиты, сланцы серицит-глинистые, мергели, известняки, доломиты (8), 9 – бердагуловская подсвита (R_1br), глинистые, углисто-глинистые сланцы, алевролиты, доломиты, известняки; 10 – метасоматиты по пикритам; 11 – участки распространения пикритов; 12 – силлы и дайки габбродолеритов; 13 – разломы; на схеме (Б): 14 – палеозойские толщи; 15 – ашинская серия, венц; 16–17 – толщи рифея: 16 – терминального и верхнего нерасчлененных; 17 – среднего, 18 – нижнего; 19 – архейско-протерозойские образования тараташского комплекса; 20 – палеозойские и допалеозойские толщи зоны Уралтау; 21 – комплексы Магнитогорской мегазоны; 22 – оphiолиты; 23 – разломы: а – Главный уральский, б – прочие; 24 – точки датированных комплексов (пояснения в тексте); на схеме (Б): УП – Уральский складчатый пояс, красная линия – Главный уральский разлом; ВЕП – Восточно-Европейская платформа и, на севере, Тимано-Печорская плита (ТПП); ЗСП – Западно-Сибирская плита; полигоном показано положение территории рис. 1 Б.

метасоматических пород, сравнение его с составом ассоциирующих пикритов и габбродолеритов, для получения данных о протолите метасоматитов, установление возраста метасоматитов и их связи с мезопротерозойским магматизмом.

Исследование минерального состава базитов и метабазитов проводилось с помощью СЭМ TESCAN VEGA3 LMH в Геологическом институте (ГИН РАН) и TESCAN MIRA LMS в Институте физики Земли РАН. Определения содержаний главных элементов в породах выполнены рентгено-флуоресцентным методом в ГИН РАН. Содержания редких элементов в породах определены методом ICP-MS в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН. Абсолютный возраст по слюдам определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом датирования в ИГМ СО РАН путём ступенчатого нагрева образца и поэтапным анализом изотопного состава выделенного аргона.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Структурное положение тел интрузионных пород. Суранская свита нижнего рифея сложена углеродисто-карбонатными, карбонатно-углеродистыми филлитами и карбонатными породами. Верхняя часть разреза свиты в районе с. Ишля (см. рис. 1) слагает относительно ненарушенное крыло синклинали (азимут падения СЗ 295, $\angle 30$). Интрузивные базиты, распространённые в этом районе, относятся к юшинскому, лапыштинскому, или ишлинскому комплексам [2, 4, 8, 9]. Мы называем комплекс ишлинским. Интрузивные породы слагают силлы, или тела неясного структурного положения на плохообнаженных залесенных участках. В обрывах на правом берегу р. Сюрюнзяк обнажается межпластовое тело метасоматических пород мощностью 0.8–0.9 м. Оно залегает среди углеродистых филлитовых сланцев и известковых углеродистых алевролитов сердаукской подсвиты суранской свиты и протягивается в обнажении на 400 м. В 30 м структурно выше тела метасоматитов среди углеродистых пород залегает силл габбродолеритов. Южнее, на окраине с. Ишля, в лесу распространены выходы нескольких линейных тел габбройдов. Здесь же распространены пикриты, которые описаны в работе [9, 12]. Нами установлено, что пикриты слагают автолиты шаровидной и караваеобразной формы размером от первых сантиметров до 1.5 м. Автолиты пикритов

располагаются в коре выветривания по габбродолеритам, а ниже по склону образуют коллювиальные развалы, залегающие на кварцо-сланцах суранской свиты.

Петрографическое описание. Дополняя описание базитов низкотитанистого типа [9], распространённых в районе с. Ишля, можно отметить, что пикриты, слагающие автолиты в габбродолеритах, имеют порфировидные структуры, неравномерно-зернистые, с идиоморфными и субдиоморфными кристаллами оливина (20–40 об. %) и клинопироксенов (40–60 об. %). Содержание ксеноморфных зерен плаутила (лабрадора) – до 10–15 об. %. Второстепенные минералы – флогопит, Mg-биотит и роговая обманка. Аксессорные минералы – апатит, ильменит, титаномагнетит, магнетит, хромшпинелиды. Кроме того, присутствуют пирит, халькопирит, никелин. В крупных нодулях пирита наблюдаются включения кристаллических сростков чвилеванита ($\text{Na}(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Zn}_2\text{S}_4)$, хенглейнита ($(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})\text{S}_2$). Отмечаются торит, Sc-содержащие ториевые минералы [4].

Долериты и габбродолериты имеют офитовую, пойкилитовую и габбро-офитовую структуры. Главные минералы – авгит и плаутил, среди второстепенных минералов – биотит, амфибол. Кварц и калиевый полевой шпат образуют мелкие (2–3 мм) скопления граноформового агрегата. Среди аксессорных минералов присутствуют титанит, апатит, магнетит, титаномагнетит, ильменит [9]. В силле габбродолеритов на р. Сюрюнзяк локально, вблизи эндоконтактов проявлены вторичные изменения. В измененных разностях, в которых сохранился первичный клинопироксен ($\text{Enst}_{53-57}\text{Fslt}_{20-16}\text{Woll}_{27}$), основной объем занимает хлорит, в меньшей степени – альбит, эпидот, кварц. Полностью преобразованные габбродолериты имеют порфиробластовую структуру. Порфиробласти представлены аннитом ($\text{Phl}_{29-49}, \text{Ann}_{17-21}, \text{Sid}_{34-20}, \text{Eas}_{20-9}$), Fe- и Fe-Mg-роговой обманкой, гастингситом, кальцитом. В основной массе преобладают хлорит, альбит ($\text{Alb}_{95-97}, \text{An}_{5-3}$), эпидот, алланит, актинолит, мусковит ($\text{Sid}_{29-32}, \text{Eas}_{68-71}$), редко – кварц. Аксессорные – титанит, магнетит, титаномагнетит.

Занимающее нижнее структурное положение тела метасоматитов на р. Сюрюнзяк имеет не-постоянный состав по мощности и по простиранию. В средней части тела метасоматитов (0.5 м) преобладает тальковый агрегат, с включениями кварца, в котором размещаются порфиробласти кальцита (рис. 2 А). В кровле и в подошве около 0.2 м залегают породы с порфиробластами

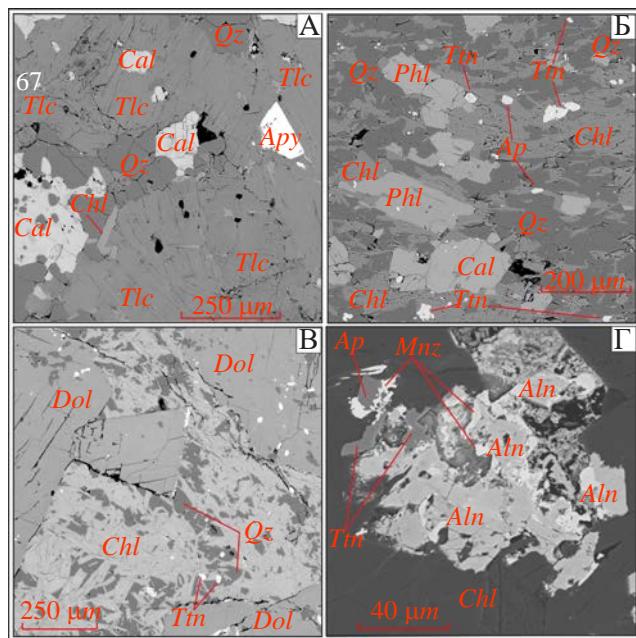


Рис. 2. BSE СЭМ-изображения участков шлифов апопикротовых метасоматитов. А – пробы 2283/2, Б – пробы 2283/1, В – пробы 2298; Г – пробы Б2338. Аббревиатуры минералов по [19]: *Qz* – кварц, *Bt* – биотит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Tm* – титанит, *Ap* – апатит, *Tlc* – тальк, *Apy* – арсенопирит, *Dol* – доломит, *Aln* – алланит, *Mnz* – монацит.

Таблица 1. Содержания петрогенных окислов (вес. %), редких и рассеянных элементов (г/т) в породах ишлинского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	39.58	40.87	34.05	42.73	42.92	45.06	45.75	46.51	45.93	46.94	41.92	49.30
TiO ₂	0.50	0.57	0.36	0.53	0.42	0.40	0.45	0.48	0.44	0.45	0.38	0.41
Al ₂ O ₃	10.46	11.72	7.83	11.71	12.94	7.47	10.01	10.23	9.78	10.82	10.24	12.52
Fe ₂ O ₃	3.32	1.71	4.16	2.54	2.57	6.55	3.29	3.45	4.78	3.48	4.43	2.06
FeO	5.96	6.53	5.12	6.58	6.13	7.35	9.54	8.49	7.63	7.76	8.97	8.56
MnO	0.07	0.07	0.09	0.06	0.07	0.18	0.18	0.19	0.21	0.14	0.17	0.14
MgO	15.52	15.06	17.48	15.94	14.02	23.66	22.78	22.28	22.81	12.17	19.83	14.89
CaO	10.91	9.61	15.08	8.03	8.16	5.94	4.82	5.30	5.31	9.24	7.55	7.17
Na ₂ O	0.05	0.03	0.06	0.62	1.44	0.89	0.95	1.00	0.73	2.45	0.24	0.81
K ₂ O	0.34	0.36	0.02	0.13	0.02	0.43	0.46	0.51	0.39	0.17	0.07	0.71
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.06	0.07	0.14	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07
п.п.п.	13.07	13.22	15.63	11.04	11.08	1.77	1.66	1.44	1.78	6.22	5.77	3.21
Сумма	99.85	99.80	99.94	99.98	99.92	99.77	99.95	99.95	99.85	99.90	99.65	99.85
Li	32.6	40.1	23.6	39.4	52.2	12.5	6.5	6.6	11.8	29.5	49.1	22.1
Be	0.77	0.92	0.48	0.69	0.80	0.28	0.35	0.39	0.28	0.48	0.37	0.35
Sc	28.5	30.6	26.5	31.7	25.9	24.4	20.5	22.3	22.9	46.5	23.7	32.0
V	178	185	159	232	162	143	117	127	127	287	168	171

флогопита (Phl_{18-21} , Ann_{50-54} , Sid_{7-9} , Eas_{18-24}), погруженными в кварц-хлоритовый агрегат (рис. 2 Б). Содержание порфиробластов флогопита в породе до 8 об. %. По простирианию в породе в отдельных линзах в кварц-хлоритовом матриксе преобладают порфироблазты доломита (рис. 2 В). Аксессорные минералы во всех разностях представлены титанитом, апатитом, рутилом, хром-шпинелью. Кроме того, присутствуют арсенопирит, пирит, халькопирит, никелин. В отдельных образцах установлены пофироблазты алланита с каймами монацита (рис. 2 Г).

Вмешающие породы на экзоконтакте с телом метасоматитов локально несут признаки метасоматических преобразований на мощности первые сантиметры. При этом в алевролитах с карбонатным цементом наблюдаются крупные – до 0,5 см порфироблазты хлорита.

Петролого-геохимические особенности. Содержания петрогенных окислов, редких и рассеянных элементов в породах ишлинского комплекса приведены в табл. 1.

Пикриты и пикродолериты относятся к толеитовой серии. На диаграмме TAS фигуративные точки пикритов и пикродолеритов, габродолеритов располагаются в поле базальтов,

Таблица 1. Окончание

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cr	868	922	1124	1036	109	1786	1129	1132	2190	1233	1359	1267
Co	33.8	42.7	63.6	35.7	9.7	89.0	120	99.2	113	51.8	74.5	55.2
Ni	343	386	605	396	188	934	1723	1477	1332	270	757	414
Cu	< ПО	5.9	97.5	< ПО	5.2	64.1	364	154	52.2	75.6	108	64.4
Zn	135	145	149	156	153	62.3	60.6	60.0	69.0	79.3	112	55.4
Ga	11.5	12.5	9.7	12.9	12.4	8.1	7.6	8.1	7.1	11.4	11.3	10.5
Rb	42.7	71.1	1.9	13.6	1.3	15.3	13.8	15.1	12.5	13.6	7.5	19.8
Sr	116	125	141	92.8	89.1	66.8	76.8	86.1	84.3	59.5	25.1	50.0
Y	11.9	11.5	11.1	13.2	20.8	9.4	9.4	10.1	7.9	11.6	12.1	11.0
Zr	31.4	30.9	31.0	43.3	66.2	49.3	45.5	46.8	40.4	26.2	35.2	35.2
Nb	2.2	2.4	1.7	2.7	2.9	2.9	3.3	3.4	2.2	2.0	2.6	2.5
Mo	5.1	8.1	0.31	1.8	0.31	0.47	0.22	0.22	0.30	1.2	0.78	0.70
Cs	25.6	39.7	3.9	9.4	3.2	102	127	133	92.5	18.2	6.3	120
Ba	3.6	4.6	5.2	5.1	17.2	6.3	7.5	7.7	5.3	4.2	4.8	6.8
La	8.7	9.6	11.4	11.2	33.6	13.9	16.4	17.1	11.2	9.9	11.3	14.2
Ce	1.1	1.2	1.4	1.5	4.1	1.6	1.9	2.0	1.3	1.3	1.5	1.7
Pr	5.6	5.9	6.2	7.0	17.0	6.9	8.0	8.3	5.6	6.0	7.3	7.1
Nd	1.7	1.7	1.7	2.2	4.1	1.7	1.8	2.0	1.4	1.7	2.1	1.8
Sm	0.65	0.65	0.76	0.89	0.97	0.45	0.50	0.51	0.40	0.57	0.84	0.48
Eu	2.0	2.0	2.0	2.5	4.2	1.8	1.9	2.0	1.5	2.1	2.4	1.9
Gd	0.38	0.37	0.36	0.44	0.73	0.32	0.32	0.34	0.26	0.38	0.42	0.35
Tb	2.3	2.2	2.2	2.6	4.2	1.9	1.9	1.9	1.6	2.4	2.5	2.1
Dy	0.49	0.47	0.46	0.53	0.83	0.40	0.40	0.42	0.33	0.50	0.52	0.46
Ho	1.5	1.5	1.4	1.6	2.4	1.2	1.2	1.3	1.0	1.5	1.6	1.4
Er	0.20	0.20	0.20	0.20	0.30	0.17	0.17	0.17	0.14	0.19	0.21	0.19
Tm	1.4	1.4	1.4	1.3	2.0	1.2	1.2	1.3	1.0	1.3	1.5	1.4
Yb	0.20	0.20	0.21	0.17	0.24	0.18	0.18	0.19	0.16	0.19	0.22	0.20
Lu	0.89	0.81	0.85	1.1	1.8	1.4	1.2	1.3	1.1	0.76	1.0	1.1
Hf	0.20	0.15	0.15	0.23	0.27	0.24	0.25	0.25	0.18	0.30	0.25	0.21
Ta	0.44	0.72	0.050	0.15	0.018	0.12	0.13	0.12	0.086	0.15	0.14	0.12
Pb	7.1	6.1	7.3	9.8	9.1	3.2	7.3	4.8	3.4	1.5	8.5	2.0
Th	0.087	0.083	0.22	0.099	0.10	0.023	0.23	0.085	0.018	0.089	0.15	0.031
U	0.92	1.0	0.90	1.2	2.3	1.6	1.7	1.9	1.4	1.0	1.2	2.1

Примечание. Номера проб и места их отбора, породы: 1–5 – апопикретовые метасоматиты межпластиового тела, правый берег р. Сюрюнзяк: 2283/1 (1), 21120 (2) – с порфиробластами флогопита, верхняя часть межпластиового тела, 2282/2 (3) – с пофиробластами кальцита и с тальком, средняя часть межпластиового тела, 2283/3 (4) – с порфиробластами флогопита, нижняя часть межпластиового тела, 2283/4 (5) – монацит- и алланит- содержащие метасоматиты; 6–9 – пикреты автолитов в габбродолеритах, южная окраина с. Ишля: 2284 (6), 21119А (7), 21119Б (8) – без порфиробластов рудных минералов, 22119АА (9) – с обильными хрошпинелидами и сульфидами; 10–12 – габбродолериты: 2280 (10), 2280/1 (11) – правый бер. р. Сюрюнзяк, 21116 (12) – южная окраина с. Ишля. ПО – порог определения.

а метасоматитов – в полях базальтов и пикритов. Во всех породах TiO_2 менее 0,7% (LTi-тип). $Mg\# = (MgO/(MgO + FeO^*))$ в пикритах 0,8–0,81, в габбродолеритах и в пикродолеритах 0,64–0,77, в метасоматитах 0,77–0,83. В пикритах содержание MgO , при пересчете общего состава на 100%, превышает 18%, и они, согласно классификации [16], соответствуют коматитам.

Проба тальк-содержащих метасоматитов с порфиробластами кальцита отличается недодыщенностю SiO_2 (34,1%) по сравнению с другими пробами и наибольшими содержаниями CaO (15,08%).

На спайдер-диаграммах распределение элементов в пробах метасоматитов, пикродолеритов и габбродолеритов и пикритов сходно (рис. 3). Сравнение ишлинского комплекса с другими долерит-пикритовыми комплексами БМА показывает сходство в распределении РЗЭ с породами шатакского комплекса в основании среднего рифея [2]. Для шатакского комплекса, как и для ишлинского, характерны низкие содержания РЗЭ (см. рис. 3). Единственная проба метасоматитов на р. Сюрюнзяк отличается обогащением РЗЭ, что связано с присутствием в породе алланита и монацита. Эта проба отличается повышенными, по сравнению с другими пробами, содержаниями P_2O_5 , Na_2O , Al_2O_3 , пониженными Cr и Ni , повышенными Zr . Низкие значения (Gd/Yb) n – 1,1–1,7, (Dy/Yb) n – 0,99–1,29 (нормировано к хондриту), (Nb/La) n – 0,19–0,66 (нормировано к примитивной мантии), Ti/Y – 166–337, во всех магматических и метасоматических породах соответствуют LTi разностям базитов других объектов в БМА [9]. Во всех пробах отмечается Ta – Nb -отрицательная аномалия, которая может быть объяснена коровой контаминацией.

Возраст метасоматитов. Из метасоматитов в точке 21120 с координатами $53^{\circ}54'11.9''$ с. ш., $57^{\circ}48'33.5''$ в. д. в верхней части межпластового тела отобрана проба, из которой выделена железо-магнезиальная слюда аннит-флогопитовой серии, состав которой отвечает флогопиту (табл. 2).

По результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ -исследований флогопита получено плато с возрастом 1356 ± 16 млн лет, СКВО = 0,67. Плато включает 81,7% выделенного ^{39}Ar (рис. 4). Это значение относится к эктазийскому периоду мезопротерозоя. Согласно уточненному возрасту подразделений рифея и их границ в структуре БМА [17; 18], возраст флогопита соответствует среднему рифею.

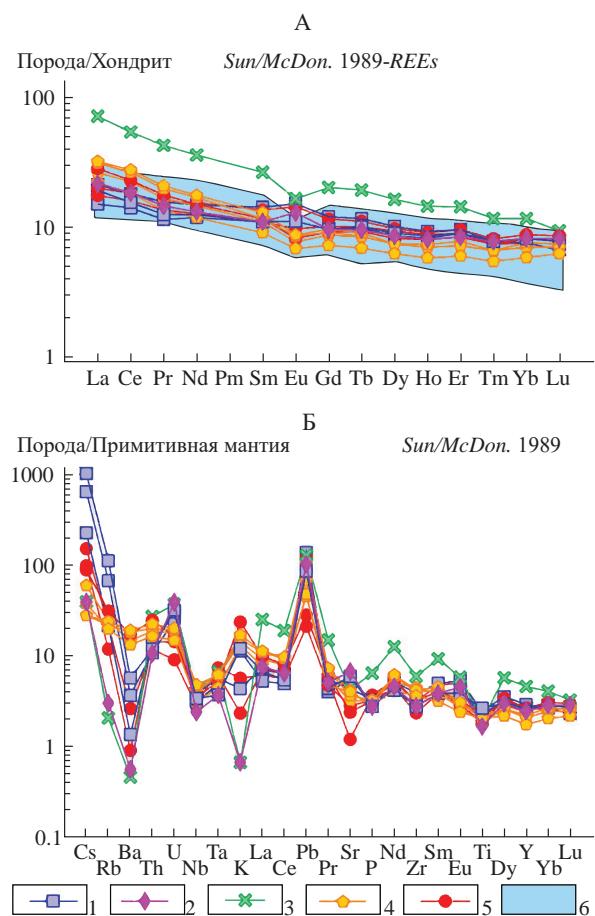


Рис. 3. Спайдер-диаграммы распределения хондрит-нормализованных содержаний редкоземельных элементов (А) и содержаний редких элементов, нормированных к примитивной мантии (Б). 1–3 – метасоматиты по пикритам и пикродолеритам на р. Сюрюнзяк: 1 – с порфиробластами флогопита и доломита, 2 – тальк-содержащие с порфиробластами кальцита, 3 – с порфиробластами флогопита, монацит и алланит-содержащие; 4 – пикриты из автолитов; 5 – габбродолериты, пикродолериты; 6 – долерит-пикритовое тело в основании шатакского комплекса по [2].



Рис. 4. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ -исследований флогопита из метапикритовых метасоматитов в пробе 21120.

Таблица 2. Состав слюды из апопикритовых метасоматитов в пробе 21120 (мас. %)

NN точек	60	73	74	135	136	137	141	142	143	164	165	166
MgO	18.43	17.72	17.96	18.33	17.85	17.76	17.98	18.25	18.38	18.37	18.37	18.12
Al ₂ O ₃	16.06	15.46	16.18	15.07	15.44	15.41	15.21	15.36	15.49	15.11	15.54	15.27
SiO ₂	40.03	40.01	40.28	40.23	39.47	38.35	39.16	39.37	39.3	39.99	39.76	39.66
TiO ₂	0.84	0.89	0.88	0.9	0.81	0.87	0.98	0.84	0.79	0.9	0.84	0.88
K ₂ O	8.9	8.33	8.59	8.45	8.71	8.25	8.01	8.31	8.25	8.49	8.42	8.55
FeO	11.53	10.62	10.42	10.67	10.84	11.35	11.29	11.04	11.26	10.9	10.95	11.14
Сумма	95.79	93.02	94.31	93.64	93.11	91.99	92.65	93.17	93.47	93.76	93.88	93.62
Fe#	0.26	0.25	0.24	0.24	0.25	0.26	0.26	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Mg#	2.9	3.0	3.1	3.1	3.0	2.8	2.9	3.0	3.0	3.1	3.1	3.0

Примечание. Fe#=FeO*0.55/(FeO*0.55+MgO); Mg#=MgO/(0.55*FeO). Анализ выполнен на установке TESCAN MIRA LMS в Институте физики Земли РАН.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Основной объем метасоматических пород межпластового тела занимают кальцит-тальковые породы. Такие породы образуются по ультрабазитам и связаны с кислотным метасоматозом, при взаимодействии с $(\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2)$ -флюидом [1]. Можно предположить, что состав флюида в значительной степени обеспечен содержащими карбонаты вмещающими породами. Этот тип метасоматоза характеризуется перемещением MgO, в связи с чем можно объяснить присутствие хлорита на экзоконтакте с межпластовым телом метасоматитов. Сравнивая составы метасоматических и неизмененных магматических пород данного района, в первую очередь содержания в них малоподвижных Sr и Ti, распределение фигуративных точек на диаграммах Харкера, можно предположить, что метасоматиты образованы по пикритам. Неоднородность состава пород межпластового тела метасоматических пород, проявленная по мощности и по простирианию, вероятно, связана с частичным перераспределением вещества внутри тела в процессе метасоматоза. Отчасти, по-видимому, неоднородность, является первичной, так как для рифейских мафит-ультрамафитовых силлов и даек региона характерна дифференциация (расслоенность), выраженная в вариациях составов и содержаний основных пордообразующих минералов: оливина, ортопироксена,

клинопироксена и плагиоклаза в пределах одного интрузивного тела [2]. Обогащенный РЗЭ состав метасоматитов в отдельной пробе можно объяснить коровой контаминацией. В то же время можно отметить, что близкие обогащенные составы отмечаются для базитов других долерит-пикритовых комплексов региона [2]. В расположенному структурно выше тела метасоматитов силле габбродолеритов и пикродолеритов образование тальковых пород не зафиксировано.

Метасоматоз практически не затрагивает вмещающие породы, которые слабо метаморфизованы с образованием филлитов. Ареал метаморфических пород белорецкого комплекса, характеризующего тиманский тектогенез, и в котором присутствуют эклогиты, находится в 10–20 км восточнее исследованного участка. Возраст эклогитов и слюдяных сланцев в белорецком комплексе, определенный на основе Rb–Sr- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -систем, охватывает интервал от ~ 530 до ~ 609 млн лет ([20] и ссылки там). Метасоматоз, проявленный в апопикритовых породах, никак не связан с тиманским метаморфизмом.

Можно предположить, что образование метасоматитов, протолитом которых являются пикриты, возможно, и пикродолериты, связано с ранними постмагматическими процессами, которые не оторваны по времени от внедрения пикритов.

Полученные данные о составе, структурном положении позволяют предполагать, что пикриты, которые являлись протолитом метасоматитов, пикриты из автолитов в габбродолеритах и габбродолериты генетически связаны и произошли из единого магматического источника.

Полученное значение возраста флогопита из метасоматитов 1356 ± 16 млн лет, в пределах ошибки перекрывается с ранее полученным значением возраста ишлинских пикритов из автолитов среди габбродолеритов – 1291 ± 67 млн лет [9].

В связи с отмечавшейся ранее проблемой значительной разницы в возрасте ишлинских пикритов, представляющих LTi-тип и возрастов пород HTi-типа [9], следует отметить, что для интрузивных HTi-базитов на севере БМА получены значения возраста, близкие к возрасту ишлинских метапикритовых метасоматитов. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст биотита из долеритов в районе города Куса 1360 ± 9 млн лет [14], а из долеритов в районе города Бердяуш 1349 ± 11 млн лет [14].

Близкий возраст на севере БМА имеют породы небазитового состава. U/Pb-возраст цирконов из дайки андезитов в Тараташском блоке (точка 1 на рис. 1 Б) 1366 ± 7 млн лет [15]. Некоторые значения U/Pb-возраста цирконов из сиенитов Бердяушского массива 1368 ± 6 , 1372 ± 12 млн лет ([10, 17] и ссылки там). U/Pb-возраст цирконов из гранит-порфиров Медведёвского массива (точка 2 на рис. 1 Б) 1353 ± 16 млн лет ([11, 13, 141 и ссылки там]).

Другая группа значений возрастов магматизма эктазийского времени около 1380 млн лет фиксирует этап проявления плюмового события, которое наиболее полно представлено рифтогенным машакским вулканическим комплексом (точка 4 на рис. 1 Б) с U/Pb (CA-ID-TIMS)-возрастом цирконов 1380.6 ± 1.1 млн лет [17, 18]. Этот комплекс распространен на хребте Шатак в основании толщ среднего рифея в 20–30 км на юг-юго-запад от села Ишля и представлен базальтами и риолитами. К этому этапу магматизма относятся так же массивы внутриплитных гранитоидов: Бердяушский, Медведёвский, Губенский, Кусинский, Рябиновский, Ахмеровский (точка 3 на рис. 1 Б) ([10, 11] и ссылки там). Близкий возраст по баделлеиту имеют долериты Главной Бакальской дайки 1385.3 ± 1.4 млн лет [13].

В итоге можно сделать следующие выводы. Протолитом ишлинских метасоматитов являются пикриты, возможно, отчасти, пикродолериты. Интрузивные породы данного района принаследуют LTi-типу. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст флогопита

из метасоматитов (1356 ± 16 млн лет) предположительно характеризует постмагматический метасоматизм, который не оторван по времени от внедрения мафит-ультрамафитовой интрузии. Интрузии LTi-типа – одно из проявлений внутриплитного магматизма среднерифейского, эктазийского возраста. Считается, что LTi- и HTi-типы базитов происходят из различных мантийных источников [9]. Вместе они характеризуют среднерифейское, связанное с мезопротерозойской плюмовой активностью, машакское магматическое событие [9–11, 13–15, 17, 18]. Полученные данные свидетельствуют в пользу того, что эти два типа формировались синхронно, по крайней мере, на поздней стадии мезопротерозойской магматической активности. Считается, что в результате машакского магматического события сформирована LIP-провинция и был инициирован распад гипотетического суперконтинента Нуна (Колумбия) [14].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания FMMG-2023-0009 ГИН РАН, ИГМ СО РАН (проект № 122041400171-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Граменицкий Е. Н. Петрология метасоматических пород. М.: ИНФРА-М, 2022. 221 с.
- Ковалев С. Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.
- Ковалев С. Г., Высоцкий С. И., Ковалев С. С. К вопросу о петрогенезисе пикритовых комплексов Башкирского мегантиклиниория // Геологический вестник. 2018. № 3. С. 98–108. <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2018-3-7>
- Ковалев С. Г., Пучков В. Н., Ковалев С. С., Высоцкий С. И. Редкие Th–Sc-минералы в пикритах Южного Урала и их генетическое значение // ДАН. 2019. Т. 484. № 6. С. 721–724.
- Красноваев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140.
- Красноваев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н. и др. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и возраст рубежа нижний – средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 1–18.

7. Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Буширина С. В. Полихронные цирконы вулканитов Навышского комплекса айской свиты нижнего рифея (Южный Урал) // Георесурсы. 2020. 22(4). 101–112.
<http://doi.org/10.18599/grs.2020.4.101-112>
8. Ларионов Н. Н., Бергазов И. Р. Грановская Н. В., Нигматуллина А. М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-ХХП – Тука. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 247 с.
9. Носова А. А., Сазонова Л. В., Каргин А. В., Ларионова Ю. О., Горожанин В. М., Ковалев С. Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. № 4. С. 392–428.
10. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с. ISBN: 978-5-94423-209-0.
11. Ронкин Ю. Л., Тихомирова М., Маслов А. В. 1380 млн лет LIP Южного Урала: прецизионные U–Pb-ID-TIMS-ограничения // ДАН. 2016. Т. 468. № 6. С. 674–769.
12. Сазонова Л. В., Носова А. А., Ларионова Ю. О. и др. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы: петрогенез и особенности составов оливина и клинопироксена // Литосфера. 2011. № 3. С. 64–83.
13. Ernst R. E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N. D., Hamilton M. Ernst R. E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N. D., Hamilton M. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern Margin of the East European craton, Southern Urals, Russia / Геологический сборник. 2006. Ред. В. Н. Пучков, Р. Ф. Абдрахманов, И. Б. Серавкин. Уфа: Дизайн ПолиграфСервис, 2006. № 5. С. 1–45.
14. Ernst R. E., Wingate M. T. D., Buchan K. L., Zheng-Xiang Li. Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precambrian Research. 2008. V. 160. Issues 1–2. P. 159–178.
<http://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.019>
15. Khotylev A. O., Tevelev A. V., Bychkova Ya. V., Latyshev A. V., Anosova M. B. Mezoproterozoic basite magmatism of the Bashkirian meganticlinorium (Southern Urals): age constraints, petrological and geochemical features // Geodynamics & Tectonophysics. 2020. 11 (2). 219–243.
<http://doi.org/10.5800/GT-2020-11-2-0471>
16. Le Bas M. J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // Journal of Petrology. 2000. 41. 1467–1470.
17. Puchkov V. N. Structural Stages and Evolution of the Urals // Mineralogy and Petrology. 2013. 107(1): 3–37. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0263-1>
18. Puchkov V. N., Bogdanova S. V., Ernst R. et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.02>
19. Warr L. N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. 85. 291–320. <http://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
20. Willner A. P., Gopon M., Glodny J. et al. Timanide (Ediacaran–Early Cambrian) Metamorphism at the Transition from Eclogite to Amphibolite Facies in the Beloretsk Complex, SW-Urals, Russia // Journal of Earth Science. 2019. 30(6): 1144–1165. <http://doi.org/10.1007/s12583-019-1249-2>
<http://en.earth-science.net>

ECTASIAN $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ AGE OF PHLOGOPITE FROM APOPICRITIC METASOMATITES IN THE STRUCTURE OF THE BASHKIR MEGANTICLINORIUM IN THE SOUTH URALS

A. V. Ryazantsev^a, B. D. Levkova^a, A. V. Travin^b

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev on May 17, 2024.

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

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

In the central part of the Bashkir meganticlinorium, mafic intrusive rocks of the Low-Titanium (LTi) type (< 1 wt. % TiO_2) represented by picrites, picrodolerites and metasomatic metapicrite rocks. Carbonate-talc, chlorite-quartz rocks with phlogopite, calcite and dolomite are formed after picrites. Phlogopite has been separates from the metasomatites. According to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating dating of phlogopite, a plateau age of 1356 ± 16 Ma was obtained. Picrites presumably have undergone metasomatism associated with early post-magmatic processes. Metasomatic processes are not divorced in time from the intrusion of picrites. Similar age values are known for a number of mafic HTi-type intrusive in the north of the Bashkir meganticlinorium. The obtained data suggest that these two types formed synchronously, at least at the late stage of Mesoproterozoic magmatic activity.

Keywords: Southern Urals, metasomatism, magmatic protolith, Riphean, Ectasian Mesoproterozoic, picrites, plumes, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of phlogopite

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ТАНТАЛО-НИОБАТОВ ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ГРАНИТНОГО УКСИНСКОГО ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА (САЛМИНСКИЙ БАТОЛИТ, КАРЕЛИЯ)

© 2024 г. А. А. Конышев^{1,*}, Н. Г. Ризванова², Н. А. Сергеева²

Представлено академиком РАН Ю.А. Костицыным 02.08.2024 г.

Поступило 02.08.2024 г.

После доработки 04.08.2024 г.

Принято к публикации 05.08.2024 г.

В работе приводятся новые данные о дайках редкометальных топаз-“циннвальдитовых” гранитов Салминского анортозит-рапакивигранитного комплекса пород. U–Pb изотопным методом (ID-TIMS) определен возраст тантало-ниобатов ряда колумбит-(Fe) – танталит-(Fe) и тапиолита 1541 ± 2.5 млн лет. Приведены выводы о возрастных ограничениях ассоциирующих пород, секущихся аналогичными дайками, дискретности проявления редкометального магматизма в изучаемом районе.

Ключевые слова: редкометальные граниты, U–Pb-изотопный возраст, анортозит-рапакивигранитный комплекс, колумбит, танталит, тапиолит, дайковый комплекс, Салминский батолит, Карелия

DOI: 10.31857/S2686739724120024

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее высокодифференцированные кислые породы, входящие в анортозит-рапакивигранитные комплексы пород (далее АРГК), представляют собой редкометальные граниты (Li–F-граниты). Они богаты F, Li, Rb, Ta, их образование происходит при низкой температуре в богатых флюидом условиях [1]. Редкометальные граниты в районе г. Питкяранта ранее выделялись многими авторами, наиболее полное и актуальное обобщение по породам данного комплекса дано в [2]. Однако в рассматриваемом районе присутствуют два типа редкометальных гранитов: массивные интрузивные Li-сидерофиллитовые топазсодержащие граниты и дайки топаз-“циннвальдитовых” (полилиционит-сидерофиллит) гранитов [3].

С Li-сидерофиллитовыми гранитами связан дайковый комплекс, идентичный им геохимически и имеющий разнонаправленное простиранение тел. Дайки топаз-“циннвальдитовых” гранитов более эволюционно развиты чем

граниты предыдущего типа по индикатору степени кристаллизационной дифференциации Zr/Hf, они также обеднены по всем REE и имеют одинаковое простирание СЗ 300–330°, совпадающее с ориентировкой главных разломов в регионе. Установление временного диапазона функционирования магматических систем связанных с Салминским АРГК важно для интерпретации их участия в образовании метасоматитов, рудопроявлений и месторождений Питкярантского рудного района [2].

Определение возраста редкометально-гранитного Уксинского дайкового комплекса U–Pb-изотопным методом и относительных временных взаимоотношений пород, входящих в АРГК, является главной целью работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Салминский АРГК расположен на стыке Карельского кратона и Свекофенского орогена, его породы прорывают вмещающие породы: гнейсогранитные купола AR₂–PR₁ и обрамляющие их метаосадочные породы Сортавальской и Ладожской серий.

Топаз-“циннвальдитовые” дайки редкометальных гранитов наиболее распространены в районе деревни Ууксу, расположенной в 8 км к ЮВ от г. Питкяранта. Выход топазсодержащих

¹Институт геологии Карельского научного центра Российской Академии Наук, Петрозаводск, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии Наук, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: icelopa@gmail.com

Li-сидерофиллитовых гранитов отмечается к востоку от гнейсогранитного купола Люпикко, а также в его пределах 2–7 км на восток от г. Питкяранта. Главные различия между этими типами пород: количество топаза – от акцессорного в массивных гранитах, до породообразующего в топаз-“циннвальдитовых” дайках; различный состав слюд; отличие в значении индикатора степени магматической дифференциации – Zr/Hf: менее 7.9 в топаз-“циннвальдитовых” дайках и 8.5–13.2 в массивных гранитах [3].

Для Li-сидерофиллитовых гранитов ранее был определён изотопный возраст U–Pb-методом по монациту и ксенотиту: 1538.1 ± 0.9 млн лет. [4]. Для одной из даек топаз-“циннвальдитовых” гранитов определено, что она сечет дайку гранит-порфиров в пределах купола гнейсо-гранитов Люпикко [5]. В этой дайке гранит-порфиров определен изотопный U–Pb-взраст циркона 1541 ± 9 млн лет. [6].

ОПИСАНИЕ ИЗУЧАЕМОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЪЕКТА

Изучаемая дайка топаз-“циннвальдитовых” гранитов сечет амфиболиты Сортавальской серии в западном обрамлении Уксинского гнейсо-гранитного купола: 61.52089° с. ш., 31.58984° в. д. (WGS84), простирание дайки СЗ 332° , падение 60° СВ, совокупная средняя мощность 1.6–2 м. Дайка сложносоставная, не выдержано по мощности, с многочисленными апофизами, внутреннее строение не выдержано по структурно-текстурным особенностям. Наблюдаются переходы от аплитовых разностей к пегматоидным, текстурные разности обусловлены параллельно-полосчатым распределением зерен слюды (цветное число в различных слоях от 1–2 до 10–15). Более меланократовые равномерно-меланозернистые разности (обр. АК310820-3) выполняют промежутки мощностью до 10–15 см. между пегматоидными разностями. Пегматоидные разности обусловлены, главным образом, субперпендикулярно ориентированными к простиранию дайки кристаллами калишпата с зеленоватым оттенком (амазонитоподобный), длина до 5–7 см. Также, более меланозернистые меланократовые равномернозернистые разности формируют отдельные жилы мощностью до 1–2 см и секут более ранние текстурно-структурные взаимоотношения в дайках, иногда со смещением. Вероятно, дайка была сформирована в результате неоднократного внедрения вещества в периодически раскрывающуюся

трещину, что отразилось на ее текстурно-структурных особенностях.

МЕТОДИКА

Из изучаемой породы (обр. АК310820-3) были изготовлены шлифы, анишлифы, протолочки, истертые пробы. При изучении породы и составляющих ее минеральных фаз использовались методы: XRF (ARL ADVANT'X); ICP-MS (Agilent 7900, “Agilent technologies”), аналитики М. В. Эхова, В. Л. Утицина, А. С. Парамонов; оптической и сканирующей электронной микроскопии (Tescan VEGA II LSH, с ЭДС Vega “INCA” Energy-350), аналитик А. Н. Терновой.

U–Pb-изотопное исследование тантало-ниобатов проводилось в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Отобранные из протолочки зёрна танталита и тапиолита выщелачивали последовательно в 20% HF 30 минут, 7N HNO₃ 1 час и 6N HCl 2 часа на плитке при температуре 80°C [7], многократно отмывали ультрачистой водой. Для анализа отбирали хорошо огранённые зёрна с металлическим блеском без сростков. Отобранные кристаллы растворяли в концентрированной HF в тефлоновых блюксах при температуре 110°C в течение 16 часов. Та и Nb образуют нерастворимые комплексы с HCl, поэтому деление на аликовты выполняли из раствора HF [8]. Для определения содержания Pb и U использовали смешанный индикатор $^{235}\text{U}+^{208}\text{Pb}$. Свинец выделяли методом ионно-обменной хроматографии с использованием смолы Bio–Rad AG 1–X8 по HBr–HCl методике [9] с последующим выделением урана на смоле UTEVA. Измерения изотопного состава Pb и содержаний Pb и U выполняли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Загрязнение в опыте не превышало 25 пг для Pb и 1 пг для U. Первичную обработку результатов изотопного анализа Pb и U, вычисление возраста выполняли по программам Людвига [10, 11]. Расчет возраста по одной навеске колумбита-(Fe) – танталита-(Fe) и четырем навескам тапиолита выполняли с учетом погрешности U/Pb-отношений 0.5%.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Образец АК310820-3 имеет содержания компонентов в: 6.98 Na₂O+K₂O, 72.04 SiO₂, 15.57 Al₂O₃, 2.55 Fe₂O₃_{общ.}, 1.23 F; содержания элементов в г/т: 2494 Li, 1596 Rb, 65.5 Nb, 55.92 Ta; элементные отношения: K/Rb = 16.6, Zr/Hf = 2.6, Nb/Ta 1.2, Y/Ho = 9.32, La_N/Lu_N = 1.27,

$Gd_N/Lu_N = 0.21$; а также тетрадэфект ($TE_{1,3,4} = 1.46$). Нормирование на хондрит проводилось по [12], расчет тетрадэфекта по [13]. На основе представленных данных, изучаемый образец может быть охарактеризован как онгонитоподобная порода, близкая по содержанию некоторых элементов и их отношениям к “дайке амазонитовой” из работы “Онгониты” [14].

Исследование морфологии, зональности и состава тантало-ниобатов из образца AK310820-3 показало, что они представлены минералами ряда колумбит-(Fe) – танталит-(Fe) и тапиолит. Колумбит представлен удлиненными (длина до 80–100 мкм, ширина до 30–40 мкм), часто зональными в близкрайней части зернами (рис. 1 а). Внешние зоны роста обогащены танталом вплоть до возможности отнесения состава этих зон к танталиту. Тапиолит представлен незональными изометричными кристаллами до 130 мкм в поперечнике (рис. 1 б).

Все полученные при помощи СЭМ составы изученных зерен различных разновидностей тантало-ниобатов, используемых в дальнейшем для датирования, были нанесены на дискриминационную диаграмму (рис. 2).

Результаты изотопных исследований зерен тантало-ниобатов представлены в таблице 1 и на рисунке 3.

Отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в пяти проанализированных навесках колумбита-(Fe) – танталита-(Fe) и тапиолита находятся в пределах от 105 до 6683. Фигуративные точки располагаются на конкордии и вблизи нее. Рассчитанная по пяти точкам дискордия определяет возраст 1541 ± 2.5 млн лет (CKBO = 0.9).

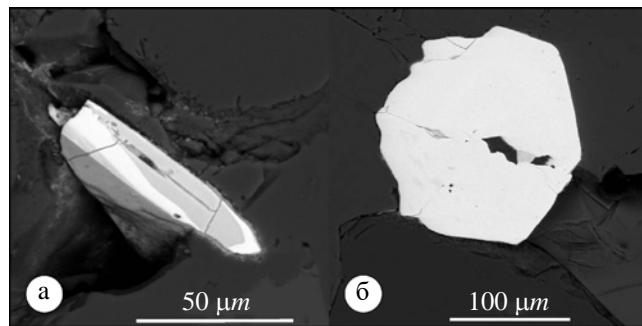


Рис. 1. Изображения типичных зерен ряда колумбит-(Fe) – танталит-(Fe) (а) и тапиолита (б), обратно-отраженные электроны.

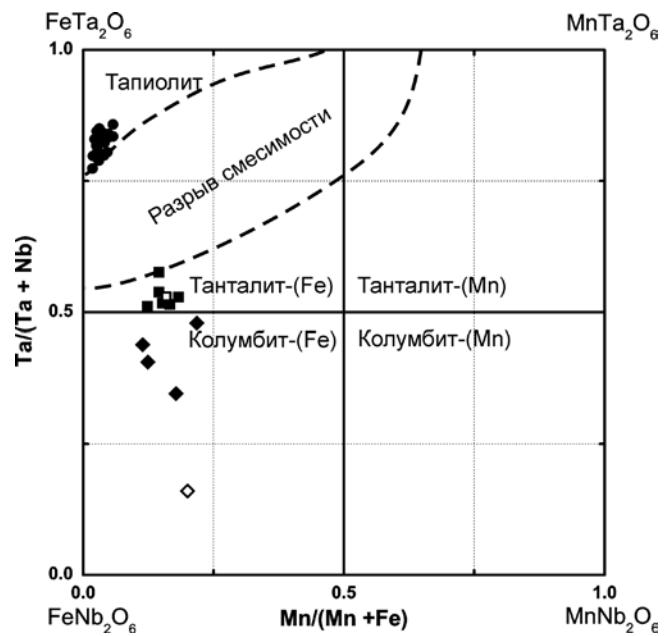


Рис. 2. Дискриминационная диаграмма для минералов ряда колумбит – танталит – тапиолит по [15]. Кружки – тапиолит, квадраты – танталит, ромбы – колумбит. Незакрашенные значения – усредненные составы, полученные для внутренней и внешней зон зерна на рис. 1 а.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Судя по зональности зерен минералов ряда колумбит-(Fe) – танталит-(Fe) активность тантала в системе нарастала по мере роста его кристаллов, или на стадии автометасоматических преобразований.

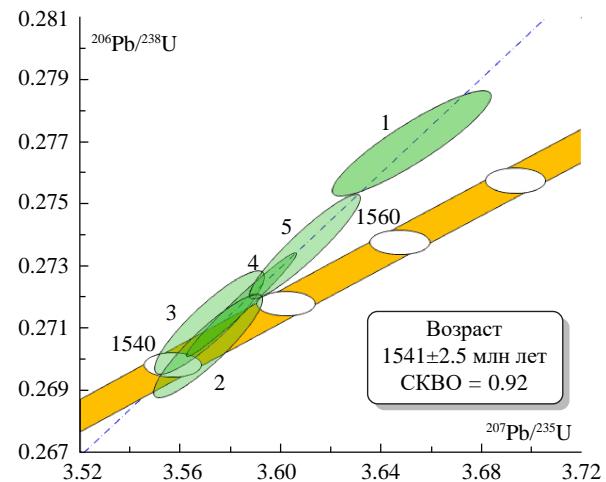


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для тантало-ниобатов из образца AK310820-3.

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований тантало-ниобатов из образца АК310820-3

№ п/п	Минерал	Pb_c / Pb_t $^{206}Pb / ^{204}Pb^a$	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет		$^{207}Pb / ^{206}Pb$	
			$^{207}Pb / ^{206}Pb^b$	$^{208}Pb / ^{206}Pb^b$	$^{207}Pb / ^{235}U$	$^{206}Pb / ^{238}U$		$^{206}Pb / ^{238}U$	$^{207}Pb / ^{235}U$		
1	Колумбит- танталит-(Fe)	0.409	105	0.0956±3	0.0206±5	3.652±26	0.2769±17	0.98	1576±10	1561±11	1541±5
2	Тапиолит	0.041	1476	0.0958±1	0.0025±4	3.571±8	0.2705±5	0.90	1543±3	1543±4	1543±2
3	Тапиолит	0.114	501	0.0955±1	0.0046±2	3.572±8	0.2712±5	0.89	1547±3	1543±3	1538±2
4	Тапиолит	0.169	321	0.0957±1	0.0079±3	3.610±10	0.2737±7	0.93	1559±4	1552±5	1541±2
5	Тапиолит	0.009	6683	0.0957±1	0.0010±4	3.584±11	0.2718±8	0.98	1550±5	1546±5	1541±1

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; b – изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}Pb / ^{235}U$ и $^{206}Pb / ^{238}U$. Величины ошибок (2 σ) соответствуют последним значениям цифрам. Порядковые номера в таблице соответствуют номерам точек на рисунке 3.

Полученное значение возраста совпадает с определенным ранее значением возраста для гранит-порфиров, однако имеет меньшую погрешность [5]. Так как геохимически аналогичная дайка сечет гранит-порфирь [6], это ограничивает погрешность определения возраста гранит-порфиров, уменьшая это значение в более молодую сторону с 9 до 2.5 млн лет.

Полученный нами возраст тантало-ниобатов совпадает в пределах погрешности с возрастом монацита и ксенотима из менее эволюционно-развитых редкометальных гранитов [4], 1538.5 и 1538.9 млн лет соответственно. Вероятно, упомянутые выше, два типа редкометального магматизма в изучаемом районе – связанны с различными магматическими импульсами. Так, по данным [4], выделяется как минимум 6 магматических импульсов: два мафических и четыре импульса, связанных с внедрением гранитоидных магм. Каждый из этих импульсов продуцирует свою эволюционную серию пород. Подобная дискретность магматизма присуща аортозит-рапакивигранитным комплексам [2]. Однако, так как возраста двух типов редкометальных гранитов близки, в дальнейшем необходимо дополнительно изучить вопрос их возрастного взаимоотношения.

Ранее, другими авторами делались попытки датировки кассiterита и граната, из рудных объектов района для привязки их к различным проявлениям магматизма. Кассiterит из “Старого рудного поля” датировался: LA-ICP-MS U–Pb-методом – 1542.7±1.5 млн лет [16], ID-TIMS U–Pb-методом 1539.5±0.9 млн лет [17] и 1540.9±3.6 млн лет [18]. Также из Питкярантского района датированы кассiterиты из пород “Старого Рудного поля” и месторождения “Кителя”, в результате получены схожие возраста [19]. U–Pb-методом из скарновой минеральной ассоциации датировался гранат: 1539±9 млн лет [20]. Все полученные возраста в пределах погрешности совпадают с полученными нами значениями, оставаясь, в целом, несколько моложе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые в составе Салминского АРГК, в Питкярантском районе были продатированы экстремально дифференцированные дайки редкометальных гранитов. Полученный возраст 1541±2.5 млн в пределах погрешности согласуется с возрастами рудной минерализации для скарновых объектов изучаемого района. Однако

в изучаемом районе также проявлены менее эволюционно развитые редкометальные граниты, имеющие несколько более молодой возраст [4], что нарушает общепринятое направление эволюции гранитного магматизма. Подобное несогласие возраста и геохимии пород, вероятно, связано с проявлением дискретности магматического процесса в Салминском АРГК и отнесением этих пород к различным магматическим импульсам. Проведенные исследования также позволили скорректировать вероятный нижний порог возраста гранит-порфиров, определённый ранее [5].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят АО “ВАД” за расчистки обнажений и взрывные работы, проведенные в рамках реконструкции трассы Олонец–Вяртсиля в 2020 г., Я. И. Корепанова за транспортные услуги при проведении полевых работ и А. М. Ларина за ценные замечания, высказанные в процессе обсуждения.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы по изучению пород и минералов проведены в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН, тема НИР FMEN-2023-0005, работы по датированию тантало-ниобатов проведены в рамках госзадания ИГГД РАН, тема НИР FMUW-2022-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Shapovalov Yu. B., Chevychelov V. Yu., Korzhinskaya V. S., Kotova N. P., Redkin A. F., Konyshov A. A.* Physical and Chemical Parameters of Processes Producing Rare-Metal Deposits in Granitoid Systems with Fluorine: Experimental Data // *Petrology*. 2019. V. 27. № 6. P. 567–584. <http://doi.org/10.1134/S0869591119060067>
2. *Ларин А. М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
3. *Konyshov A. A., Chevychelov V. Y., Shapovalov Y. B.* Two Types of Highly Differentiated Topaz-Bearing Granites of the Salmi Batholith, Southern Karelia // *Geochemica International*. 2020. V. 58. № 1. P. 11–26. <http://doi.org/10.1134/S0016702920010073>
4. *Amelin Yu. V., Larin A. M., Tucker R. D.* (1997) Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granitaneorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 127 (4). 353–368. <http://doi.org/10.1007/s004100050285>
5. *Konyshov A.* Natural Experiment on the Extraction and Quenching of Rapakivi-like Magmas: Traces of Interaction with the Mafic Melts and Their Derivatives, Salmi Batholith (Karelia, Russia) // *Minerals*. 2023. 13. 527. <http://doi.org/10.3390/min13040527>
6. *Konyshov A. A., Anosova M. O., Rusak A. A., Alekseev I. A., Yakushev A. I., Shapovalov Yu. B.* Dikes of quartz porphyry and their role in the formation of the salmi batholith (South Karelia) // *Doklady Earth Sciences*. 2020. V. 491. Part 1. P. 127–130. <http://doi.org/10.1134/S1028334X20030083>
7. *Romer R. L., Smeds S. A.* U–Pb columbite ages of pegmatites from Sveconorwegian terranes in southwestern Sweden // *Precambrian Research*. 1996. V. 76. Issues 1–2. P. 15–30. [http://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00023-2](http://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00023-2)
8. *Romer R. L., Wrigg J. E.* U–Pb dating of columbites: A geochronologic tool to date magmatism and ore deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. 56. 2137–214. <http://doi.org/10.1007/s00710-016-0455-1>
9. *Manhes G., Minster J. E., Allegre C. J.* Comparative uranium–thorium lead and rubidium–strontium study of the Saint Severin amphotericite: consequences for early solar system chronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. V. 39. № 1. P. 14–27. <http://doi.org/10.1134/S0869591114040067>
10. *Ludwig K. R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U. S. Geological survey open-file report. 88–542. 1991. 35 p.
11. *Ludwig K. R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Vol. 4. // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2003. P. 70.
12. *McDonough W. F., Sun S. S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. Issues 3–4. P. 223–253. <http://doi.org/10.1016/0009-25419400140-4>
13. *Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. № 3–4. P. 489–508. <http://doi.org/10.1524/zkri.1963.119.1-2.90>
14. *Коваленко В. И., Коваленко Н. И.* Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 129 с.
15. *Černý P., Ercit T. S.* Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites // *Bulletin Minéralogie*. 1985. V. 108. P. 499–532.
16. *Neymark L. A., Holm-Denoma C. S., Moscati R. J.* In situ LA-ICPMS U–Pb dating of cassiterite without a known-age matrix-matched reference material: Examples from world-wide tin deposits spanning the

- Proterozoic to the Tertiary // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 410–425. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.008>
17. Rizvanova N. G., Kuznetsov A. B. A new approach to ID-TIMS U–Pb dating of cassiterite by the example of the Pitkäranta tin deposit // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 491. P. 146–149. <http://doi.org/10.1134/S1028334X20030150>
18. Tapster S., Bright J. W. G. High-precision ID-TIMS cassiterite U–Pb systematics using a low-contamination hydrothermal decomposition: implications for LA-ICP-MS and ore deposit geochronology // Geochronology. 2020. V. 2. Issue 2. P. 425–441.
19. Neymark L. A., Larin A. M., Moscati R. J. Pb–Pb and U–Pb dating of cassiterite by in situ LA-ICPMS: Example spanning \approx 1.85 Ga to \approx 100 Ma in Russia and implications for dating Proterozoic to Phanerozoic tin deposits // Minerals. 2021. 11. 1166. <http://doi.org/10.3390/min11111166>
20. Amelin Y., Larin A. M. U–Pb and Sm–Nd zircon and garnet geochronology of scarn formation associated with rapakivi granite magmatism: an example of the Pitkäranta ore district, south-eastern Karelia / In: Anorthosites, rapakivi granites and related rocks // IGCP 290. Abstract, Montreal, Canada. 1994.

NEW DATA ON THE AGE OF Ta–Nb MINERALIZATION FROM THE UUKSU RARE-METAL-GRANITE DIKE COMPLEX (SALMI BATHOLITH, KARELIA)

A. A. Konyshov^{a, #}, N. G. Rizvanova^b, N. A. Sergeeva^b

Presented by Academician of the RAS Yu.A. Kostitsyn on August 2, 2024.

^aInstitute of Geology, Karelian Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russian Federation

^bInstitute of Geology and Geochronology of the Precambrian, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

[#]E-mail: icelopa@gmail.com

This work presents new data on rare-metal topaz–“zinnwaldite” granite dikes of the Salmi anorthosite-rapakivigranite complex of rocks. The isotopic age of Ta–Nb mineralization: the columbite–(Fe) – tantalite–(Fe) series and tapiolite was determined by the U–Pb method (ID-TIMS, 1541 ± 2.5 Ma). Conclusions are given about the age limitations of the associated rocks, intersected by similar dikes, and the discreteness of the rare-metal magmatism manifestation in the studied area.

Keywords: rare-metal granites, U–Pb isotopic age, anorthosite-rapakivigranite complex, columbite, tantalite, tapiolite, dike complex, Salmi batholith, Karelia

НАПРЯЖЕННОСТЬ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ-ТРИАСА: К ВОПРОСУ О МЕЗОЗОЙСКОМ НИЗКОМ ДИПОЛЕ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН Д. В. Метелкин^{1,2,*}, А. А. Елисеев^{1,2},
В. В. Щербакова³, Н. Э. Михальцов^{2,1}, Г. В. Жидков³, В. В. Абашев^{2,1}

Поступило 24.07.2024 г.

После доработки 16.08.2024 г.

Принято к публикации 19.08.2024 г.

Представлены новые оценки величины напряженности геомагнитного поля для рубежа перми-триаса. На фоне преобладающих в Мировой базе данных низких значений палеонапряженности для этого периода, в разрезах трапповой формации Кузнецкого прогиба зафиксированы эпизоды повышения величины виртуального дипольного момента до $8.9 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, которые не вписываются в представления о мезозойском низком диполе. Анализ данных об изменении величины виртуального дипольного момента во время образования Сибирской крупной магматической провинции в рамках современных магнитостратиграфических корреляций свидетельствует об устойчиво слабом геомагнитном поле только на инициальной стадии, когда была сформирована большая часть ее Норильского ареала. Смена геомагнитного режима отмечается спустя ~800 тыс. лет на уровне субхрона LT1n.1r (251.2–251.1 млн лет) общей магнитохронологической шкалы и зафиксирована в покровах андезибазальтов Кузнецкого ареала. Низкие значения виртуального дипольного момента с этого времени отвечают эпизодам инверсий, а общая напряженность в среднем лишь немного ниже современной. Таким образом, падение палеонапряженности в самом начале триаса не связано с кардинальной долгосрочной перестройкой в работе геодинамики, а носило кратковременный характер, связанный с плюмовой активностью.

Ключевые слова: палеонапряженность, метод Телье–Коэ, Кузнецкий прогиб, граница перми-триаса, Сибирская крупная магматическая провинция, мезозойский низкий диполь

DOI: 10.31857/S2686739724120035

Для адекватной оценки эволюции магнитного поля Земли необходима надежная палеомагнитная запись. По сравнению с данными о палеомагнитных направлениях и их вариациях, Мировая база данных о напряженности геомагнитного поля (<http://wwwbrk.adm.yar.ru/palmag/database.html>) более скучная и заполнена очень неравномерно относительно шкалы геологического времени. Это, в частности, связано с особыми требованиями к анализируемому каменному материалу, ограничениями технического

и методического плана. Одним из наиболее подходящих объектов для анализа напряженности древнего магнитного поля являются породы крупных магматических провинций. Поэтому не удивительно, что позднепермский-раннетриасовый интервал мировой базы данных о палеонапряженности заполнен определениями, полученными, в основном, по Сибирским траппам. Подавляющее большинство выполненных оценок проведено по базальтам Норильского и Маймече-Котуйского районов и указывает на минимум втрое более низкую по сравнению с современной напряженность геомагнитного поля [1–4]. Эти данные, несмотря на их сравнительную многочисленность, не позволяют делать уверенные выводы об эволюции магнитного поля в течение всего мезозоя, однако поддерживают гипотезу о существовании длительного интервала низкого дипольного момента. Впервые эта идея была высказана на основе оценок палеонапряженности для юрско-ран-

¹Новосибирский государственный университет,
Новосибирск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской
Академии наук, Новосибирск, Россия

³Геофизическая обсерватория Борок, филиал Института
физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук,
Ярославская область, Некоузский район, пос. Борок, Россия

*E-mail: metelkindv@ipgg.sbras.ru

немелового (180–120 млн лет) интервала [5]. Затем, с появлением первых данных о величине виртуального дипольного момента (ВДМ) в разрезах крупной Сибирской магматической провинции, было высказано предположение о начале периода “мезозойского низкого диполя” (МНД) непосредственно на границе перми-триаса, около 250 млн лет назад [1]. Гипотеза МНД неоднократно подвергалась критике, основой которой является необходимость введения жестких критериев фильтрации данных по их надежности, включая недостатки анализа магнитных свойств изучаемых образцов и статистической обоснованности результатов [6]. Так, для пород интрузивной фации Сибирской крупной магматической провинции получены единичные, отвечающие общепринятым критериям, определения абсолютного значения древнего геомагнитного поля (B_{anc}), сравнимые по величине с современным [7]. По мнению авторов, не исключено, что низкие значения палеонапряженности в ряду уже имеющихся определений могли быть получены на коллекциях пород с зернами многодоменного размера, без изучения доменного состояния носителей остаточной намагниченности. Как показано в лабораторных экспериментах, на образцах с крупными многодоменными частицами оценка напряженности по диаграмме Араи–Нагата (АН) дает сильно завышенные значения поля в низкотемпературном интервале и заниженные – в высокотемпературном интервале [2].

Таким образом вопрос о величине геомагнитного поля на рубеже перми и триаса, равно как и гипотеза МНД остаются открытыми. В настоящей работе мы представляем новые данные об абсолютной величине напряженности геомагнитного поля того времени по результатам палеомагнитного изучения траппов Кузнецкого ареала Сибирской крупной магматической провинции (рис. 1).

Изверженные породы Кузнецкого ареала выполняют крупную синформу в центральной части одноименного прогиба, расположенного в северо-западной части Алтая–Саянской области на юге Сибири. Покровная фация траппового комплекса включена в состав абинской вулканогенно-осадочной серии, в которой выделяют мальцевскую, сосновскую и яминскую свиты. В разрезе насчитывается не менее 5 крупных покровов базальтов и андезибазальтов [8], которые, за исключением самого нижнего, составили объект настоящего исследования (рис. 1). Основное проявление магматической активности

приходится на мальцевское вулканическое событие. На основе комплексного геохронологического, палеонтологического и палеомагнитного анализов установлено, что его начало отвечает границе субхронов LT1n.1n – LT1n.1r (251.2 млн лет) и предполагает корреляцию покровов мальцевской свиты с верхней частью онкучакской – низами тыванкитской (?) свит Маймече–Котуйского ареала [8].

Лабораторные эксперименты проведены с использованием аппаратуры палеомагнитных лабораторий НГУ, ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) и Геофизической обсерватории “Борок” ИФЗ РАН (г. Москва).

Результаты предшествующего исследования [9, 10] свидетельствуют о преобладании в магнитной фракции изученных пород титаномагнетита. Для установления его состава и степени окисления на нескольких образцах был выполнен рентгеноструктурный анализ, который показал наличие шпинельной фазы с величиной постоянной решетки от 0.843 до 0.847 нм. Согласно термомагнитным экспериментам [9, 10] температуры Кюри этих образцов изменяются от 250 до 420°C, что по диаграмме Нишитани–Коно [11] соответствует неокисленному титаномагнетиту с содержанием ульвошпинелевой компоненты от 0.35 до 0.5. Двумя методами – по диаграмме Дэя и температурному критерию – выполнялась оценка доменного состояния магнитных зерен – носителей изучаемой остаточной намагниченности. Оба способа – анализ гистерезисных параметров и полное разрушение наведенной парциальной намагниченности (“хвосты” при повторном нагреве образца) указывают на однодоменное и/или псевдооднодоменное поведение титаномагнетитовых зерен [8, 9]. Этот вывод подтверждается также микроснимками, на которых видно, что субмикронные частицы титаномагнетита запечатаны в силикатной основной массе среди крупных зерен породообразующих плагиоклаза и пироксена (рис. 2). Таким образом обеспечиваются идеальные условия для сохранности палеомагнитной записи, поскольку магнитные зерна надежно защищены от возможных химических преобразований во время “жизни” породы.

Анализ серий кривых намагниченности насыщения $M_{si}(T)$, записанных при последовательных нагревах до возрастающих температур T_i (см. рис. 2), указывает на стабильность $Ms(T)$ до 300–400°C и изменение ее стабильности выше этих температур.

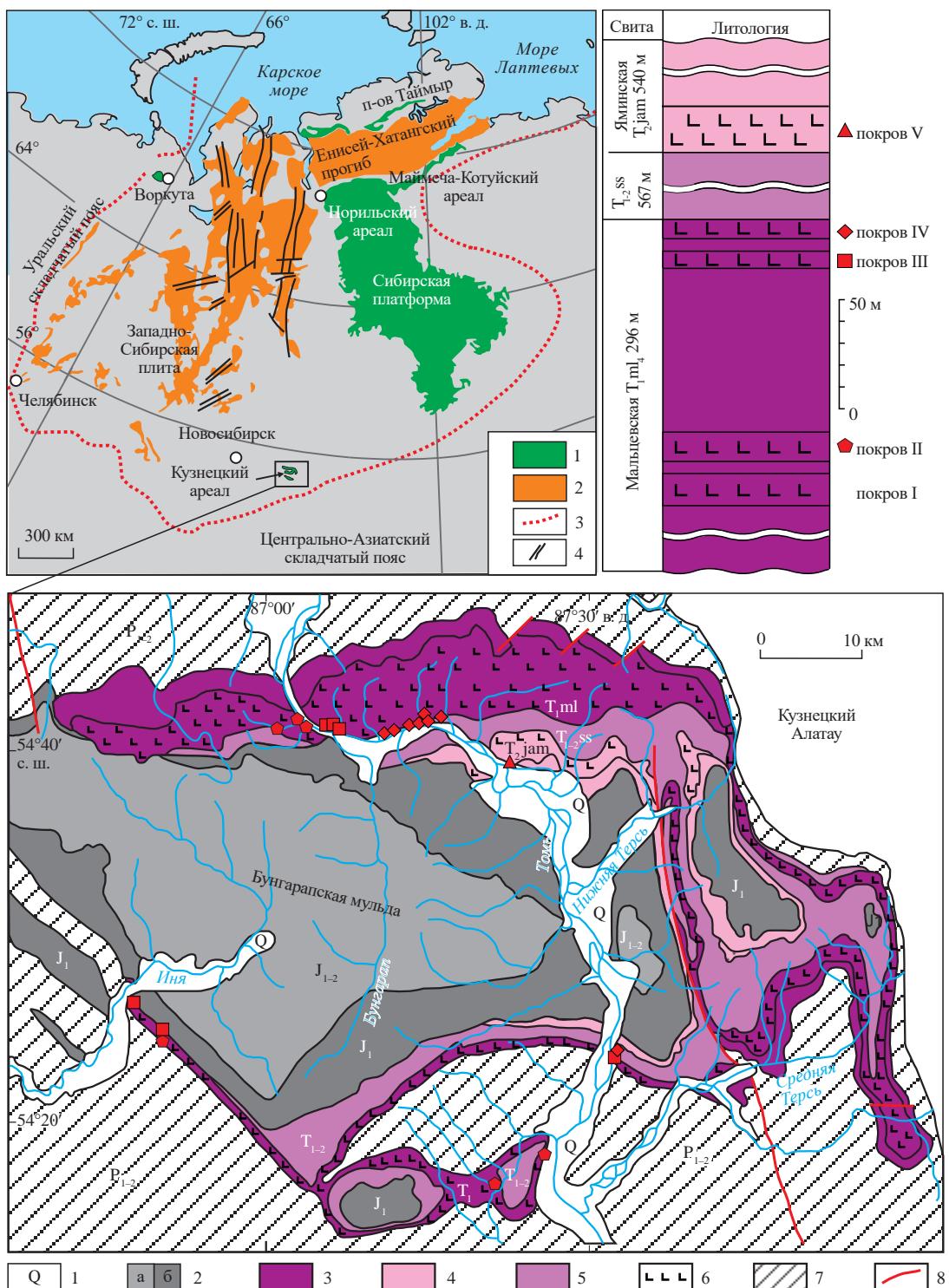


Рис. 1. Географическое положение и геологическое строение Кузнецкого ареала Сибирской крупной магматической провинции, по [8] с упрощениями. Условные обозначения к принципиальной схеме Сибирской крупной магматической провинции: 1 – траппы обнажённые; 2 – траппы погребенные; 3 – граница магматической провинции; 4 – крупные грабен-рифтовые структуры. Условные обозначение к схеме геологического строения Кузнецкого ареала и разрезу траппового комплекса: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – угленосная моласса нижнеюрская (а) и среднеюрская (б); 3–5 – стратиграфические подразделения осадочно-вулканогенного траппового разреза нижнего триаса: 3 – мальцевская свита; 4 – сосновская свита; 5 – яминская свита; 6 – покровы базальтов и андезибазальтов в разрезе траппового комплекса; 7 – нижне-среднепермская угленосная моласса; 8 – разломы. Условные обозначения точек опробования на схеме и разрезе соответствуют рис. 3.

Определение абсолютных значений палеонапряженности проводилось методом Телье–Коэ с выполнением процедуры check-points (повторных нагревов до более низких температур), которая позволяет отслеживать возможные химические преобразования исходного титаномагнетита в процессе эксперимента. Результаты представлены в виде АН-диаграмм (рис. 2). У всех изученных образцов АН-диаграммы и графики ступенчатого терморазмагничивания (ортогональные диаграммы Зийдервельда) в интервале температур 200–400°C, где магнитные свойства стабильны, являются линейными. Позиции контрольных и первичных точек на АН-диаграммах близки друг к другу (см рис. 2), что указывает на отсутствие химических изменений в образце при соответствующих

температурах. На диаграммах Зийдервельда в этой области температур прослеживается только одна характеристическая (ChRM) компонента, деблокирующие температуры которой редко превышают теоретические T_c . По линейному участку (fit-интервалу) АН-диаграмм выполнялась оценка абсолютной величины напряженности B_{anc} и рассчитывались соответствующие параметры достоверности. Результаты около 140 из 300 проделанных экспериментов удовлетворяют принятым критериям надежности [12].

Для верификации полученных оценок выполнены процедуры определения B^*_{anc} методом Вилсона–Буракова. Соответствующие графики демонстрируют подобие кривых NRM и TRM* (см рис. 2), а полученные значения близки к оценкам B_{anc} методом Телье–Коэ, которые

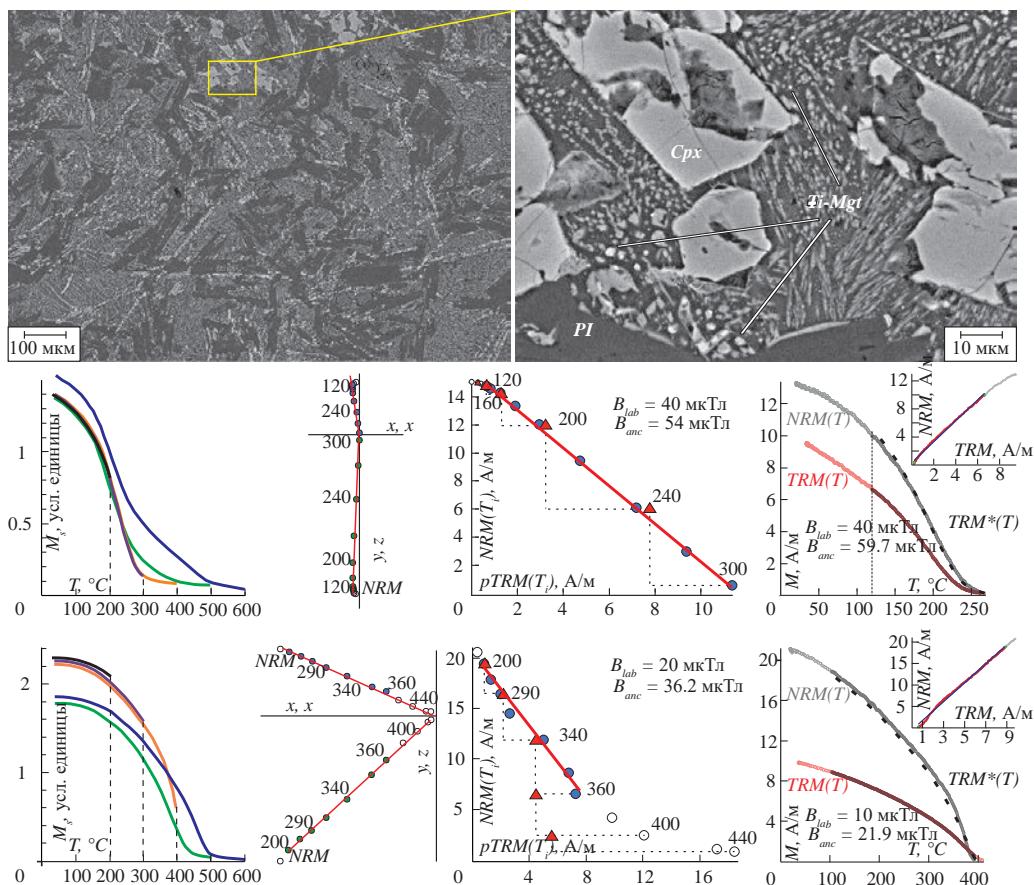


Рис. 2. Микроснимки представительного образца в крупном масштабе и увеличенный в 10 раз фрагмент с указанием отображений плалиоклаза (Pl), клинопироксена (Cpx), титаномагнетита (Ti-Mgt) и результаты экспериментов по изучению палеонапряженности для III (сверху) и V (внизу) покровов, слева–направо характерные: графики изменения намагниченности насыщения M_s от температуры при последовательных нагревах (разным цветом показаны соответствующие температурные интервалы); ортогональные диаграммы Зийдервельда в координатах образца по результатам ступенчатого терморазмагничивания; диаграммы Араи–Нагата (заполненные и полые точки – экспериментальные значения, вошедшие и не вошедшие в интервал аппроксимации, красная прямая – линия тренда, треугольники – проверочные точки); термомагнитные кривые NRM и TRM для оценки палеонапряженности методом Вилсона–Буракова и график зависимости NRM(T) и TRM(T), пояснения в тексте.

суммированы в таблице. Для расчета ВДМ использована стандартная формула:

$$BDM = 0.5 \cdot B_{anc} r^3 \sqrt{1 + 3 \cos^2 I} \cdot 10^7,$$

где B_{anc} – среднее в точке отбора значение палеонапряженности, r – радиус Земли, I – палеомагнитное склонение вектора естественной остаточной намагниченности в соответствующей точке отбора.

Исключительно низкие значения ВДМ ($1.33 - 2.19 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$) соответствуют только покрову II. Вновь полученные данные полностью подтверждают уже имеющиеся оценки по этому покрову Кузнецкого ареала [9] и сопоставимы с наиболее низкими ВДМ для всей Сибирской магматической провинции (рис. 3). Основную часть иллюстрируемой базы представляют определения, полученные по базальтам стратифицированных разрезов Норильского магматического ареала, формирование которых

Таблица 1. Результаты экспериментов по изучению палеонапряженности в траппах Кузнецкого ареала

Точка отбора			Палеонаправление					Палеонапряженность					ВДМ $\cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$	
№	Lat	Lon	Nd	Dec °	Inc °	k	α_{95} °	N/n	B_{anc} μT	St.err. μT	St.dev. μT	St.dev. %	VDM	St.dev.
Покров V														
20Ad15	54.650	87.374	11	266.9	-49.8	361.4	2.4	12/15	30.50	2.05	7.11	23.3	5.92	1.38
20Ad16	54.650	87.369	11	267.2	-48.8	69.9	5.5	7/15	45.60	7.06	18.68	41.0	8.9	3.65
20Ad17	54.650	87.370	12	272.1	-58.9	68.0	5.3	11/13	35.38	1.99	6.60	18.7	6.14	1.15
Покров IV														
ad03*	54.683	87.220	11	248.0	-63.5	173.4	3.6	11/19	6.5	1.2	3.9	60.0	1.05	0.65
20Ad04	54.689	87.260	11	241.0	-59.3	133.3	4.0	5/8	7.75	1.25	2.78	35.9	1.34	0.48
20Ad10	54.680	87.203	16	256.2	-70.3	538.7	1.6	9/16	44.78	4.11	12.33	27.5	6.71	1.85
20Ad13	54.687	87.235	9	258.6	-60.7	63.6	6.5	5/10	26.13	8.57	19.16	73.3	4.43	3.25
20Ad14	54.688	87.239	10	251.1	-57.8	85.3	5.3	8/11	20.49	4.78	13.51	65.9	3.61	2.38
20Ad19	54.689	87.268	9	241.2	-57.9	193.8	3.7	7/11	10.08	1.02	2.70	26.8	1.77	0.47
20Ad22	54.392	87.532	13	223.7	-74.2	299.1	2.4	12/12	29.41	3.00	10.40	35.3	4.2	1.48
Покров III														
Ad06	54.428	86.834	14	216.4	-66.5	360.7	2.1	11/25	45.39	1.06	3.53	7.8	7.13	0.55
Ad07	54.428	86.834	10	227.7	-70.4	379.1	2.5	8/19	42.46	1.78	5.03	11.8	6.35	0.75
19Bk10	54.406	86.858	10	207.1	-65.6	111.7	4.6	12/14	54.32	2.89	10.01	18.4	8.64	1.59
20Ad02	54.682	87.111	10	195.6	-76.6	88.1	5.2	10/10	56.71	1.94	6.13	10.8	7.9	0.85
20Ad03	54.682	87.110	10	217.7	-77.1	412.1	2.4	8/10	44.51	0.61	1.74	3.9	6.17	0.24
Покров II														
ad01*	54.710	87.040	13	212.7	-67.0	354.5	2.2	10/14	13.5	0.73	2.3	17.0	2.19	0.37
ad02*	54.706	87.014	7	213.2	-68.4	620.9	2.4	8/8	11.3	0.36	1	8.8	1.83	0.16
ad05*	54.693	87.064	12	233.5	-65.3	163.0	3.4	16/19	12.4	0.8	3.1	25.0	2.01	0.51
19Bk09	54.406	86.858	8	218.5	-70.9	161.9	4.4	6/13	8.95	0.32	0.77	8.6	1.33	0.11
20Ad23	54.275	87.358	10	219.4	-71.3	202.2	3.4	10/10	13.81	1.15	3.63	26.3	2.04	0.54

Примечание. Lat и Lon – северная широта и восточная долгота точки отбора; Nd – количество использованных в статистике среднего палеонаправления независимо ориентированных образцов; Dec и Inc – палеомагнитные склонение и наклонение в стратиграфических координатах; k – кучность; α_{95} – радиус 95%-го круга доверия; N/n – количество использованных при определении палеонапряженности к общему количеству образцов, изученных методом Телье–Коз; St.err – стандартная ошибка; St.dev – стандартное отклонение. Сведения о средних палеонаправлениях согласно данным, опубликованным в [8–10]; * – данные о палеонапряженности заимствованы из [9].

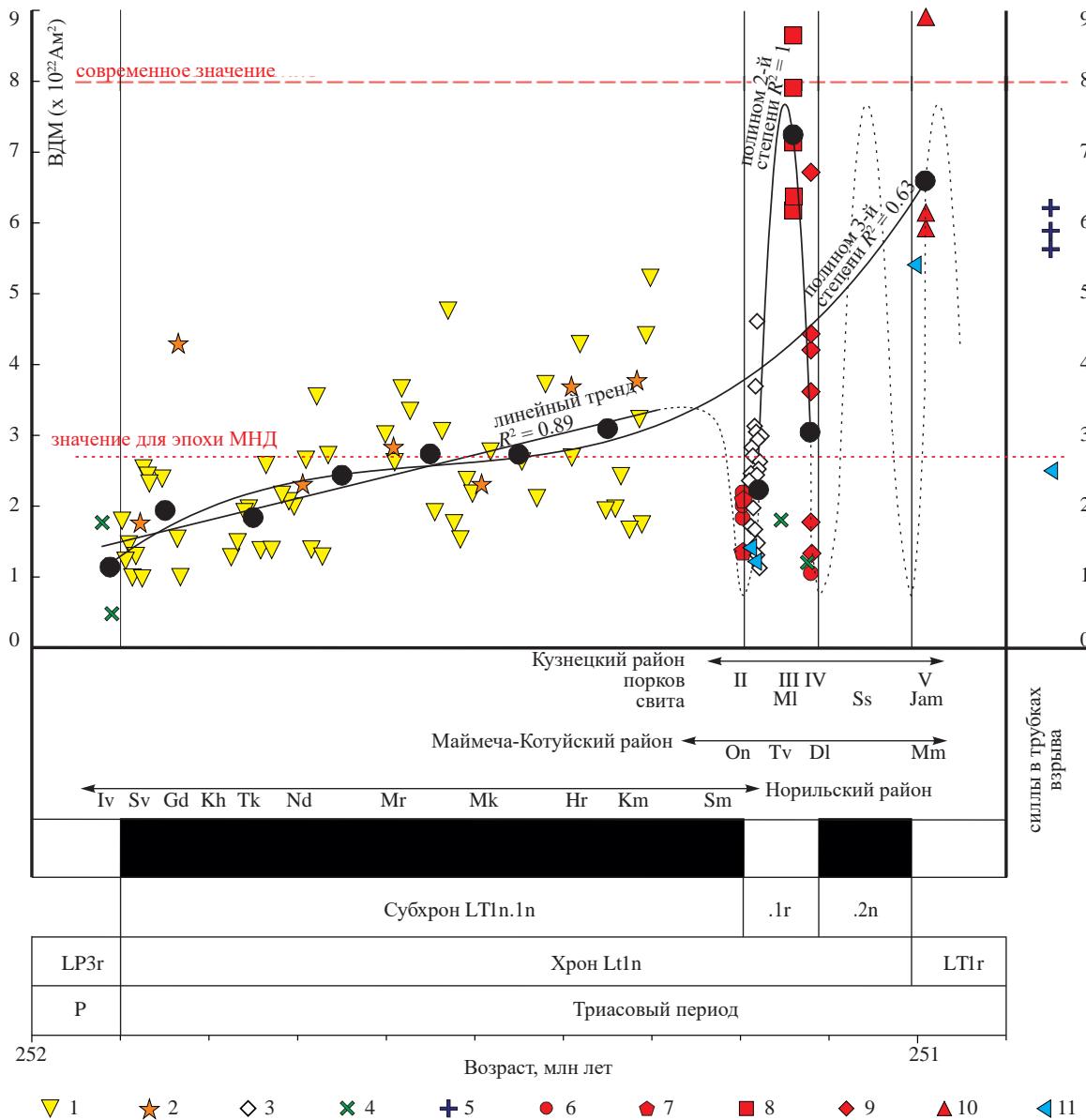


Рис. 3. Значения виртуального дипольного момента (данные Мировой базы о палеонапряжённости) для интервала формирования Сибирской крупной магматической провинции. Магнитохронологическая привязка согласно схемам корреляции, предложенными в [13, 8], с упрощением о равномерности формирования вулканического разреза. Линии трендов (сплошные чёрные линии) рассчитаны по средним значениям для интервалов 100 и 30 тыс. лет (чёрные точки), прерывистой линией показаны предполагаемые линии трендов на интервалах с отсутствующими фактическими данными. Буквами обозначены свиты Норильского ареала: Iv – ивакинская, Sv – сыверминская, Gd – гудчихинская, Kk – хаканчанская, Tk – туклонская, Nd – надеждинская, Mr – моронговская, Mk – мокулаевская, Hr – хаканчанская, Km – кумгинская, Kmx – самоедская; Маймача-Котуйского ареала: On – онкучакская, Tv – тыванкитская, Dl – дельканская, Mm – маймечинская, Кузнецкого ареала: Ml – мальцевская, Ss – сосновская, Jam – яминская. Условные обозначения: Значения ВДМ опубликованы в: 1 – [1]; 2 – [2]; 3 – [3]; 4 – [4]; 5 – [7]; 6 – [9]; 7–10 – настоящая работа: 7 – покров II, 8 – покров III, 9 – покров IV, 10 – покров V; 11 – [14].

отвечает нижнему субхрону LT1n.1n, согласно корреляции, предложенной в [13, 8]. Фактические данные о палеонапряжённости для

позднего этапа магматизма, соответствующего верхней части храна LT1n, представлены преимущественно определениями по онкучакской

свите Маймече-Котуйского ареала, верхние горизонты которой коррелируют с основанием субхона LT1n.1g. Формирование покрова II в Кузнецком ареале, согласно принятым магнитостратиграфическим построениям, отвечает тому же времени [8].

Данные для верхней части разреза Маймече-Котуйского ареала в составе тыванкитской и низов дельканской свит, соответствующих основной части субхона LT1n.1g и времени главного мальцевского импульса вулканизма на территории Кузнецкого ареала, ограничены всего двумя определениями [4]. Таким образом, полученные нами данные по покровам III и IV дают качественно новое представление о вариациях абсолютной величины напряженности геомагнитного поля в узком интервале 251.1–251.2 млн лет (рис. 3).

Значения ВДМ для времени формирования покрова IV отличаются наиболее сильной изменчивостью. Тем не менее, полученные оценки указывают на преобладающий низкий ВДМ ($1.05\text{--}4.43 \cdot 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$). В целом такие значения полностью соответствуют имеющимся ВДМ для Сибирских траппов и, если провести их осреднение (всего 95 определений, без учета высоких $>6 \cdot 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$ значений), то ВДМ для времени всего хона LT1n составит $2.4 \cdot 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$. Это более чем в 3 раза ниже современного, как и предполагается в модели МНД. Тем не менее, одно определение по покрову IV никак нельзя назвать низким. Его значение $6.88 \cdot 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$ приближается к абсолютной величине ВДМ современного геомагнитного поля (рис. 3). При этом оно соответствует минимальным ВДМ для покрова III, а средний ВДМ для времени формирования покрова III – $7.24 \cdot 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$ вообще не отличается от современного в пределах погрешности (рис. 3).

Завершение вулканизма в Кузнецком ареале и формирование покрова V в яминской свите абинской серии, которое, согласно [8], может быть сопоставлено со временем образования маймечинской свиты Маймече-Котуйского магматического ареала и приходится на начало хона LT1g, до сих пор было охарактеризовано только одним определением ВДМ [14]. Мы добавили еще три достоверно обоснованных значения (рис. 3). Средний ВДМ для времени формирования покрова V близок полученному ранее и составляет $6.99 \cdot 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$, что лишь немногого ниже современного уровня и также не вписывается в характерные для МНД.

Таким образом, новые данные и анализ имеющихся для рубежа перми-триаса сведений о величине ВДМ позволяют утверждать, что режим

эволюции магнитного поля Земли в период трапового магматизма на рубеже перми-триаса нельзя описать моделью МНД. Представленное распределение ВДМ демонстрирует четкую тенденцию к росту от экстремально низких до сопоставимых современным (рис. 3). Подобрать единую функцию, хорошо описывающую характер этого роста, не представляется возможным из-за неоднородности выборки и больших вариаций анализируемых значений, особенно в правой части графика (рис. 3). Наилучшей аппроксимацией может быть полином 3-й степени, однако и в этом случае величина достоверности аппроксимации (R^2) не удовлетворительна. Тем не менее представленная выборка может быть разделена на две составные части, очевидно, описывающие разный режим работы геодинамо.

Основной этап формирования Сибирской крупной магматической провинции (Норильский ареал), соответствующий субхону LT1n.1n, действительно, можно сопоставить с эпизодом слабого магнитного поля. Тем не менее, в течение всего этого времени на протяжении более чем 800 тыс. лет намечается плавный рост ВДМ. Аппроксимировать рассчитанные средние значения можно простым линейным трендом, при этом R^2 близко к 1, что указывает на высокую степень корреляции (рис. 3).

Смена геомагнитного режима, выход из состояния низкого диполя отмечается в мальцевское время на уровне субхона LT1n.1g. Исключительно повышенные ВДМ зафиксированы нами на уровне средней части мальцевской и в яминской свитах. Для разрезов Маймече-Котуйского ареала такие же относительно высокие значения можно ожидать преимущественно в тыванктинской свите, а также вышележащих дельканской и маймечинской свитах, которые изучены пока слабо. Из-за пробела в данных для времени субхона LT1n.2n достоверный тренд вариации значений ВДМ построить нельзя, тем не менее характер распределения имеющихся значений предполагает возможность синусоидальной картины изменения абсолютной величины напряженности геомагнитного поля с минимумами во время инверсий. Так, для интервала LT1n.1g, характерны сильные вариации ВДМ. При этом относительное падение напряженности соответствует границам субхона, что логично объяснить в рамках механизма инверсии [15]. Единичные низкие ВДМ внутри субхона скорее всего связаны с неточностью обоснования возраста либо прочими формальными обстоятельствами, поскольку длительность всего эпизода LT1n.1g составляет не более 100 тыс. лет.

Таким образом, возвращаясь к проблеме МНД, приходится заключить, что рубеж перми-триаса вряд ли можно рассматривать в качестве отправной точки в эволюции магнитного поля Земли в состоянии низкого диполя. Снижение ВДМ в это время носило кратковременный характер и, вероятно, обусловлено резким отводом накопленного в ядре избыточного тепла плюмами, прежде всего Сибирским. Мощность только этого события, согласно имеющимся оценкам, составляла более $2.5 \cdot 10^9$ кВт [16]. Нет сомнений в том, что Сибирский плюм стал важнейшим регулятором глубинного термодинамического режима и, соответственно, характера работы геодинамо в то время [17–20].

Полученные новые данные и сделанные выводы имеют также практическое применение. В частности, зафиксированный факт перехода режима магнитного поля из состояния низкого диполя на инициальной стадии формирования Сибирской крупной магматической провинции к полю нормальной напряженности на рубеже 251.1–251.2 млн лет может быть использован для уточнения корреляции вулканических разрезов и интрузивных комплексов известных ареалов. Так, повышенные значения ВДМ, определенные в интрузивных породах района трубок взрыва Юбилейная, Сытыканская и Айхал (см. рис. 3) [7], позволяют утверждать, что возраст их внедрения не может быть древнее 251.2 млн лет.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование проведено при финансовой поддержке Российского научного фонда: проект № 23-77-01065 (результаты экспериментов по изучению палеонапряженности), проект № 24-17-00057 (результаты, связанные с анализом геологического строения и геодинамическими событиями), а также Минобрнауки России тема FSUS-2020-0039 (результаты, связанные с анализом зависимости напряженности геомагнитного поля и эволюцией мантийных плюмов). Тематика исследования сконцентрирована с программой фундаментальных научных исследований РАН: FWZZ-2022-0001 и FMWU-2022-0026.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachadze V.* Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 218. P. 197–213.
2. *Щербакова В. В., Щербаков В. П., Водовозов В. Ю., Сычева Н. К.* Палеонапряженность на границе перми – триас и в поздней перми // *Физика Земли*. 2005. № 11. С. 79–94.
3. *Щербакова В. В., Жидков Г. В., Латышев А. В., Щербаков В. П.* Оценка вариаций палеонапряженности по сибирским траппам Маймече-Котуйского и Норильского районов // *Физика Земли*. 2013. № 4. С. 43–60.
<http://doi.org/10.7868/S0002333713030149>
4. *Щербакова В. В., Жидков Г. В., Щербаков В. П., Латышев А. В., Фетисова А. М.* О проверке гипотезы низкого мезозойского поля на трапповых породах Сибири // *Физика Земли*. 2015. № 3. С. 47–67.
<http://doi.org/10.7868/S0002333715030151>
5. *Prévot M., Derder M. E. M., McWilliams M., Thompson J.* Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97 (1–2). P. 129–139.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90104-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90104-6)
6. *Selkin P., Tauxe L.* Long-term variations in paleointensity // *Philos. Trans. R. Soc. London*. 2000. V. 358. P. 1065–1088.
<http://doi.org/10.1098/rsta.2000.0574>
7. *Blanco D., Kravchinsky V. A., Valet J. P., Ali A., Potter D. K.* Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2012. V. 204. P. 11–21.
<http://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.06.005>
8. *Елисеев А. А., Метелкин Д. В., Абашев В. В., Михальцов Н. Э., Виноградов Е. В., Брагин В. Ю.* Палеомагнетизм абинской серии Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) в связи с проблемой формирования Сибирской крупной магматической провинции // *Геология и геофизика*. 2024. Т. 65 (4). С. 533–551.
<http://doi.org/10.15372/GiG2023205>
9. *Елисеев А. А., Щербакова В. В., Метелкин Д. В., Михальцов Н. Э., Жидков Г. В., Абашев В. В., Рогов А. М.* Низкая напряженность геомагнитного поля на рубеже перми и триаса по результатам исследования траппов Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63 (2). С. 230–246.
<http://doi.org/10.15372/GiG2021133>
10. *Казанский А. Ю., Метелкин Д. В., Брагин В. Ю., Кунгурцев Л. В.* Палеомагнетизм пермитриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46 (11). С. 1107–1120.
11. *Nishitani T., Kono M.* Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1983. V. 74. P. 585–600.
12. *Shcherbakova V. V., Bakhtutov V. G., Thallner D. et al.* Ultra-low palaeointensities from East European Cra-

- ton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 220. Iss. 3. P. 1928–1946.
<http://doi.org/10.1093/gji/ggz566>
13. *Latyshev A. V., Fetisova A. M., Veselovskiy R. V.* Linking Siberian Traps LIP emplacement and end-Permian mass extinction: evidence from magnetic stratigraphy of the Maymecha-Kotuy volcanic section // *Geosciences*. 2020. V. 10 (8). 295.
<http://doi.org/10.3390/geosciences10080295>
14. *Anwar T., Hawkins L., Kravchinsky V. A., Biggin A. J., Pavlov V. E.* Microwave paleointensities indicate a low paleomagnetic dipole moment at the Permo-Triassic boundary // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2016. V. 260. P. 62–73.
<http://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.09.007>
15. *Glatzmaier G. A., Roberts P. H.* A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal // *Nature*. 1995. V. 377. P. 203–209.
16. *Добрецов Н. Л.* Геологические следствия термохимической модели плюмов // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604
17. *Courtillot V., Olson P.* Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 260. P. 495–504.
<http://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.003>
18. *Добрецов Н. Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51 (6). С. 761–784.
19. *Диденко А. Н.* О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 12. С. 1945–1956.
20. *Добрецов Н. Л., Метелкин Д. В., Василевский А. Н.* Характерные свойства магнитного и гравитационного полей Земли, взаимосвязанные с глобальной и региональной тектоникой // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 1. С. 10–30.
<http://doi.org/10.15372/GiG2020181>

ABSOLUTE GEOMAGNETIC PALEOINTENSITY AT THE PERMIAN-TRIASSIC BOUNDARY: THE PROBLEM OF MESOZOIC DIPOLE LOW

Corresponding Member of the RAS D. V. Metelkin^{a,b,‡}, A. A. Eliseev^{a,b},
V. V. Scherbakova^c, N. E. Mikhaltsov^{b,a}, G. V. Zhidkov^c, V. V. Abashev^{b,a}

^aNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

^bTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch
of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russian Federation

^cBorok Geophysical Observatory, department of Schmidt Institute of Physics of the Earth,
Russian Academy of Sciences, Yaroslavl obл., pos. Borok, Russian Federation

[‡]E-mail: metelkindv@ipgg.sbras.ru

We report new estimates of the intensity of the geomagnetic field strength for the Permian–Triassic boundary. Amid predominantly low virtual dipole moment values for that time in the Global Paleointensity Database, episodes of increased VDM up to $8.9 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ were recorded in the sections of the trap formation of the Kuznetsk depression, which do not conform to the Mesozoic Dipole Low concept. Analysis of data on changes in the value of the virtual dipole moment during the formation of the Siberian Large Igneous Province within the framework of modern magnetostratigraphic correlations indicates a persistently weak geomagnetic field only at the initial stage, when most of its Norilsk area was formed. A change in the geomagnetic mode is noted after ~ 800 thousand years at the level of subchron LT1n.1r (251.2–251.1 Ma) of the General Magnetostratigraphic Scale and was recorded in the basaltic andesite lava sheets of the Kuznetsk area. Low virtual dipole moment values from this time correspond to episodes of reversals, while the overall intensity was on average only slightly lower than today. Thus, the drop in paleointensity at the very beginning of the Triassic period was not caused by a major long-term change in the geodynamo, but was short-term and related to plume activity.

Keywords: paleointensity, Thellier–Coe method, Kuznetsk trough, Permian–Triassic boundary, Siberian large igneous province, Mesozoic Dipole Low

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ И СИЛУРИЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАРАКАМЫССКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2024 г. Академик РАН К. Е. Дегтярев^{1,*}, А. А. Третьяков¹, Е. Б. Сальникова²,
Н. А. Каныгина¹, А. Б. Котов², Ю. В. Плоткина²,
А. М. Федосеенко², К. А. Третьякова³

Поступило 15.08.2024 г.

После доработки 16.08.2024 г.

Принято к публикации 19.08.2024 г.

Для плутонических и вулканических комплексов Каракамысского блока Юго-западного Казахстана, считавшихся докембрийскими, впервые доказаны их позднеордовикский и силурийский возрасты. Проведено U–Pb (SIMS и ID-TIMS)-геохронологическое изучение гнейсо-гранитов и вулканитов кислого состава, для которых получены оценки возраста 443 ± 5 и 436 ± 2 млн лет, соответственно. Полученные данные позволяют относить гнейсо-граниты к самому концу ордовика-началу силура, а вулканиты и туфы кислого состава – к лландоверийскому отделу силура. Особенности состава гранитоидов и кислых вулканитов свидетельствуют об их формировании в надсубдукционных обстановках.

Ключевые слова: гранитоиды, эфузивы и туфы кислого состава, циркон, поздний ордовик, силур, Каракамысский блок, юго-западный Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739724120043

Характерной особенностью Кокчетав-Северотяньшаньской складчатой области, расположенной на западе Центрально-Азиатского орогенного пояса, является сочетание в ее структуре террейнов с докембрийской континентальной корой и комплексов раннепалеозойских островных дуг и аккреционных призм, включающих фрагменты офиолитовых разрезов [1]. Докембрийские террейны в основном сложены мезо- и неопротерозойскими комплексами, в то время как раннедокембрийские образования развиты крайне ограничено и слагают лишь небольшие блоки в Южном Казахстане и на Северном Тянь-Шане. Изучение мезо- и неопротерозойских комплексов позволило выделить Исседонскую и Улутау-Моюнкумскую группы террейнов, имевших различную тектономагматическую эволюцию в позднем докембрии,

обусловленную их первичной принадлежностью к окраинам разных кратонов [2, 3]. Обширные данные, касающиеся строения, состава и возраста, в основном были получены для докембрийских образований крупных террейнов (Кокчетавского, Улутауского, Актау-Илийского, Иссыкульского, Срединно-Тяньшаньского и др.). В тоже время комплексы небольших блоков, считающиеся докембрийскими, до настоящего времени изучены недостаточно, что не позволяет относить их к одной из выделенных групп и достоверно реконструировать тектономагматическую эволюцию крупных структурных зон.

Каракамысский блок является одним из таких блоков, расположенных на востоке Кокчетав-Северотяньшанской складчатой области, где он приурочен к юго-восточной части Ерементау-Бурунтауской зоны (рис. 1). Эта зона протягивается более чем 1500 км, имеет на севере субмеридиональное простиранье, которое южнее меняется на северо-западное. Ее наиболее характерными комплексами являются маломощные (80–150 м) кремнистые толщи, возраст которых охватывает интервал позднего кембрия–низов среднего ордовика, слагающие пакеты сложно дислоцированных тектонических пластин, залегающих среди терригенных

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембра Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

³Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия

*E-mail: degtkir@mail.ru

пород среднего-верхнего ордовика [4]. Терригенные толщи часто имеют олистостромное строение, причем олистолиты и глыбы в основном представлены кремнистыми породами. Кремнистые обломки также преобладают в псефитовых и паммитовых разностях. На юге и юго-востоке Ерементау-Бурунтауской зоны, кроме кремнистых и терригенных пород, большую роль в ее строении играют карбонатные и терригенно-карбонатные разрезы, относимые к верхам докембрия-низам кембрия, черносланцевые, вулканогенные и вулканогенно-кремнистые толщи верхов кембрия-нижнего ордовика, прорванные габброидами и диоритами среднего ордовика. Ареал распространения этих комплексов иногда выделяется как самостоятельная Сарытумская зона [5, 6]. В структуре палеозоид Юго-западного Казахстана Ерементау-Бурунтауская зона располагается между, расположенной северо-западнее, Западно-Балхашской зоной и, находящейся юго-восточнее, Джалаир-Найманской зоной (рис. 1). В строении Западно-Балхашской зоны участвуют силурийские вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные толщи, а также девонские туфогенно-терригенные породы эффузивы среднего и кислого состава [7]. Джалаир-Найманская зона образована раннекембрийскими надсубдукционными офиолитами,

внутриплитными и островодужными вулканитами среднего-верхнего кембрия и терригенными породами низов ордовика, слагающими пакеты тектонических пластин [1]. Эти образования с несогласием перекрыты туфогенно-терригенными толщами нижнего-среднего ордовика и терригенными породами среднего-верхнего ордовика [7].

Для Ерементау-Бурунтауской зоны характерно присутствие блоков, сложенных докембрийскими комплексами, которые наиболее широко распространены в горах Ерементау, Нияз и Коянды в северной части зоны. Здесь развиты в основном кварцito-сланцевые толщи, детальное изучение которых позволило установить их принадлежность к образованиям конца мезо-начала неопротерозоя, имеющих аналоги в пределах Кокчетавского и Ишкеольмесского террейнов Северного Казахстана [8].

На юго-востоке Ерементау-Бурунтауской зоны докембрийские комплексы традиционно выделялись в пределах Каракамысского блока, в строении которого участвуют толща кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов (каракамысская свита), метаморфизованные гранитоиды Орумбайского массива и кислые вулканиты (орумбайская свита). Для гранитоидов и кислых вулканитов в 60–80-х годах XX века альфа-свинцовым и уран-свинцовым методами

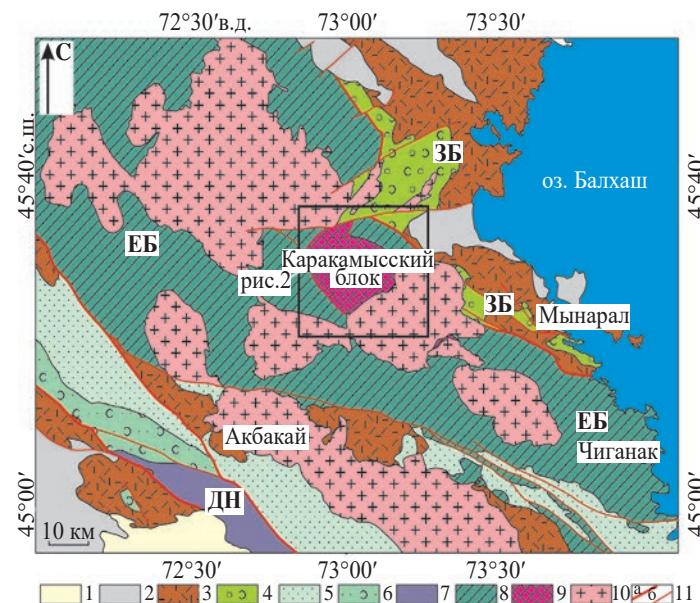


Рис. 1. Положение Каракамысского блока в структуре палеозоид Юго-западного Казахстана.

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонско-нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 3 – девонские эффузивы и вулканогенно-осадочные породы; 4 – силурийские вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные толщи; 5 – средне-верхнеордовикские терригенные толщи; 6 – нижне-среднеордовикские туфогенно-терригенные толщи; 7 – кембрийские и нижнеордовикские комплексы Джалаир-Найманской зоны; 8 – эдиакарско-среднеордовикские комплексы Ерементау-Бурунтауской зоны; 9 – комплексы Каракамысского блока; 10 – средне-позднепалеозойские гранитоиды; 11 – разрывные нарушения: а) крупные надвиги и сдвиги, б) прочие.

были получены позднедокембрийские оценки возраста их формирования [6, 7, 9]. Также было установлено, что кислые вулканиты с несогласием перекрыты терригенной толщой (теренкульская свита), условно относившейся к нижнему кембрию [7].

Авторами было проведено изучение строения и состава комплексов Каракамысского блока, получены новые геохронологические данные об их возрасте и соотношениях с другими образованиями Ерементау-Бурунтауской зоны.

Каракамысский блок, сложенный в разной степени метаморфизованными стратифицированными и plutоническими образованиями, занимает площадь 25×25 км. На западе и юго-западе комплексы этого блока имеют тектонические соотношения с кремнистыми, кремнисто-терригенными и терригенными толщами верхов кембрия-среднего ордовика, а на востоке и юго-востоке – прорваны гранитами одноименного массива девонского возраста (рис. 2).

Наиболее древними среди комплексов Каракамысского блока являются породы одноименной свиты, которые слагают различного размера

останцы среди гнейсо-гранитов Орумбайского массива (рис. 2). В строении свиты участвуют гранат-слюдяные, двуслюдяные и графитовые сланцы, кварцито-сланцы, кварциты, мраморы, в том числе графитсодержащие, мраморизованные известняки, реже встречаются амфиболиты [5]. Мощность каракамысской свиты может быть оценена в несколько сот метров. Возраст свиты может быть принят как эдиакарский по аналогии с близкой по строению, но слабее метаморфизованной, терригенно-карбонатной дарбазинской свитой, широко развитой к югу и юго-востоку от Каракамысского блока [5, 6].

Большую часть Каракамысского блока слагают гранитоиды Орумбайского массива, представленные крупно- и среднезернистыми рассланцованными биотитовыми и двуслюдяными гранитами и гнейсо-гранитами. Реже встречаются более мелкозернистые разности. Для проведения U-Pb (SIMS)-геохронологических исследований на правом берегу руч. Кызылэспе (рис. 2) из гнейсовых лейкогранитов отобрана пробы Б-15146 ($45^{\circ}28'48.7''$ с. ш.; $73^{\circ}06'23.4''$ в. д.). Граниты обладают слабо выраженной гнейсовой текстурой и порфировидной структурой, обусловленной

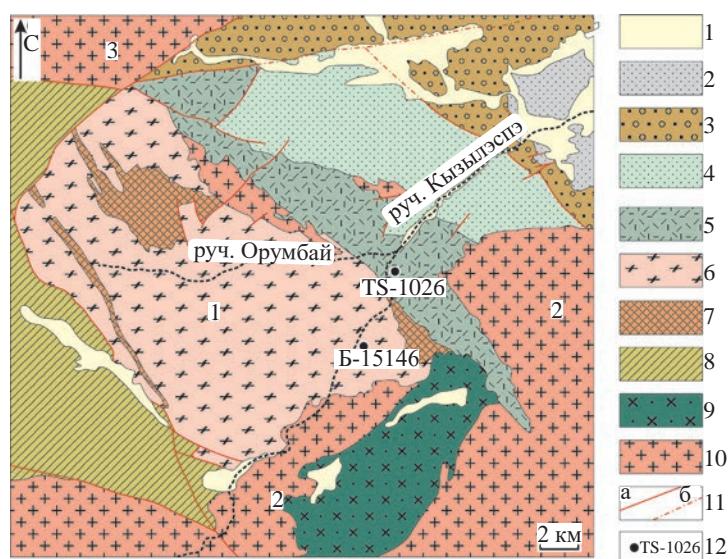


Рис. 2. Схема геологического строения Каракамысского блока и его обрамления. Составлена по материалам Б. А. Салина и Э. С. Кичмана с изменениями и упрощениями. 1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонские и нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 3 – силурийские песчаники и конгломераты Западно-Балхашской зоны; 4 – песчаники и алевролиты теренкульской свиты; 5–7 – комплексы Каракамысского блока: 5 – кислые эфузивы и туфы орбайской свиты, 6 – гнейсо-граниты Орумбайского массива, 7 – метаморфические породы каракамысской свиты; 8 – верхнекембрийско-среднеордовикские кремнистые и терригенные породы Ерементау-Бурунтауской зоны; 9, 10 – средне- и позднепалеозойские гранитоиды: 9 – диориты и гранодиориты, 10 – граниты и лейкограниты, 11 – разрывные нарушения: а) прослеженные, б) предполагаемые под кайнозойскими отложениями; 12 – места отбора проб для геохронологических исследований и их номер. Гранитные массивы: 1 – Орумбайский, 2 – Каракамысский, 3 – Каисский.

крупными выделениями ортоклаз-пертита (30%) и более мелкозернистым агрегатом альбит-олигоклаза (30%), кварца (35%) и биотита (5%). Аксессорные минералы представлены цирконом и апатитом. По содержанию SiO_2 (70.22–76.32 мас. %) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (8.06–8.62 мас. %) породы Орумбайского массива отвечают субшелочным гранитам и лейкогранитам.

Метаморфические породы каракамысской свиты и гнейсо-граниты Орумбайского массива с несогласием перекрывают вулканогенно-осадочные породы орумбайской свиты (рис. 2). В основании ее разреза залегают валунные и крупногалечные конгломераты, впервые описанные А. Е. Репкиной в 1941 г. [10]. Гальки в основном сложены кварцитами, кварцито-сланцами, рассланцованными порфировидными лейкогранитами, погруженными в матрикс аркозового состава. Выше залегают аркозовые песчаники различной зернистости и алевролиты. Среди обломочных пород встречаются потоки флюидальных риолитов и лавобрекчий кислого состава. Мощность вулканогенно-осадочной пачки составляет около 200 м. Выше залегает мощная (более 1000 м) толща в различной степени метаморфизованных лав, реже туфов и лавобрекчий, риолитового и рио-дацитового состава. Верхняя часть разреза орумбайской свиты образована туфогенно-терригенной толщей мощностью до 1000 м. В ее строении преобладают полимиктовые песчаники и гравелиты с обломками плагиоклаза, кварца, кремнистых туффитов и андезитов, которые чередуются с кислыми туфами, кремнистыми туффитами, редко присутствуют линзы известняков мощностью 3–5 м.

Для проведения U-Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований на правом берегу руч. Кызылэспеэ (рис. 2) из туфов кислого состава отобрана пробы TS-1026 ($45^{\circ}30'13.3''$ с. ш.; $73^{\circ}07'35.1''$ в. д.). Туфы представлены кристаллокластическими разностями с обломками кварца и ортоклаз-пертита. По содержанию SiO_2 (72.26–74.19 мас. %) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (7.50–8.83 мас. %) пирокластические породы свиты соответствуют риолитам.

Орумбайская свита с несогласием перекрыта терригенной терекульской свитой, в ее основании залегает пачка мелко-среднегалечных конгломератов, чередующихся с гравелитами, грубо-зернистыми песчаниками и алевролитами мощностью до 300 м. Гальки сложены кремнистыми туффитами и вулканитами средне-кислого состава. Основная часть разреза свиты представлена монотонной толщей, образованной переслаивающимися мелко-среднезернистыми песчаниками, алевролитами и туффитами голубовато-зеленого

цвета мощностью более 1500 м. В низах разреза свиты среди терригенных пород присутствует пачка слоистых и плитчатых зеленых кремнистых алевролитов, кремней и красных яшм мощностью около 20 м. В кремнистых породах были обнаружены конодонты плохой сохранности. Достоверные данные о возрасте терекульской свиты отсутствуют, ранее она относилась либо к низам кембрия, либо сопоставлялась с кремнисто-терригенной майкульской свитой среднегореверхнего ордовика [5, 7].

Выделение зерен аксессорного циркона для дальнейших U-Pb -геохронологических исследований проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Геохронологические исследования классическим U-Pb -методом (ID-TIMS) выполнены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН в соответствии с методикой, изложенной в [11], а локальным методом (SIMS) – в Центре изотопных исследований Института Карпинского по методике, описанной в [12, 13].

В гранито-гнейсах Орумбайского массива из пробы Б-15146 аксессорный циркон представлен преимущественно идиоморфными и субидиоморфными кристаллами пирамидального, дипирамидального и таблитчатого габитуса размером от 150 до 300 мкм и коэффициентом удлинения от 1.5 до 3. Для них характерна выраженная магматическая зональность, в ядрах иногда встречаются минеральные включения (рис. 3 а). U-Pb -геохронологические исследования были выполнены для пяти кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 443 ± 5 млн лет (рис. 3 б, табл. 1). Морфологические особенности изученного циркона указывают на их магматический генезис, что позволяет считать полученную оценку возраста, примерно соответствующую границе ордовика-силура [14], в качестве времени кристаллизации родоначального для гнейсо-гранитов расплава.

В риолитовых туфах орумбайской свиты из пробы TS-1026 циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными, полупрозрачными рыжеватыми призматическими кристаллами и их обломками. Кристаллы огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {211} (рис. 4, I–III). Их размер варьирует от 50 до 300 мкм, коэффициент удлинения равен 2.0–3.0. Для внутреннего строения изученного циркона характерна хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 4, V–VIII). В некоторых кристаллах имеются краевые нарушенные зоны

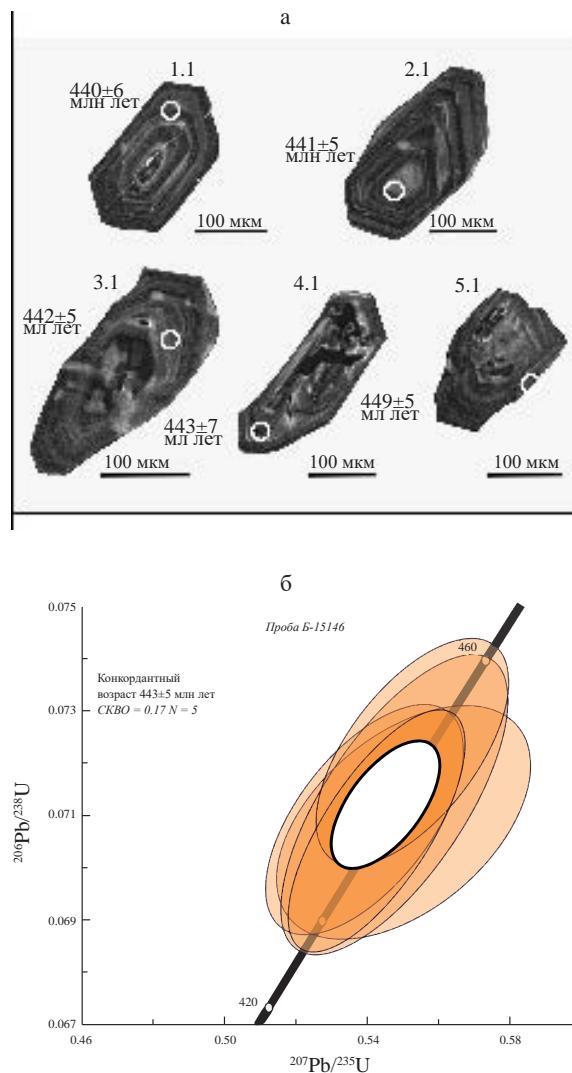


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции (кружками обозначены участки датирования) (а) и диаграмма с конкордией (б) для гнейсо-гранитов Орумбайского массива (проба Б-15146). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

с повышенной люминесценцией (рис. 1, V) и, возможно, реликты унаследованных ядер (рис. 4, VI).

U-Pb-изотопные исследования были проведены для четырех микронавесок (30–60) кристаллов из размерных фракций 50–85 и >150 мкм, предварительно обработанных различными способами (см. табл. 2). Наименьшей дискордантностью характеризуется циркон, подвергнутый предварительной кислотной обработке с высокотемпературным отжигом (№ 4). На диаграмме с конкордией (рис. 5) точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию,

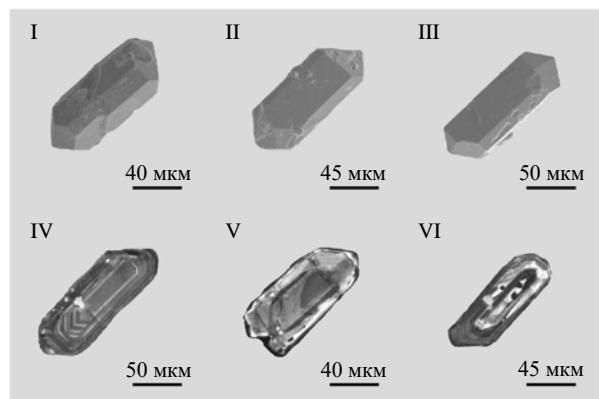


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из риолитовых туфов орумбайской свиты (проба TS-1026), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–III – в режиме вторичных электронов; IV–VI – в режиме катодолюминесценции.

нижнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 436 ± 2 млн лет (верхнее пересечение = 2125 ± 190 млн лет, СКВО = 0.79). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, следовательно, полученное значение 436 ± 2 млн лет можно рассматривать в качестве наиболее точной оценки возраста формирования риолитовых туфов орумбайской свиты, которая соответствует верхам лладоверийского отдела силура [14].

Таким образом, в результате проведенных геохронологических исследований установлено,

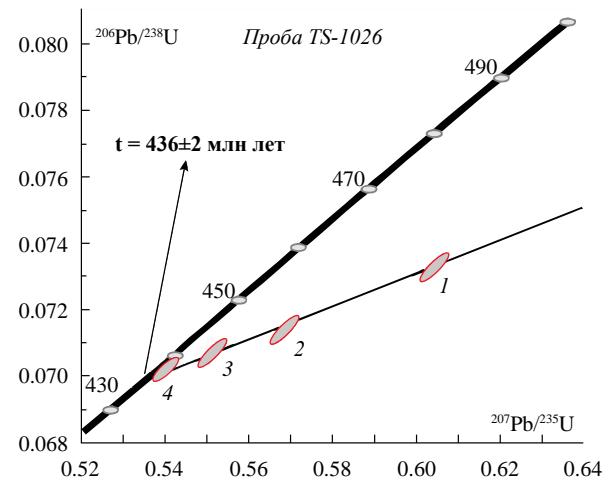


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для циркона из риолитовых туфов орумбайской свиты (проба TS-1026). Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице 2.

что большая часть комплексов Каракамысского блока имеет палеозойский – позднеордовикско-лландоверийский возраст. Силурийский возраст предполагается и для теренкульской свиты, учитывая ее несогласное залегание на вулканитах и туфах лландоверийской орумбайской свиты. К докембрию, вероятно, следует относить только метаморфические породы каракамысской свиты.

Изучение состава гранитоидов Орумбайского массива, кислых вулканитов и туфогенных пород орумбайской свиты показывает, что они обладают близкими петро-геохимическими особенностями (табл. 3). Принадлежность пород к известково-шелочной (MALI – 7–7.6) и умеренно-железистой сериям ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ – 0.64–0.92),

а также умеренная и повышенная глиноземистость (ASI 0.94–1.27) сближает их с производными надсубдукционного магматизма. Это подтверждается распределениями редких и редкоземельных элементов с отчетливо проявленным обогащением элементами (легкими РЗЭ, Cs, Rb, Th, U), имеющими сродство к водному флюиду (рис. 6) [15]. Положение фигуративных точек составов на тектономагматических дискриминантных диаграммах позволяет рассматривать гранитоиды и вулканогенные породы в качестве продуктов дифференциации расплавов, возникших в надсубдукционных обстановках (рис. 7).

Аналоги, выявленные в пределах Каракамысского блока, гранитоидов самого конца

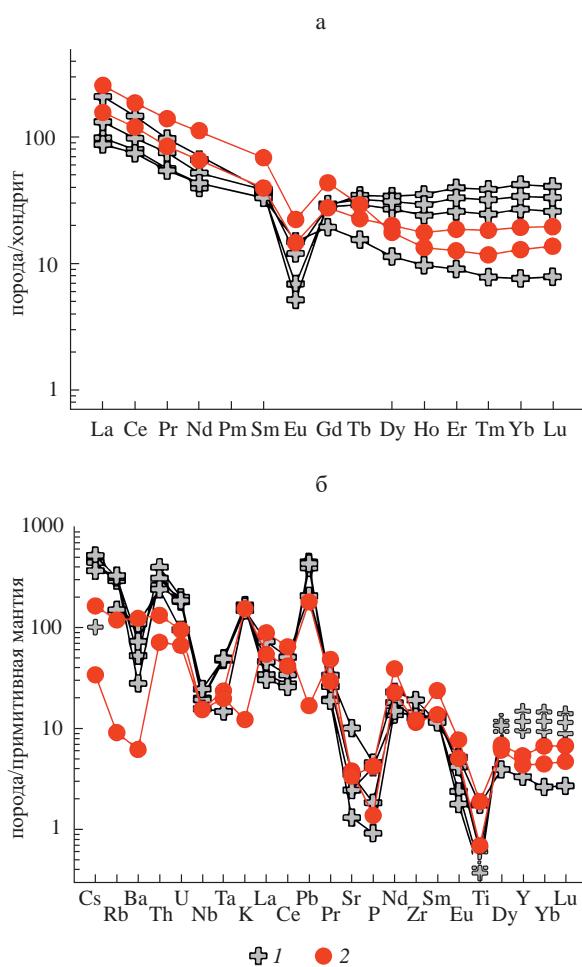


Рис. 6. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б), для гнейсо-гранитов Орумбайского массива и кислых эфузивов орумбайской свиты. 1 – гранитоиды Орумбайского массива; 2 – вулканогенные породы орумбайской свиты.

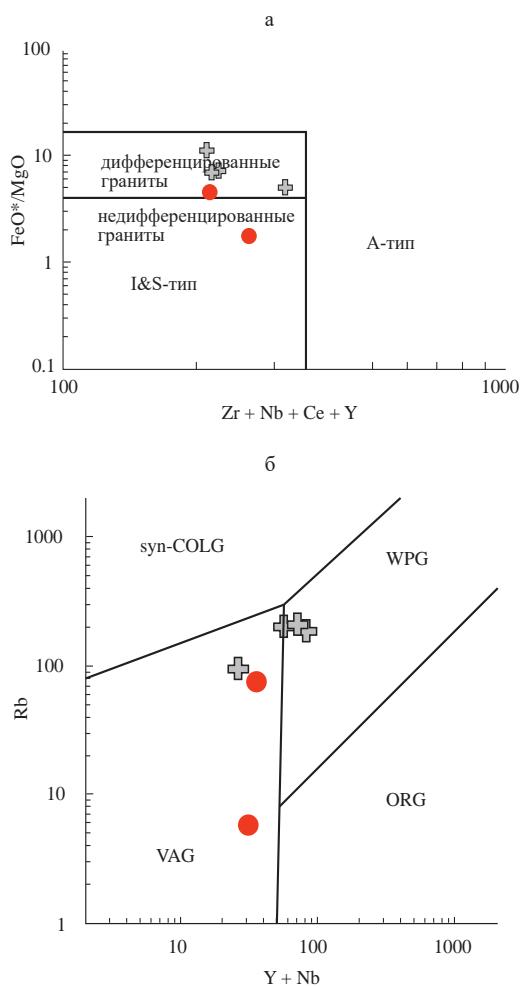


Рис. 7. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ [20] (а) и $\text{Rb} - \text{Yb} + \text{Ta}$ [18] (б) для гранитоидов и кислых эфузивов Каракамысского блока. Условные обозначения см. рис. 5. Поля на диаграмме $\text{Rb} - \text{Yb} + \text{Ta}$, граниты: VAG – вулканических дуг, ORG – океанических хребтов, WPG – внутриплитные, syn-COLG – синколлизионные.

ордовика-начала силура и лландоверийских кислых вулканитов и туфов, известны в сопредельных структурах палеозойд Казахстана. Гранитоиды этого возрастного диапазона образуют крупные массивы в восточной части Актау-Моинтинского докембрийского террейна, сложенные гранодиоритами акжальского комплекса, для которых получена оценка возраста 439 ± 6 млн лет [18]. Фаунистически охарактеризованные лландоверийские вулканиты и туфы кислого, средне-кислого и среднего состава, вулканогенно-осадочные породы с прослойями известняков известны на юге Актау-Моинтинского террейна (новалинская и сокуркайская свиты) и в Западно-Балхашской зоне в районе пос. Мынарал (мынаральская свита) [7, 19]. Здесь они вместе с эфузивами

и туфами орумбайской свиты участвуют в строении Моинты-Южноджунгарского сегмента силурийского вулканического пояса [20].

Формирование надсубдукционных гранитоидов конца ордовика-начала силура и лландоверийских вулканогенно-осадочных толщ рассматриваемого региона, вероятно, происходило в пределах активной окраины Джунгаро-Балхашского океанического бассейна, эволюция которой продолжалась на протяжении раннего – среднего палеозоя.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН.

Таблица 1. Результаты U–Pb изотопных геохронологических исследований циркона из гнейсо-гранитов Орумбайского массива (проба Б-15146)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		
1.1	0.00	48.5	799	329	0.43	0.0557 ± 1.3	0.5425 ± 1.9	0.0707 ± 1.3	0.72	440 ± 6
2.1	0.00	24.3	399	123	0.32	0.0563 ± 2.3	0.5501 ± 2.6	0.0709 ± 1.3	0.49	441 ± 5
3.1	0.06	26.1	428	140	0.34	0.0551 ± 1.7	0.5391 ± 2.1	0.0709 ± 1.3	0.60	442 ± 5
4.1	0.00	26.9	440	111	0.26	0.0558 ± 1.7	0.5475 ± 2.4	0.0712 ± 1.6	0.69	443 ± 7
5.1	0.08	28.7	463	154	0.34	0.0555 ± 1.6	0.5526 ± 2.0	0.0722 ± 1.2	0.62	449 ± 5

Примечание. $^{206}\text{Pb}_c$ – обычный Pb; $^{206}\text{Pb}^*$ – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ . Номера анализов в табл. 1 соответствуют номерам зерен на рис. 3.

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона из риолитовых туфов орумбайской свиты (проба TS-1026)

Но- мер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристи- стика циркона	U/ Pb^*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50–85, 60 зер., кисл. обр. = 2.0	15.3	5543	0.0597 ± 1	0.1020 ± 1	0.6039 ± 9	0.0733 ± 1	0.91	480 ± 1	456 ± 1	594 ± 1
2	>150, 50 зер., A = 10%	12.1	468	0.0577 ± 1	0.1335 ± 1	0.5684 ± 8	0.0714 ± 1	0.84	457 ± 1	445 ± 1	520 ± 2
3	50–85, 40 зер. A = 10%	14.1	499	0.0565 ± 1	0.1320 ± 1	0.5511 ± 8	0.0707 ± 1	0.83	446 ± 1	441 ± 1	472 ± 2
4	50–85, 35 зер., ВО, кисл. обр. = 2.0	14.1	4592	0.0558 ± 1	0.1263 ± 1	0.5399 ± 7	0.0702 ± 1	0.88	438 ± 1	437 ± 1	444 ± 1

Примечания. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; A = 10% – количество вещества, удаленное в процессе аэроабразивной обработки циркона; * – навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 2.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы); ВО – высокотемпературный отжиг циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Таблица 3. Содержания породообразующих окислов (%), малых и редкоземельных элементов (г/т) в интрузивных и вулканогенных породах Каракамысского блока

№ пробы	Орумбайский массив				Орумбайская свита	
	Б-15144	Б-15146	Б-15148	Ts-1024	Ts-1026	Д-10019
	лейкогранит	лейкогранит	лейкогранит	субщелочной гранит	туф риолитов	риолит
SiO ₂ (%)	75.99	75.79	76.32	70.22	74.19	72.26
TiO ₂ (%)	0.09	0.13	0.08	0.38	0.15	0.41
Al ₂ O ₃ (%)	11.93	12.09	12.11	14.78	13.87	12.59
Fe ₂ O ₃ (%)	0.05	0.16	0.12	2.10	1.79	2.55
FeO (%)	1.55	1.75	1.34	1.06	0.22	1.29
MnO (%)	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03	0.05
MgO (%)	0.22	0.27	0.13	0.59	0.40	2.02
CaO (%)	1.12	1.04	0.89	1.54	0.38	0.24
K ₂ O (%)	5.05	4.57	4.85	4.47	4.65	0.37
Na ₂ O (%)	3.26	3.49	3.61	3.83	3.18	7.13
P ₂ O ₅ (%)	0.09	0.04	0.02	0.10	0.03	0.09
ппп(%)	0.62	0.61	0.49	0.74	0.84	0.82
Сумма	100.00	99.82	99.99	99.87	99.72	99.82
FeO*	1.60	1.89	1.45	2.95	1.83	3.58
ASI	0.94	0.96	0.95	1.07	1.27	1.01
MALI	7.19	7.02	7.58	6.76	7.45	7.26
FeO*/ FeO*+MgO	0.88	0.87	0.92	0.83	0.82	0.64
Li	7.26	7.63	4.94	7.16	6.39	5.91
Be	3.36	2.97	3.34	2.19	1.14	0.61
Sc	2.90	3.54	2.42	4.45	6.20	3.27
V	15.24	13.38	8.80	11.14	9.79	2.01
Cr	12.20	8.02	13.15	5.51	8.90	6.67
Co	0.64	1.11	0.54	2.26	1.03	0.90
Ni	10.44	6.46	10.40	8.84	10.73	10.42
Cu	3.15	1.88	2.07	< ПО	5.12	1.19
Zn	20.66	28.42	24.15	31.72	41.19	42.25
Ga	16.94	18.35	18.44	12.92	13.13	9.05
Rb	186.43	200.29	208.08	95.41	75.90	5.76
Sr	51.79	74.42	27.67	213.16	80.19	71.20
Y	67.46	43.20	53.46	15.14	24.45	19.82
Zr	160.12	142.24	146.57	214.98	128.82	135.84
Nb	14.34	13.81	17.58	11.16	11.09	10.98
Mo	0.94	1.55	0.78	1.26	1.06	0.75
Cs	3.48	4.06	2.91	0.80	1.27	0.27
Ba	369.40	509.97	195.71	767.69	866.79	43.48
La	23.49	31.49	20.92	50.12	37.43	61.31

Таблица 3. Окончание

№ пробы	Орумбайский массив				Орумбайская свита	
	Б-15144	Б-15146	Б-15148	Ts-1024	Ts-1026	Д-10019
	лейкогранит	лейкогранит	лейкогранит	субщелочная гранит	туф риолитов	риолит
Ce	48.95	60.42	45.87	90.40	74.04	114.76
Pr	5.37	7.19	5.24	9.26	8.13	13.40
Nd	18.57	24.44	20.33	31.25	30.90	52.95
Sm	5.46	5.87	5.72	5.12	6.06	10.64
Eu	0.41	0.66	0.30	0.87	0.85	1.34
Gd	5.86	5.81	6.14	3.96	5.71	8,98
Tb	1.30	1.10	1.21	0.58	0.85	1.07
Dy	8.70	6.87	7.89	2.92	5.08	4.52
Ho	2.00	1.37	1.67	0.55	1.02	0.76
Er	6.59	4.28	5.47	1.50	3.09	2.14
Tm	0.99	0.63	0.82	0.20	0.47	0.30
Yb	7.18	4.55	5.80	1.34	3.30	2.24
Lu	1.04	0.66	0.85	0.20	0.50	0.35
Hf	6.36	4.83	5.70	4.36	4.18	3.28
Ta	2.03	1.94	2.00	0.60	0.96	0.81
W	0.66	0.52	0.37	0.20	0.90	0.68
Tl	1.17	1.23	1.24	0.44	0.51	0.17
Pb	31.89	27.77	30.78	14.69	12.75	1.19
Th	33.79	22.21	26.21	20.38	11.33	6.11
U	4.17	3.79	3.87	1.97	2.03	1.42

Примечание. $FeO^* = 0.9FeO + Fe_2O_3$; ASI – $(Al/(Ca - 1.67P + Na + K))$; MALI – $(Na_2O + K_2O - CaO)$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Degtyarev K. E., Tretyakov A. A., Luchitskaya M. V., Ryazantsev A. V., Kanygina N. A., Skoblenko A. V., Tolmacheva T. Yu., Yakubchuk A. S., Milyukova A. G.* Cambrian supra-subduction and intraplate oceanic complexes in the Dzhalaïr–Naiman ophiolite zone (Southern Kazakhstan): age, geochemistry and tectonic implication // *Gondwana Research*, 2024. V. 13. P. 144–186.
2. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an overview // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 44–75.
3. *Kanygina N. A., Tretyakov A. A., Degtyarev K. E., Kovach V. P., Skuzovatov S. Yu., Pang K. N., Wang K. L., Lee H. Y.* Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crystal evolution, and implications for paleotectonic re- construction // *Precambrian Research*. 2021. V. 354. 106040.
4. *Tolmacheva T. Yu., Degtyarev K. E., Ryazantsev A. V.* Ordovician conodont biostratigraphy, diversity and biogeography in deep-water radiolarian cherts from Kazakhstan // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2021. V. 578. 110572.
5. Геология и металлогения Сарытумской зоны (Западное Прибалхашье). Алма-Ата: Наука, 1976. 160 с.
6. *Рязанцев А. В., Дегтярев К. Е., Толмачева Т. Ю., Никитина О. И.* Комплексы раннепалеозойского внутренеконтинентального рифта в Ерементау–Бурунтауской зоне казахстанских палеозой / Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 228–233.
7. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с

8. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kотов А., Tolmachev E., Wang K., Chung S., Lee H., Jahn B. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 28–43.
9. Халилов В. А., Булина В. А., Злобин Г. А., Ким В. С. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Южного Казахстана / Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. С. 80–98.
10. Репкина А. Е. К стратиграфии докембрая Казахстана (Западное Прибалхашье) // Советская геология. 1941. № 5. С. 33–43.
11. Сальникова Е. Б., Яковлева С. З., Котов А. Б., Толмачева Е. В., Плоткина Ю. В., Козловский А. М., Ярмольюк В. В., Федосеенко А. М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U–Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 5. С. 482–495.
12. Носова А. А., Возняк А. А., Богданова С. В., Савко К. А., Лебедева Н. М., Травин А. В., Юдин Д. С., Пейдж Л., Ларионов А. Н., Постников А. В. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // *Петрология*. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
13. Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc.* 2004. V. 30. P. 69–74.
14. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes*. 2013 (updated 02. 2022). V. 36. № 3. P. 199–204.
15. Pearce J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
16. Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites-geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
17. Pearce J. A., Harris N. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
18. Дегтярев К. Е., Шатагин К. Н., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Лучицкая М. В., Яковлева С. З., Плоткина Ю. В., Федосеенко А. М. Раннепалеозойские гранитоиды Актау-Джунгарского микроконтинента (Центральный Казахстан) // *ДАН*. 2006. Т. 411. № 1. С. 80–84.
19. Палец Л. М. Силурийские отложения Мойнты-Новалинского антиклиниория // *Известия АН КазССР. Сер. Геол.* 1990. № 4. С. 28–37.
20. Koren T. N., Popov L. E., Degtyarev K. E., Kovalevsky O. P., Modzalevskay T. L. Kazakhstan in the Silurian // *Silurian Lands and Seas Paleogeography Outside of Lavrentia*. New York: State Education Departament, 2003. P. 323–343.

LATE ORDOVICIAN AND SILURIAN SUPRA-SUBDUCTION COMPLEXES OF KARAKAMYS BLOCK OF SOUTHWESTERN KAZAKHSTAN

Academician of the RAS K. E. Degtyarev^{a, #}, A. A. Tretyakov^a, E. B. Sal'nikova^b,
N. A. Kanygina^a, A. B. Kotov^b, Yu. V. Plotkina^b, A. M. Fedoseenko^b, K. A. Tretyakova^c

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

^b Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
Saint-Peterburg, Russian Federation

^c Russian State University for Geological Prospecting, Moscow, Russian Federation

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

The Late Ordovician and Silurian ages are for the first time established for plutonic and volcanic complexes of Karakamys block of Southwestern Kazakhstan, previously considered as Precambrian ones. The U–Pb (SIMS, and ID-TIMS) geochronological study of foliated granites and felsic volcanic rocks is carried out, and age estimates 443 ± 5 and 436 ± 2 , consequently, are obtained. Received data allow to refer foliated granites to the very end of Ordovician – the beginning of Silurian, and felsic volcanic rocks and tuffs, to the Llandovery stage of Silurian. Affinities of granitoids and felsic volcanic rocks composition indicate their formation in supra-subduction setting.

Keywords: granitoids, felsic effusives and tuffs, zircon, Late Ordovician, Silurian, Karakamys block, Southwestern Kazakhstan

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 550.93:552.18:552.163

**Sm–Nd-ВОЗРАСТ КОЛВИЦКОГО Fe–Ti–V-МЕСТОРОЖДЕНИЯ,
ПОРЬЕГУБСКИЙ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ВЕРЛИТОВЫЙ
КОМПЛЕКС, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН**

© 2024 г. П. А. Серов*, Н. Ю. Грошев

Представлено академиком РАН С. В. Кривовичевым 27.06.2024 г.

Поступило 27.06.2024 г.

После доработки 19.08.2024 г.

Принято к публикации 26.08.2024 г.

Впервые определен изотопный возраст пород порьегубского клинопироксенит-верлитового комплекса, вмещающего Колвицкое Fe–Ti–V-месторождение. Sm–Nd-взраст безрудных клинопироксенитов, преобладающих в изученном массиве, составляет 1858 ± 34 млн лет ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.5$) и интерпретируется как время внедрения порьегубского комплекса, произошедшего после пика гранулитового метаморфизма (1925–1915 млн лет). Обнаруженные зоны закалки в клинопироксенитах вокруг ксенолитов гранулитов указывают на внедрение комплекса в остывшие породы Лапландско-Кольского орогена, что согласуется с временем его остывания, оцененного ранее по рутилу (450° , 1880–1870 млн лет). Минерализованные породы, как предполагается по активной ассилияции ксенолитов гранулитов, формируются на поздней стадии развития комплекса: возраст минерализованных пироксенитов, обогащенных платиной и палладием (0.8 г/т), составляет 1832 ± 35 млн лет ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -2.0$), в то время как возраст титаномагнетитовых руд – 1823 ± 19 млн лет ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -2.5$). Таким образом, полученные изотопные данные указывают на внедрение малых ультрамафитовых интрузий, развитых в Кандалакшско-Колвицких гранулитах (Колвицком меланже), на стадии остывания Лапландско-Кольского орогена.

Ключевые слова: титан, ванадий, элементы платиновой группы, Sm–Nd-изотопный возраст, сульфиды, магнетит, Колвицкое месторождение, порьегубский комплекс, клинопироксенит-верлитовая формация, Кольский регион

DOI: 10.31857/S2686739724120052

Среди Кандалакшско-Колвицких гранулитов широко развиты малые мафит-ультрамафитовые интрузивы, представленные двумя комплексами: порьегубским (порьереченским) клинопироксенит-верлитовым и плотицьянским шрисгеймит-кортландит-габброноритовым. Колвицкое месторождение Fe–Ti–V-руд связано с первым из них. Вопрос о соотношении времени формирования этих интрузивов с пиком метаморфических преобразований в гранулитах является дискуссионным. С одной стороны, эти интрузивы расположены в пределах Колвицкого меланжа [1, 2] и могли сформироваться, по данным геологической карты Кольского региона [3], до коллизионного гранулитового метаморфизма. По существующим оценкам, гранулитовый метаморфизм

ограничивается интервалом от 1925 ± 1 млн лет [4] до 1915 ± 7 млн лет [5]. С другой стороны, недавнее датирование циркона из кортландитов массива Плотицья Варака (1913 ± 5 млн лет; [6]) показывает, что интрузивы могли образоваться в самом конце периода гранулитового метаморфизма и являются, таким образом, синколлизионными. Однако, некоторыми исследователями [7] отмечается наличие ксенолитов гранулитов в клинопироксенитах, что свидетельствует о формировании порьегубского комплекса в посторогенных условиях. Фактическое отсутствие геохронологической информации по порьегубскому комплексу определяет актуальность проведения изотопно-геохронологических исследований как части дискуссии, приведенной выше. Однако, поскольку U–Pb-датирование ультрамафитов сопряжено с трудностями выделения необходимого количества циркона, выбор Sm–Nd-изотопной системы для геохронологических исследований является предпочтительным. Sm–Nd-датирование

Геологический институт Кольского научного центра
Российской академии наук, Апатиты, Россия

*E-mail: p.serov@ksc.ru

выполнено для вмещающих и оруденелых пород Колвицкого месторождения, которое в последнее время привлекает к себе внимание из-за большого числа минералов группы платины, найденных в зонах сульфидной вкрапленности, оперяющих магнетитовые рудные тела [8].

ГЕОЛОГИЯ

Колвицкое Fe–Ti–V-месторождение (рис. 1) расположено в массиве Железный, входящем в состав порьегубского клинопироксенит-верлитового комплекса. Этот комплекс образует в структуре Кандалакшско-Колвицких гранулированных цепь массивов общей протяженностью более 20 км, ориентированную в северо-западном направлении [7–9]. Массив Железный размером 4 · 1 км сложен преимущественно клинопироксенитами (рис. 1). Подчиненная группа пород массива Железный представлена верлитами, оливинитами, вебстеритами, оливиновыми

клинопироксенитами и титаномагнетитовыми рудами (магнетититами) [10] и рассматривается исследователями как позднее образование (поздняя фаза) массива [11].

Титаномагнетитовые руды Колвицкого месторождения образуют крутопадающие тела мощностью до 50 м, которые прослеживаются по простиранию на расстояние до 1500 м, а на глубину – до 350 м. Среднее содержание железа в руде составляет 40%, оксида титана и ванадия – 7 и 0.2% соответственно [9, 10]. Вокруг титаномагнетитовых руд, в оливиновых клинопироксенитах и вебстеритах развивается зона сульфидной вкрапленности с содержанием халькопирита до 10%. С этой вкрапленностью связана платинометальная минерализация с содержанием Pt+Pd+Au до 1 г/т на мощность около 3 метров [11].

Полевые наблюдения показывают, что вблизи резких контактов безрудных крупно-средне-

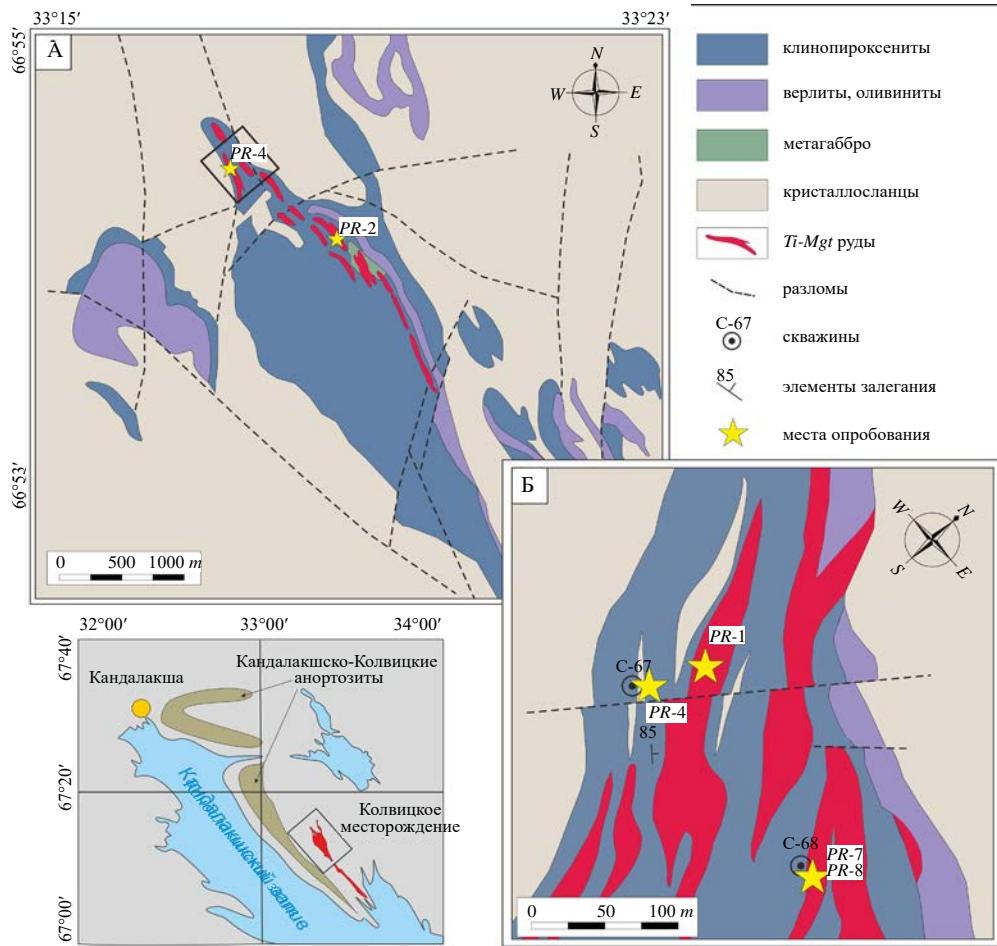


Рис. 1. Схема геологического строения массива Железный (а) и фрагмент детальной карты Колвицкого Fe–Ti–V-месторождения (б) (составлено по материалам [10]).

зернистых клинопироксенитов и гранат-пироксен-полевошпатовых кристаллосланцев (обломков гранулитов) образуется зона закалки в виде мелкозернистых пироксенитов мощностью до одного метра (рис. 2 а). В ксенолитах гранулитов происходит перекристаллизация части материала, появляются пегматоидные текстуры. Ксенолиты кристаллосланцев в минерализованных пироксенитах и титаномагнетитовой руде имеют постепенные границы, возникающие за счет ассилияции гранулитов. Титаномагнетитовая руда при этом обогащается гранатом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ходе полевых работ в пределах массива Железный для Sm–Nd-исследований была отобрана одна пробы клинопироксенитов (PR-4) и две пробы минерализованных пироксенитов из керна скважины (PR-7, PR-8), а также две пробы титаномагнетитовой руды из разведочных канав в северной (PR-1) и центральной (PR-2) части массива (рис. 1). Вес каждой пробы составляет около 5 кг.

Безрудные клинопироксениты представляют собой крупно-среднезернистые породы, состоящие из клинопироксена (75–80%), оливина (5–15%), буроватого амфибола (5–10%), ортопироксена (<1%) и апатита (ед. з.). Как правило,

клинопироксениты содержат замутненный пылевидными рудными минералами ксеноморфный пироксен и практически несерпентинизированный оливин. Минерализованные пироксениты (рис. 2 б) состоят из клинопироксена (20–86%), буроватого амфибола (5–10%), оливина (1–5%), ортопироксена (1–70%), рудных минералов (3–12%) и единичных зерен биотита, хлорита, серпентина, герцинита и апатита. Минерализованные пироксениты, как правило, обогащены клинопироксеном и имеют среднезернистое сложение; порфировидные структуры отмечаются в обогащенных ортопироксеном разностях. Главными рудными минералами являются магнетит, халькопирит, ильменит, пирротин, пентландит. Минералы платиновых металлов, установленные преимущественно в этих породах [8], представлены звягинцевитом, соболевскитом, станнопалладинитом, фрудитом, тетраферроплатиной и др. Содержание платины и палладия в пробе PR-8, по данным атомно-абсорбционного анализа (ГИ КНЦ РАН), составляет 0.8 г/т. Титаномагнетитовая руда (рис. 2 в) сложена, главным образом, магнетитом (60–90%), герцинитом (5–10%), ильменитом (3–7%) и содержит в различных количествах силикатные и сульфидные минералы (оливин, клинопироксен, амфибол, халькопирит, троилит, пентландит).

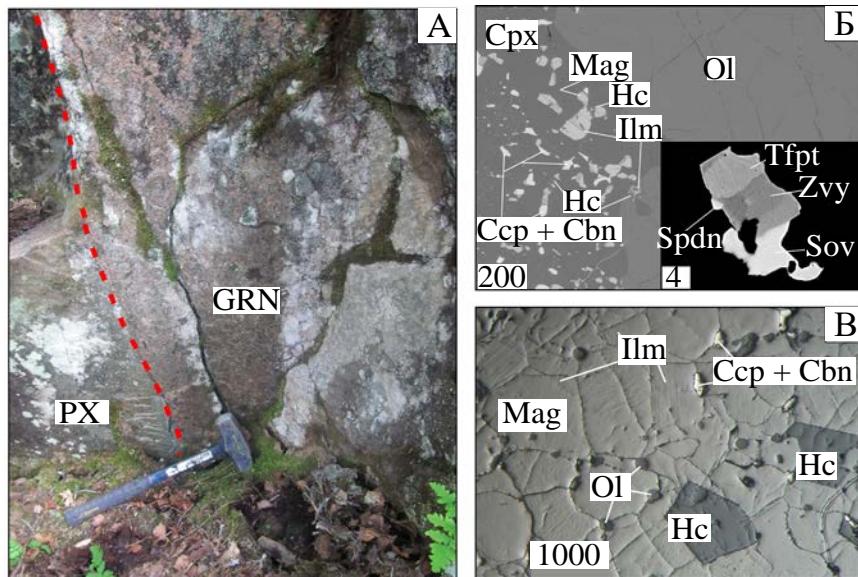


Рис. 2. (А) Фотография обнажения резкого контакта (выделено красным пунктиром) ксенолита гранулитов (GRN) и закаленных клинопироксенитов (PX) массива Железный. Длина кувалды 40 см. (Б) BSE-изображение минерализованного оливинового пироксенита, содержащего минералы платиновых металлов (на врезке). (В) Микрофотография титаномагнетитовой руды Колвицкого месторождения в отраженном свете. Масштабные линии – в мкм. Ccp – халькопирит, Cbn – кубанит, Cpx – клинопироксен, Hc – герцинит, Ilm – ильменит, Mag – магнетит, Ol – оливин, Sov – соболевскит, Spdn – станнопалладинит, Tfpt – тетраферроплатина, Zvy – звягинцевит.

Sm–Nd-метод

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились в Центре Коллективного Пользования ФИЦ КНЦ РАН (г. Апатиты) на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и tantalовых лент. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$; изотопный состав неодима приведен к референсному значению в стандарте JNd-1 = 0.512115 [12]. Ошибки определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составили 0.3%, изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – 0.003%, и до 0.005% для минералов с низкими концентрациями неодима и самария. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd – 0.3 нг, по Sm – 0.06 нг. Точность определения концентраций Nd и Sm $\pm 0.5\%$. Более детальное описание методик химической пробоподготовки и масс-спектрометрического анализа приведено в работе [13]. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов T_{DM} использованы современные значения CHUR $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1960$ [14]; DM $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ [15] и константы распада самария $\lambda_{147} = (6.524 \pm 0.024) \cdot 10^{-12}/\text{год}$ [16]. Построение минеральных изохрон и расчет Sm–Nd-возрастов проводился с помощью онлайн-версии программы IsoplotR [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

Всего проанализировано 5 пород в целом (WR) и 17 монофракций породообразующих силикатных (пироксены, оливин, амфибол, апатит) и рудных минералов (пирротин, троилит, халькопирит, пентландит). Изотопные составы неодима в изученных образцах варьируют от 0.510986 до 0.512773, отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ от 0.0890 для оливина до 0.2185 для клинопироксена (табл. 1). Концентрации неодима варьируют от 0.169 ppm до 459 ppm, самария – 0.037 ppm от до 72.3 ppm. Минимальные количества неодима и самария определены в сульфидах и оливине (доли ppm).

Минеральная Sm–Nd-изохрона для клинопироксенитов, построенная по породе в целом и породообразующим минералам, соответствует возрасту 1858 ± 34 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.5$ (рис. 3 а). Полученный возраст может рассматриваться как время формирования массива Железный. Массив, по-видимому, внедрился в кристаллосланцы после пика гранулитового метаморфизма, время которого оценивается интервалом 1925–1915 млн лет [4, 5]. Интересно отметить, что время формирования массива Железный совпадает в пределах ошибки с оценкой времени остывания гранулитов до температуры 450°C . Последняя была достигнута к рубежу 1880–1870 млн лет, судя по времени

Таблица 1. Результаты Sm–Nd-изотопных исследований для пород и минеральных фракций массива Железный

Образец	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T_{DM} , млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
Безрудный клинопироксенит 1858 ± 34 млн лет						
PR-4 WR	3.56	13.65	0.1577	0.512088±11	2887	-1.47
PR-4 Opx	1.722	5.87	0.1773	0.512348±14		
PR-4 Cpx	3.72	11.78	0.1907	0.512487±19		
PR-4 Ap	72.3	459	0.0951	0.511334±14		
PR-4 Amf	4.49	18.91	0.1436	0.511904±20		
Минерализованный пироксенит 1832 ± 35 млн лет						
PR-8 WR	3.03	13.16	0.1390	0.511840±17	2670	-2.05
PR-8 Ol	0.141	0.664	0.1285	0.511708±12		
PR-8 Cpx	4.39	14.37	0.1847	0.512385±17		
PR-8 Pyh	0.060	0.345	0.1052	0.511431±19		

Таблица 1. Окончание

Образец	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T_{DM} , млн лет	$\varepsilon_{Nd}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
PR-8 Pn	0.158	1.013	0.0944	0.511289 ± 22		
PR-8 Ccp	0.102	0.556	0.1107	0.511513 ± 22		
PR-7 WR	3.83	16.30	0.1422	0.511883 ± 9	2698	-1.96
PR-7 Opx	1.940	7.24	0.1620	0.512111 ± 19		
Титаномагнетитовая руда				1823 ± 19 млн лет		
PR-1 WR	2.225	10.16	0.1324	0.511745 ± 11	2631	-2.34
PR-1 Ol	0.252	1.712	0.0890	0.511205 ± 19		
PR-1 Cpx	3.59	11.02	0.1969	0.512516 ± 14		
PR-1 Ccp	0.057	0.322	0.1070	0.511462 ± 27		
PR-1 Tro	0.115	0.687	0.1012	0.511379 ± 23		
PR-2 WR	2.744	12.19	0.1360	0.511773 ± 9	2698	-2.77
PR-2 Cpx	5.18	14.33	0.2185	0.512773 ± 12		
PR-2 Ccp	0.092	0.621	0.0896	0.511225 ± 18		
PR-2 Pn	0.283	2.532	0.0676	0.510986 ± 26		

закрытия U-Pb-изотопной системы в рутиле [5]. Кроме этого, близкий Sm-Nd-возраст ранее был получен для клинопироксенит-верлитового массива Райненчорр, расположенного в южной части комплекса Волчьих Тундр – 1863 ± 77 млн лет при величине $\varepsilon_{Nd}(T) = -1.8 \pm 0.2$ [18].

Для минерализованных пироксенитов была построена Sm-Nd-минеральная изохона по породе в целом, породообразующим и сульфидным минералам из проб PR-7 и PR-8. Наклон полученной линии регрессии соответствует возрасту 1832 ± 35 млн лет, $\varepsilon_{Nd}(T) = -2.0$ (рис. 3 б). Sm-Nd-изохона по породе в целом и минералам из титаномагнетитовой руды (пробы PR-1 и PR-2) соответствует возрасту 1823 ± 19 млн лет, $\varepsilon_{Nd}(T) = -2.5$ (рис. 3 в), который пересекается в пределах ошибки измерения с Sm-Nd-возрастом минерализованных пироксенитов. Таким образом, оценка Sm-Nd-возраста для оруднения Колвицкого месторождения в пределах ошибки совпадает с возрастом вмещающих клинопироксенитов, что подтверждает их связь в рамках общего комплекса.

Несмотря на то, что представление о двухфазности порьегубского комплекса [10, 11] не

находит в настоящее время геохронологического подтверждения, необходимо отметить его изотопную гетерогенность, выраженную в снижении величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -1.5 в предположительно ранних породах (клинопироксенитах) до -2.0 – -2.5 в более поздних породах (минерализованные пироксениты и титаномагнетитовая руда). Это уменьшение, по-видимому, объясняется большей степенью контаминации рудной магмы веществом гранулитов, свидетельством чего являются их частично ассилированные ксенолиты в титаномагнетитовой руде в сравнении с “приваренными” ксенолитами в клинопироксенитах.

Таким образом, впервые полученные для малых клинопироксенит-верлитовых интрузий Кандалакшско-Колвицких гранулитов изотопные Sm-Nd-возрастные данные указывают на единство клинопироксенитов и оруднелых пород Колвицкого Fe-Ti-V-месторождения в рамках порьегубского интрузивного комплекса. Наиболее древний из полученных возрастов, 1858 ± 34 млн лет, немногим моложе оценок возраста гранулитового метаморфизма в Колвицком меланже (1925–1915 млн лет) и согласуется с оценкой времени остывания кристаллосланцев до 450° на рубеже 1880–1870 млн лет.

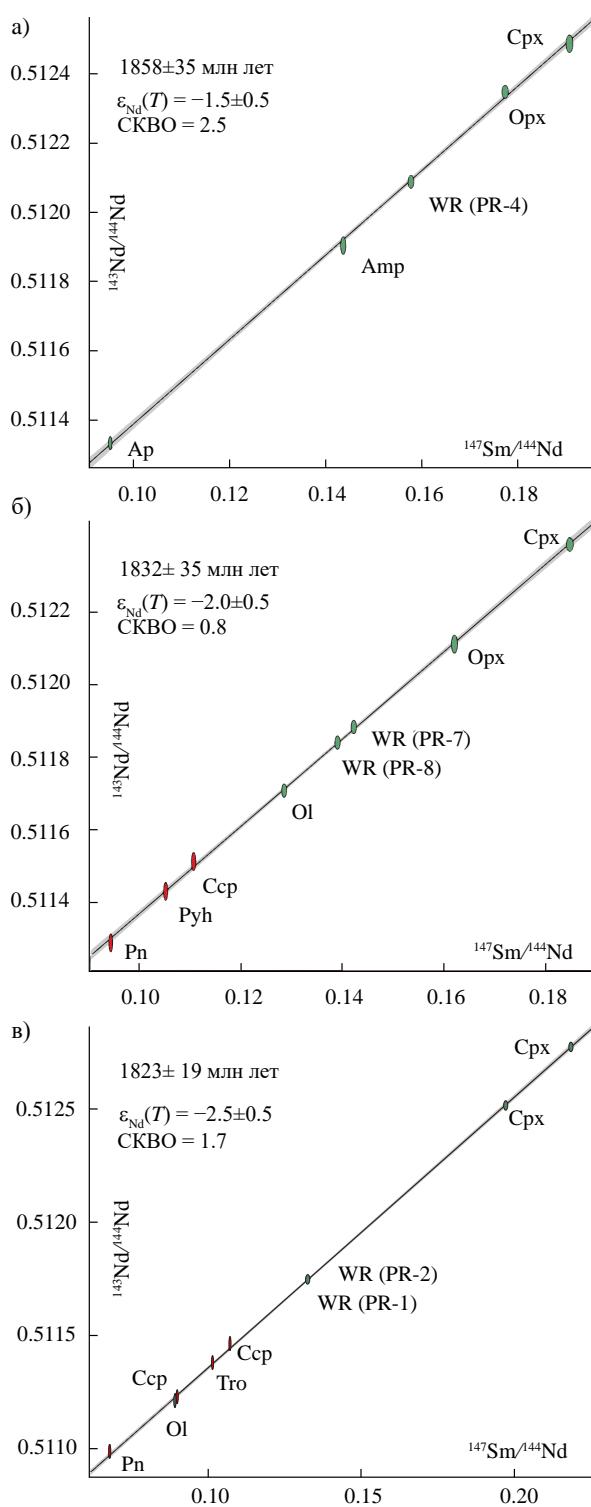


Рис. 3. Минеральные Sm–Nd-изохроны для пород и руд массива Железный: а) безрудные клинопироксениты; б) минерализованные пироксениты; в) титаномагнетитовая руда. WR – порода в целом, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, OI – оливин, Amp – амфибол, Ap – апатит, Ccp – халькопирит, Pyh – пирротин, Tro – троилит, Pn – пентландит. Красными эллипсами обозначены сульфидные минералы.

лет. Следовательно, формирование порьегубского клинопироксенит–верлитового комплекса происходило в постколлизионных геодинамических условиях, на стадии остывания Лапландско–Кольского орогена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят С. В. Бороздину, А. Н. Иванова, А. В. Мокрушина и Ю. Н. Нерадовского за помощь в проведении полевых работ, а также анонимного рецензента, чьи замечания помогли улучшить качество рукописи. Помянутою памяти Юрия Николаевича Нерадовского, щедро делившегося своим опытом и знаниями.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № FMEZ-2024-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балаганский В. В., Горбунов И. А., Мудрук С. В. Палеопротерозойские Лапландско–Кольский и Свекофенский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3 (26). С. 5–11.
- Glebovitsky V., Marker M., Alexejev N., Bridgwater D., Sedova I., Salnikova E., Berezhnaya N. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa–Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U–Pb zircon data // Precambrian Res. 2001. V. 105. P. 247–267.
- Балаганский В. В., Басалаев А. А., Беляев О. А., Пожиленко В. И., Радченко А. Т., Радченко М. К. Геологическая карта Кольского региона (северо–восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000 / Гл. ред. Ф.П.Митрофанов. Апатиты, 1996.
- Бибикова Е. В., Мельников В. Ф., Авакян К. Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 215–234.
- Каулина Т. В. Заключительные стадии метаморфической эволюции Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго–восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса): U–Pb датирование циркона, титанита, рутила // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2009. Т. 12. №. 3. С. 386–393.
- Чащин В. В., Баянова Т. Б. Петро–геохимия и U–Pb возраст интрузии Плотичья Варака, Кольский регион // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. Т. 20. С. 222–228.

7. *Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н., Ракитина Е.Ю., Касиков А.Г.* Колвицкое месторождение (геология, вещественный состав руд) // Вестник МГТУ. 2014. Т. 17. № 2. С. 271–278.
8. *Нерадовский Ю.Н., Грошиев Н.Ю., Войтеховский Ю.Л., Бородина С.В., Савченко Е.Э.* Минералы платины, палладия, серебра и золота в Порьереченском титаноносном комплексе (Кольский полуостров) // Вестник КНЦ. 2017. № 3. С. 77–94.
9. *Беляев К.Д., Карпов Р.В.* Геологические предпосылки поисковых работ на Кольском полуострове и новые направления их развития. Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. Л.: Недра, 1973. Лен. Отд. С. 15–29.
10. *Лимберис Ю.Г., Чемисов Г.К., Смирнов Ю.П. и др.* Сводный отчет о результатах поисковых работ на Ni, выполненных в Терском районе в 1966–1969 гг. Апатиты: ФГУ МурТФГИ, 1970. 165 с.
11. *Шолохнев В.В., Васильева В.А., Кузнецов В.А., Клюев Н.К., Докучаева В.С., Богачев В.А., Кнауф В.В. и др.* Оценка платиноносности крупных расслоенных массивов Карело-Кольского региона / Отчет: в 4 кн. СПб.: Фонды ВСЕГЕИ, 2007. 358 с.
12. *Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H.* JNd1-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chem. Geol. 2000. V. 168. P. 279–281.
13. *Serov P.A., Bayanova T.B.* The Sulfide/Silicate Coefficients of Nd and Sm: Geochemical “Fingerprints” for the Syn- and Epigenetic Cu-Ni-(PGE) Ores in the NE Fennoscandian Shield // Minerals. 2021. V. 11. 1069.
14. *Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 273 (1–2). P. 48–57.
15. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
16. *Villa I.M., Holden N.E., Possolo A., Ickert R.B., Hibbert D.B., Renne P.R.* IUPAC-IUGS recommendation on the half-lives of ^{147}Sm and ^{146}Sm // Geochim. Cosmochim. Acta. 2020. V. 285. P. 70–77.
17. *Vermeesch P.* IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // Geosci. Front. 2018. V. 9. P. 1479–1493.
18. *Чащин В.В.* Райненчоррский клинопироксенит-верлитовый комплекс // Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района. Ч. 1. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2004. С. 133–153.

**Sm–Nd AGE OF THE KOLVITSA Fe–Ti–V DEPOSIT,
PORYA GUBA CLINOPYROXENITE–WEHRLITE COMPLEX,
KOLA REGION**

P. A. Serov[†], N. Y. Groshev

Presented by Academician of the RAS S.V. Krivovichev on June 27, 2024.

*Geological Institute of the Kola Science Center of the Russian Academy
of Sciences, Apatity, Russian Federation*

[†]*E-mail: p.serov@ksc.ru*

The isotopic age of rocks from the clinopyroxenite–wehrlite Porya Guba Complex hosting the Kolvitsa Fe–Ti–V deposit was determined for the first time. Sm–Nd age of the barren clinopyroxenites prevailing in a studied massif is 1858 ± 34 Ma ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.5$) and is considered as the emplacement time of the Porya Guba Complex, occurred after the peak of granulite metamorphism (1925–1915 Ma). Quenching zones found around xenoliths of granulites in clinopyroxenites indicate the emplacement of the complex into the cooled rocks of the Lapland–Kola orogen, which is consistent with the estimated time of its cooling (1880–1870 Ma, 450°, by rutile). Mineralized rocks, as inferred from active assimilation of granulite xenoliths, are formed at a late stage of the complex development: the age of mineralized pyroxenites enriched in platinum and palladium (0.8 g/t) is 1832 ± 35 Ma ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -2.0$), while the age of titanomagnetite ore is 1823 ± 19 Ma ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -2.5$). Thus, the obtained isotopic data indicate that the emplacement of small ultramafic intrusions developed in the Kandalaksha–Kolvitsa granulites (Kolvitsa Melange) took place during the cooling stage of the Lapland–Kola orogen.

Keywords: titanium, vanadium, platinum group elements, Sm–Nd isotope age, sulfides, magnetite, Kolvitsa deposit, Porya Guba Complex, clinopyroxenite–wehrlite formation, Kola region

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СТАРЫЕ ВОПРОСЫ

© 2024 г. Академик РАН Л. Я. Аранович*, академик РАН Н. С. Бортников,
Н. Н. Акинфиев

Поступило 12.08.2024 г.

После доработки 13.08.2024 г.

Принято к публикации 13.08.2024 г.

На примере грейзенового олововольфрамового месторождения Тигриное, Приморье (Россия) и с использованием литературных данных по составу расплавных и флюидных включений в минералах рассмотрены условия, благоприятные для образования оловоносных гранитов, мобилизации из них олова и последующего отложения кассiterита. Показано, что факторами, благоприятными для формирования оловянных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом, являются: сравнительно низкотемпературные и малоглубинные граниты $720\text{--}770^{\circ}\text{C}/0.7\text{--}2$ кбар (3–6 км), выплавлявшиеся в восстановительных условиях (при летучести кислорода $f\text{O}_2$ ниже буфера фаялит-магнетит-кварц, QFM), признаками которых могут служить отсутствие магнетита/присутствие ильменита и пониженное значение Се-аномалии в цирконе гранитов (1); слабосолёные однофазные или двухфазные (с преобладанием пара над рассолом) флюидные включения в магматическом кварце (2); флюидные включения с отношением $\text{CH}_4/\text{CO}_2 = 0.1\text{--}0.3$ в минералах рудных жил (3). Ряд проблем, связанных с формированием оловянно-вольфрамовых месторождений, нуждаются в дальнейшем исследовании. В первую очередь это относится к оценке роли фтора в магматическом накоплении и гидротермальном переносе олова. Также отсутствуют экспериментальные данные по коэффициентам разделения Sn и W между гранитным расплавом и флюидами в сильно восстановительных условиях (при $f\text{O}_2$ ниже буфера QFM).

Ключевые слова: грейзеновые олововольфрамовые месторождения, физико-химические факторы, фазовые равновесия, летучесть кислорода, расплавные и флюидные включения

DOI: 10.31857/S2686739724120069

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы об источниках металлов и флюидов в магматогенно-флюидных минералообразующих системах остаются актуальными в учении о рудных месторождениях [3]. Причем их решение имеет не только фундаментальное, но и практическое значение, т.к. ответ на них даст возможность отличать рудоносные магматические комплексы от непродуктивных интрузивов. Не являются исключением и грейзеновые месторождения стратегических металлов олова и вольфрама. Грейзеновые вольфрам-оловорудные месторождения пространственно ассоциируют с гранитами и, как считает большинство

исследователей, генетически связаны с крайне фракционированными их разностями, причем со специфическим типом этих пород, названных оловоносными ([2, 16] и ссылки там). Эти граниты S-типа кремнекислые, глиноземистые, приуроченные к фанерозойским орогенным поясам, кристаллизовавшиеся из сильно фракционированной магмы, образовавшейся при плавлении глинистых сланцев. Обогащение магмы оловом связывают с фракционной кристаллизацией этой магмы, первоначально содержащей коровье концентрации олова [16]. Магматическая дифференциация приводила к отделению магматогенных флюидов, обогащенных оловом, отлагавшим кассiterитовые руды. Однако не все так однозначно: природа минералообразующего флюида, а, следовательно, олова и вольфрама в нем, остается дискуссионной. Высказаны две точки зрения: грейзеновые олововольфрамовые месторождения являются или продуктом

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

*E-mail: lyaranov@igem.ru

магматогенно-флюидной системы, или — высокотемпературной гидротермальной системы, в которую вовлекался метаморфогенный флюид (в том числе образовавшийся при kontaktово-метаморфическом преобразовании пород при внедрении интрузий), либо флюид, возникший в результате взаимодействия с гранитами метеорных вод [4]. В последнем случае металлы также могли извлекаться из вмещающих пород.

Для подтверждения первой из гипотез представляется важной оценка условий, благоприятных для образования оловоносных гранитов, мобилизации из них олова и последующего отложения кассiterита. Этому вопросу посвящена предлагаемая статья, в которой проведено исследование этого вопроса на примере грейзенового олововольфрамового месторождения Тигриное, Приморье (Россия).

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Тигриное содержит примерно 170 000 т олова (например, <https://webmineral.ru/deposits/item.php?id=1495>), что делает его вполне представительным для оловянных месторождений мира, связанных с гранитоидным магматизмом (например, <https://pubs.usgs.gov/pp/1802/s/pp1802s.pdf>).

Оно расположено в Центральном Сихотэ-Алине (Приморье) на сопряжения Центрально-Сихотэ-Алинского и Тигринского разломов и связано со штоком субщелочных высокоглиноземистых Li-F-лейкогранитов — поздней фазой становления Тигриного интрузива, скрытого на глубине. Гранитоиды слагают Большой шток, в котором преобладают гранит-порфиры (риолит-порфиры) и Малый шток, состоящим из протолитионитовых гранит-порфиров (с циннвальдитом в эндоконтакте) и циннвальдитовых гранит-порфиров. Рудные тела: штокверк и жилы, залегающие в грейзенизованных осадочных и интрузивных породах, главным образом, среди эксплозивно-гидротермальных брекчий, отложились из водно-хлоридных флюидов с концентрацией 3–7 мас. % эквивалентных NaCl при температурах от 420 до 240°C и давлениях ниже 300 бар [4]. В образование кварц-вольфрамит-кассiterитовых руд месторождения главный вклад внес флюид, отделившийся от гранитоидной магмы при ее кристаллизации, но метаморфогенный флюид или нагретые метеорные воды периодически могли вовлекаться в область рудоотложения [4]. Участие флюидов различного происхождения подтвердило исследование расплавных и флюидных включе-

ний в кварце из штокшайдеров месторождения: выявлен магматический флюид, а во флюидных обособлениях расплавных включений выявлен метан. Это позволило заключить, что на магматическом этапе кристаллизации гранитов участвовал метаново-водный флюид [6].

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ЕЕ РЕШЕНИЕ

Среднее содержание Sn в наиболее важных геохимических резервуарах весьма низки и колеблются от 0.14 г/т в примитивной мантии [17] до максимальных 2.4 г/т в верхней континентальной коре [13], которая, таким образом, представляется наиболее перспективным первичным источником.

На рис. 1 приведена расчетная фазовая диаграмма для состава верхней континентальной коры (UCC)+5 мас. % H₂O. Расчет проводился по программе DOMINO [11] с использованием термодинамической базы данных для минералов (включая твердые растворы) и расплава по [14].

На рис. 1 видно, что при высоком давлении разложение Bt происходит при высокой температуре и, соответственно, высоких степенях плавления (изолинии постоянной степени плавления показаны на правом рисунке), откуда следует, что высокое давление образования расплавов не способствует обогащению оловом. Наиболее благоприятным является диапазон 1–3 кбар и 720–770°C. Поле, где расплав существует с субливидусными твердыми фазами, выделено на рис. 1 серым цветом. Его низкотемпературная граница практически совпадает с линией разложения мусковита (Ms, оранжевая кривая на рис. 1). А синяя кривая соответствует линии разложения биотита (Bt). Поскольку эти два минерала являются главными концентратами Sn в низко- и среднетемпературных породах, их полное разложение должно благоприятствовать накоплению Sn в расплаве, что соответствует степени плавления 10–20 мас. %. Если допустить, что содержание Sn ничтожно в субливидусных минералах, то при исходной концентрации Sn 2.4 г/т в расплаве должно накапливаться от 12 до 24 г/т этого элемента, что очень близко к оценкам для оловоносных гранитов (18–26 г/т; [2]). Следует отметить, что расчет (рис. 1) проводился при летучести кислорода $\log fO_2 = QFM - 0.2$, где QFM — буфер фаялит-магнетит-кварц. При этой fO_2 магнетит, который способен аккумулировать значительное количество Sn (до 7000 г/т, [21]), неустойчив в системе, содержащей кварц.

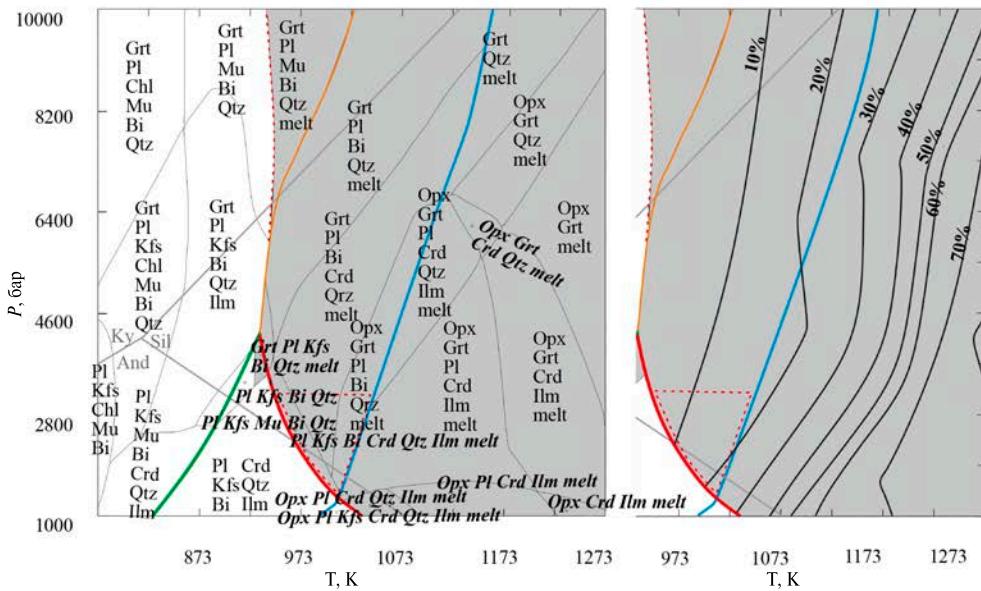


Рис. 1. Расчетная фазовая диаграмма для валового состава, соответствующего верхней континентальной коре (UCC)+5 мас. % H_2O . Поля с содержанием фаз менее 1% не показаны. Красная и синяя кривые ограничивают поля устойчивости мусковита и биотита. Серым цветом выделена область существования гранитного расплава. На правом рисунке показан фрагмент с линиями постоянной степени плавления (мас. % расплава). Поле, где расплав существует с субликивидусными твердыми фазами, выделено на рис. 1 серым цветом. Его низкотемпературная граница практически совпадает с линией разложения мусковита (Ms, оранжевая кривая на рис. 1). А синяя кривая соответствует линии разложения биотита (Bt). Поскольку эти два минерала являются главными концентриаторами Sn в низко- и среднетемпературных породах, их полное разложение должно благоприятствовать накоплению Sn в расплаве.

Возникает вопрос, возможно ли образование оловорудного месторождения масштаба Тигриного (170 000 т Sn) при таком содержании Sn в граните?

По полученной выше оптимальной оценке (24 г/т), это количество Sn может быть извлечено из $7*10^9$ т (около 2.5 км³) гранита. Максимальное количество флюида, которое могло выделиться из этого объема гранита (при содержании $H_2O = 5$ мас. %), соответствует $(3-4)*10^8$ т. По данным изучения флюидных включений в магматическом кварце Sn-W-месторождений, среднее содержание Sn в них составляет 350 г/т [7]. Это указывает на значение коэффициента разделения Sn между расплавом и флюидом, K_d (флюид-расплав) = 15–30. Значит, магматический флюид мог вынести порядка $90-110*10^3$ т Sn, т.е. только 55–65% всего олова месторождения. Если принять нижнюю границу обогащения расплава Sn (12 г/т), количество гранита, необходимое для накопления 170 000 т Sn, соответственно удвоится – $14*10^9$ т (около 5 км³). Однако количество флюида в нем при этом не увеличится, т.к. с увеличением степени плавления пропорционально уменьшается содержание H_2O в расплаве.

Отсюда следует парадоксальный вывод: для формирования “чисто магматогенного” месторождения не хватает не металла, а магматического флюида.

К этому следует добавить, что приведённые выше оценки K_d , основанные на средних содержаниях Sn во флюидных включениях, значительно расходятся с экспериментальными данными по разделению Sn между гранитным расплавом и водно-хлоридными флюидами ([12, 15]; рис. 2). Значения K_d в интервале 15–30 достигаются только при очень высоких концентрациях HCl во флюидной фазе (2.6–3.5 моль/кг H_2O), маловероятных для природных систем (рис. 2). При умеренных концентрациях HCl (0.5–1 моль/кг H_2O) экспериментальные значения K_d лежат в интервале 0.7–2, т.е. для извлечения количества Sn, соответствующего запасам месторождения Тигриное, с помощью магматогенного флюида потребовалось бы очевидно чрезмерное количество гранита – порядка 50 км³.

В ряде работ ([18, 19] и ссылки там) высказано предположение, что крупные олововольфрамовые месторождения формируются за счет плавления протолита, существенно обогащенного (до 10 раз) Sn и W по сравнению с усредненной верхней корой. Образование этого протолита (глинистых сланцев)

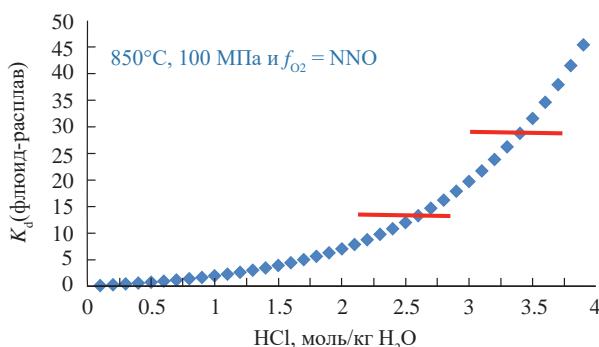


Рис. 2. Зависимость коэффициента разделения Sn между флюидом и гранитным расплавом (K_d) от содержания HCl во флюиде при летучести кислорода (f_{O_2}), соответствующей буферу Ni-NiO (по экспериментальным данным [15]). Красными отрезками показан диапазон значений K_d , согласующийся с оценками по флюидным включениям.

связывается с интенсивным химическим выветриванием осадочных пород в условиях стабильного континента с последующим сносом обогащенного материала к активным континентальным окраинам. Хотя это предположение оспаривается целым рядом авторитетных исследователей ([16] и ссылки там), оно нуждается в дальнейшей проверке на конкретных месторождениях.

УСЛОВИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА И ОСАЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТА

На рис. 3 приведены примеры расплавных и флюидных включений в кварце месторождения Тигриное по данным [6, 8]. Важной особенностью флюидных включений является присутствие в них углекислоты и метана. Эта особенность характерна и для других олововольфрамовых месторождений мира (рис. 4). На рис. 4 видно, что отношение CH_4/CO_2 в флюидных включениях варьирует в широких пределах, однако преобладают включения с отношением $\text{CH}_4/\text{CO}_2 << 1$. По данным сводки [5], средний состав включений отвечает отношению $\text{CH}_4/\text{CO}_2 = 1:8$.

В работе [5] приведены также статистические данные по оценкам температуры гомогенизации (T , °C) и давления (P , бар) захвата флюидных включений в кварце и касситерите рудных жил оловянно-вольфрамовых месторождений. Наиболее часто встречающиеся значения соответствуют интервалам 330–450° и 500–1500 бар (рис. 5).

Чтобы оценить оптимальные условия рудоотложения, мы провели расчет зависимости концентрации частиц флюида в системе C-O-H от температуры при постоянном давлении. Расчет проводился с использованием стандартных

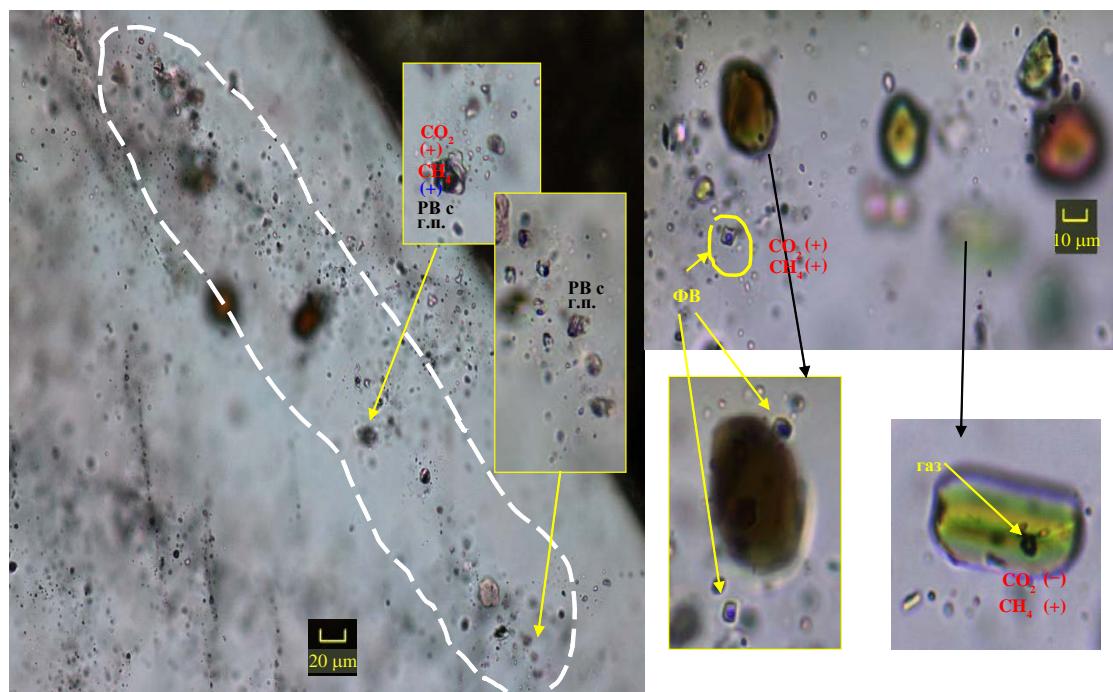


Рис. 3. Примеры расплавных (слева) и флюидных (справа) включений в кварце месторождения Тигриное [6, 8]. Обратите внимание, что во флюидных включениях присутствуют CO_2 и CH_4 .

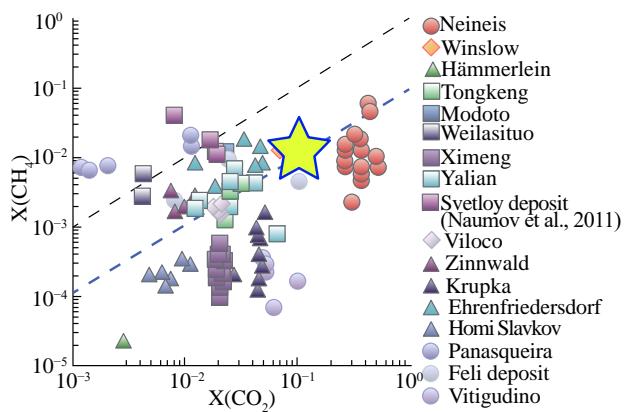


Рис. 4. Соотношение CH_4/CO_2 во флюидных включениях в касситерите по данным [20]. Звездочка – средний состав включений ($n = 89$) по данным Рамановской спектроскопии ($\text{CH}_4/\text{CO}_2 = 1/8$, [5]). Пунктирные прямые – отношение $\text{CH}_4/\text{CO}_2 = 1$ (черная) и 0.1 (синяя).

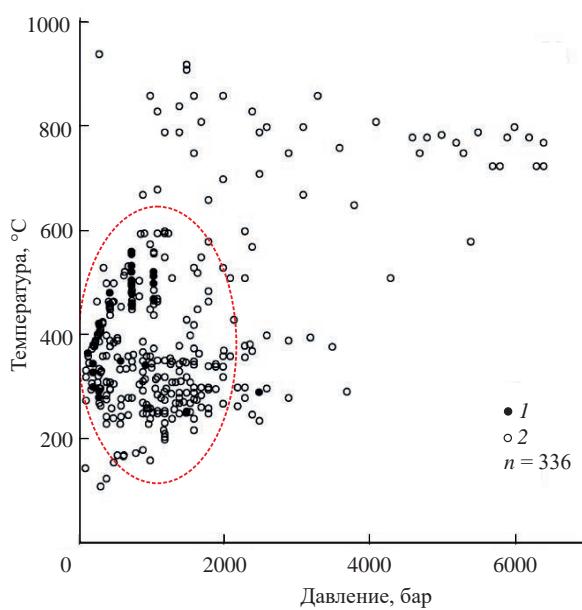


Рис. 5. Условия захвата флюидных включений в рудных минералах касситерит-вольфрамитовых месторождений (по данным [5]). Красным пунктиром выделена область наиболее часто определяемых TP -параметров.

термодинамических свойств частиц по [10] и их свойств смешения по [1]. Результаты расчета показывают (рис. 6), что для диапазона $T = 330–450^\circ\text{C}$ наиболее распространенные во включениях отношения $\text{CH}_4/\text{CO}_2 = 0.1–0.3$ соответствуют летучести кислорода $10^{-25} – 10^{-26}$, т.е. весьма восстановительным условиям ниже буфера QFM при этих TP -условиях.

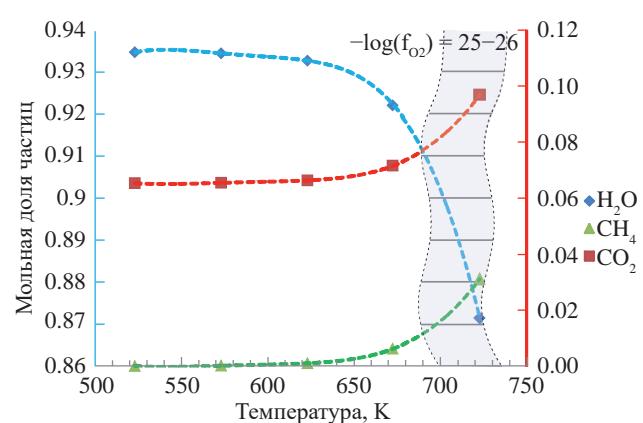
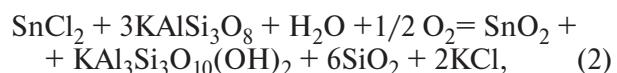
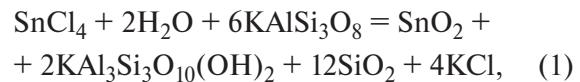


Рис. 6. Зависимость состава флюида системы С-О-Н от температуры ($P = 1000$ бар). Синяя шкала ординат – содержание H_2O , красная – CO_2 и CH_4 . Серым выделена область составов при значениях летучести кислорода $10^{-25} – 10^{-26}$, в которой отношение CH_4/CO_2 близко к среднему для оловянно-вольфрамовых месторождений.

Растворимость касситерита в гидротермальных растворах и, соответственно, его кристаллизация, сильно зависят от T - P - f_{O_2} -условий. На фронте грейзенизации, т.е. в присутствии минеральной ассоциации калиевый полевой шпат (Kfs)+мусковит (Ms)+кварц (Qtz), она контролируется реакциями:



соответствующими переносу олова в виде комплексов Sn(IV) (реакция 1) и Sn(II) (реакция 2).

На рис. 7 показаны расчетные кривые растворимости касситерита в растворе KCl в зависимости от температуры и летучести кислорода. Красным прямоугольником на рисунке выделена область значений T , концентрации Sn и f_{O_2} , соответствующая данным по составу флюидных включений в кварце и касситерите рудных жил. Эти данные показывают, что отложение касситерита проходило из слабосоленых восстановленных гидротермальных растворов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют наметить факторы, благоприятные для формирования

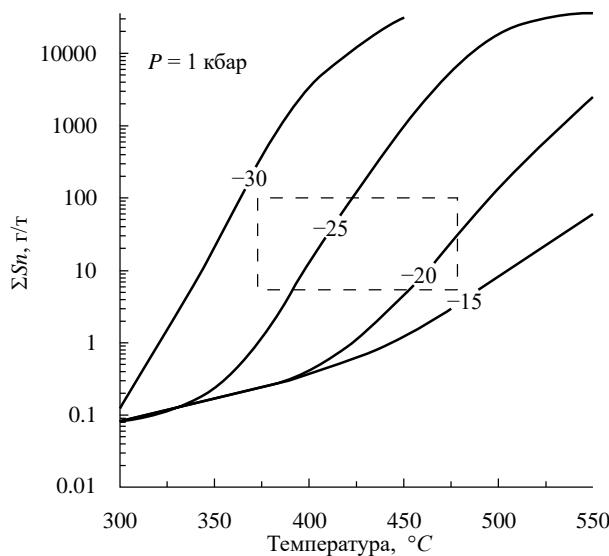


Рис. 7. Расчетные кривые зависимости растворимости SnO_2 (в г/т флюида) от температуры во флюидах в присутствии $\text{Kfs}-\text{Ms}-\text{Qtz}$ -буфера и концентрации $\text{KCl} = 0.3 \text{ моль} \cdot \text{кг}^{-1}$ при постоянном давлении 1 кбар. Числа при кривых соответствуют десятичному логарифму фугитивности кислорода ($\log f\text{O}_2$). Прямоугольником выделена область, соответствующая оценкам осаждения кассiterита по данным флюидных включений.

оловянных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом. К ним относятся:

1. Сравнительно низкотемпературные и малоглубинные граниты $720-770^\circ\text{C}/0.7-2$ кбар (3–6 км), выплавлявшиеся в восстановительных условиях, признаками которых могут служить отсутствие магнетита/присутствие ильменита и пониженное значение Се-аномалии в цирконе гранитов (например, [9]).

2. Слабосоленые однофазные или двухфазные (с преобладанием пара над рассолом) флюидные включения в магматическом кварце.

3. Флюидные включения с отношением $\text{CH}_4/\text{CO}_2 = 0.1-0.3$ в минералах рудных жил.

Ряд проблем, связанных с формированием оловянно-вольфрамовых месторождений, нуждаются в дальнейшем исследовании. В первую очередь это относится к оценке роли фтора в магматическом накоплении и гидротермальном переносе олова. К сожалению, к настоящему времени экспериментальных и термодинамических данных по этой проблеме недостаточно для количественных построений. Отсутствуют экспериментальные данные по коэффициентам разделения Sn и W между гранитным расплавом и флюидами в сильно вос-

становительных условиях (при $f\text{O}_2$ ниже буфера QFM). В дальнейших исследованиях нуждается также проблема выявления геодинамических обстановок, благоприятных для формирования этих месторождений, и вопрос о необходимости значительного обогащения источника расплавов оловом.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Финансовая поддержка работы оказана проектом Российской Федерации в лице Минобрнауки России (№ проекта 13.1902.24.44, № соглашения 075-15-2024-641).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аранович Л. Я. Флюидно-минеральные равновесия и термодинамические свойства смешения флюидных систем // Петрология. 2013. Т. 21. С. 588–599.
2. Барсуков В. Л. Геохимия олова // Геохимия. 1957. Т. 1. С. 41–52.
3. Бортников Н. С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
4. Крылова Т. Л., Pandian M. S., Бортников Н. С. и др. Вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые месторождения Дегана (Раджастан, Индия) и Тигриное (Приморье, Россия): состав минералообразующих флюидов и условия отложения вольфрамита // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 329–349.
5. Наумов В. Б., Дорофеева В. А., Миронова В. Ф. Физико-химические условия образования гидротермальных месторождений по данным изучения флюидных включений. 1. Месторождения олова и вольфрама // Геохимия. 2011. Т. 49. № 10. С. 1063–1082.
6. Смирнов С. З., Бортников Н. С., Гоневчук В. Г., Гореликова Н. В. Составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометальных гранитов и пегматитов Тигриного Sn-W месторождения (Приморье) // ДАН. 2014. Т. 456. № 1. С. 95–100.
7. Audetat A. The Metal Content of Magmatic-Hydrothermal Fluids and Its Relationship to Mineralization Potential // Economic Geology. 2019. V. 114. P. 1033–1056.
<http://doi.org/10.5382/econgeo.4673>
8. Bortnikov N. S., Aranovich L. Y., Kryazhev S. G. et al. Badzhal tin magmatic-fluid system, Far East, Russia: Transition from granite crystallization to hydrothermal ore deposition // Geology Ore Deposits. 2019. V. 61. P. 199–224.

9. Burnham A. D., Berry A. J. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. V. 95. P. 196–212.
<http://doi.org/10.1016/j.gca.2012.07.034>
10. Churakov S. V., Gottschalk M. Perturbation theory based equation of state for polar molecular fluids: I. Pure fluids // *Geochimica Cosmochimica Acta.* 2003. V. 67. P. 2397–2414.
11. De Capitani C., Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software // *American Mineralogist.* 2010. V. 95. P. 1006–1016.
<http://doi.org/10.2138/am.2010.3354>.
12. Duc-Tin Q., Audetat A., Keppler H. Solubility of tin in (Cl, F)-bearing aqueous fluids at 700°C, 140 MPa: A LA-ICP-MS study on synthetic fluid inclusions // *Geochimica Cosmochimica Acta.* 2007. V. 71. P. 3323–3335.
<http://doi.org/10.1016/j.gca.2007.04.022>
13. Gaschnig R. M., Rudnik R. L., McDonough W. F. et al. Compositional evolution of the upper continental crust through time, as constrained by ancient glacial diamictites // *Geochimica Cosmochimica Acta.* 2016. V. 186. P. 316–343.
<http://doi.org/10.1016/j.gca.2016.03.020>
14. Holland T. J. B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *Journal Metamorphic Geology.* 2011. V. 29. P. 333–383.
<http://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x>
15. Hu X., Bi X., Hu R., Shang L., Fan W. Experimental study on tin partition between granitic silicate melt and coexisting aqueous fluid // *Geochemical Journal.* 2008. V. 42. P. 141–150.
<http://doi.org/10.2343/geochemj.42.141>
16. Lehmann B. Formation of tin ore deposits: A reassessment // *Lithos.* 2021. V. 402–403. 105756.
<http://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105756>
17. Palme H., O'Neill H. St. S. Cosmochemical estimates of mantle composition / In: *Treaties on Geochemistry.* 2nd Ed. 2014. P. 1–39.
18. Romer R. L., Kröner U. Sediment and weathering control on the distribution of Paleozoic magmatic tin-tungsten mineralization // *Mineralium. Deposita.* 2015. V. 50. P. 327–338.
<http://doi.org/10.1007/s00126-014-0540-5>
19. Romer R. L., Kröner U. Phanerozoic tin and tungsten mineralization – tectonic controls on the distribution of enriched protoliths and heat sources for crustal melting // *Gondwana Research.* 2016. V. 31. P. 61–92.
20. Schmidt C., Gottschalk M., Zhang R., et al. Oxygen fugacity during tin ore deposition from primary fluid inclusions in cassiterite // *Ore Geology Reviews.* 2021. V. 139. 104451.
<http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104451>
21. Zhao L., Shao Y., Zhang Yu., et al. Differentiated enrichment of magnetite in the Jurassic W–Sn and Cu skarn deposits in the Nanling Range (South China) and their ore-forming processes: An example from the Huangshaping deposit // *Ore Geology Reviews.* 2022. V. 148. 105046.
<http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105046>

PHYSICO-CHEMICAL FACTORS FAVORING GREISEN TIN DEPOSITS FORMATION: A NEW LOOK AT THE OLD PROBLEMS

Academician of the RAS L. Y. Aranovich[#], Academician of the RAS N. S. Bortnikov, N. N. Akinfiev

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,

Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: lyaranov@igem.ru

Physico-chemical factors favoring formation of greisen tin deposits are evaluated based on the original data on composition of melt and fluid inclusions in magmatic and ore-forming minerals from Tigrinoe tin-tungsten deposit, Russian Far-East, and on the literature. We show that for the granitoid-related deposits the factors include: relatively low-temperature and low-pressure (720–770 °C/0.7–2 kbar, 3–6 km) granites formed under reducing oxygen fugacity ($f\text{O}_2$ below fayalite-magnetite-quartz, QFM buffer), that is indicated by absence of magnetite/presence of ilmenite, and by reduced positive Ce-anomaly in magmatic zircon (1); low-salinity fluid inclusions in magmatic quartz (2); fluid inclusions with the CH_4/CO_2 ratio of 0.1–0.3 in the ore-vein minerals (3). A number of problems related to the origin of tin-tungsten deposit need further studies. In the first place, it concerns the role of fluorine in magmatic accumulation and hydrothermal transport of Sn. Partitioning of Sn and W between granite melt and fluids under reducing $f\text{O}_2$ below QFM buffer also has to be experimentally evaluated.

Keywords: greisen tin-tungsten deposits, physico-chemical factors, phase equilibria, oxygen fugacity, melt and fluid inclusions

ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ S, Fe, Co, Ni, Re, Os, Pt МЕЖДУ МЕТАЛЛИЧЕСКИМ И СУЛЬФИДНЫМ РАСПЛАВАМИ В СИСТЕМЕ БАЗАЛЬТ–Fe–FeS–C ПРИ 1400°C, 4 ГПа

© 2024 г. Н. С. Горбачев*, член-корреспондент РАН Ю. Б. Шаповалов,
А. В. Костюк, П. Н. Горбачев, А. Н. Некрасов

Поступило 17.06.2024 г.

После доработки 24.07.2024 г.

Принято к публикации 29.07.2024 г.

В системе базальт–Fe–FeS–C при 4 ГПа, 1400°C изучено расслоение Fe–FeS–C-расплава на Fe-металлическую (Mc) и Fe–сульфидную (Ms) жидкости. Определены коэффициенты разделения и распределения S, Fe, Co, Ni, Re, Os, Pt между Mc- и Ms-расплавами. Коэффициенты разделения D служили индикаторами сидерофильных и халькофильных свойств каждого из элементов, а Kd характеризовали межэлементные их соотношения при фракционировании. В ряду Fe–Os–Co–Re с $D > 1$ преобладают сидерофильные свойства, которые возрастают с увеличением значений коэффициентов разделения: 1.2–1.5–1.6–12.6. В ряду Ni–Pt–S с $D < 1$ преобладают халькофильные свойства, которые возрастают с уменьшением D: 0.9–0.6–0.1. Отличные от 1 значения коэффициентов распределения Kd Re/Os (8.4) и Pt/Os (0.4) свидетельствуют о фракционировании Re и Pt относительно Os, с обогащением рением металлического, а платиной – сульфидного расплава; смещению при фракционировании Re/Os- и Pt/Os- отношений и связанных с ними систем $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ и $^{190}\text{Pt}/^{186}\text{Os}$ изотопов.

Ключевые слова: расслоение, металл, сульфид, эксперимент, руда

DOI: 10.31857/S2686739724120071

ВВЕДЕНИЕ

Плавление и фазовые соотношения в системе базальт–Fe–S–C представляют интерес, так как в отличие от бинарных систем Fe–S и Fe–C, в которых существуют эвтектические соотношения между Fe-металлической и Fe-сульфидной (или Fe-карбидной) фазами с полной смесимостью между их расплавами, то в системе Fe–S–C наблюдается расслоение сульфидного расплава на Fe-металлический (Mc) и Fe-сульфидный (Ms) расплавы, несмесимых с силикатным расплавом (L) [1–3].

Признаки несмесимости Mc- и Ms-расплавов наблюдались в базальтовых стеклах эфузивных пород о. Диско, Гренландия [4]. Экспериментально несмесимость Mc- и Ms-расплавов и ее роль

в процессах ранней дифференциации метеоритов, планет и их спутников рассмотрена в работах [5, 6]. В дальнейшем различные аспекты металл–сульфидной ликвации в системе Fe–S–C и их значение в геологических процессах рассматривались в ряде экспериментальных работ [7–10].

Чувствительным индикатором этих процессов является распределение Re, Os, Pt, Ni, Co между металлическим (Mc) и сульфидным (Ms) расплавами. В геохимическом отношении эти элементы характеризуются двойственными свойствами: сидерофильными и халькофильными. При параметрах экспериментов в равновесиях металлический–силикатный (L) расплавы эти элементы эффективно концентрируются в металлическом расплаве с коэффициентами разделения между металлическим и силикатным расплавами D Mc/L, достигающих 3 и более порядков [11–13]. В равновесии сульфидный–силикатный расплав эти же элементы обладают также и халькофильными свойствами с D Ms/L достигающих 3–5 порядков [14–17]. Геохимический интерес представляет вопрос, какие свойства, сидерофильные

Институт экспериментальной минералогии им. академика Д. С. Коржинского Российской Академии наук, Черноголовка, Московская область, Россия

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

или халькофильные преобладают у каждого из этих элементов? Формирование металлического и сульфидного расплавов в системе Fe—S—C дает возможность исследовать в одном эксперименте распределение Co, Ni, Re, Os, Pt между Mc- и Ms-расплавами, что позволяет оценить халькофильные и сидерофильные свойства каждого из этих элементов по величине коэффициента разделения $D_{\text{Mc/Ms}} = C(\text{Mc})/C(\text{Ms})$ между Mc- и Ms-расплавами, где C — концентрация каждого из элементов в Mc или Ms расплавах.

Для этой цели распределение Fe, Co, Ni, Re, Os, Pt, S между Mc- и Ms-расплавами в системе базальт—Fe—FeS—C было проведено два эксперимента при $P = 4$ ГПа, $T = 1400$ °С на установке типа наковальня с лункой НЛ-40 с использованием многоампульной закалочной методики [18]. Температура измерялась Pt30Rh/Pt6Rh-термопарой, давление при высоких температурах калибровалось по равновесию кварц—коэсит. Точность определения температуры и давления оценивается в ± 10 °С и ± 1 кбар [19]. Исходная навеска состояла из силикатной и рудной фракций в соотношении 1: 2. Силикатная фракция состояла из силикатного стекла магнезиального базальта мокулаевской (mk) свиты Норильского района состава (в мас. %): SiO_2 50.02; TiO_2 1.85; Al_2O_3 14.51; FeO 14.03; MnO 0.20; MgO 5.85; CaO 10.40; Na_2O 2.50; K_2O 0.72. Рудная фракция состояла из смеси пирротина (58 мас. %) состава (мас. %): $\text{Fe} = 57.06$, $\text{S} = 34.60$ ($\text{Fe}_{0.94}\text{S}_{1.0}$) синтезированного методом пиросинтеза, реактива химически чистого металлического Fe (36 мас. %) и технического углерода (6 мас. %, марки П-803). Для выяснения поведения микроэлементов в навеску добавляли по 0.5 мас. % металлических Re, Os и Pt.

В экспериментах использовалась методика “сэндвича”: силикатная и рудная фракции по-слойно, в последовательности “рудная—силикатная—рудная” загружались в графитовую ампулу. Графитовая ампула помещалась в Pt ампулу $d = 8$ мм, которая герметически заваривалась. После опыта ампулу распиливали пополам и запрессовывали в полистирол. Полированные препараты закаленных образцов изучались с помощью цифрового сканирующего микроскопа Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром (EDS) с полупроводниковым Si (Li)-детектором “INCA” Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром (WDS) “INCA” Wave 700 в режиме Energy Plus. Волнодисперсионный спектрометр использовался для анализа минимальных концентраций Re, Os, Pt

с применением в качестве эталонов чистых металлов. Исследования выполнялись при ускоряющем напряжении 20 кВ, ток поглощенных электронов на цилиндре Фарадея составлял 82 нА, время набора спектра на EDS равнялось 200 с. Время набора данных WDS: стандартизация 40 с.; время набора спектра для S, Fe, Ni, Co — 40 с.; для Re, Pt, Os — 100 с. При этих условиях пределы обнаружения с вероятностью 99.73% равны 3 сигма. Результаты рентгеноспектрального микроанализа обрабатывались с помощью программы “INCA” ver. 4.06 с последующим пересчетом получаемых результатов с помощью пакета программ, разработанного в ИЭМ РАН.

Особенности фазового и химического состава закаленных образцов приведены в табл. 1 и на рис. 1–3.

Силикатная фракция представлена ассоциацией $\text{Grt} + \text{Cpx}$ и силикатным стеклом — закаленным силикатным расплавом в виде межзерновых и сплошных (инъекционных) выделений (рис. 1, табл. 1). Межзерновой расплав (L_1) встречается в виде пленок между Grt и Cpx в силикатной части образца. Большая часть силикатного расплава (L_2) отделялась от Grt — Cpx -рестита, образуя скопления в рудной части образца. При миграции и внедрении силикатный расплав захватывал отдельные порции сульфидов. Концентрации сидерофильных элементов в силикатной компоненте закаленных образцов ниже предела обнаружения (0.1 мас. %) на микрозонде.

Кристаллы граната идиоморфной формы, размером от 10 до 30 мкм альмандин-пироп-гроссулярового состава, содержат ≤ 1 мас. % TiO_2 и Cr_2O_3 . В отношении главных минералообразующих компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO — гранаты однородны. Наблюдается небольшая зональность, выраженная в изменении содержаний TiO_2 (от 1.2 до 0.6 мас. %) от центра к краю зерна. Клинопироксены представлены выделениями таблитчатой формы диопсид-геденбергитового состава ($\text{Ca}_{0.6}\text{Mg}_{0.5}\text{Fe}_{0.4}$) ($\text{Al}_{0.3}\text{Na}_{0.1}$) Si_2O_6 размером от 10 до 50 мкм (табл. 1).

Отличительной особенностью межзернового стекла является повышенное содержание FeO (до 34 мас. %), щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 6 мас. %), пониженное содержание CaO (до 5 мас. %) и MgO (до 2 мас. %). По составу расплавы отвечают щелочным ферробазальтам. Как и межзерновые, инъекционные расплавы характеризуются высокими содержаниями FeO (до 29 мас. %). По сравнению с пленочными расплавами L_1 , инъекционные расплавы L_2 характеризуются более высокими содержаниями MgO

Таблица 1. Представительные химические составы (мас. %) существующих фаз силикатной части

Оксид/Фаза	Grt	Cpx	L ₁	L ₂	Mk базальт
SiO ₂	38.87±0.50	50.07±0.50	41.73±1.70	42.14±0.64	50.08
TiO ₂	1.05±0.31	< п/о	2.54±0.22	1.55±0.15	1.85
Al ₂ O ₃	21.55±0.95	8.45±0.67	8.91±0.50	9.94±0.19	14.53
FeO	20.95±1.66	13.07±1.38	33.96±1.46	29.46±0.65	14.05
MgO	8.38±1.45	10.07±0.22	1.85±0.33	4.25±0.20	5.86
CaO	8.45±0.29	15.32±0.42	4.9±0.12	8.29±0.24	10.41
Na ₂ O	< п/о	2.29±0.31	3.67±0.98	2.76±0.12	2.5
K ₂ O	< п/о	< п/о	0.6±0.1	0.73±0.18	0.72
Сумма	99.25	99.27	98.09	99.12	100.00

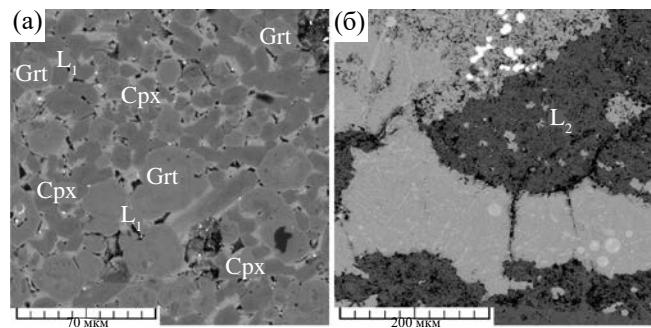


Рис. 1. Микрофотографии в отраженных электронах силикатной части экспериментального образца: (а) Grt–Cpx-матрица с межзерновым стеклом (L₁); (б) массивные выделения стекла инъекционного расплава (L₂) в рудной части.

до 4 мас. %, щелочей (Na₂O + K₂O до 4 мас. %), CaO (до 8.5 мас. %) и низкими TiO₂ (1.6 мас. %) (табл. 1). От исходного базальта межзерновое и инъекционное стекло отличаются аномально высоким содержанием FeO (до 34 мас. %), низким MgO (до 2 мас. %) и CaO (до 5 мас. %), повышенными содержаниями Na₂O (до 3.7 мас. %), TiO₂ (2.5 мас. %), пониженными содержаниями K₂O (<0.3 мас. %). Содержания Ni, Re, Os, Pt в стеклах существенно варьируют от 0.1 мас. % до 1.5 мас. %. Столь высокие концентрации связаны с микровключениями в силикатном стекле рудных фаз, обогащенных этими элементами.

В силикатной фракции изолированные выделения сульфидов встречаются в контактовой зоне Grt–Cpx-рестита (рис. 2) в виде ксеноморфных полифазных выделений с матрицей пирротинового состава, размером до 100 мкм, содержащей до 0.6 мас. % Pt, 0.3 мас. % Ni, Os, Re. В сульфидной матрице локализованы

включения Fe-металлической фазы размером до 10 мкм, содержащие 84–95 мас. % Fe, до 7 мас. % Re, 0.4–0.7 мас. % Ni, Os, Pt. Концентрация углерода, оцененная по дополнению суммы анализа к 100% составляет 3.7–4.7 мас. %.

Рудная фракция закаленных образцов представлена прослойями массивных сульфидов, матрица которых содержит игольчатой формы микровключения закалочной Fe-металлической фазы, практически не содержащих примесей, а также включения глобулей Fe-металлической фазы, размером до 20 мкм, однофазных, без включений и полифазных, с включениями Fe–Re-состава (рис. 3, табл. 2).

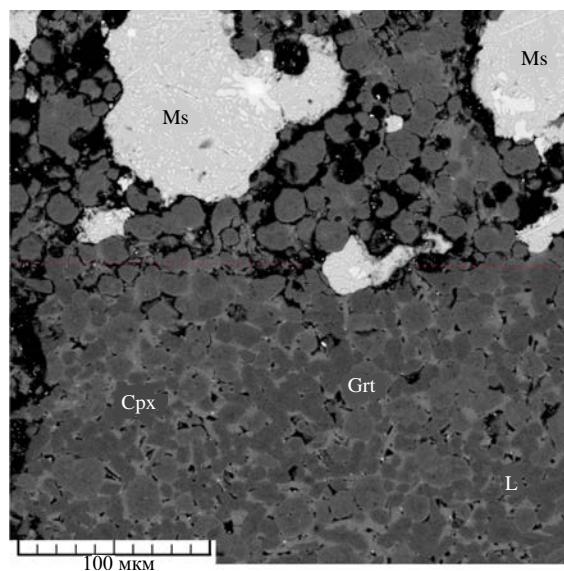


Рис. 2. Микрофотография в отраженных электронах контактной зоны Grt–Cpx-рестита с изолированными сульфидными включениями.

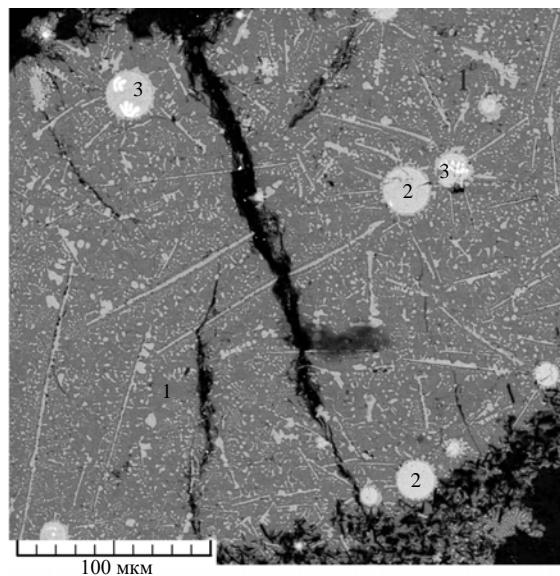


Рис. 3. Микрофотография в отраженных электронах массивных сульфидов с включениями однофазных и полифазных Fe-металлических глобулей: 1 – заключенная сульфидная матрица, 2 – однофазные Fe-металлические глобулы, 3 – полифазные Fe-металлические глобулы.

Однофазные Fe-металлические глобулы характеризуется высокими содержаниями Fe (87–89 мас. %), Re (7–10 мас. %), содержат до 1.3 мас. % Co, около 0.3–0.6 мас. % Ni, Os, Pt. Заниженные суммы микрозондовых анализов Fe-металлических глобулей свидетельствуют о растворимости в них до 4 мас. % углерода (рис. 3).

При содержаниях рения более 10 мас. % происходит насыщение металлического расплава рением с выпадением Fe–Re-фазы с образованием полифазных глобулей.

Полифазные Fe-металлические глобулы. Матрица полифазных глобулей с концентрацией рения около 7 мас. %, имеет овальной формы включения Fe–Re-фазы, содержащей до 26 мас. % Re (рис. 3).

Распределение S, Fe, Co, Ni, Re, Os, Pt, между металлическим и сульфидным расплавами, оценка халькофильных и сидерофильных свойств каждого из элементов

В табл. 2 приведены представительные химические составы существующих сульфидного и металлического расплавов и коэффициенты разделения D рудных элементов между ними.

Таблица 2. Концентрации S, Fe, Co, Ni, Re, Os, Pt (мас. %) в Mc и Ms фазах, коэффициенты разделения между Mc и Ms расплавами

Элемент	Mc, n=21	Ms, n=16	D Mc/Ms
S	1.45±0.49	26.68±0.56	0.05
Fe	88.18±1.69	72.18±0.80	1.22
Ni	0.37±0.15	0.40±0.12	0.92
Re	9.96±1.49	0.79±0.45	12.64
Os	0.54±0.16	0.36±0.06	1.51
Pt	0.39±0.22	0.63±0.10	0.62
Co	1.28±0.16	0.80±0.18	1.6

Индикатором сидерофильных и халькофильных свойств – относительного сродства элемента к Mc- и Ms-фазам являются коэффициенты разделения каждого из элементов между существующими в системе Fe–S–C металлическим (Mc) и сульфидным (Ms) расплавами, выраженные как отношение концентраций (C) данного элемента в Mc расплаве к его концентрации в Ms расплаве: $D (Mc/Ms) = C (Mc)/C (Ms)$. В элементах с $D (Mc/Ms) = 1$ сидерофильные и халькофильные свойства проявлены одинаково. В элементах с $D (Mc/Ms) > 1$ преобладают сидерофильные свойства, а с $D (Mc/Ms) < 1$ – халькофильные свойства. Чем больше значения $D (Mc/Ms)$ отличаются от 1, тем сильнее сидерофильные свойства (при $D > 1$) или халькофильные свойства (при $D < 1$).

Как видно из приведенных в табл. 2 данных, у Fe, Co, Re, Os коэффициенты разделения $D > 1$, следовательно, у каждого из этих элементов сидерофильные свойства преобладают над халькофильными. Сидерофильные свойства возрастают с увеличением D в последовательности: Fe < Os < Co < Re. В этом ряду наиболее сильным сродством к Fe-металлической фазе (сидерофильностью) выделяется Re, с $D = 12.61$. Другие элементы ряда – Fe, Os, Co характеризуются не столь контрастными различиями сидерофильных и халькофильных свойств с невысокими (<2) значениями коэффициентов разделения. Значимые концентрации в металлическом расплаве серы свидетельствуют о ее растворимости в Fe-металлических расплавах.

В ряду элементов S, Ni, Pt с $D < 1$ преобладают халькофильные свойства, которые возрастают с уменьшением коэффициентов разделения между металлическим и сульфидным

расплавами в последовательности $\text{Ni} < \text{Pt} < \text{S}$. Увеличение халькофильности характеризуют коэффициенты разделения между металлическим и сульфидным расплавами, которые уменьшаются в последовательности: 0.92–0.62–0.05. Ni и Pt с невысокими, близкими к 1, значениями D имеют не столь контрастные различия халькофильных и сидерофильных свойств по сравнению с Re .

Эффективность фракционирования из каждого элементов при распределении между металлическим и сульфидным расплавами характеризуют абсолютные значения D (Mc/Ms). Чем больше их значения отличаются от 1, тем сильнее сидерофильные (при $D > 1$) или халькофильные свойства (при $D < 1$). Относительно невысокие значения коэффициентов разделения Co , Ni , Os и Pt свидетельствуют об умеренном характере фракционирования при распределении между Mc - и Ms -расплавами и незначительных вариациях их отношений в существующих Mc -, Ms -расплавах. В то же время высокие значения D Re по сравнению с D Os и Pt свидетельствуют об эффективном фракционировании Re относительно Os и Pt за счет перераспределения в металлический расплав, что будет приводить к уменьшению отношений Re/Os , Re/Pt в существующем Fe -сульфидном расплаве.

Таким образом, S , Fe , Co , Ni , Re , Os , Pt , обладающие сильными сидерофильными свойствами (в равновесиях металлического и силикатного расплавов) и халькофильными свойствами (в равновесиях сульфидного и силикатного расплавов), исходя из значений коэффициентов разделения между существующими металлическим и сульфидным расплавами, у Fe , Co , Re , Os сидерофильные свойства преобладают над халькофильными, возрастаю с увеличением коэффициента разделения в последовательности $\text{Fe} < \text{Os} < \text{Co} < \text{Re}$. Напротив, у S , Ni , Pt халькофильные свойства преобладают над сидерофильными, которые возрастают с уменьшением коэффициентов разделения в последовательности $\text{Ni} < \text{Pt} < \text{S}$.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Brett R., Bell P. M.* Melting relations in the Fe -rich portion of the system Fe & z . sbnd ; FeS at 30 kb pressure // *Earth and Planetary Science Letters*. 1969. 6(6). 479–482.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90119-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90119-8)

2. *Банных О. А., Будберг П. Б., Алисова С. П.* Диаграммы состояния двойных и многокомпонентных систем на основе железа // *Металлургия*. 1986. 440 с.
3. *Raghavan V.* The $\text{C}-\text{Fe}-\text{S}$ (Carbon–Iron–Sulfur) system // *J. Alloy Phase Diag.* 1988. V. 4. № 2. P. 133–142.
4. *Pedersen A. K.* Basaltic glass with high-temperature equilibrated immiscible sulphide bodies with native iron from Disko, central West Greenland // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 69. № 4. P. 397–407.
5. *Горбачев Н. С., Осадчий Е. Г.* Несмесимость в расплавах как фактор ранней дифференциации метеоритов и планет. *ДАН СССР*. 1980. Т. 255. № 3. С. 693–697.
6. *Gorbachev N. S., Osadchii E. G., Baryshnikova G. V.* Immiscibility in Ore-Silicate Melts as a Factor in the Early Differentiation of Meteorites and Planets / *Lunar and Planetary Science Conference*. 1980. V. 11. P. 348–350.
7. *Маракушев А. А., Шаповалов Ю. Б., Зиновьева Н. Г. и др.* Экспериментальное исследование процессов образования хондритов // *ДАН СССР*. 1995. Т. 345. № 6. С. 797–801.
8. *Dasgupta R., Buono A., Whelan G. et al.* High-pressure melting relations in $\text{Fe}-\text{C}-\text{S}$ systems: Implications for formation, evolution, and structure of metallic cores in planetary bodies // *Geochim Cosmochim Acta*. 2009. V. 73. № 21. P. 6678–6691.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.001>
9. *Hayden L. A., Van Orman J. A., McDonough W. F. et al.* Trace element partitioning in the $\text{Fe}-\text{S}-\text{C}$ system and its implications for planetary differentiation and the thermal history of ureilites // *Geochim Cosmochim Acta*. 2011. V. 75. № 21. P. 6570–6583.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.08.036>
10. *Gorbachev N. S., Kostyuk A. V., Gorbachev P. N. et al.* Phase relations and distribution of elements in the $\text{Fe}-\text{S}-\text{C}$ system // *Experiment in Geosciences*. 2021. V. 27. № 1. P. 42–44.
11. *Brenan J. M., Bennett N. R., Zajacz Z.* Experimental results on fractionation of the highly siderophile elements (HSE) at variable pressures and temperatures during planetary and magmatic differentiation // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2016. V. 81(1). 1–87.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.1>
12. *Siebert J., Corgne A., Ryerson F. J.* Systematics of metal–silicate partitioning for many siderophile elements applied to Earth's core formation //

- Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. 75. 1451–1489.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.12.013>
13. *Mann U., Frost D. J., Rubie D. C. et al.* Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir and Pt between liquid metal and silicate at high pressures and high temperatures-Implications for the origin of highly siderophile element concentrations in the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. 84. 593–613.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.01.026>
14. *Naldrett A. J.* Magmatic Sulfide Deposits. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. № 14. 1989.
15. *Fleet M. E., Crocket J. H., Stone W. E.* Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1996. V. 60. № 13. P. 2397–2412.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00100-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00100-7)
16. *Kiseeva E. S., Wood B. J.* A simple model for chalcophile element partitioning between sulphide and silicate liquids with geochemical applications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. 383. 68–81.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.034>
17. *Mungall J. E., Brenan J. M.* Partitioning of platinum-group elements and Au between sulphide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. 125. 265–269.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.002>
18. *Gorbachev N. S.* Fluid-magma interaction in sulfide-silicate systems. International Geology Review. 1990. V. 32. № 8. P. 749–836
19. *Литвин Ю. А.* Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: Hayka, 1991. 312 с.

PHASE RELATIONSHIPS AND DISTRIBUTION OF S, Fe, Co, Ni, Re, Os, Pt BETWEEN METAL AND SULFIDE MELTS IN BASALT–Fe–FeS–C SYSTEM AT 1400°C, 4 GPa

N. S. Gorbachev[#], Corresponding Member of the RAS Yu. B. Shapovalov,
 A. V. Kostyuk, P. N. Gorbachev, A. N. Nekrasov

D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy the Russian Academy
 of Sciences, Chernogolovka, Moscow Region, Russian Federation
[#]E-mail: gor@iem.ac.ru

The layering of Fe–FeS–C melt into Fe-metallic (Mc) and Fe-sulfide (Ms) liquids has been studied in the basalt–Fe–FeS–C system at 4 GPa, 1400°C. The partition and distribution coefficients of S, Fe, Co, Ni, Re, Os, Pt between Mc and Ms melts were determined. The partition coefficients D served as indicators of siderophilic and chalcophilic properties of each element, and Kd characterised their interelemental ratios during fractionation. In the Fe–Os–Co–Re series with D > 1, siderophilic properties prevail, which increase with increasing values of the partition coefficients: 1.2–1.5–1.6–12.6. In the Ni–Pt–S series with D < 1, chalcophilic properties prevail, which increase with decreasing D: 0.9–0.6–0.1. The values of the distribution coefficients Kd Re/Os (8.4) and Pt/Os (0.4) indicate the fractionation of Re and Pt relative to Os, with enrichment of rhenium in metallic and platinum in sulfide melt: the shift in the fractionation of Re/Os and Pt/Os relations and related systems of ¹⁸⁷Re/¹⁸⁷Os and ¹⁹⁰Pt/¹⁸⁶Os isotopes.

Keywords: layering, metal, sulfide, experiment, ore

УДК 550.47:556.54

УГЛЕВОДОРОДЫ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

© 2024 г. И. А. Немировская*, А. В. Храмцова,
член-корреспондент РАН С. К. Гулев

Поступило 02.07.2024 г.

После доработки 16.08.2024 г.

Принято к публикации 19.08.2024 г.

Приведены данные по содержанию и составу углеводородов: алифатических (АУВ) и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в голоценовых осадках (ненарушенные колонки 0–30 см), отобранных в юго-западном районе Карского моря (I-я часть 89 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, сентябрь 2022 г). Установлено, что распределение УВ, в отличие от С_{орг} не зависит от литотипа донных осадков, так как в газонасыщенной зоне наряду с метаном происходит образование высокомолекулярных углеводородов. Это приводит к увеличению доли АУВ (>1%) и ПАУ (>1×10⁻³%) в составе С_{орг}, а также к изменению их распределения и состава в осадочной толще. В нижних горизонтах колонок состав УВ становится более автохтонным из-за роста низкомолекулярных алканов и нафталинов. Изменение редокс-потенциала в осадочной толще также оказывается на концентрациях и составе углеводородов.

Ключевые слова: алифатические и полиароматические углеводороды, органический углерод, алканы, метановые сипы, донные осадки, Карское море

DOI: 10.31857/S2686739724120081

ВВЕДЕНИЕ

Важная особенность Карского моря – наличие крупных залежей углеводородов (УВ) [1, 2]. Протяженные зоны выходов газовых струй из осадочных толщ – холодные метановые сипы [3, 4] могут захватывать и высокомолекулярные УВ [5]. Поэтому необходимость оценки концентраций и происхождения УВ, имеющих различные источники, установления причинно-следственных связей, обусловленных климатическими изменениями и антропогенной нагрузкой, не вызывает сомнений.

В морских нефтегазоносных провинциях арктического шельфа наблюдается активная дегазация недр – высота “газовых труб” может достигать нескольких километров [6]. Сокращение ледяного покрова, увеличение речного стока с водосборного бассейна вследствие современного потепления, а также освоение месторождений на арктическом шельфе увеличивают антропогенную нагрузку на северные шельфовые

морские акватории. При этом необходимо учитывать, что западноарктический шельф по углеводородным ресурсам в 5–7 раз превышает аналогичные показатели шельфа Восточной Арктики [1]. Цель настоящего исследования: установить особенности распределения (концентраций и состава) двух углеводородных классов: алифатических (АУВ) и полициклических ароматических (ПАУ) и их изменчивость в зависимости от условий седиментации и строения осадочной толщи в юго-западной части Карского моря (рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для отбора проб донных осадков использовали дночерпатель “Океан-50” и мультикорер (Mini Mic K/MT 410, KUM, Германия). Пробы сушили при 50°C, и из фракции осадка 0.25 мм экстрагировали УВ ультразвуковым методом метиленхлоридом. (использовали органические растворители только марки о.с.ч). Концентрацию АУВ определяли ИК-методом на спектрофотометре IRAffinity-1, Shimadzu, Япония; алканы – газохроматографическим методом на хроматографе Кристалл-Люкс 4000-М, РФ; концентрацию ПАУ – флуоресцентным методом [8]

Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: nemir44@mail.ru

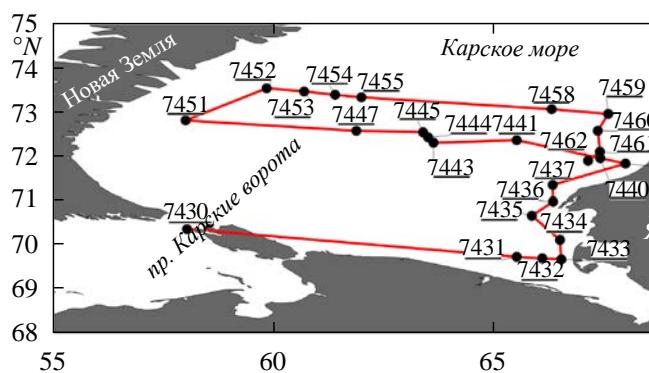


Рис. 1. Расположение разрезов и станций в первом этапе 89 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в сентябре 2022 г.

на приборе “Trilogy” 7200–000, Turner, США, а их состав – методом высокоеффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) на приборе “Lab Alliance”, Shimadzu, Япония. В результате были идентифицированы приоритетные полиарены, рекомендованные EPA (Environmental Pollution Agency) при изучении загрязненности морских объектов [9]: НАФ – нафталин, 1-МеНАФ – 1-метилнафталин, 2-МеНАФ – 2-метилнафталин, ФЕН – фенантрен, АНТР антрацен, ФЛТ флуорантен, ПР – пирен, БаA – бенз(а)антрацен, ХР – хризен, БеP – бенз(е)пирен, БбФ – бенз(б)флуорантен, БкФ – бенз(к)флуорантен, БаP – бенз(а)пирен, ДБА – дibenз(а, h)антрацен, БПЛ – бенз(g, h, i)перилен, ИНП -индено[1,2,3-c, d]пирен и ПРЛ – перилен.

Органический углерод ($C_{\text{орг}}$) определяли методом сухого сожжения на приборе ТОС–L, Shimadzu, Япония. Для пересчёта концентраций АУВ в осадках в концентрации $C_{\text{орг}}$

использовали коэффициент 0.86 [10]. Подробности методических процедур описаны в [5].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Юго-западная часть Карского моря представляет крупную субмеридиональную депрессию со сложнопостроенным рельефом дна и бортов [11]. Исследования проводили по трем основным разрезам: Ямальскому – вдоль западного побережья Ямала из Байдарацкой губы до Пухучанской впадины; Южному – через Пухучанскую впадину и Западно-Карскую ступень и Северному – от Новоземельской впадины до Ямало-Гыданской отмели (рис. 1).

Ямальский разрез приурочен к западному отмелому участку шельфа п-ва Ямал на глубинах 13–44 м (станции 7431–7439, 7461). Основным источником осадочного материала для этой области служит абразия берегов Ямала, южного и юго-западного обрамления. В зависимости от батиметрии дна поверхностные осадки представлены разнозернистыми песками с примесью алевритового материала [12]. По данным отбора проб мультикореров на этом разрезе (станции 7431, 7434, 7437, 7439) величина окисленного слоя в большинстве случаев не превышает 3 см. Наиболее низкие концентрации исследуемых органических соединений совпадали и установлены в поверхностном слое песчанистого осадка ст. 7434 при выходе из Байдарацкой губы: 11 мкг/г – для АУВ, 17 нг/г для ПАУ и 0.102%, для $C_{\text{орг}}$ (рис. 2).

По мере приближения к Новоземельской впадине (Южный разрез), в районе Западно-Карской ступени в пелитовых илах

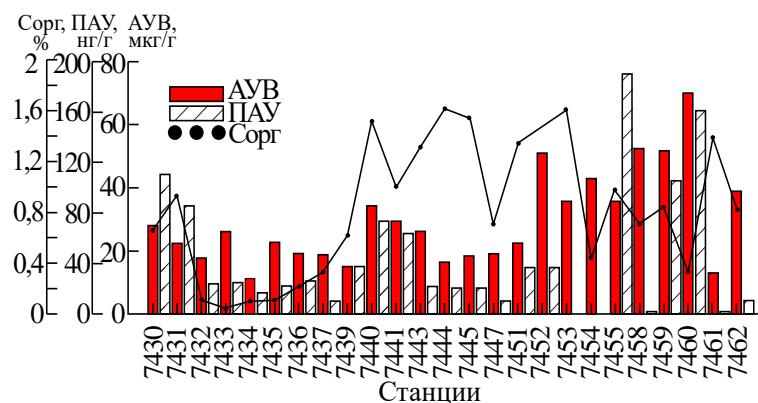


Рис. 2. Изменение в поверхностном слое донных осадков концентраций алифатических углеводородов, полициклических ароматических углеводородов и $C_{\text{орг}}$

появляется алевритисто-песчаная и песчанистая примеси (станции 7447, 7449 и 7451). Величина окисленного слоя в колонках мультикорера, изменялась от 2 см в восточной части (станции 7462, 7440, 7441, 7443) до 5–9 см на станциях 7444 и 7445. В целом, это соответствует данным по увеличению мощности слоя аэробного диагенеза в пелагическом направлении для морей Северного Ледовитого океана [13]. Морфология осадков в этом районе предполагает их контуритовую природу, так как они образовались под воздействием придонных (контурных) течений, движущихся преимущественно вдоль континентального склона [14].

Распределение органического вещества зависело от литотипа осадков – $r(C_{\text{орг}} \text{ Вл.}) = 0.80$, ($n = 24$, $p = 0.05$). Известно, что пористость и влажность осадка может характеризовать его гранулометрический состав [15]. Однако между распределением концентраций АУВ и влажностью осадков – $r = 0.16$, АУВ и $C_{\text{орг}}$ – $r = -0.04$, ПАУ и $C_{\text{орг}}$ – $r = 0.01$ связи отсутствовали. Обусловлено это тем, что в составе $C_{\text{орг}}$ содержание УВ изменялось в широком диапазоне: для АУВ – 0.09–4.80% (в 53 раза), и средняя величина (0.69%) оказалась ниже стандартного отклонения (0.97). Повышенное содержание АУВ в составе $C_{\text{орг}}$ приурочено к северной части Байдарацской губы. Здесь на станциях 7431–7435 концентрации АУВ в составе $C_{\text{орг}}$ изменялась в диапазоне 1.4–4.8%, что обычно наблюдается в осадках, загрязненных нефтью [5, 10]. Необходимо отметить, что в морских донных осадках в отсутствии антропогенных поступлений или флюидных потоков, доля АУВ не превышает 1% [5].

Близкое распределение концентраций в поверхностном слое осадков можно отметить и для ПАУ. Максимальное их доля в составе $C_{\text{орг}}$ ($5.4 \times 10^{-3}\%$) приурочена к ст. 7434, где песчанистый осадок был отобран в газонасыщенной зоне. В результате среднее содержание полиаренов в составе $C_{\text{орг}}$ ($1.1 \times 10^{-3}\%$), была ниже стандартного отклонения ($1.4 \times 10^{-3}\%$), что свидетельствует о большой изменчивости их концентраций. В этом районе (станции 7433–7434) была зафиксирована потенциальная точка высачивания метана из донных осадков (69.67 с. ш., 66.36 в. д.), где его содержание достигало в приводном слое атмосферы 2.092 ppm, $\delta^{13}\text{C} = -48.197$, а в водной толще, как в придонном, так и поверхностном слое – 140 и 161 нМ/л соответственно [12].

Повышенные концентрации УВ в поверхностном слое донных осадков приурочены

также к Ямало-Гыданской отмели, где на станциях 7458–7460 величины АУВ в биотурбированных илистых осадках, содержащих значительное количество полихет и их трубок [12], достигали 50–70 мкг/г (фоновые концентрации в морских донных осадках АУВ – 50 мкг/г [7, 16], а ПАУ – 100–162 нг/г). При этом концентрации $C_{\text{орг}}$ были довольно низкими (0.33–0.84%). Поэтому на ст. 7460 (предположительно в зоне разлома [17]) содержание УВ увеличивались в составе $C_{\text{орг}}$ (АУВ – до 1.84%, ПАУ – до $4.93 \times 10^{-3}\%$).

В составе алканов в поверхностном слое донных осадков юго-западной части Карского моря в низкомолекулярной области наблюдалось плавное распределение гомологов рис. 3 а), характерное для выветренных нефтяных алканов [10, 16, 18], а в высокомолекулярной – серия нечетных терригенных алканов C_{23} – C_{33} . На ст. 7434 повышена доля низкомолекулярных гомологов, и отношение низко- к высокомолекулярным – $L/H (\Sigma C_{10-24}/\Sigma C_{25-35})$ достигало максимальной величины 0.92 (при средней 0.48) для осадков этого района, так же, как отношение изопреноидов – $i\text{-}C_{19}/i\text{-}C_{20} = 0.59$ (при средней 0.28), то есть во всех пробах доминировал фитан. В окислительных условиях из фитола образуется преимущественно пристан (Pr), в восстановительных – фитан (Ph). Значение CPI (отношение нечетных к четным алканам в высокомолекулярной области) уменьшалось до 1.52 (при средней 3.04), а коэффициент изопреноидности – $K_i = (\Sigma(\text{Pr}+\text{Ph})/\Sigma(\text{н-}C_{17}+\text{C}_{18}))$ в большинстве проб был <1 (в среднем 0.55). Отсутствие маркеров гидробионтов в осадках, скорее всего, происходит из-за разложения морского ОВ в толще воды, что приводит к сравнительно меньшему поступлению в них автохтонного материала. Поэтому доминирование высокомолекулярных гомологов в осадках по сравнению с поверхностным микрослоем и поверхностными водами выражено в большей степени [18].

В составе ПАУ преобладал фенантрен, что типично для морских донных осадков [9, 16, 19], то есть маркеры в составе алканов и ПАУ указывали на слабую трансформацию УВ в осадках.

В наилке (верхнем тонком, легко взмучиваемом, с большой влажностью слою) по сравнению с верхнем слоем осадка 0–1 см, содержание УВ было в 3–15 раз выше, и в среднем составило для АУВ – 286 мкг/г, а для ПАУ – 364 нг/г. Так же, как и в подстилающих осадках, в составе АУВ наилка доминировали соединения терригенного генезиса. Органо-geoхимические индексы и распределение н-алканов схожи между

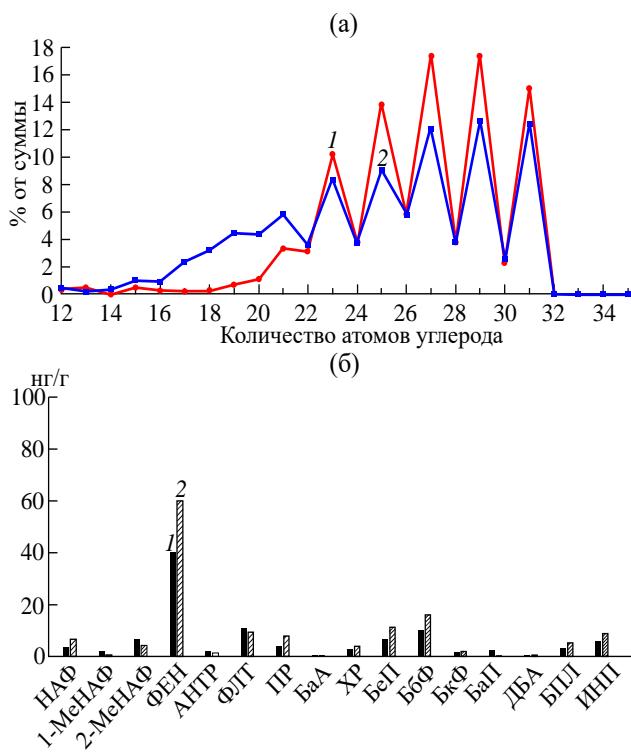


Рис. 3. Состав алканов (а) и ПАУ (б) в поверхностном слое донных осадков на станциях 7434 (1) и 7441 (2).

станциями. Это отражает единообразие процессов трансформации УВ при переходе от наилка к осадку.

Необходимо отметить, что по данным высокочастотного профилирования в центральной части Южного разреза (ст. 7444) также были обнаружены признаки газонасыщенности осадочных толщ – газовая “труба” [12, 20]. Днище долины здесь состоит из стратифицированных, хорошо акустически проницаемых осадков, слагающих тело дрифта [17]. По сейсмоакустическим данным был зафиксирован подъем газа в тонкослоистые осадки на рубеже плейстоцена и голоцене в результате разрушения толщ многолетнемерзлых пород в условиях постглациональной трансгрессии [20]. При этом концентрация метана возрастила в осадках, отобранных трубкой большого диаметра на горизонте 541–545 см в 10^4 раз. Тем не менее, в поверхностном горизонте на ст. 7444 содержание АУВ было довольно низким, как в пересчете на сухой осадок (16 мкг/г), так и в составе $C_{опр}$ (0.09%). С глубиной захоронения (рис. 4) содержание $C_{опр}$ последовательно уменьшалось (с 2.06 до 1.46%), менее равномерно уменьшались концентрации АУВ.

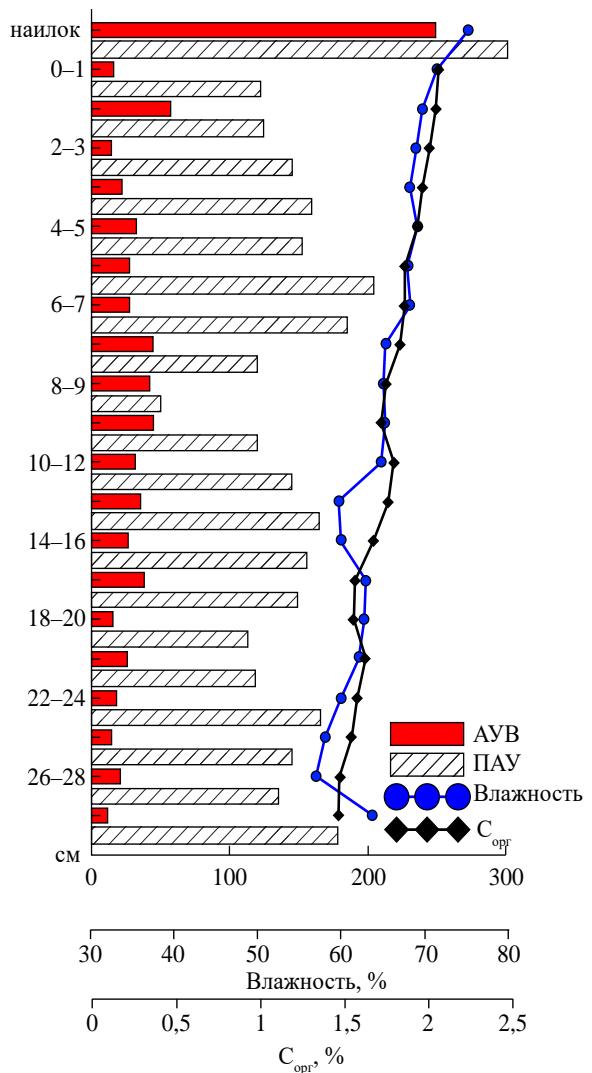


Рис. 4. Распределение на ст. 7444 в толще осадка: алифатических углеводородов, полициклических ароматических углеводородов, влажности и $C_{опр}$.

Однако в подповерхностном слое (1–2 см) содержание АУВ возрастало до 58 мкг/г. В составе алканов по всей длине колонки доминировали нечетные высокомолекулярные гомологи (рис. 5 а). Отношение L/H изменялось от 0.39 до 0.52, с максимумом (0.62) в подповерхностном слое (1–2 см). Значения CPI колебались незначительно 2.82 (гор. 0–1 см) – 2.99 (гор. 28–30 см), однако максимальное их значение (3.77) установлено в смешанном слое осадка на гор. 7–8 см.

Совершенно необычным оказалось распределение ПАУ в колонке ст. 7444, концентрации которых в нижнем горизонте (28–30 см) были выше (177 нг/г), чем в поверхностном (122 нг/г), что может быть связано с их миграцией из

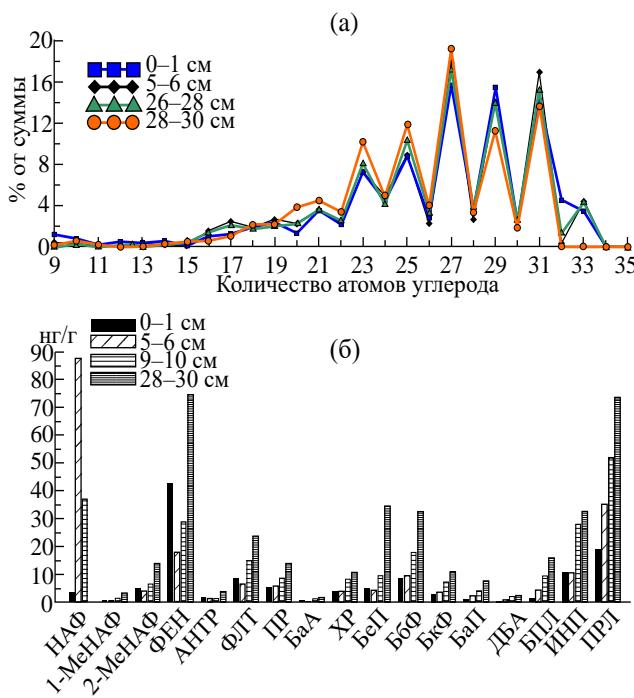


Рис. 5. Состав алканов (а) и полициклических ароматических углеводородов (б) в толще донных осадков на ст. 7444.

глубинных горизонтов [20]. Резкое изменение окислительно-восстановительного потенциала в переходном слое 5–7 см (от 69 до –155) не сказывалось на концентрациях АУВ, так как их величины оставались практически постоянными (около 28 мкг/г), так же, как состав алканов. В противоположность этому содержание ПАУ возрастало до 204 нг/г за счет образования нафтилина непосредственно в осадочной толще. В составе ПАУ отношение флуорантен/флуорантен+пирен = ФЛ/(ФЛ+ПР), которое при значениях больше 0.5 характеризует нефтяные полиарены [16, 19], на ст. 7444 составило в среднем 0.62. Однако необходимо учитывать, что это соотношение в основном маркирует полиарены, поступающие с нефтяным загрязнением.

ВЫВОДЫ

На распределение УВ в донных осадках юго-западного района Карского моря в большей степени оказывают влияние их преобразование в осадочной толще, а не процессы седиментации.

В акваториях высачивания метана (в частности ст. 7434) происходит изменение не только УВ на молекулярном уровне, но и их содержания

в составе органического вещества. Если распределение C_{org} зависит от литотипа осадков, то для УВ эти связи отсутствуют. При этом в газонасыщенных осадках повышается их содержание в составе C_{org} . Поэтому флюидные потоки рассматривались в качестве основного источника УВ при исследовании донных осадков этого района.

При миграции газа из глубоких горизонтов, в колонках, отобранных мультикорером (до 30 см) в распределении УВ в толще осадков наблюдались максимумы и минимумы, скорее всего, обусловленные изменением редокс потенциала. При этом доля 5–6-кольчатьих полиаренов достигала в отдельных пробах 60% (ст. 7444, гор. 26–28 см).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят М. Д. Кравчишину, А. А. Клювитина, А. Н. Новигатского – группу руководства 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” за организацию и отбор проб донных осадков.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания Министерства науки и высшего образования РФ: тема № FMWE-2023-0002.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

У авторов данной работы отсутствует конфликт интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каминский В. Д., Черных А. А., Медведева Т. Ю. и др. Карское море – перспективный полигон для изучения и освоения углеводородных ресурсов // Neftegaz.ru. Деловой журнал. 2020. № 5. С. 82–89.
2. Конторович В. А., Конторович А. Э. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Карского моря // ДАН. 2019. Т. 489. № 3. С. 272–276.
3. Portnov A., Smith A. J., Mienert J. et al. Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20 m at the South Kara Sea shelf // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. P. 3962–3967
4. Serov P., Portnov A., Mienert J. et al. Methane release from pingo-like features across the South Kara Sea shelf, an area of thawing offshore permafrost // J. Geophys. Res. Earth Surf. 2015. V. 120. P. 1515–1529.

5. Немировская И. А., Храмцова А. В. Углеводороды в воде и в донных осадках Норвежско-Баренцевоморского бассейна // Геохимия. 2023. № 2. С. 173–186.
6. Суслова А. А., Коротков С. Б., Карнаухов С. М. и др. Нефтегазоносные бассейны шельфа России // Neftegaz.ru. Деловой журнал. 2020. № 1. С. 52–64.
7. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2022 / Под ред. А.Н. Коршенко. Иваново: ПрессСто, 2024. 240 с.
8. Intergovernmental Oceanographic Commission. Manual for Monitoring Oil and Dissolved / Dispersed Petroleum Hydrocarbons in Marine Waters and on Beaches. Paris, France: UNESCO, 1984. 35 p.
9. Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonization with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP). Tromsø: Akvaplan-niva, 2011. 71 p.
10. Немировская И. А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научн. мир, 2013. 432 с.
11. Мусатов Е. Е. Палеодолины Баренцево-Карского шельфа // Геоморфология. 1998. № 2. С. 90–95.
12. Отчёт 89-го рейса (1-го этапа) НИС “Академик Мстислав Келдыш” Т. I. 2022. М.: ИО РАН, 2022. 380 с.
13. Левитан М. А., Лаврушин Ю. А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
14. Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Rooij D. V., Wähl A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // Mar. Geol. 2014. V. 352. P. 111–154.
15. Гавшин В. М., Лапухов С. В., Сараев С. В. Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения (Черное море). Новосибирск: Наука, 1988. 194 с.
16. Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M. R. et al. Aliphatic and aromatic hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // Mar. Poll. Bull. 2004. V. 48. P. 44–60.
17. Баранов Б. В., Амбросимов А. К., Мороз Е. А. и др. Позднечетвертичные контуритовые дрифты на шельфе Карского моря // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 2. С. 102–108.
18. Немировская И. А., Храмцова А. В. Углеводороды в поверхностном микрослое и льдах Карского моря // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 44–49.
<http://doi.org/10.1134/S1028334X22601237>
19. Yunker M. B., Macdonald R. W., Ross P. S. et al. Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // Org. Geochem. 2015. № 89–90. P. 80–116.
20. Севастьянов В. С., Федурова В. Ю., Душенко Н. В. и др. Вертикальный профиль распределения газов в морских осадках вблизи полуострова Ямал. Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии М., 2023. Т. 2. С. 22.

HYDROCARBONS IN HOLOCENE SEDIMENTS OF THE SOUTHWESTERN PART OF THE KARA SEA

I. A. Nemirovskaya[#], A. V. Khrantsova, Corresponding Member of the RAS S. K. Gulev

P.P. Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: nemir44@mail.ru

Data are presented on the content and composition of hydrocarbons: aliphatic (AHCs) and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in Holocene sediments (undisturbed cores 0–30 cm) collected in the southwestern region of the Kara Sea (I part of cruise 89 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh”, September 2022). It has been established that the distribution of hydrocarbons, unlike C_{org} , does not depend on the lithotype of bottom sediments, since in the gas-saturated zone, along with methane, the formation of high molecular weight hydrocarbons occurs. This leads to an increase in the proportion of AHCs (>1%) and PAHs ($>1 \times 10^{-3}\%$) in the composition of TOC, as well as a change in their distribution and composition in the sedimentary sequence. In the lower horizons of the columns, the composition of hydrocarbons becomes more autochthonous. Changes in redox-potential in sedimentary strata also affect the concentrations and composition of hydrocarbons.

Keywords: aliphatic and polyaromatic hydrocarbons, organic carbon, alkanes, bottom sediments, fluid flows, Kara Sea

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО ПСЕВДОРУДНОГО ОБЛИКА В МЕЛОВЫХ КОНГЛЮМЕРАТАХ (АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ, ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2024 г. З. С. Никифорова*, А. И. Журавлев, Е. Е. Лоскутов, А. И. Иванов

Представлено академиком РАН Н.А. Горячевым 10.06.2024 г.

Поступило 13.06.2024 г.

После доработки 21.08.2024 г.

Принято к публикации 26.08.2024 г.

Впервые при изучении минералого-геохимических особенностей самородного золота из меловых конгломератов центральной части Алдано-Станового щита, наряду с хорошо окатанным россыпным золотом, обнаружено слабоокатанное золото рудного облика в срастании с кварцем, полевыми шпатами, ильменитом, цирконом и другими минералами. Однако, при детальном изучении установлено, что золото рудного облика относится к золоту псевдорудного облика. Это золото характеризуется ямчато-буторчатой поверхностью, “срастаниями” золота с минералами вмещающими отложений и сквозными отверстиями. Обнаружение золота псевдорудного облика в конгломератах мелового возраста свидетельствует о преобразовании россыпного золота в результате процессов диагенеза, а не о наложенной более поздней рудной минерализации. Золото псевдорудного облика ранее нами было обнаружено в девонских конгломератах Тиманского кряжа, а также в юрских и пермских конгломератах востока Сибирской платформы. Наличие такого золота являлось обоснованием вести поиски рудных источников на исследуемых территориях, что не приводило к положительным результатам. В целом, выявление золота псевдорудного облика в конгломератах различного возраста от архея до кайнозоя позволяет более корректно прогнозировать формирование золоторудных месторождений и подбирать методы поиска.

Ключевые слова: золото псевдорудного облика, морфология, пробность, конгломераты, месторождения

DOI: 10.31857/S2686739724120092

ВВЕДЕНИЕ

В центральной части Алдано-Станового щита известно большое количество золоторудных проявлений различных формационных типов, однако оценке потенциальной золотоносности конгломератов не было уделено внимание. В. Г. Ветлужских [1] установлена золотоносность конгломератовых отложений мелового возраста центральной части Алдано-Станового щита. В результате поисковых буровых работ установлен мощный пласт золотоносных конгломератов мелового возраста в бассейне реки Гонам и его правого притока ручья Юрский (рис. 1). Содержание золота в конгломератах по данным пробирного анализа составляет от 0.05 до 1.5 г/т.

Институт геологии алмаза и благородных металлов
Сибирского отделения Российской Академии наук, Якутск,
Россия

*E-mail: znikiforova@yandex.ru

Продуктивный пласт локализован в базаль-
ной части песчано-конгломератовой толщи
нагорнинской свиты мелового возраста. На-
горнинская свита со стратиграфическим не-
согласием залегает на терригенных отложений
юхтинской свиты юрского возраста, а местами
на метаморфических образованиях протеро-
зоя. Мощность свиты от 250 до 1000 м. Песча-
но-конгломератовые отложения перекрываются
пирокластическими и эфузивными породами.
Они представлены туфами трахиандезитов, тра-
хиандезитобазальтов, базальтов, а в основании
выделяется базальный горизонт лавобрекций
и ксенотуфов с обломками докембрийских по-
род. Остаточная мощность песчано-конгломера-
товой толщи в районе достигает 250 м. Петро-
графический состав гальки конгломератов пред-
ставлен лейкогранитами, гранито-гнейсами,
метагабброидами, диафторированными сланца-
ми серцицит-хлорит-эпидот-кварцевого состава
и кварцитами. Размер гальки от мелкого гравия

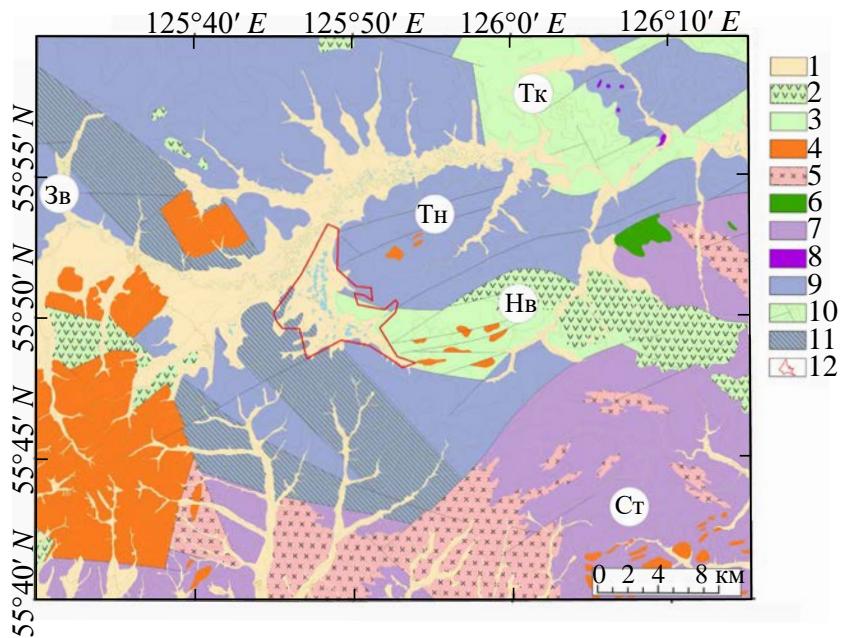


Рис. 1. Карта-схема расположения изученных объектов. 1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские вулканические образования; 3 – мезозойские терригенно-осадочные породы, слагающие впадины (Нв – Невачинская); 4 – мезозойские щелочные массивы; 5 – протерозойские граниты; 6 – протерозойские основные породы; 7 – стратифицированные метаморфические комплексы Становой области (Ст) (протерозой); 8 – архейские ультраосновные породы; 9 – стратифицированные метаморфические комплексы Южно-Алданской области (архей) (Тн – Тангракский блок, Зв – Зверевский блок); 10 – разрывные нарушения; 11 – диафториты; 12 – площадь россыпи ручья Юрский.

до валунов 40–50 см. Цемент полимиктовый зеленого и серо-зеленоватого цвета.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В золотоносных конгломератах мелового возраста нами впервые изучены минералого-геохимические особенности самородного золота в количестве 96 знаков из трех скважин глубиной более 300 м, которые опробованы в интервале от 0 до 250 м. Сцементированные конгломераты подвергались дроблению, затем выделялся тяжелый шлих, из которого было извлечено самородное золото. Исследование минералого-геохимических особенностей (морфологии, химического состава, микроподключений) самородного золота проводилось при применении известных минералого-геохимических методов. Использование стереоскопического микроскопа “LEICA MZ6” и рудного микроскопа “JENAVERT SL 100” позволило изучить морфологические особенности золота и их поверхность. Химический состав самородного золота и минералов-включений изучался на сканирующем электронном микроскопе “JEOL JSM-6480LV” с энергодисперсионным

спектрометром “Oxford Instruments Energy 350”. Количественный анализ и обработка результатов осуществлялись по методу XPP в программном обеспечении Software INCA Energy. Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.07 нА, время измерения 7 с. Предел обнаружения для большинства элементов составляет 0.2–0.8%, для “тяжелых” элементов – 1% и более. Аналитические работы выполнены в отделе физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН г. Якутск (аналитик Н. В. Христофорова).

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Самородное золото в изученных конгломератах представлено в основном комковидными и пластинчатыми формами размером 0.2–0.5 мм, единичные знаки имеют размеры до 1 мм и более. В подчиненном количестве присутствуют интерстициальные золотины (рис. 2). Золото имеет желтый и желто-соломенный цвет, нередко находится в срастании с жильными минералами, некоторые индивиды частично или почти полностью покрыты налетом темно-бурового и смолянисто-черного цветов.

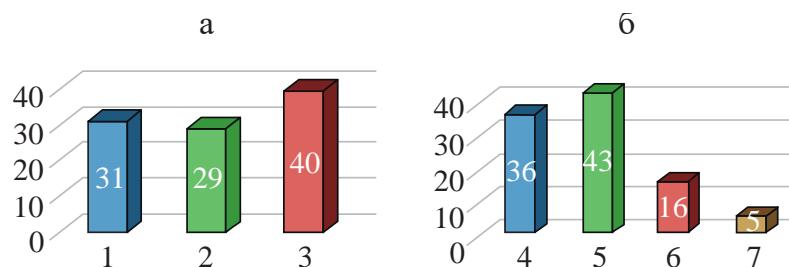


Рис. 2. Морфология золота (а) и гранулометрический состав самородного золота (б) из конгломератов, значения в %. Формы золота (а): 1 – комковидное, 2 – интерстициальное, 3 – пластинчатое. Размер золота (б), мм: 4 – <0.25; 5 – 0.25–0.5; 6 – 0.5–1; 7 – >1.

Преобладающая часть изученных частиц имеет хорошую и среднюю окатанность. Золото характеризуется слаженными ребрами и округлыми контурами, иногда грубоямчайной поверхностью с отпечатками вдавливания минералов вмещающих отложений (рис. 3 а–в). По данным микрозондового анализа пробность изученного золота варьирует в диапазоне от 720 до 1000‰ и в среднем составляет 903‰. Содержание элементов примесей не превышает предел обнаружения микрозондового анализатора.

Однако среди хорошо- и среднеокатанного золота обнаружены слабоокатанные пластинчатые и интерстициальные частицы субрудного облика, образующие псевдосрастания с кварцем, полевым шпатом, магнетитом и другими минералами (рис. 3 г–е). Частота встречаемости подобных золотин по скважинам составляет 40.6%. Золото характеризуется грубоямчайным,

буторчатым, мелкочаистым микрорельефом, в нем отмечаются острые края и зазубрины. Пробность составляет от 722 до 1000‰, в среднем 893‰. Элементы-примеси не обнаружены.

Детальное изучение слабоокатанного золота показало, что при незначительном физическом воздействии иглой некоторые агрегаты (псевдосрастания) легко разрушаются вследствие не прочных контактов золота с минералами. Отпечатки вдавленных минералов характеризуются округленной формой, отсутствием острых углублений и граней роста. Песчинки кварца имеют окатанную поверхность. На поверхности золотин наблюдаются удлиненные вмятины с угловатыми формами в виде продольных борозд, шрамов и царапин. Зачастую такие золотины имеют поперечные разрывы и сквозные отверстия (рис. 3 б, в).

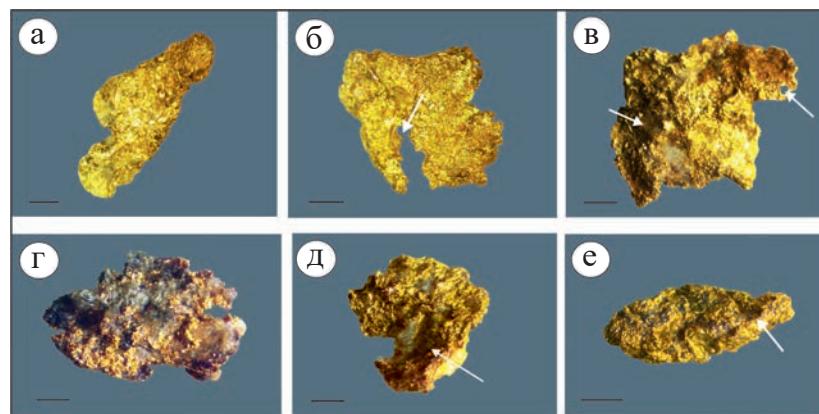


Рис. 3. Морфологические формы золота и их поверхность: а, б, в – хорошо окатанные чешуйки; поверхность: а – шагреневая, б – шагреневая с разрывом края золотины; в – грубоямчатая со сквозным отверстием и с отпечатками вдавливания минералов; г, д, е – пластинчатые с грубошагреневой поверхностью, на которых наблюдаются вдавленные минералы. Масштабная полоса 0.1 мм.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В целом, при изучении минерало-геохимических особенностей золота установлено, что единичные золотины имеют шрамы, борозды, сквозные отверстия и разрывы, практически полностью пересекающие площадь золотин (рис. 3 б, в). Многие зерна золота рудного облика представлены агрегатами с жильными минералами – кварцем и полевыми шпатами на поверхности (рис. 3 г, д, е). При детальном рассмотрении данных индивидов “рудного” золота под электронным микроскопом было установлено, что некоторые из минералов прилегают к золоту не вплотную. Обнаружена одна золотина, в которой наблюдается ксеногенное, приобретенное в результате литостатического давления включение циркона. Отчетливо установлено, что циркон заполняет полость не полностью, между золотом и цирконом наблюдается воздушное пространство (рис. 4).

Эти минеральные “срастания” с золотом весьма легко удаляются даже при малейшем физическом воздействии. Предполагается, что формирование таких агрегатов “рудных срастаний” золота не сингенетическое и относится к золоту псевдорудного облика.

К золоту псевдорудного облика относится россыпное золото с ямчато-буторчатой поверхностью, с отпечатками вдавливания минералов, шрамами, царапинами, бороздами, а также со “срастаниями” золота с различными минералами вмещающих отложений и сквозными отверстиями, образовавшимися в результате литостатического давления вышележащих толщ при погружении россыпи на глубину более 800 м.

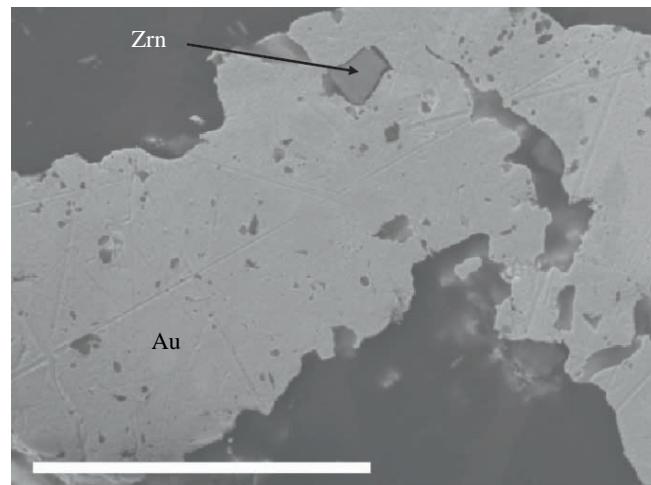


Рис. 4. Срез золота, в котором наблюдается неплотное срастание золота (Au) с цирконом (Zrn). Масштабная полоса 0.05 мм.

Подобное золото впервые нами было обнаружено в девонских конгломератах Тимана (рис. 5) [2]. Среди хорошо- и среднеокатанного золота обнаружены неокатанные частицы рудного облика, которые характеризуется грубоямчатым, бугорчатым, мелкоячеистым микрорельефом. Иногда эти золотины образуют агрегаты – срастания золота с кварцем, ильменорутилом, гранатом и другими минералами (рис. 5). Наличие такого золота дало основание предшественникам предположить, что коренной источник питания россыпи находится в пределах изучаемого объекта. Однако детальный анализ данного золота, поставил под сомнение правомерность выделения золота рудного облика. В связи с этим нами было выдвинуто предположение, исходя из геологии развития

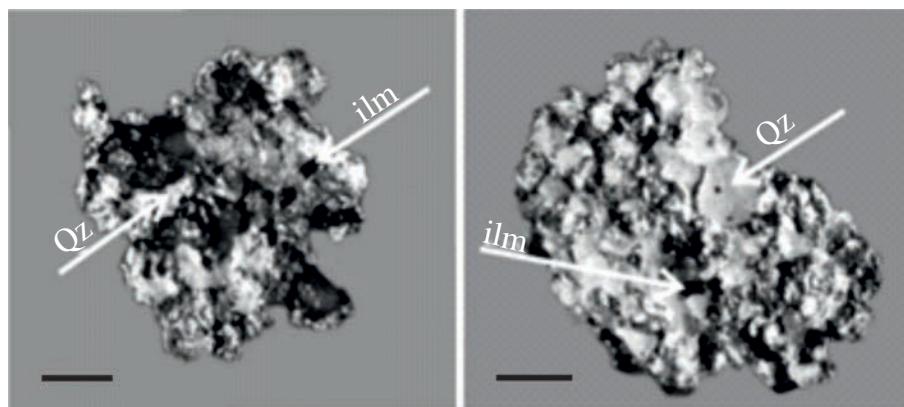


Рис. 5. Псевдорудное золото в конгломератах девонского возраста Тиманского кряжа. Qz – кварц, ilm – ильменит. Масштабная полоса 0.1 мм.

региона, что россыпное золото преобразовалось под влиянием литостатического давления перекрывающих толщ при погружении россыпи девонского возраста на глубину более 800 м. Экспериментальные исследования подтвердили данное предположение, что неокатанное золото рудного облика конгломератов Тиманского кряжа в действительности является россыпным металлом, которое преобразовалось при погружении россыпи на глубину более 800 м.

Детальный анализ типоморфных особенностей золота из меловых конгломератов, а именно, выявление в нем отпечатков вдавленных минералов, непрочных контактов “срастаний” золота с кварцем и другими минералами, а также сквозные отверстия в золотинах (рис. 3) поставили под сомнение правомерность выделения его как рудное золото. В связи с чем, выдвинуто предположение, что данное россыпное золото преобразовалось в результате влияния литостатического давления перекрывающих толщ и приобрело псевдорудный облик. Воздействие литостатического давления на форму россыпного золота было изучено ранее экспериментально [3].

При этом было установлено, что первые признаки вдавливания обломочного материала в золотины наблюдались при имитации погружения россыпи на глубину порядка 0.8 км.). При последующем увеличении имитации погружения до 4 км на золотинах появилась грубоямчатая поверхность с отпечатками вдавленных минералов, а также царапины, шрамы и др.

На единичных золотинах (рис. 6 а, б) произошло вдавливание песчинок кварца, ильменита и образование агрегатов (срастание золота с кварцем и ильменитом). Было установлено, что процесс преобразования золота резко усиливается в условиях моделирования сочетания литостатического давления с различными тектоническими подвижками, этим и объясняется появление разрывов и сквозных отверстий на золотинах (рис. 6 б, в).

Экспериментальные исследования доказывают предположение, что неокатанное золото рудного облика конгломератов мелового возраста в действительности является россыпным золотом (рис. 6 в), что подтверждается также результатами анализа химического состава золота.

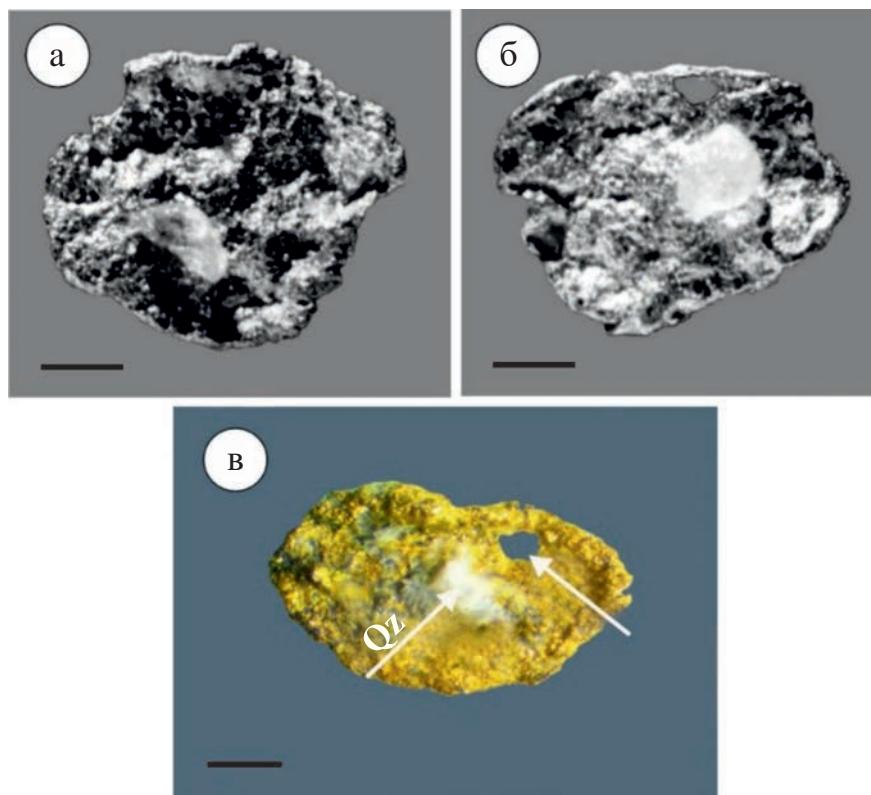


Рис. 6. а, б – поверхность золотин с отпечатками вдавленных в него минералов, полученных в результате эксперимента; в – поверхность золота из меловых конгломератов, на которой также наблюдается вдавленный кварц (Qz) и сквозное отверстие. Масштабная полоса 0.1 мм.

Пробность золота как у хорошо окатанных, так и у слабоокатанных форм и агрегатов золота, в целом одинаковая и варьирует от 720 до 1000‰, в среднем 899‰, и это свидетельствует о том, что золотоносные конгломераты не подвергались вторичной минерализации (рис. 7).

востоке Сибирской, так и на Восточно-Европейской платформах, которые, к сожалению, не увенчались положительными результатами.

По-нашему мнению, золото в конгломератах Витватерсранда также, возможно, псевдорудного облика и образовалось в результате лито-

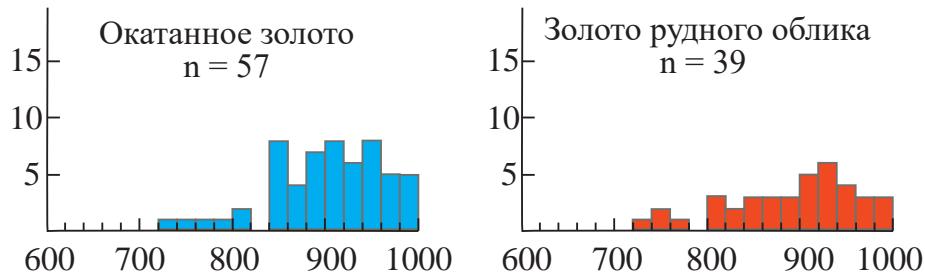


Рис. 7. Пробность хорошоокатанных и слабоокатанных форм и агрегатов золота.

Наличие в мезозойских конгломератах самородного “рудного” золота (псевдорудное) со сквозными отверстиями и разрывами можно объяснить с точки зрения воздействия литостатического давления вышележащих пород. При формировании россыпи мезозойского возраста образовались золотоносные галечно-гравийные аллювиальные отложения, затем эта россыпь, в результате проявления тектонических движений (сброс), была погребена предположительно мощными отложениями от 800 до 1200 м, согласно разрезу нагорнинской толщи, представленному на стратиграфической колонке к геологической карте 1:200000 масштаба [4]. Вследствие чего произошло вдавливание минералов вмещающих толщ, образование разрывов и сквозных отверстий на золотинах. Это в конечном итоге привело к образованию агрегатов “рудного” золота “в срастании” с минералами вмещающими отложений. Подтверждением данного положения служат также данные Ю. П. Ивенсена и В. И. Левина [5], которые, изучая древние докембрийские конгломераты Алдано-Станового щита, пришли к мнению, что золото в конгломератах в основном кластогенное.

Нами ранее установлено наличие золота псевдорудного облика в конгломератах докембрийского, палеозойского и мезозойского возраста на востоке Сибирской платформы, которое также принималось как золото рудного облика [6–8], и на Тиманском кряже [9], в связи с чем велись массовые поиски золоторудных месторождений на данных территориях, как на

статического давления вышележащих толщ [3]. Генезис знаменитого месторождения Витватерсранд в настоящее время спорный (осадочное или гидротермальное). В пользу нашего предположения Minter et. al. [10], на основе изучения морфологии золота, пришли к выводу, что оно кластогенное и, в связи с этим, они объясняют генезис месторождения Витватерсранд осадочным происхождением золотоносных конгломератов. Выявление золота “рудного” облика в конгломератах для многих исследователей являлось обоснованием гипотезы гидротермального происхождения [11]. Однако T. Oberthür, R. Saagger [12], в результате обнаружения слегка измененного золота псевдорудного облика последующим метаморфизмом, пришли к выводу, что данное золото все-таки кластогенное, а не рудное, что явилось обоснованием отнести месторождение Витватерсранд к осадочному происхождению.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, результаты минералогических и, проведенных ранее экспериментальных исследований, дают основание считать, что изученное самородное золото (агрегаты) в меловых конгломератах является золотом псевдорудного облика. Оно сформировалось под воздействием литостатического давления при погружении конгломератов (россыпи) на значительную глубину. Обнаружение золота псевдорудного облика в конгломератах мелового возраста свидетельствует о преобразовании россыпного золота

в этих отложениях, а не о наложенной поздней рудной минерализации. В целом, выявление псевдорудного золота в конгломератах различного возраста от архея до кайнозоя в платформенных областях способствует более корректному поиску золоторудных месторождений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственного задания Института геологии алмазов и драгоценных металлов Сибирского отделения Российской академии наук, финансируемого проектом Министерства науки и высшего образования Российской Федерации FUFG-2024-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ветлужских В. Г.* Золотоносность районов крайнего юга Якутии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. XVII. Якутск. 1970. С. 88–92.
2. *Никифорова З. С., Филиппов В. Е., Цаплин А. Е.* Эоловое золото одного из россыпных месторождений Тиманского кряжа // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 2. С. 112–116.
3. *Никифорова З. С., Филиппов В. Е.* Золото псевдорудного облика в древних конгломератах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 455–457.
4. *Гиммельфарб Г. Б., Белоножко Л. Б., Зaborский Ю. В.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1: 200 000. Серия Становая, лист N-51-VI. М.: ВАГТ, 1970; 1971. 99 с.
5. *Ивенсен Ю. П., Левин В. И.* О генезисе докембрийских золотоносных конгломератов // Известия Томского политехнического института. 1970. Т. 239: Вопросы геологии месторождений золота. С. 25–30.
6. *Александров А. Г., Мендель В. А.* Комплексная золото-редкометальная минерализация базальных палеозойских конгломератов окраины Сибирской платформы // Материалы VIII совещания по геологии россыпей. Киев, 1987. С. 118–120.
7. *Гончаров И. М., Израилев Л. М., Натапов Л. М. и др.* Этапы россыпеобразования и минералогические особенности золота одного из древних выступов Сибирской платформы // Тез. докл. VIII совещания по геологии россыпей. Киев, 1987. С. 107–108.
8. *Трушков Ю. Н., Избеков Э. Д., Томская А. И., Тимофеев В. И.* Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1975. 149 с.
9. *Котов А. А., Повонский В. В., Яцкевич Б. А.* Металлоносные конгломераты одного из районов Восточно-Европейской платформы // Тез. докл. VIII совещания по геологии россыпей. Киев, 1987. С. 176–177.
10. *Minter W. E. L., Goedhart M., Knight J., Frimmel H. E.* Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal reef: Evidence for their detrital origin // Econ. Geol. 1993. 88. № 2. P. 237–248.
11. *Davidson C. F.* The present state of the Witwatersrand Controversy // Mining Mag. 1960. V. 108. № 2–4.
12. *Oberthür T., Saagger R.* Silver and mercury in gold particles from the Proterozoic Witwatersrand placer deposits of South Africa: Metallogenetic and geochemical implication // Econ. Geol. 1986. V. 81. P. 20–31.

NATIVE GOLD OF PSEUDO-ORE HABIT IN THE CRETACEOUS CONGLOMERATES (ALDAN-STANOVY SHIELD, SOUTH-EAST OF THE SIBERIAN PLATFORM)

Z. S. Nikiforova[#], A. I. Zhuravlev, E. E. Loskutov, A. I. Ivanov

Presented by Academician of the RAS N.A. Goryachev on June 10, 2024.

*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch,
Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia*

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

For the first time, poorly-rounded gold of ore habit was found in intergrowth with quartz, feldspar, ilmenite, zircon and other minerals, along with well-rounded placer gold, when studying the mineralogical and geochemical features of native gold from the Cretaceous conglomerates of the central part of the Aldan-Stanovoy shield. However, upon detailed study, it was found that gold of ore habit belongs to gold of the pseudo-ore habit. This gold is characterized by a pitted-tubercular surface, “intergrowths” of gold with minerals of the host deposits and through holes. Discovery of gold of the pseudo-ore habit in the Cretaceous conglomerates indicates the transformation of placer gold as a result of diagenesis processes, and not the superimposed later ore mineralization. Gold of the pseudo-ore habit was previously discovered in the Devonian conglomerates of the Timan Ridge, as well as in the Jurassic and Permian conglomerates of the east of the Siberian Platform. Presence of such gold was the reason for searching for ore sources in the studied territories, which did not lead to positive results. In general, identification of gold of pseudo-ore habit in conglomerates of various ages from the Archean to the Cenozoic makes it possible to more correctly predict the formation of gold deposits and select search methods.

Keywords: gold of the pseudo-ore habit, morphology, fineness, conglomerates, deposits

СТАБИЛЬНОСТЬ КАРБОНАТОВ ПРИ СУБДУКЦИИ: РОЛЬ РАСТВОРЕНИЯ В ДЕГИДРАЦИОННОМ ФЛЮИДЕ

© 2024 г. А. Н. Крук*, А. Г. Сокол, А. Ф. Хохряков,
член-корреспондент РАН Ю. Н. Пальянов

Поступило 12.08.2024 г.

После доработки 21.08.2024 г.

После доработки 26.08.2024 г.

Растворение карбонатов в дегидратационном флюиде в ходе субдукции может существенно влиять на эффективность транспорта карбонатов в мантию и, в целом, определять глубинный цикл углерода. В этой работе количественные данные о растворимости арагонита в водном флюиде с разным содержанием NaCl получены экспериментально при давлениях и температурах, характерных для усредненной субдукционной геотермы. Установлено, что при давлении 3.0 ГПа и температуре 750°C растворимость арагонита в водном флюиде составляет 2.4 ± 0.2 мас. %, что соответствует ранее сделанным оценкам. Впервые показано, что при давлении 5.5 ГПа и температуре 850°C растворимость арагонита кратно увеличивается, достигая 12.1 ± 0.6 мас. %. Причем, увеличение концентрации NaCl в водном флюиде до 9 мас. % не оказывает влияния на растворимость арагонита в пределах погрешности измерений. Таким образом, водный флюид, образующийся при давлении более 5.5 ГПа в процессе дегидратации серпентинизированных пород океанической литосферы, может обеспечить растворение и вынос из слэба в окружающую мантию существенной доли субдущириемых карбонатов.

Ключевые слова: субдукция, глубинный цикл углерода, карбонаты, флюид, эксперимент

DOI: 10.31857/S2686739724120103

ВВЕДЕНИЕ

Согласно последним оценкам, субдукция океанической коры и литосферы обеспечивает доставку в мантию примерно 80 млн тонн углерода в год, преимущественно в форме карбонатов [1]. Поскольку этот процесс является важнейшим механизмом транспорта углерода в мантию, то изучение стабильности карбонатов в субдущириемых слэбах имеет принципиальное значение для реконструкции глубинного цикла углерода [1, 2]. При характерных для современной субдукции температурах, важным механизмом может являться растворение карбонатов в водных флюидах [3]. В пользу этого свидетельствует кристаллизация кальцита из флюида, захваченного в виде включений в гранатах и омфацитах из ультравысокобарических метаморфических пород палеосубдукционных зон [4].

Обычно при моделировании процесса растворения карбоната в субдукционном флюиде основное внимание уделяется системе $\text{CaCO}_3\text{--H}_2\text{O}$ [3, 5–7]. Это связано с тем, что карбонат кальция является доминирующим карбонатом в измененной океанической коре и морских осадках до начала субдукции [8], а в усредненном глобальном субдущириющем осадке содержится 7 мас. % CaCO_3 [9]. В свою очередь, дегидратационный флюид в зонах субдукции при температурах, характерных для холодной и промежуточной геотерм, остаётся существенно водным, с относительно небольшим количеством растворённых в нём компонентов [10].

Исследование растворимости кальцита и арагонита в водных флюидах с использованием стандартной закалочной методики выполнено лишь до давления 1.6 ГПа [6]. Для диапазона давлений от 2.0 до 8.0 ГПа оценки растворимости арагонита сделаны на основании данных КР-спектроскопии о формах растворения карбоната [3, 7]. Также оценки растворимости арагонита в водном флюиде, выполнены с использованием расчетной модели Deep Earth Water (DEW) [3]. Согласно имеющимся данным при

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

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

субдукционных температурах растворимость кальцита и арагонита в водных флюидах увеличивается от значений <1 до 5 мас. % при увеличении давления с 2.0 до 5.0 ГПа [3, 6, 7]. Растворение углерода в водном флюиде осуществляется в основном через образование ионов CO_3^{2-} , HCO_3^{3-} и H_2CO_3 [3, 7]. Согласно расчетной модели DEW, важный вклад в рост растворимости карбоната в водных флюидах при характерных P - T - $f\text{O}_2$ -параметрах может давать образование органических соединений, таких как формиаты и ацетаты [11, 12]. Кроме того, существенное влияние на растворимость карбоната может оказывать присутствие в водном флюиде хлора [5].

МЕТОДИКА

Для экспериментов использовали природный арагонит из месторождения Тазута (Марокко) и дистиллиированную воду, которые размещали в Pt-ампулы. Кристаллы арагонита, имеющего состав $\text{Ca}_{0.997}\text{Sr}_{0.003}\text{CO}_3$, дробили, и отбирали фрагменты требуемой массы. В часть ампул также добавляли 3 и 9 мас.% NaCl . Ампулы заваривали без охлаждения с использованием высокочастотной дуговой сварки (Lampert PUK 4U), и запрессовывали в контейнер из Fe_2O_3 . Это исключало возможность восстановления арагонита или продуктов его растворения во флюиде до элементарного углерода за счет водорода, диффундирующего через стенки ампул из деталей ячеек высокого давления. В ходе экспериментов Fe_2O_3 частично восстанавливался до Fe_3O_4 . Это обеспечивало контроль фугитивности кислорода в окружающем ампулы материале на уровне буфера гематит-магнетит и предотвращало возможность появления в образцах элементарного углерода. В каждом эксперименте в ячейке размещали 4 платиновые ампулы диаметром 3 мм (табл. 1).

Эксперименты проведены на многопулансонном аппарате типа “разрезная сфера” [13] при давлениях 3.0 и 5.5 ГПа и температурах 750

и 850°C соответственно. Измерение давления и температуры проводилось с погрешностью ± 0.1 ГПа и $\pm 20^\circ\text{C}$ [13, 14]. Закалка образцов проводилась со скоростью 150 град/сек. После завершения экспериментов для подтверждения герметичности ампул их извлекали из ячейки, очищали от буферной ассоциации и взвешивали на весах Vibra AF225DRCE (дискретность – 0.01 мг, СКО – 0.03 мг). Затем ампулы прокалывали, сушили при 80–100°C в течение 24 часов и повторно взвешивали. Ампулы, не прошедшие тест на герметичность, отбраковывались. Продукты экспериментов исследовали с использованием оптического (“Carl Zeiss” Stemi 2000-C) и сканирующего электронного (“Tescan MIRA” 3 LMU) микроскопов, а также методом рентгеновской порошковой дифракции (“Stoe” IPDS-2T).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Параметры экспериментов и основные полученные результаты приведены в табл. 1. В ходе опытов в ампулах происходило полное или частичное (в зависимости от массы загруженного в ампулу CaCO_3) растворение исходного фрагмента кристалла арагонита в водном флюиде. Под влиянием небольшого температурного градиента внутри ампулы в части образцов из насыщенного CaCO_3 флюида происходила кристаллизация ограненных прозрачных кристаллов новообразованного арагонита. На заключительном этапе при закалке образцов растворенный в водном флюиде CaCO_3 выпадал в виде мелкокристаллических агрегатов различного размера и морфологии. Образующая такие агрегаты закалочная фаза, согласно данным метода рентгеновской дифракции, является арагонитом. Благодаря контролю фугитивности водорода на уровне буфера гематит-магнетит ни в одной из ампул не фиксировалось появления фаз элементарного углерода (графита, алмаза или аморфного углерода).

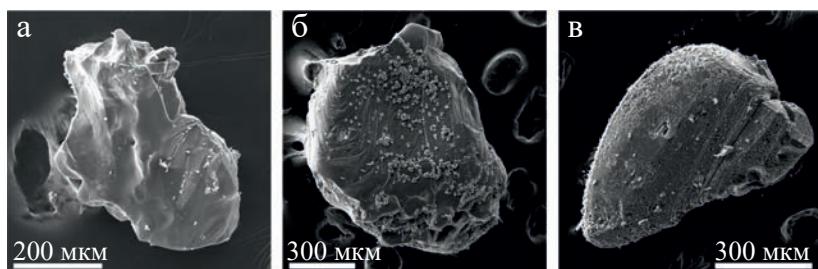


Рис. 1. Фрагменты кристаллов арагонита после экспериментов при 3.0 ГПа и 750°C.

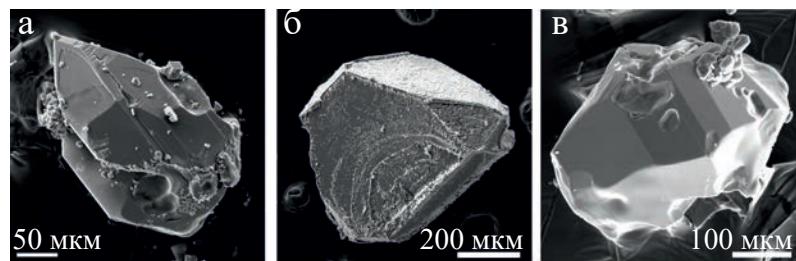


Рис. 2. Кристаллы новообразованного арагонита, полученные при 3.0 ГПа и 750°C (а, б) и при 5.5 ГПа и 850°C (в).

На рис. 2 представлены типичные кристаллы новообразованного арагонита, форма которых определяется развитием граней ромбической призмы, бипирамиды и пинакоида. В ряде экспериментов такие кристаллы, часто прозрачные, достигали размера от 100 до 400 мкм. При закалке в объеме и на стенках ампул выпадал арагонит в форме крупных пластинчатых дендритов (рис. 3 а). Кроме того, на поверхности кристаллов новообразованного и недорасторванного исходного арагонита появлялся закалочный арагонит в форме клиновидных розеток (рис. 3 б) или кальцит в виде изометричных микрокристаллов (рис. 3 в). Кальцит, очевидно, появлялся из водного раствора после вскрытия ампул и испарения из них воды в результате нагрева. Размер индивидов частично растворенного исходного и новообразованного арагонита позволял легко извлекать их из продуктов закалки водного флюида и, затем, взвешивать.

Анализ полученных образцов показывает, что в 9 из 12 экспериментов арагонит был полностью растворен. Только в двух ампулах был зафиксирован недорасторвенный остаток арагонита, представлявший собой окружные зерна неправильной формы (рис. 1). В одной из ампул остаток арагонита присутствовал, но образовал сросток с новообразованным арагонитом. В 4-х

ампулах новообразованный арагонит отсутствовал, что не позволило однозначно зафиксировать насыщение им водного флюида. Поскольку прямое взвешивание закалочного арагонита было невозможно, то количество арагонита, растворенного в водном флюиде при экспериментальных условиях, определяли вычитанием из массы исходного арагонита массы новообразованного и нерастворенного CaCO_3 . Нормирование полученных значений на массу водного флюида, состоящего из воды и растворенного CaCO_3 , позволило определить растворимость арагонита в водном флюиде (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ

В этой работе с использованием стандартной методики закалочных экспериментов определена растворимость арагонита в водном флюиде при PT -параметрах, соответствующих усредненной субдукционной геотермии. Установлено, что растворимость арагонита в водном флюиде составляет: при 3.0 ГПа и 750°C – 2.4 ± 0.2 мас. % (в пересчете на углерод 2940 ± 300 ppm); при 5.5 ГПа и 850°C – 12.1 ± 0.6 мас. % (в пересчете на углерод 14470 ± 770 ppm). Погрешность полученных значений обусловлена сложностью полного

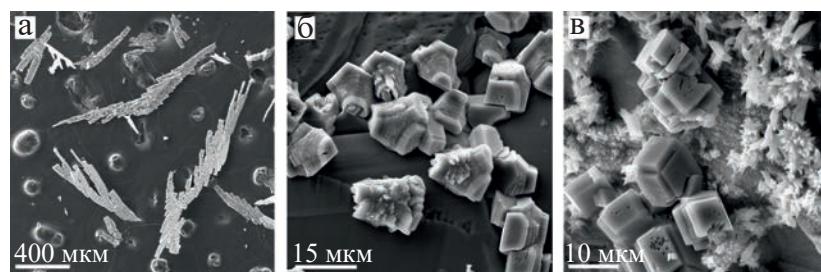


Рис. 3. Формы выделения закалочного арагонита, полученные при 3.0 ГПа и 750°C (а, б) и при 5.5 ГПа и 850°C (в). (а) дендриты в объеме ампулы, (б, в) микрокристаллы на поверхности новообразованных кристаллов и растворенных фрагментов исходного арагонита.

Таблица 1. Исходный состав, *PT*-параметры экспериментов и полученные результаты

№ эксп.	H ₂ O, мг	Arg исх., мг	NaCl, мас. %	P, ГПа	T, °C	Время, ч	Arg остаток, мг	Arg перекр., мг	Arg закалоч., мг*	Растворимость, мас. %
2313_2_1	20.02	0.55	—	3	750	10	—	<0.01	0.55	2.6(±0.1)
2313_2_2	20.69	0.75	—	3	750	10	—	>0.01	>0.74	n.a.
2313_2_3	20.14	0.96	—	3	750	10	—	0.38	0.58	2.80 (±0.1)
2313_2_4	19.86	1.17	—	3	750	10	—	0.71	0.46	2.26(±0.1)
2317_2_1	20.14	1.1	—	5.5	850	10	—	—	1.1	>5.46
2317_2_2	19.87	1.98	—	5.5	850	10	—	—	1.98	>9.96
2317_2_3	19.90	3.08	—	5.5	850	10	—	0.2	2.88	12.6(±0.1)
2317_2_4	19.90	3.93	—	5.5	850	10	—	1.35	2.58	11.5(±0.1)
1381_4_1	18.50	3.99	3	5.5	850	10	1.81	—	2.18	10.5(±0.1)
1381_4_2	18.30	6.01	3	5.5	850	10	3.63	—	2.38	11.5(±0.1)
1381_4_3	19.80	4.02	9	5.5	850	10	—	1.38	2.64	11.8(±0.1)
1381_4_4	19.10	5.9	9	5.5	850	10	Суммарно 3.4	—	2.5	11.6(±0.1)

Примечание. Точность взвешивания ± 0.01 мг. *рассчитан при помощи баланса масс (Arg исх. – Arg остаток – Arg перекр. = Arg закалоч.)

извлечения новообразованного арагонита из образцов и учета продуктов закалки на поверхности кристаллов недорастворенного и новообразованного арагонита. Новые определенные нами экспериментально значения растворимости арагонита в водном флюиде при 3.0 ГПа и 750°C (рис. 4) соответствуют расчетным значениям, полученным с использованием модели DEW [3]. При 5.0 ГПа модель DEW дает максимальную растворимость углерода до 10000 ppm, при 300°C. При температуре 800°C, характерной для усредненной субдукционной геотермы, расчетная растворимость снижается до 7000 ppm C [3]. Таким образом, полученные нами значения растворимости арагонита в водном флюиде при давлении 5.5 ГПа и характерной для субдукции температуре в 1.5–2 раза выше существовавших до сих пор оценочных значений.

При проколе ампул после экспериментов из них выделялась вода практически без газообразного CO₂. Это может указывать на то, что при параметрах экспериментов основными формами растворения арагонита в водном флюиде были гидрокси-комплексы, очевидно, Ca²⁺ и CO₃²⁻ ионы, которые при закалке обеспечивали образование арагонита. При этом, в водном флюиде практически отсутствовал молекулярный CO₂. Это хорошо согласуется с ранее полученными данными. Так, в диапазоне

давлений 2.0–7.0 ГПа и температуре 300°C, с помощью КР-спектроскопии в водном флюиде системы H₂O–CaCO₃ были зафиксированы ионы CO₃²⁻ и HCO₃⁻ [7]. Позднее, при температуре до 550°C при тех же давлениях в водном

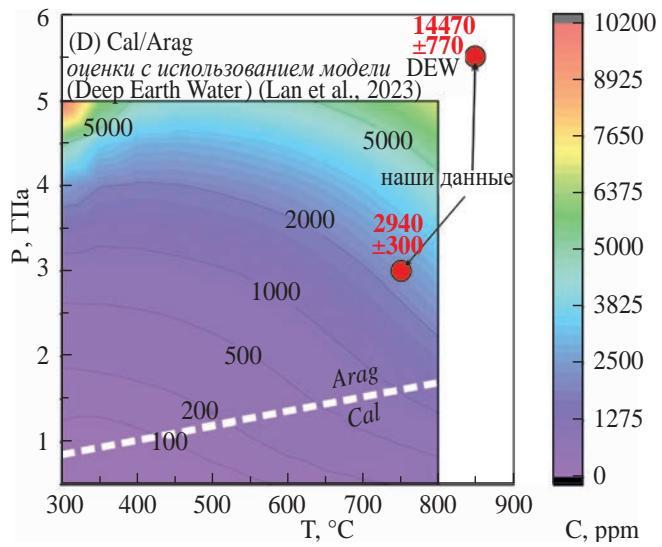


Рис. 4. Сопоставление полученных экспериментально значений растворимости арагонита (в пересчете на ppm углерода (C)) в водном флюиде при 3.0 ГПа и 750°C, а также при 5.5 ГПа и 850°C, со значениями, полученными расчетной моделью Deep Earth Water [3]. Изолинии обозначают концентрацию ppm C.

флюиде обнаружены CO_3^{2-} , HCO_3^- и H_2CO_3 . Кроме того, модель DEW указывает на потенциальную стабильность при субдукционных *PT*-параметрах кислородсодержащей органики, такой как формиаты и ацетаты [11, 12]. В полученных нами закалочных агрегатах органика не фиксировалась. Возможно, ее образование в наших образцах препятствовала низкая фугитивность водорода, контролируемая буфером гематит-магнетит.

Хлориды играют важную роль во флюидах зон субдукции. Данные по флюидным включениям в оливинах из базальтов островных дуг, минералах метаморфических пород высокого давления и мантийных ксенолитов свидетельствуют, что содержание хлоридов во флюидах зон субдукции может достигать 10 мас. % [15]. Наши эксперименты показали, что концентрация NaCl в водном флюиде от 3 до 9 мас. % не влияет на растворимость арагонита. Этот вывод не противоречит имеющимся данным о влиянии NaCl на растворимость CaCO_3 . Поскольку, влияние NaCl становится значимым лишь при его мольной доли в водном флюиде выше 0.1 [5], то есть при существенно более высоких концентрациях. Важно отметить, что в наших экспериментах мольная доля NaCl варьировалась в диапазоне от 0.009 до 0.03, характерном для флюидов, формирующихся при дегидратации серпентинита в субдуцируемом слэбе [16].

Полученные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что увеличение давления с 3.0 до 5.5 ГПа приводит к четырехкратному увеличению растворимости арагонита в водном флюиде. На глубинах с давлением более 3.0 ГПа субдуцируемые осадки, основные транспортеры карбонатов в мантии [1], могут быть уже существенно дегидратированы [17]. В этом случае основным источником водного флюида могут выступать измененные базальты и серпентинизированные перидотиты, подстилающие в слэбе осадочные породы. Водный флюид, образующийся при дегидратации таких пород, поднимаясь вверх по слэбу, может растворять карбонаты. Экспериментальные исследования [18] показывают, что пик дегидратации серпентина находится на глубине более 150 км (>5.0 ГПа). Причем, при более быстрой и крутой субдукции пик дегидратации может смещаться на большие глубины. Таким образом, эффективность растворения карбонатов дегидратационным флюидом должна быть весьма высока, поскольку процесс может реализовываться именно при *PT*-параметрах,

при которых растворимость CaCO_3 в водном флюиде достигает значений 12.1 ± 0.6 мас. %.

Ранее нами была изучена стабильность карбонатов при дефлюидизации хлорсодержащего пелита [19]. Было установлено, что при давлении 3.0 ГПа и температуре 750–900°C карбонат оставался стабильным в богатом летучими пелите, но при повышении давления до 5.5–7.8 ГПа карбонат полностью растворялся в пелитовом сверхкритическом флюиде-расплаве. Таким образом, результаты [19] хорошо согласуются с новыми данными по влиянию давления на увеличение растворимости карбонатов в водном флюиде. При этом новые данные указывают на то, что хлор, при его реальных концентрациях в использованном пелите (0.1 мас. %), не вносит заметного вклада в увеличение растворимости карбоната в сверхкритическом флюиде-расплаве с давлением. Необходимо отметить, что в продуктах закалки дегидратационного флюида из пелита присутствовало значительное количество CO_2 , который фиксировался визуально при вскрытии ампул. Это указывает на то, что в более сложном по составу сверхкритическом флюиде-расплаве, содержащем значительное количество растворенных силикатных компонентов [20], формы растворения карбонатов могут быть более разнообразны.

ВЫВОДЫ

Экспериментально установлено, что растворимость арагонита в водном флюиде увеличивается с 2.4 ± 0.2 до 12.1 ± 0.6 мас. % при повышении давления с 3.0 до 5.5 ГПа и температуры с 750 до 850°C вдоль усредненной субдукционной геотермы. Увеличение концентрации NaCl в водном флюиде до 9 мас. % практически не влияет на растворимость арагонита. Полученные при 5.5 ГПа и 850°C значения растворимости арагонита в 1.5–2 раза превышают имеющиеся расчетные значения, полученные с использованием модели Deep Earth Water. Существенный рост растворимости арагонита в экспериментах указывает на возможность эффективного растворения карбонатов дегидратационным флюидом с последующим транспортом углерода из субдуцированных на глубины более 150 км пород слэбов в вышележащую мантию.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400159-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Plank T., Manning C. E.* Subducting carbon // *Nature*. 2019. V. 574. P. 343–352.
<https://doi.org/10.1038/s41586-019-1643-z>
2. *Kelemen P. B., Manning C. E.* Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2015. V. 112. P. E3997–E4006.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1507889112>
3. *Lan L., Kolesnikov A., Kozai Y., Iizuka R., Sunagawa I.* CO_2 and carbonate mobility in subduction zones: An experimental study on carbonate solubility in aqueous fluids under deep subduction conditions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2023. V. 318. P. 96–114. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.01.002>
4. *Frezzotti M. L., Selverstone J., Sharp Z. D., Compagnoni R.* Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps // *Nature Geoscience*. 2011. V. 4. P. 703–706.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1246>
5. *Newton R. C., Manning C. E.* Experimental determination of calcite solubility in $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ solutions at deep crust/ upper mantle pressures and temperatures: Implications for metasomatic processes in shear zones // *American Mineralogist*. 2002. V. 87(10). P. 1401–1409.
<https://doi.org/10.2138/am-2002-1016>
6. *Caciagli N. C., Manning C. E.* The solubility of calcite in water at 6–16 kbar and 500–800°C // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2003. V. 146. P. 275–285.
<https://doi.org/10.1007/s00410-003-0500-3>
7. *Facq S., Daniel I., Montagnac G., Cardon H., Sverjensky D. A.* In situ Raman study and thermodynamic model of aqueous carbonate speciation in equilibrium with aragonite under subduction zone conditions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. V. 132. P. 375–390.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.02.017>
8. *Alt J. C., Teagle D. A. H.* The uptake of carbon during alteration of ocean crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. P. 1527–1535.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00123-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00123-4)
9. *Plank T.* The chemical composition of subducting sediments / In: Holland HD, Turekian KK (Eds.). *Treatise on geochemistry*. Elsevier, Amsterdam. 2014. P. 607–629.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00319-3>
10. *Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A.* Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones // *Lithos*. 2013. V. 156–159. P. 1–17.
11. *Sverjensky D. A., Huang F., Xie X.* Beyond organics in the deep Earth: The role of oxygenated organic compounds in carbon cycling // *Geochemical Perspectives*. 2014. V. 3. P. 127–151.
<https://doi.org/10.7185/geochempersp.3.2>
12. *Huang F., Sverjensky D. A.* Extended Deep Earth Water model for predicting major element mantle metasomatism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 254. P. 192–230.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.03.019>
13. *Palyanov Y. N., Kupriyanov I. N., Khokhryakov A. F., Borzakov Y. M.* High-pressure crystallization and properties of diamond from magnesium-based catalysts // *CrystEngComm*. 2017. V. 19. № 31. P. 4459–4475.
<https://doi.org/10.1039/C7CE01083D>
14. *Sokol A. G., Khokhryakov A. F., Palyanov Y. N.* Composition of primary kimberlite magma: constraints from melting and diamond dissolution experiments // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2015. V. 170. P. 1–18.
<https://doi.org/10.1007/s00410-015-1182-z>
15. *Manning C. E., Frezzotti M. L.* Subduction-zone fluids // *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*. 2020. V. 16(6). P. 395–400.
<https://doi.org/10.2138/gselements.16.6.395>
16. *Scambelluri M., Fiebig J., Malaspina N., Muntener O., Pettke T.* Serpentinite subduction: Implications for fluid processes and trace-element recycling // *Int. Geol. Rev.* 2004. V. 46. P. 595–613.
<https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.7.595>
17. *Schmidt M., Poli S.* Devolatilization during subduction // *Treatise on geochemistry*: V. 4: the crust. Elsevier, 2013. V. 4. P. 669–701.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00321-1>
18. *Ulmer P., Trommsdorff V.* Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism // *Science*. 1995. V. 268. P. 858–861.
<https://doi.org/10.1126/science.268.5212.858>
19. *Сокол А. Г., Крук А. Н., Козьменко О. А., Пальянов Ю. Н.* Стабильность карбонатов при субдукции: влияние режима дефлюидизации хлорсодержащего пелита // *Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 509. № 1. С. 50–55.
<https://doi.org/10.31857/S2686739722602381>
20. *Sokol A. G., Kozmenko O. A., Kruk A. N.* Composition of supercritical fluid in carbonate-and chlorine-bearing pelite at conditions of subduction zones // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2023. V. 178(12). P. 90.
<https://doi.org/10.1007/s00410-023-02074-0>

STABILITY OF CARBONATES DURING SUBDUCTION: THE ROLE OF DISSOLUTION IN DEHYDRATION FLUIDS

A. N. Kruk[#], A. G. Sokol, A. F. Khokhryakov,

Corresponding Member of the RAS Yu. N. Palyanov

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

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

The dissolution of carbonates in dehydration fluids during subduction can significantly affect the efficiency of carbonate transport to the mantle and, in general, influence the deep carbon cycle. This study provides experimental data on the solubility of aragonite in aqueous fluids with varying NaCl content, measured at pressures and temperatures typical of an average subduction geotherm. At 3.0 GPa and 750°C, the solubility of aragonite in aqueous fluids is found to be 2.4 ± 0.2 wt. %, which is consistent with previous estimates. It is demonstrated for the first time that at 5.5 GPa and 850°C, the solubility of aragonite increases significantly, reaching 12.1 ± 0.6 wt. %. Moreover, increasing the NaCl concentration in the aqueous fluid up to 9 wt. % does not affect the solubility of aragonite within the measurement error. Therefore, aqueous fluids formed at pressures above 5.5 GPa during the dehydration of serpentinized oceanic lithosphere can facilitate the dissolution and removal of a substantial amount of subducted carbonates into the surrounding mantle.

Keywords: subduction, deep carbon cycle, carbonates, fluid, experiment

УДК 569.32+33+42:551.79(477.75)

МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ТАВРИДА (КРЫМ, ПЛЕЙСТОЦЕН): ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И БИОХРОНОЛОГИЯ

© 2024 г. Академик РАН А. В. Лопатин^{1,*}, А. С. Тесаков^{2,**}

Поступило 08.08.2024 г.

После доработки 16.08.2024 г.

Принято к публикации 19.08.2024 г.

Доминирование в раннеплейстоценовой микротериофауне из основного костеносного уровня пещеры Таврида (центральный Крым) полевок *Lagurodon arankae* (Kretzoi, 1954) и *Allophaiomys deucalion* Kretzoi, 1969 позволяет датировать эту фаунистическую ассоциацию началом калабрия (около 1.8–1.6 млн л.н.) и соотносить с поздним виллафранком и зоной MQ1 европейской биохронологической схемы, второй половиной времени существования псекупского фаунистического комплекса и региональной биохронологической зоной MQR10 (зона *Allophaiomys deucalion* – *Prolagurus ternopolitanus*). В нижней части отложений пещеры установлено присутствие элементов более древней региозоны MQR11 (*Allophaiomys deucalion* – *Borsodia*), которая датируется концом гелазия. Таким образом, раннеплейстоценовый этап формирования местонахождения Таврида отвечает временному интервалу около 2.1–1.6 млн л.н. В отложениях пещеры также обнаружены остатки мелких млекопитающих среднего плейстоцена с доминированием полевки *Microtus ex gr. arvalis* (Pallas, 1778). Эволюционный уровень этих ассоциаций позволяет датировать их серединой среднего плейстоцена (около 0.5–0.3 млн л.н.) и сопоставлять с региозоной MQR3 (зона *Arvicola mosbachensis* – *Lagurus transiens*).

Ключевые слова: млекопитающие, грызуны, полевочки, насекомоядные, рукокрылые, плейстоцен, пещера Таврида, Крым, биохронология, геологический возраст

DOI: 10.31857/S2686739724120117

Открытие богатейшей раннеплейстоценовой фауны в пещере Таврида в центральном Крыму стало одним из важнейших достижений отечественной палеотериологии плейстоцена в первой четверти ХХI в. [1]. Проведенные раскопки позволили выявить богатый комплекс крупных млекопитающих, представленный десятками форм (хищных, непарнокопытных, парнокопытных, хоботных) ([2–4]; и др.), а также весьма представительную ассоциацию птиц, включающую гигантского страуса [5–7]. Микротериофауна этого местонахождения не менее интересна. К настоящему времени описаны остатки представителей нескольких групп мелких млекопитающих Тавриды (землеройковых, рукокрылых, зайцеобразных и крупных

грызунов – дикобразов) [8–11]. Наряду с массовыми челюстными и зубными остатками в пещере Таврида представлен уникальный черепной материал по многим видам мелких млекопитающих. При этом вместе с ископаемыми раннего плейстоцена в сборах из Тавриды присутствуют также остатки мелких млекопитающих среднего плейстоцена. Задача исследования состояла в дифференциации разновозрастных материалов, обзоре распространения идентифицированных форм и выяснении биохронологического положения каждой из выявленных ассоциаций мелких млекопитающих Тавриды в ряду других фаун плейстоцена Северного Причерноморья и Европы.

Изученный материал собран сотрудниками Палеонтологического института им. А. А. Борисяка РАН (ПИН) и других научных организаций в 2018 и 2020–2023 гг., хранится в коллекции ПИН. Для сравнения использовались обширные материалы по плейстоценовым мелким млекопитающим из коллекции Геологического института РАН (ГИН).

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

²Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: alop@paleo.ru

**E-mail: tesak@ginras.ru

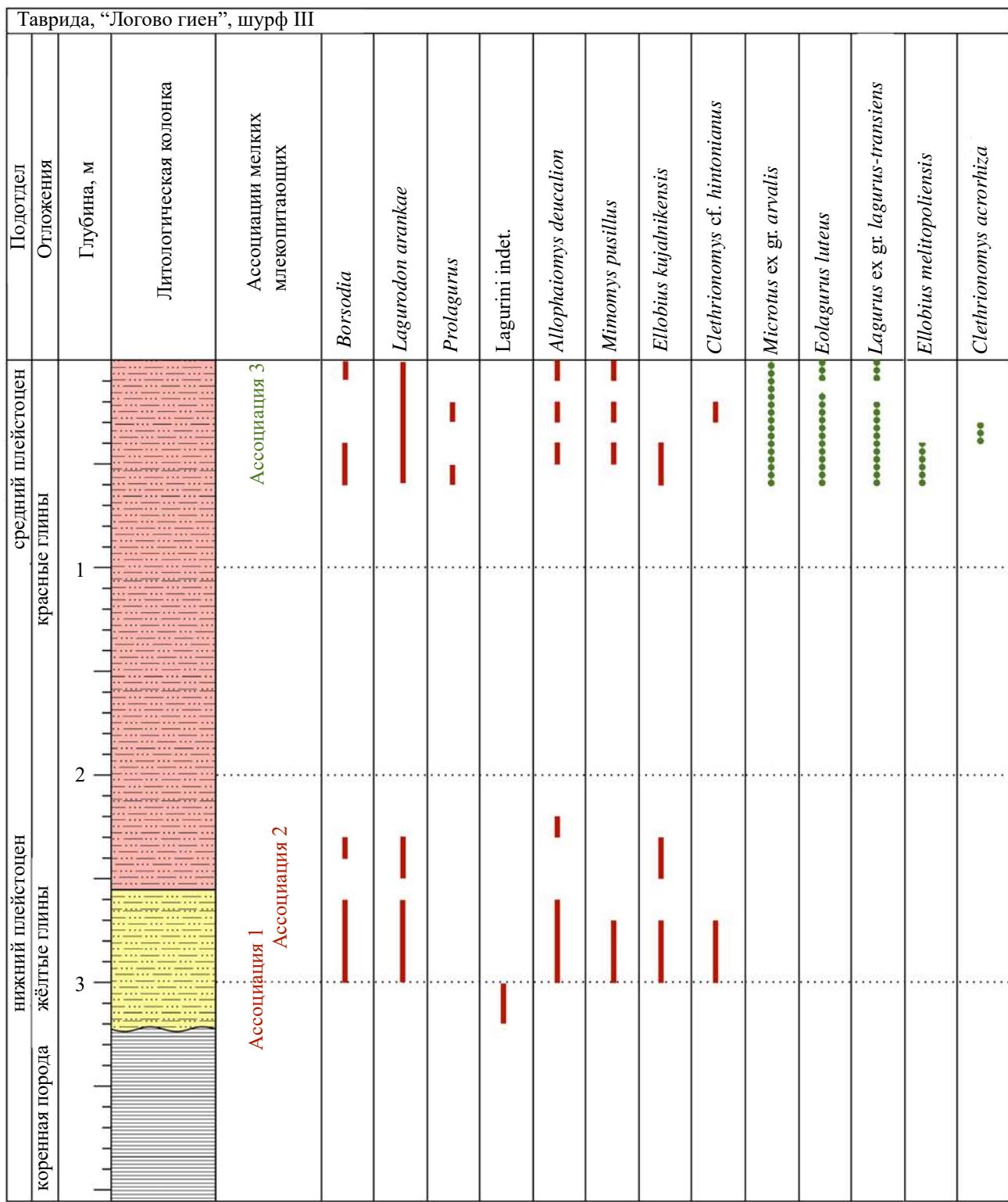


Рис. 1. Пещера Таврида, точка “Логово гиен”, шурф III: схематический разрез и распределение таксонов полевок в разрезе. Красными (сплошными) линиями показаны находки таксонов фаунистических ассоциаций 1 и 2 (нижний плейстоцен), зелеными (пунктирными) линиями показаны таксоны ассоциации 3 (средний плейстоцен). Ассоциации 1 и 2 встречаются в нижней части разреза и в переотложенном виде в верхней части; ассоциация 3 встречена только в верхней части разреза. Средняя часть разреза лишена ископаемых остатков мелких млекопитающих. Линии усредняют находки ископаемых остатков в условных горизонтах, глубина которых кратна 10 см.

ФАУНИСТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

Уже первые данные по таксономическому составу мелких млекопитающих местонахождения Таврида, полученные в 2018 и 2020 гг., показали присутствие двух разновозрастных фаунистических компонент: раннеплейстоценовой и среднеплейстоценовой. Стало очевидным, что костеносные красноцветные отложения основного (южного) коридора пещеры местами содержат тафономически смешанный материал. Причины этого смешения до конца не ясны, но, по-видимому, связаны с биотурбацией. Вероятно, в результате роющей деятельности хищных и грызунов основной костеносный слой нижнего плеистоцена был локально перемешан с залегающими на нем среднеплейстоценовыми осадками небольшой мощности. Значительный возрастной разрыв между этими фаунами и различия в состоянии сохранности (более сильная прокрашенность окислами железа костных остатков раннего плеистоцена и более светлая окраска ископаемых среднего плеистоцена) позволяют в большинстве случаев надежно дифференцировать материалы. Однако при этом отмечены редкие случаи интенсивного прокрашивания среднеплейстоценовых костей и зубов, а также многочисленные светлоокрашенные остатки мелких млекопитающих раннего плеистоцена.

На нескольких участках зафиксировано проникновение сквозь трещины кровли или поныры незначительного количества голоценового материала, включающего раковины наземных брюхоногих моллюсков и костные остатки белого цвета, часть из которых относится к грызунам группы обыкновенной полевки, *Microtus ex gr. arvalis* (Pallas, 1778). В местах находок голоценовые материалы локализованы пятнами поверх осадочной последовательности пещеры и не вовлечены в биотурбирование.

Для понимания стратификации плеистоценовых находок микротериофауны в пещере Таврида очень важными стали послойные сборы в боковом ходе точки “Логово гиен” ([1], рис. 1; [12], рис. 2). Здесь в глубоком понижении пола пещеры удалось отобрать пробы в непрерывном разрезе мощностью около 3 м (шурф III по [12]) (рис. 1). Несмотря на признаки перемешивания ископаемых материалов и в этой точке сборов (из-за биотурбации и частичного смешения проб в процессе отбора), удалось выявить отличия орнитокомплекса из самых нижних уровней раскопа (здесь обозначен как “ассоциация 1”, в отличие от “ассоциации 2” основного

костеносного уровня). Материал отсюда имеет красновато-желтую окраску и включает остатки гипсодонтной корнезубой полевки рода *Borsodia*; некорнезубые пеструшки *Lagurodon arankae* (Kretzoi, 1954), которые являются доминантой в большинстве проб из нижнего плеистоцена в Тавриде, в пробах из этого уровня представлены единично или отсутствуют.

Указанные полевки относятся к трибе *Lagurini* и могут формировать последовательность предок–потомок. Общепринятой гипотезой является происхождение некорнезубых пеструшек плеистоцена (роды *Lagurodon*, *Prolagurus*, *Eolagurus*) от корнезубых полевок рода *Borsodia* путем утраты корней на коренных зубах в ходе адаптивной эволюции [13, 14]. Утрата корней и переход к некорнезубости произошли во многих группах полевок при переходе

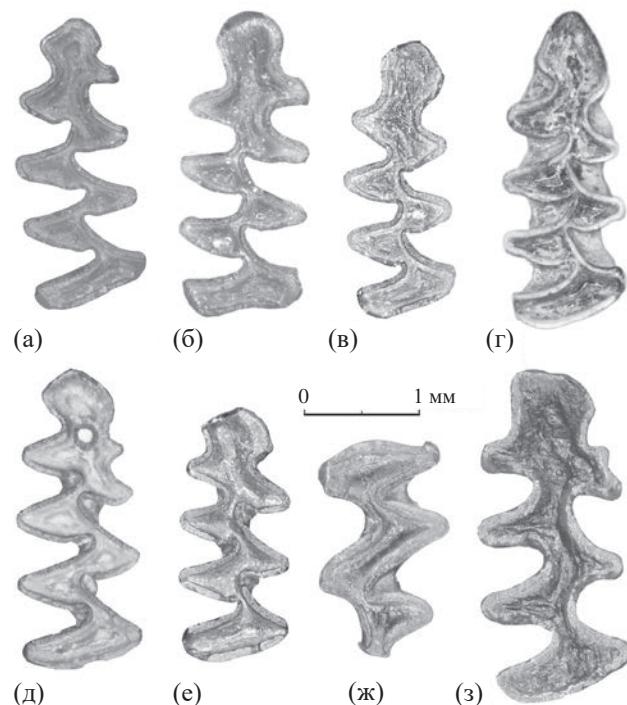


Рис. 2. Главные виды-индексы Arvicolinae из нижнего плеистоцена пещеры Таврида: а – *Borsodia ex gr. newtoni-arankoides*, экз. ПИН, № 5644/2001, правый M_1 ; б – *Lagurodon arankae* (Kretzoi, 1954), экз. ПИН, № 5644/2051, правый M_1 ; в – *Prolagurus ternopolitanus* Торачевский, 1973, экз. ПИН, № 5644/2101, правый M_1 ; г – *Allophaiomys deucalion* Kretzoi, 1969, экз. ПИН, № 5644/2151, правый M_1 ; д – *Mimomys ex gr. reidi-pusillus*, экз. ПИН, № 5644/2201, правый M_1 ; е – *Clethrionomys cf. hintonianus* Кортос, 1934, экз. ПИН, № 5644/2251, правый M_1 ; ж – *Pitymomys pitymyoides* (Jánossy et van der Meulen, 1975), экз. ПИН, № 5644/2301, левый M^2 ; з – *Ellobius kujalnikensis* Торачевский, 1965, экз. ПИН, № 5644/2351, правый M_1 .

от смешанного зеленоядно-семеноядного питания у предковых корнезубых форм к питанию более абразивными вегетативными частями растений (зеленоядению). Линия *Borsodia* ex gr. *newtoni*-*arankoides* – *Lagurodon arankae* считается примером автохтонного перехода от корнезубого предка к некорнезубому потомку на юге Восточной Европы и в Западной Азии [13, 14]. В Приуралье и Сибири, где достоверно не найдены остатки *L. arankae*, предполагается независимый переход к некорнезубости в линии *Borsodia newtoni* – *Prolagurus ternopolitanus* [14].

В нескольких точках отбора, где не отмечены эффекты биотурбации, удалось получить достаточно чистые (несмешанные) ассоциации микротериофауны среднего плейстоцена. Среди них – точка отбора в Южном коридоре (48 м от южного входа, здесь обозначена как “ассоциация 3”) и небольшой разрез в левом борту пещеры у южного входа (“ассоциация 4”).

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ

Первичное изучение мелких млекопитающих Тавриды показало присутствие следующих форм.

Ранний плейстоцен, ассоциация 1. Грызуны *Spermophilus* sp., *Apodemus* sp., *Borsodia* ex gr. *newtoni*-*arankoides* (рис. 2 а), *Lagurodon arankae* (Kretzoi, 1954), *Allophaiomys deucalion* Kretzoi, 1969.

Ранний плейстоцен, ассоциация 2 (основная). Насекомоядные *Erinaceus* sp., *Crocidura kornfeldi* Kormos, 1934, *Beremendia fissidens* (Petenyi, 1864), *Sorex* sp.; рукокрылые *Rhinolophus macrorhinus cimmerius* Lopatin, 2022, *R. mehelyi scythotauricus* Lopatin, 2023, *Eptesicus praeglacialis* Kormos, 1930, *E. nilssonii varangus* Lopatin, 2023, *Plecotus macrobullaris sarmaticus* Lopatin, 2024; зайцеобразные *Hypolagus brachygynathus* (Kormos, 1930), *Lepus* sp., *Ochotona* sp.; грызуны *Spermophilus nogaici* (Topachevsky, 1957), *Hystrix (Acanthion) vinogradovi* Argyropulo, 1941, *H. (Hystrix) refossa* Gervais, 1852, *Sicista* sp., *Allactaga* sp., *Pygeretmus brachydens* (Topachevsky et Scorik, 1971), *Plioscirtopoda* sp., *Spalax minor* Topachevsky, 1957, *Apodemus* sp., *Allocricetus ehiki* Schaub, 1930, *Cricetulus* sp., *Cricetus nanus* Schaub, 1930, *Clethrionomys cf. hintonianus* Kormos, 1934, *Ellobius (Ellobius) kujalnikensis* Topachevsky, 1965, *Borsodia* ex gr. *newtoni*-*arankoides* (редкие; возможно, переотложены из ассоциации 1), *Lagurodon arankae* (Kretzoi, 1954) (рис. 2 б), *Prolagurus ternopolitanus* Topachevsky, 1973, *Mimomys* ex gr. *reidi-pusillus*, *Pitymimomys*

pitymyoides (Jánossy et van der Meulen, 1975), *Allophaiomys deucalion* Kretzoi, 1969 (список расширен и уточнен по сравнению с [11]; см. рис. 2 в–з). Доминируют *Lagurodon arankae*, среди субдоминантов – *Allophaiomys deucalion*, *Prolagurus ternopolitanus*, *Ellobius kujalnikensis*.

Средний плейстоцен, ассоциация 3. Грызуны *Spermophilus* sp., *Stylopus telum* (Lichtenstein, 1823), *Microtus* ex gr. *arvalis* (Pallas, 1778) (крупная форма, доминирует; рис. 3 а), *Eolagurus luteus* (Eversmann, 1840) (мелкая форма; рис. 3 б), *Lagurus* ex gr. *transiens-lagurus* (архаичные морфотипы; рис. 3 в), *Clethrionomys acrorhiza* Kormos, 1933 (рис. 3 г), *Ellobius melitopoliensis* Topachevsky, 1973 (рис. 3 д).

Средний плейстоцен, ассоциация 4. Зайцеобразные *Ochotona* sp.; грызуны *Allactaga* sp., *Cricetulus* sp., *Cricetus* sp., *Lagurus* cf. *lagurus* (Pallas, 1773) (доминируют, архаичные морфотипы), *Eolagurus luteus* (мелкая форма, редко), *Microtus* ex gr. *arvalis* (доминируют), *M. gregalis* (Pallas, 1773) (единично).

Голоцен. *Microtus* sp.

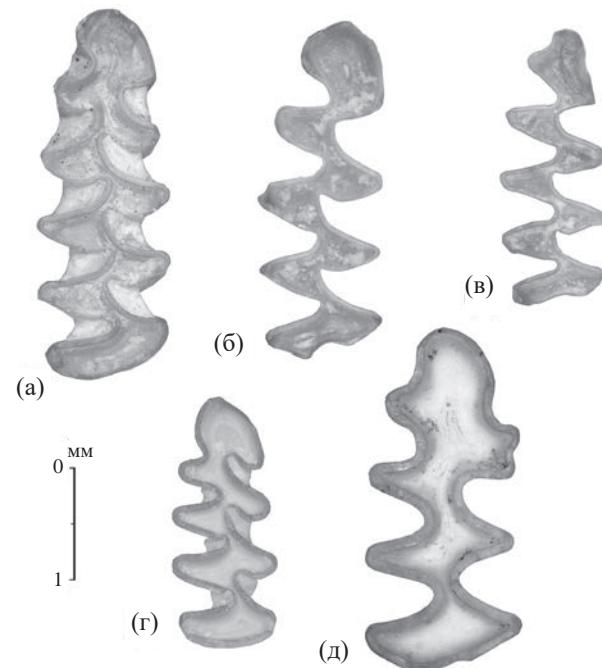


Рис. 3. Главные виды-индексы Arvicolinae из среднего плейстоцена пещеры Таврида: а – *Microtus* ex gr. *arvalis* (Pallas, 1779), экз. ПИН, № 5644/2401, правый *M*₁; б – *Eolagurus luteus* (Eversmann, 1840), экз. ПИН, № 5644/2451, правый *M*₁; в – *Lagurus* ex gr. *transiens-lagurus*, экз. ПИН, № 5644/2501, левый *M*₁, отражённый; г – *Clethrionomys acrorhiza* Kormos, 1933, экз. ПИН, № 5644/2551, левый *M*₁, отражённый; д – *Ellobius melitopoliensis* Topachevsky, 1973, экз. ПИН, № 5644/2601, левый *M*₁, отражённый.

БИОХРОНОЛОГИЯ

Судя по таксономическому составу, основная ископаемая териофауна Тавриды (ассоциация 2) датируется ранним калабрием Международной стратиграфической шкалы (середина раннего плейстоцена [15], около 1.8–1.6 млн л.н.) и относится с поздним виллафранком, ранним бихарием и зоной MQ1 (MNQ18, Q1) европейской биохронологической схемы, а также второй половиной времени существования псекупского фаунистического комплекса и региональной биохронологической зоной MQR10 Восточной Европы (зоной совместного распространения *Allophaiomys deucalion* и *Prolagurus ternopolitanus*) (рис. 4). К этому орнитокомплексу относятся все описанные ранее находки крупных млекопитающих, птиц и пресмыкающихся.

В наименее биотурбированном послойно опробованном разрезе в точке “Логово гиен” в нижних слоях встречены элементы ассоциации *Allophaiomys deucalion* – *Borsodia*, отвечающие более древней региональной биохронологической зоне MQR11, начало которой относится к концу гелазия (ассоциация 1). С учетом оценки продолжительности этих зон [14], раннеплейстоценовый этап формирования орнитоценоза пещеры Таврида (ассоциации 1 и 2) в целом соответствует временному интервалу около 2.1–1.6 млн л.н.

Положение микротериофауны Тавриды в ряду других фаунистических ассоциаций середины раннего плейстоцена Северного Причерноморья может быть установлено путем сравнения таксономического состава и стадий

эволюционной продвинутости фоновых видов полевок. Прежде всего, фауна Тавриды включает архаичных *Allophaiomys* и, следовательно, датируется временем после события голарктического проходеза этого рода. По материалам радиометрического датирования микротериофаун поздневиллафранкская ассоциация местонахождения Сенез во Франции, еще не содержащая *Allophaiomys*, имеет возраст в интервале 2.21–2.09 млн л.н. [16], а отложения Шорт-Хаул, Ариес А и Борчес с архаичными *Allophaiomys* в Северной Америке зажаты между туфом Хаклбери-Ридж (2.06 млн л.н.) и нижней границей эпизода Олдувей (1.95 млн л.н.), т.е. имеют возраст примерно 2 млн л.н. [17]. Таким образом, 2.1–2.0 млн л.н. – это оценочный возраст появления *Allophaiomys* и нижний возрастной предел датировки ископаемой фауны Тавриды.

Наиболее древними микротериофаунами региона, сочетающими в своем составе первых архаичных *Allophaiomys* и корнезубых полевок рода *Borsodia* (региозона MQR11), являются ассоциации местонахождений Тилигул, Крыжановка 4 и Тиздар 1 [14, 18]. По-видимому, к этому же биохрону принадлежит ассоциация, элементы которой зафиксированы в нижних слоях шурфа III в “Логове гиен” (ассоциация 1 Тавриды). В ряде более поздних фаун, таких как Тиздар 2, Жевахова Гора 9 и 5 [18], архаичные *Allophaiomys* встречаются вместе с массово представленными некорнезубыми пеструшками *Lagurodon aranka* (региозона MQR10). Именно к этому интервалу относится основная раннеплейстоценовая фауна (ассоциация 2) Тавриды. Оценка времени исчезновения



Рис. 4. Положение плейстоценовых ассоциаций мелких млекопитающих пещеры Таврида в стратиграфических и биохронологических схемах.

Borsodia и начала доминирования *Lagurodon* и датировка верхней границы регионы MQR10 затруднены отсутствием радиометрических данных. Однако положение фауны Тиздар 2 в отложениях с обратной полярностью непосредственно ниже интервала с прямой полярностью, интерпретируемого как субхрон Олдувей (1.95–1.78 млн л.н.), позволяет предположить корреляцию биохона *Allophaiomys deucalion* – *Lagurodon* с интервалом от ~2.0 до 1.7–1.6 млн л.н. [19].

Ассоциация 3, присутствующая в биотурбированных слоях Тавриды, и локально представленная ассоциация 4 датируются началом второй половины среднего плейстоцена (около 0.5–0.3 млн л.н., аурелий и торингий европейской биохронологической схемы), соответствуют хазарскому фаунистическому комплексу и могут быть предварительно сопоставлены с региональной зоной MQR3 (зоны совместного распространения *Arvicola mosbachensis* и *Lagurus transiens*). Главным критерием отнесения к среднему плейстоцену выступает наличие архаичных признаков у желтых пеструшек рода *Eolagurus* (мелкие размеры, неполноту дифференцированные антероконидные треугольники m1) и степных пеструшек рода *Lagurus* (архаичные морфотипы m1, см. рис. 3 в), а также присутствие вида линии обыкновенной слепушонки *Ellobius melitopoliensis* (рис. 3 д), по признакам гипсодонтии промежуточной между формами раннего плейстоцена (*E. kujalnikensis*) и позднего плейстоцена и голоцене (*E. talpinus* (Pallas, 1770)). Различное соотношение частоты встречаемости видов и присутствие разных по размерам форм серых полевок указывает на разновозрастность двух ассоциаций среднего плейстоцена. Можно предположить, что элементы ассоциации 3, встреченные во многих точках отбора, с преобладанием остатков серых полевок, отвечают временному интервалу с широким развитием лугово-степных стаций в условиях несколько более теплого и влажного климата. Ассоциация 4 с преобладанием степных пеструшек захоронилась в период большего охлаждения и иссушения климата.

ВЫВОДЫ

В пещерных отложениях местонахождения Таврида преобладают остатки мелких млекопитающих середины раннего плейстоцена (конца гелазия – начала калабрия). В фаунистической ассоциации из основного костеносного уровня доминируют полевки *Lagurodon arankae* и *Allophaiomys deucalion*, что позволяет датировать ее началом калабрия и сопоставлять с поздним виллафранком и зоной MQ1 европейской

биохронологической схемы, второй половиной времени существования псекупского фаунистического комплекса и региональной биохронологической зоной MQR10 (зоны *Allophaiomys deucalion* – *Prolagurus ternopolitanus*). Кроме того, получены свидетельства присутствия в разрезе нижнеплейстоценовых отложений Тавриды элементов более древней регионы MQR11 (зоны *Allophaiomys deucalion* – *Borsodia*), которая может захватывать конец гелазия. В целом раннеплейстоценовый этап формирования местонахождения Таврида отвечает временному интервалу около 2.1–1.6 млн л.н.

Отсутствие в микротериофауне Тавриды видов с эволюционным уровнем конца раннего и начала среднего плейстоцена (около 1.6–0.5 млн л.н.) может свидетельствовать о том, что в это время пещеры были изолированы от поступления костных остатков. Присутствие мелких млекопитающих среднего плейстоцена с доминированием крупных серых полевок *Microtus ex gr. arvalis* указывает на кратковременное открытие пещеры в это время. Эволюционный уровень данных ассоциаций позволяет датировать их серединой среднего плейстоцена в интервале около 0.5–0.3 млн л.н. и сопоставлять с региональной зоной MQR3 (зоны *Arvicola mosbachensis* – *Lagurus transiens*). Позже широкая связь пещеры с поверхностью снова прекратилась вплоть до ее открытия в 2018 г., за исключением локальных просачиваний осадков с костями мелких млекопитающих и раковинами наземных брюхоногих моллюсков в голоцене.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А. В. Лаврову (ПИН), Д. О. Гимранову (Институт экологии растений и животных Уральского отделения РАН, Екатеринбург) и всем другим участникам сборов ископаемых материалов в пещере Таврида.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-14-00214, <https://rscf.ru/project/22-14-00214/>.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

Были исследованы ископаемые материалы. Работы с живыми животными не проводились.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

У авторов нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лопатин А.В., Вислобокова И.А., Лавров А.В. и др. Пещера Таврида – новое местонахождение раннеплейстоценовых позвоночных в Крыму // ДАН. 2019. Т. 485. № 3. С. 381–385.
- Вислобокова И.А., Титов В.В., Лавров А.В. и др. О находке большерогого оленя рода *Arvernoceros* в пещере Таврида в Крыму // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. С. 596–599.
- Вислобокова И.А., Титов В.В., Лавров А.В. и др. Раннеплейстоценовые винторогие антилопы (Artiodactyla, Bovidae) из пещеры Таврида (Крым, Россия) // Палеонтологический журнал. 2020. № 1. С. 78–88.
- Gimranov D., Lavrov A., Prat-Vericat M. et al. *Ursus etruscus* from the late Early Pleistocene of the Taurida cave (Crimean Peninsula) // Historical Biology. 2023. V. 35. № 6. P. 843–856.
- Zelenkov N.V., Lavrov A.V., Startsev D.B. et al. A giant early Pleistocene bird from eastern Europe: unexpected component of terrestrial faunas at the time of early *Homo* arrival // Journal of Vertebrate Paleontology. 2019. V. 39. № 2. Art. e1605521. <https://doi.org/10.1080/02724634.2019.1605521>
- Зеленков Н. В. Ископаемый каменный огарь (*Tadorna petrina*) и широконоска (*Spatula praecelypeata* sp. nov.) – древнейшие раннеплейстоценовые утиные (Aves: Anatidae) Крыма // Палеонтологический журнал. 2022. № 6. С. 92–104.
- Зеленков Н. В. Новый вид рябков (Aves: Pteroclidae) из раннего плейстоцена Крыма // Доклады РАН. Науки о жизни. 2023. Т. 511. С. 371–374.
- Лопатин А. В. Совместное присутствие *Hypolagus* и *Lepus* (Leporidae, Lagomorpha) в раннем плейстоцене Крыма // ДАН. 2019. Т. 489. № 6. С. 651–653.
- Лопатин А. В. Крупный дикобраз *Hystrix refossa* (Rodentia, Hystricidae) из раннеплейстоценового местонахождения Таврида в Крыму // Доклады РАН. Науки о жизни. 2021. Т. 500. № 1. С. 391–401.
- Лопатин А. В. *Plecotus macrobullaris sarmaticus* subsp. nov. (Vespertilionidae, Chiroptera) из ранне-го плейстоцена Крыма // Доклады РАН. Науки о жизни. 2024. Т. 516. С. 26–33.
- Лопатин А. В., Тесаков А. С. Раннеплейстоценовая белозубка *Crocidura kornfeldi* (Lipotyphla, Soricidae) из Крыма // Доклады РАН. Науки о жизни. 2021. Т. 501. № 1. С. 499–504.
- Оксиненко П. В., Лавров А. В. История формирования пещеры Таврида – памятника фауны позвоночных позднего виляфранка и ее палеонтологическое значение // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2021. № 1. С. 27–42.
- Rabeder G. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älterem Pleistozän von Niederösterreich // Beiträge zur Paläontologie von Österreich. 1981. V. 8. P. 1–343.
- Тесаков А. С. Биостратиграфия среднего плиоцена – эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). М.: Наука, 2004.
- Geologic Time Scale 2020 / Eds F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. V. 2. Amsterdam: Elsevier, 2020.
- Pastre J. F., Debard E., Nomade S. et al. Nouvelles données géologiques et téphrochronologiques sur le gisement paléontologique du maar de Senèze (Pléistocène inférieur, Massif Central, France) // Quaternaire. 2015. V. 26. P. 225–244.
- Martin R. A., Peláez-Campomanes P., Honey J. G. et al. Rodent community change at the Pliocene–Pleistocene transition in southwestern Kansas and identification of the *Microtus* immigration event on the Central Great Plains // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 267. P. 196–207.
- Рековец Л. И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1994.
- Тесаков А. С., Гайдаленок О. В., Соколов С. А. и др. Тектоника плейстоценовых отложений северо-восточной части Таманского полуострова, Южное Приазовье // Геотектоника. 2019. № 5. С. 12–35.

SMALL MAMMALS FROM THE TAURIDA LOCALITY (CRIMEA, PLEISTOCENE): SYSTEMATIC COMPOSITION AND BIOCHRONOLOGY

Academician of the RAS A. V. Lopatin^{a, #}, A. S. Tesakov^{b, ##}

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

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

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

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

The dominance of the voles *Lagurodon arankae* (Kretzoi, 1954) and *Allophaiomys deucalion* Kretzoi, 1969 in the Early Pleistocene small mammalian fauna from the main bone-bearing level of the Taurida cave (central Crimea) allows dating this faunal association to the beginning of the Calabrian (about 1.8–1.6 Ma), and correlating it to the Late Villafranchian and the MQ1 zone of the European mammal biochronological scale, the second half of the Psekupsian Faunal Assemblage, and the regional mammal zone MQR10 (*Allophaiomys deucalion* – *Prolagurus ternopolitanus* zone). The lower part of the cave deposits was found to contain components of the more ancient regional mammal zone MQR11 (*Allophaiomys deucalion* – *Borsodia* zone), which dates to the terminal Gelasian. Thus, the Early Pleistocene phase of the formation of the Taurida locality corresponds to the time interval of about 2.1–1.6 Ma. The cave deposits also yield remains of Middle Pleistocene small mammals dominated by the vole *Microtus* ex gr. *arvalis* (Pallas, 1778). The evolutionary level of these associations suggests an age of the mid Middle Pleistocene (about 0.5–0.3 Ma) and correlation with the regional mammal zone MQR3 (*Arvicola mosbachensis* – *Lagurus transiens* zone).

Keywords: mammals, rodents, voles, insectivores, chiropterans, Pleistocene, Taurida cave, Crimea, biochronology, geological age

УДК 551.89:599.61(571.6)

ПРИРОДНАЯ СРЕДА *MAMMUTHUS TROGONThERII* НА ЮГЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ В СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

© 2024 г. П. С. Белянин*, Н. И. Белянина

Представлено академиком РАН А.В. Лопатиным 15.07.2024 г.

Получено 15.07.2024 г.

После доработки 29.07.2024 г.

Принято к публикации 31.07.2024 г.

Палинологические данные, полученные по отложениям, включающим первую находку фрагмента бивня трогонтериевого слона (*Mammuthus trogontherii*) в Приморском крае, позволили реконструировать среду обитания этого вида на юге Дальнего Востока России в среднем плейстоцене. Восстановленные растительные формации отражают более теплые и сухие климатические условия во время существования *Mammuthus trogontherii*, чем современные. Экосистемы отличались более сложным строением. В них широко были представлены неморальные растения. Основной облик ландшафтов составляли мезофильные сосново-еловые леса с участием широколиственных пород и лиственнично-березовые редколесья. Берега озер и равнины занимали сообщества кустарниковой берески и ольховника, сфагновые болота и редкостойные лиственнично-березовые леса.

Ключевые слова: Приморский край, Нижнебикинская впадина, Лучегорский буроугольный разрез, спорово-пыльцевой анализ, палиноспектры, климатические изменения, палеорастительность

DOI: 10.31857/S2686739724120125

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее часто в литературе встречается упоминание о *Mammuthus primigenius* (шерстистом мамонте). О среде обитания его близкого родственника – *Mammuthus trogontherii* (трогонтериевого мамонта) известно гораздо меньше. Этот вид являлся одним из звеньев эволюции отряда хоботных (Proboscidea) в Евразии, представляя промежуточную эволюционную форму между более теплолюбивым *Mammuthus meridionalis* (южным мамонтом) и более холодноустойчивым *Mammuthus primigenius* [1].

Ареал *Mammuthus trogontherii* охватывал большую часть области умеренного климата Северной Евразии [2]. Это был наиболее крупный вид среди мамонтов, когда-либо существовавших на Земле. Масса тела *Mammuthus trogontherii* при высоте на уровне плеч около 4 м, достигала 10.5 т. Бивни у самцов вырастали до 5 м, однако были не столь закрученными, как у *Mammuthus primigenius* [3].

Наиболее древние костные останки *Mammuthus trogontherii* возрастом около 1.7 млн л. и 1.66 млн л.

соответственно, найдены в китайской провинции Хэбэй [4] и в Нижневанском бассейне [5]. Близкие по возрасту (1.2–0.8 млн л.) костные останки этого животного известны и в Северо-Восточной Сибири [1]. В Северном Китае и на территории Восточной Евразии, *Mammuthus trogontherii* существовал до конца позднего плейстоцена [5], а на Японских островах встречался 1.2–0.65 млн л.н. [6]. В Западной Европе возраст костных останков *Mammuthus trogontherii* оценивается в 780–191 тыс. л. [7].

Несмотря на то, что в России костные останки *Mammuthus trogontherii* встречаются часто, в музеях хранится лишь 9 относительно полных скелетов слонов данного вида. Большинство местонахождений костных останков *Mammuthus trogontherii* находятся в Европейской части России. В Азиатской части они в основном расположены в Южной Сибири [8, 9] и в Якутии.

На Дальнем Востоке известно 6 находок костных останков отряда Proboscidea (хоботных), среди которых почти нет изученных. Одна из таких находок была сделана в 1946 г. на юге Хабаровского края. В глиняном карьере, вскрывшем отложения третьей надпойменной террасы р. Уссури (47°33' с. ш., 134°43' в. д.) около ст. Вяземская [10], были найдены части скелета *Mammuthus*

Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия
*E-mail: pavelbels@yandex.ru

trogontherii [11], значительная часть, которых находилась на месте гибели животного [10].

Палинспектры по отложениям, включающим костные остатки *Mammuthus trogontherii* показали, что их захоронение происходило при более холодном и сухом климате, чем современный в конце среднеплейстоценового межледникового [12]. В растительности преобладали лиственнично-бересковые лесостепи и сухие полынныеп степи [13]. Иные палинологические данные из этих же отложений были получены Л.Л. Казачихиной [14]. Согласно им, этот вид жил в более теплом, близком к современному климату юга Приморья. Широкое развитие имела уссурийская тайга более южного облика, с участием *Carpinus cordata*, *Betula schmidtii* и *Betula chinensis*. Подтвердить эти

данные не было возможности, ввиду отсутствия новых местонахождений останков *Mammuthus trogontherii* на Дальнем Востоке России.

Цель настоящего исследования – на основе палинологических данных, полученных по отложениям, включающим первую находку костных останков *Mammuthus trogontherii* в Приморском крае, реконструировать природную среду его обитания в регионе.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В 1989 г. в обнажении 6203 Лучегорского бурового карьера-1 (46.28° с. ш.; 134.15° в. д.) (рис. 1), Р.С. Климовой (ПГО “Приморгегология”) был найден фрагмент бивня мамонта. Фрагмент

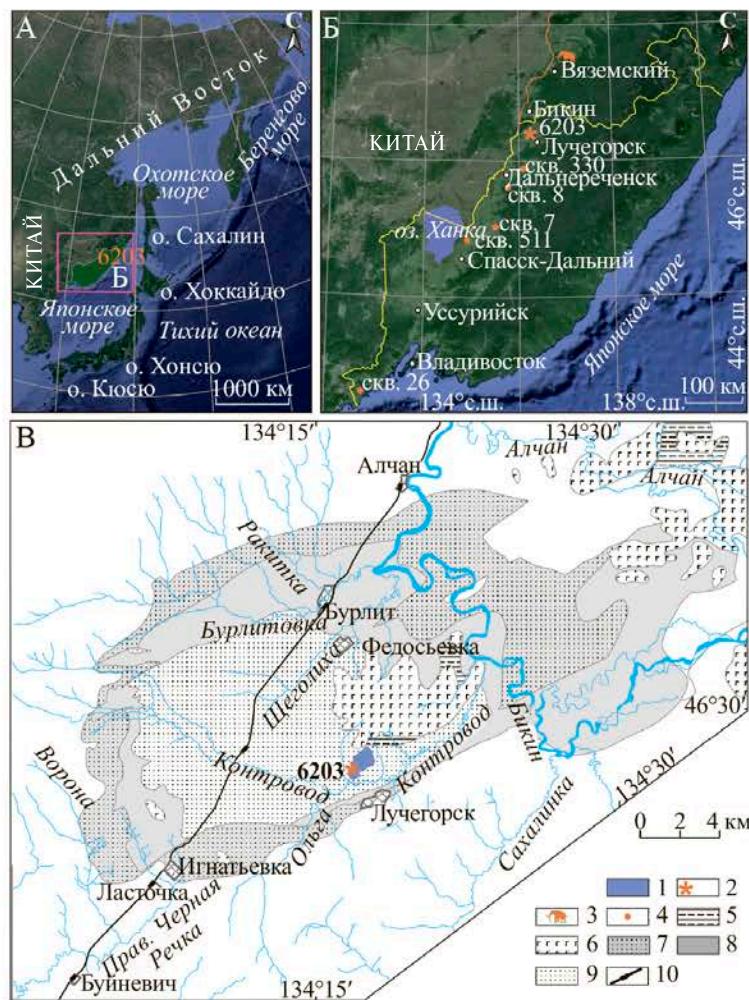


Рис. 1. Расположение обнажения 6203, вскрывшего фрагмент бивня *Mammuthus trogontherii* (а), скважин, вскрывающих отложения среднего плейстоцена на юге Дальнего Востока (б), и геологическая карта Нижнебикинской впадины (в) [16]. 1 – Лучегорский буровоугольный разрез, 2 – обнажение 6203, 3 – первое местонахождение костных останков *Mammuthus trogontherii*; 4 – скважины вскрывающие отложения среднего плейстоцена, 5 – плиоценовые галечники, 6 – плиоцен-четвертичные плато-базальты. Свиты эоцен-нижнеолигоценовых континентальных отложений: 7 – контроводская, 8 – лучегорская, 9 – бикинская; 10 – железная дорога.

бивня залегал в линзе буровато-серого илистого песка (интервал 8.5–8.1 м), включенного в песчано-галечниковую толщу аллювия р. Контровод, перекрытую сверху бурыми глинами. Нахodka была передана Э.А. Вангенгейм (ГИН РАН), которая определила принадлежность фрагмента бивня к *Mammuthus trogontherii* и сделала вывод о его возможном существовании на юге Дальнего Востока России в среднем плейстоцене [15].

Река Контровод – левый приток р. Бикин, дренирующий Нижнебикинскую впадину (см. рис. 1 а, б). В ее центре, в обрамлении низкогорных хребтов на абсолютной высоте 60–100 м, расположена заболоченная равнина. Она сложена терригенными отложениями с пластами бурого угля палеогенового возраста [16], разрабатываемых в Лучегорском буровоугольном карьере (см. рис. 1 в).

В сентябре 2020 г., авторами было проведено измерение и описание фрагмента бивня *Mammuthus trogontherii*, экспонирующегося в музее Приморского филиала ФБУ “Территориального фонда геологической информации по Дальневосточному федеральному округу” (ТФГИ по ДФО) (рис. 2 а). Из слабосцементированного буровато-серого илистого песка, заполняющего альвеолярная полость левого торца фрагмента бивня (рис. 2 б), был отобран образец на спорово-пыльцевой анализ, проведенный по стандартной методике. Полученный палиноспектр был проанализирован и сопоставлен с палинологическими данными по аналогичным отложениям подстилающих и вмещающих фрагмент бивня.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Биометрические параметры фрагмента бивня

Было установлено, что длина фрагмента бивня *Mammuthus trogontherii* составляет 176 см, диаметр менее 19 см, длина между краями – 158 см, а радиус между ними – 32 см (см. рис. 2 а). Альвеолярная полость левого торца заполнена слабосцементированным буровато-серым илистым песком (рис. 2 б). Растрескавшаяся поверхность бивня покрыта тонким слоем вивианита (рис. 2 в). Правый торец имеет признаки свежего отделения от другой части бивня – острый излом светло-бежевого цвета (рис. 2 г).

Таксономическая структура палиноспектров

Результаты палинологического анализа позволяют выделить две фазы развития растительности.

Фазу развития растительности 1 характеризует палиноспектр из подстилающего фрагмента бивня буровато-серого илистого песка на глубине 9.2 м (рис. 3). В нем преобладает пыльца хвойных пород, среди которых доминирует *Pinus s/g Haploxyylon*, включая мелкие пыльцевые зерна сосны, не растущей сейчас в Приморье. Сопутствующее положение занимают *Picea* и *Abies*. Доля широколиственных деревьев составляет 8.4%. Среди них преобладает пыльца *Quercus* и *Ulmus*. Отмечены пыльцевые зерна *Corylus* и *Fagus*. Мелколиственные деревья представлены пыльцой *Duschekia*, *Betula sect. Albae*, *Betula* sp., *Alnus* и *Salix*. Группу трав и кустарников представляет пыльца разнотравья и водных растений – семейства *Hydrocharitaceae* и рода *Nelumbo* (лотос). Среди споровых растений присутствуют рода *Sphagnum*, *Osmunda*, *Lycopodium* и семейство *Polypodiaceae*.

Фазу развития растительности 2 описывают палиноспектры по пяти пробам из линзы буровато-серого илистого песка, включающего фрагмент бивня в интервале 8.5–8.1 м. В их структуре возрастает участие boreальных растений. В их числе доминирует пыльца хвойных деревьев – *Picea*, *Abies*, *Cupressaceae*, а также *Pinus s/g Haploxyylon*, среди которой встречается мелкая пыльца. Присутствуют пыльцевые зерна *Pinus s/g Diploxyylon*. Более чем в два раза снизилось содержание пыльцы широколиственных пород. Они представлены *Quercus mongolica*, *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia* и *Fagus*. В группе мелколиственных деревьев доминируют *Betula sect. Albae*, *Betula* sp., *Betula sect. Nanae* и *Duschekia*. Им сопутствует пыльца *Alnus*, *Salix* и *Betula sect. Costatae*. В группе трав и кустарников основной фон создают представители семейства *Cyperaceae* и рода *Artemisia*. Встречаются представители семейств *Ranunculaceae*, *Saxifragaceae*, *Liliaceae*, *Caryophyllaceae*, *Valerianaceae*, *Poaceae*, *Scrophulariaceae*, *Ericaceae* родов *Thalictrum* и *Ilex*. Присутствуют водные растения семейства *Hydrocharitaceae*, родов *Sparganium*, *Nuphar* и *Nelumbo*. В группе споровых растений преобладают споры *Sphagnum* и *Polypodiaceae*. Присутствуют споровые таксоны *Ophioglossaceae*, *Cryptogramma*, *Osmunda*, *Botrychium* и *Huperzia serrata*.

Палиноспектр по извлеченному из альвеолярной полости фрагмента бивня образцу буровато-серого илистого песка, имеет таксономический состав схожий с палиноспектрами по отложениям, включающих фрагмент бивня (фаза развития растительности 2). Основной фон в нем создает пыльца хвойных пород. Среди них наиболее часто встречаются пыльцевые зерна

Picea и *Pinus* s/g *Haploxyylon*. Присутствует пыльца *Cupressaceae*, *Pinus* s/g *Diploxyylon* и *Larix*. Сумма пыльцы широколиственных пород (*Quercus mongolica*, *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia* и *Fagus*) составляет 3.6%. Мелколиственные деревья представлены пыльцой *Duschekia*, а также кустарниковых и древесных берез (*Betula* sp. и *Betula* sect. *Costatae*). В группе трав и кустарничков основную долю составляет пыльца семейств *Cyperaceae*, *Asteraceae* и *Ericaceae*. Присутствуют пыльцевые зёрна *Ranunculaceae*, *Poaceae*, *Scrophulariaceae*, *Thalictrum*, *Liliaceae*, *Nelumbo* и *Sparganium*. Среди споровых растений доминируют представители семейств *Polypodiaceae* и рода *Sphagnum*. Сопутствующее положение занимают представители родов *Lycopodium* и *Osmunda*, а также семейства *Ophioglossaceae*.

растения бореальной флоры – *Duschekia*, *Betula* sect. *Nanae*, *Alnus* и *Picea*.

Палиноспектры по образцам буровато-серого илистого песка, включающего фрагмент бивня *Mammuthus trogontherii*, отражают более сложное строение экосистем. Возрастание доли пыльцы ели говорит о более прохладных и влажных условиях, по сравнению с палиноспектром из отложений, подстилающих фрагмент бивня. Основной облик ландшафтов представляли мезофильные леса с преобладанием ели, сосен подрода *Haploxyylon* и лиственнично-березовые редколесья. Встречались сосны подрода *Diploxyylon* и широколиственные деревья. Равнинные участки покрывали сфагновые болота, ерниковые заросли с кустарниковой березкой, ольховником,

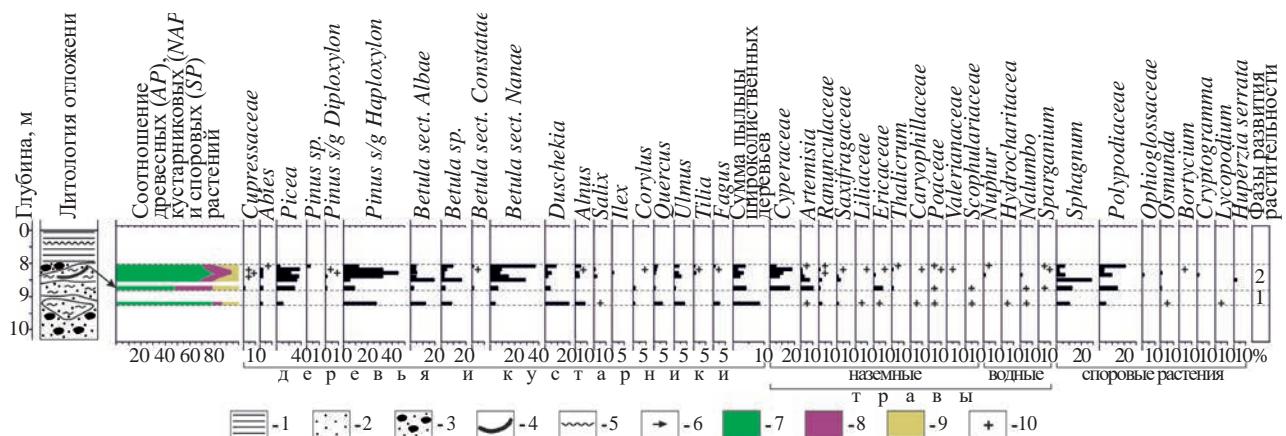


Рис. 3. Споро-пыльцевая диаграмма по отложениям Нижнебикинской впадины из обнажения 6203. Палиноспектры из буровато-серого илистого песка: а – вмещающего и перекрывающего ниже фрагмент бивня *Mammuthus trogontherii*, б – извлеченного из альвеолярной полости фрагмента бивня. 1 – бурые глины, 2 – пески, 3 – пески и гачечники, 4 – фрагмент бивня *Mammuthus trogontherii*, 5 – перерыв в осадконакоплении, 6 – точка отбора отложений из альвеолярной полости фрагмента бивня. Соотношение групп растений: 7 – деревьев и кустарников, 8 – трав и кустарничков, 9 – спор, 10 – содержание пыльцы и спор в палиноспектрах менее 2%.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты палинологического анализа свидетельствуют, что во время седиментации буровато-серого песка, подстилающего фрагмент бивня, основной облик растительности Нижнебикинской впадины представляли сосново-березовые леса с елью, пихтой и представителями семейства *Cupressaceae*. Заметное участие в них принимали широколиственные растения (см. рис. 3). Среди них присутствовали представители рода *Ilex*, современный ареал которого охватывает север о. Хонсю, юг о. Хоккайдо, о. Сахалин и Курильские острова [17]. Субдоминантами являлись

вереском и березово-лиственничными редколесьями. Наличие пыльцы водных растений указывает на существование в Нижнебикинской впадине озер.

В растительности присутствовали не встречающиеся в настоящее время в Приморье сосны подрода *Haploxyylon*, продуцировавшие мелкую пыльцу, представители рода *Ilex*, и, возможно рода *Fagus*, пыльца которого могла переноситься с сопредельных территорий, например, из приусадебной части р. Туманной [18]. Современный ареал рода *Fagus* охватывает теплоумеренные и субтропические области Корейского п-ова [19],

о-вов Хонсю, Кюсю и Сикоку [17]. Подобная растительность реконструируется и по отложениям, извлеченным из альвеолярной полости фрагмента бивня, что может указывать на захоронение животного на месте гибели. Об этом же говорит и отсутствие следов окатанности на фрагменте бивня.

Схожие палинспектры были получены и из прослоев темно-серых песков среди галечников этого же уровня на другом участке разреза “Лучегорск-1” [16]. Подобная растительность восстанавливается и по межледниковым отложениям среднего плейстоцена в устье р. Туманной [18], в долине р. Уссури и в Приханкайской впадине (см. рис 1 б). Стоит отметить, что в лесных экосистемах *Mammuthus trogontherii* существовал и в долине Иртыша [8], в Англии, где его костные останки найдены в слоях торфа с остатками лесных растений [3], а также на Японских островах, где в среднем плейстоцене преобладали леса [6].

Вероятно, разные интерпретации климатических условий и растительности во время захоронения костных останков *Mammuthus trogontherii* в карьере у ст. Вяземская [10] и найденных в карьере Лучегорского буроугольного карьера-1 связаны с их разным возрастом. В первом случае их захоронение произошло в начале или конце одного из среднеплейстоценовых межледниковых, а захоронение фрагмента бивня из Лучегорского буроугольного карьера-1 при более теплом климате, ближе к оптимуму межледниковых.

ВЫВОДЫ

Палинологические данные полученные по отложениям, включающим первую находку костных останков *Mammuthus trogontherii* в Приморском крае, свидетельствуют, что растительность юга Дальнего Востока России во время жизни *Mammuthus trogontherii* заметно отличалась от современной. Преобладающие в настоящее время в Нижнебикинской впадине сосново-широколиственные и дубовые леса отсутствовали. Широкое распространение на склонах имели мезофильные сосново-еловые леса с участием широколиственных пород и лиственнично-березовые редколесья. На переувлажненных равнинах были развиты ерники и редкостойные лиственнично-березовые леса. В экосистемах присутствовали растения бореальной, неморальной и теплоумеренной флор.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят директора Приморского филиала ФБУ “ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу”

А. В. Бурмистрова за консультации и помощь при описании бивня *Mammuthus trogontherii* и отборе проб.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ТИГ ДВО РАН, проект № 122020900184-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lister A. M., Sher A. V., Essen H. et al. The pattern and process of mammoth evolution in Eurasia // Quaternary International. 2005. V. 126–128. P. 49–64. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.04.014>
2. Pawłowska K., Greenfield H., Czubla P. “Steppe” mammoth (*Mammuthus trogontherii*) remains in their geological and cultural context from Bełchatów (Poland): A consideration of human exploitation in the Middle Pleistocene // Quaternary International. 2014. V. 326–327. P. 448–468.
3. Lister A. M., Stuart A. J. The West Runton mammoth (*Mammuthus trogontherii*) and its evolutionary significance // Quaternary International. 2010. V. 228. № 1–2. P. 180–209. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.032>
4. Tong H. New materials of *Mammuthus trogontherii* (Proboscidea, Mammalia) of Late Pleistocene from Yuxian, Hebei // Quaternary Sciences. 2010. V. 30. № 2. P. 307–318.
5. Wei G. B., Hu S. M., Yu K. F. et al. New materials of the steppe mammoth, *Mammuthus trogontherii*, with discussion on the origin and evolutionary patterns of mammoths // Science China Earth Sciences. 2010. V. 53. P. 956–963. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-4001-4>
6. Yoshikawa S., Kawamura Y., Hiroyuki T. Land bridge formation and proboscidean immigration into the Japanese Islands during the Quaternary // Journal of Geosciences. 2007. V. 50. P. 1–6.
7. Lister A. Mammoth evolution in the late Middle Pleistocene: The *Mammuthus trogontherii*–*primigenius* transition in Europe // Quaternary Science Reviews. 2022. V. 294. Paper 107693. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107693>
8. Косинцев П. А., Бобковская Н. Е., Бородин А. В. и др. Трогонтериевый слон Нижнего Иртыша. Екатеринбург: Волот, 2004. 260 с.
9. Мащенко Е. Н., Андреев А. А., Воскресенская Е. В. и др. Палеоэкологические условия формирования местонахождения *Mammuthus trogontherii* в Оханском районе Пермского края // Пути эволюционной географии. Выпуск 2. М.: Институт географии РАН, 2021. С. 233–237.

10. Баранов А. Ф. Нахodka остатков мамонта близ станции Вяземской // Вопросы географии Дальнего Востока. Сборник 1. Хабаровск: Дальневосточное государственное издательство, 1949. С. 144–145.
11. Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Труды Института геологических наук АН СССР. 1948. Вып. 64. Геологическая серия. № 17. М.–Л.: АН СССР, 1948. 520 с.
12. Ганешин Г. С., Смирнов А. М. К стратиграфии четвертичных отложений приморского края и прилегающих территорий // Геология и геофизика. 1960. № 5. С. 28–39.
13. Никольская В. В. О нахождении костей трогонтериевого слона в четвертичных отложениях юга Советского Дальнего Востока // Проблемы физической географии. М.: АН СССР. 1951. Выпуск 17. С. 224–228.
14. Казачихина Л. Л. Палинологические комплексы из отложений, содержащих кости вымерших млекопитающих // Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968. С. 41–45.
15. Климова Р. С., Феоктистов Ю. М. Определение возраста комплексов микрофауны палеозоя-среднего мезозоя, флоры верхнего мела-палеогена Центрального и Западного Приморья. Книга V // Литология и флора кайнозойских отложений Нижнебикинской и Павловской впадин. 1989. 87 с.
16. Голозубов В. В., Донг У. Л., Касаткин С. А. и др. Тектоника кайнозойской Нижнебикинской угленосной впадины (Северное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 74–89.
17. Ohwi J. Flora of Japan. Smithsonian Institute, Washington, 1965. 1067 pp.
18. Белянина Н. И., Белянин П. С. Палеорастительность аккумулятивной равнины р. Туманная (Туманган) в среднем неоплейстоцене // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 110–116.
19. Lee T. B. Illustrated flora of Korea. Seoul: Hyangmunsa, 1980. 1000 p.
20. Короткий А. М., Караполова Л. П., Троицкая Т. С. Четвертичные отложения Приморья: стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.

NATURAL ENVIRONMENT OF THE *MAMMUTHUS TROGONOTHERII* IN THE SOUTH OF THE RUSSIAN FAR EAST IN THE MIDDLE PLEISTOCENE

P. S. Belyanin[#], N. I. Belyanina

Presented by Academician of the RAS A. V. Lopatin on July 15, 2024.

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

[#]E-mail: pavelbels@yandex.ru

Palynological data obtained from sediments that include the first find of the tusk fragment – *Trogontherii* elephant (*Mammuthus trogontherii*) in the Primorsky krai allowed us to reconstruct its living environment in the Middle Pleistocene. The reconstructed plant formations indicate warmer and drier climatic conditions during the existence of *Mammuthus trogontherii* in the southern Russian Far East than the modern ones. The ecosystems of the region had a more complex structure. Nemoral plants were more widely represented in them. Mesophilic pine-spruce forests with broadleaf trees and larch-birch sparse forests are presented the main appearance of landscapes. Shrubby birch and alder thickets, sparse larch-birch forests and sphagnum mires occupied plains and lakeshores.

Keywords: Primorsky krai, Nizhnebikinskaya Depression, Luchegorsky Coal Strip Mine, spore-pollen analysis, palynospectra, climate changes, paleovegetation

УДК 551.736+ 551.761:552.5

ПАЛЫГОРСКИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ИНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ – СЛЕДСТВИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ И ГЛОБАЛЬНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ И ТРИАСА

© 2024 г. М. П. Арефьев^{1,*}, Е. В. Щепетова¹, Е. В. Покровская¹,
Б. Б. Шкурский², Н. Г. Нургалиева³, Г. А. Баталин³, Б. И. Гареев³

Поступило 12.08.2024 г.

После доработки 13.08.2024 г.

Принято к публикации 13.08.2024 г.

При детальном изучении пермо-триасовых континентальных отложений Московской синеклизы установлено повсеместное массовое развитие палыгорскитовой минерализации в начале триаса (инд) – на юго-востоке (бассейн р. Ветлуга), северо-востоке (бассейн р.р. Сухона – Юг – Сев. Двина) и в западной части (скважина Гаврилов-Ям НПО “Недра”, г. Ярославль). Палыгорскит встречается почти во всех типах индских пород, где вместе со смектитами является одним из главных глинистых минералов; максимальные его концентрации приурочены к палеопочвам. На аутогенное происхождение палыгорскита указывают морфология агрегатов и характер их взаимоотношений с другими осадочными компонентами. Вместе с палыгорскитовой минерализацией установлено присутствие высокомагнезиальных минералов серпентина, Mg-хлоритов, тальк-хлоритов, входящих в состав обломков метаультрабазитов. Величины отношения Cr/Ni (1.3–1.5) в индских породах предполагают активный размыв в это время ультраосновных комплексов Урала. При переходе от перми к триасу в континентальных отложениях увеличивается отношение суммы щелочей и щелочноземельных элементов к алюминию ($\Sigma_{\text{bases}}/\text{Al}$) и снижается индекс выветривания CALMAG, что согласуется с представлениями о глобальном потеплении и аридизации климата на рубеже перми и триаса. Широкое распространение палыгорскита в начале триаса явилось следствием усиленного поступления с Урала химически неустойчивого высокомагнезиального обломочного материала ультраосновных пород и продуктов их раннего метаморфизма, а также специфики его переработки (слабая мобильность и высокая степень концентрирования выщелоченных компонентов) поровыми почвенными водами в континентальных обстановках с засушливым климатом. Поскольку палыгорскит отсутствует в верхнепермских отложениях Московской синеклизы, он может быть использован в стратиграфических целях – для отнесения тех или иных континентальных пород (и сложенных ими циклитов) пограничного интервала к верхней перми или нижнему триасу.

Ключевые слова: граница перми и триаса, Московская синеклиза, палыгорскит, серпентин, ультрамафиты, палеопочвы, потепление и аридизация климата

DOI: 10.31857/S2686739724120131

О глинистых минералах континентальных пермо-триасовых отложений Московской синеклизы (МС) в литературе упоминается ([7, 8] и др.), но систематические исследования

с определением состава ассоциаций, выяснением особенностей их распределения в разрезах и по площади, с оценкой эволюционных и фацальных изменений, выяснением происхождения основных компонентов и условий их накопления на фоне крупных палеогеографических событий, происходивших на рубеже перми и триаса, не проводились. Между тем решение этих вопросов дает возможность более широкого использования литостратиграфических методов для детальной корреляции разрезов пограничного пермо-триасового интервала, сложенного

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

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

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

*E-mail: mihail-3000@inbox.ru

достаточно однообразными по облику континентальными отложениями; позволяет существенно уточнить региональные палеогеографические реконструкции и оценить влияние глобальных факторов на эволюцию осадконакопления и биоты в это время.

Нами впервые проведено систематическое изучение ассоциаций глинистых минералов в пограничных пермо-триасовых континентальных отложениях МС, проанализировано их распределение в разрезах различных ее частей с применением современной стратиграфической схемы, показана различная минералогическая специфика этих ассоциаций и объяснены ее причины с точки зрения направленной эволюции палеогеографических обстановок на рубеже перми и триаса в исследуемом регионе, реконструированной с применением комплекса литолого-геохимических методов.

Образцы были отобраны на юго- и северо-востоке МС – в бассейнах р. Ветлуга (Ветлужская

группа обнажений) и р.р. Сухона – Юг – Сев. Двина (Северодвинская группа обнажений), а также в западной части МС – в скважине Гаврилов Ям (НПО “Недра”, г. Ярославль).

В береговых обрывах р. Ветлуги (рис. 1, 2) верхнепермские континентальные отложения (около 70 м) представлены маломощными серыми озерными известняками с прослойями мергелей, карбонатных глин и красноцветными алеврито-глинистыми породами, существенно более мощными по сравнению с карбонатными пачками. Красноцветные пачки включают фации аллювиальных русел – песчаные линзы и пластовые тела мощностью до 10.5 м, которые перекрыты пойменными отложениями со следами палеопедогенной трансформации. Серые карбонатные и красноцветные терригенные отложения законочленно чередуются, образуя циклиты. Подошвы циклитов проведены по наиболее ярко выраженным поверхностям эрозии в основании крупных песчаных врезов. Традиционные местные

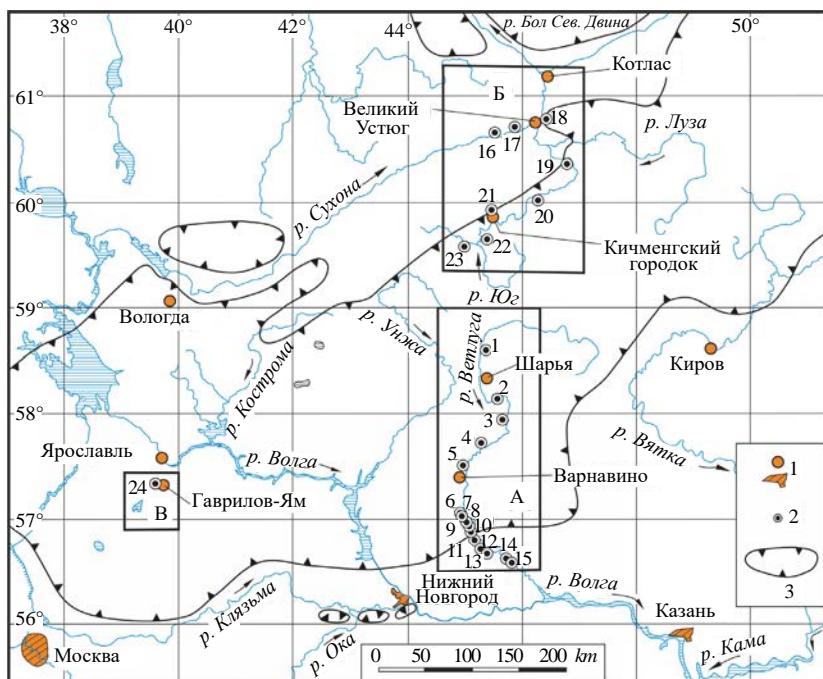


Рис. 1. Местоположение изученных пермских и триасовых разрезов. Условные обозначения: 1 – крупные населенные пункты, 2 – обнажения, 3 – граница распространения нижнетриасовых отложений (по [3] с уточнениями). А – долина р. Ветлуга. Обнажения: 1 – Зубовское, точка наблюдения (т.н.) 223; 2 – Бол. Слудка, т.н. 108; 3 – Спасское, т.н. 66; 4 – Шилиха, т.н. 100; 5 – Анисимово, т.н. 70; 6 – Афанасиха, т.н. 166; 7 – Сарафаниха, т.н. 167; 8 – Прудовка, т.н. 96; 9 – Асташиха, т.н. 98; 10 – Знаменское, т.н. 97; 11 – Воскресенское, т.н. 99; 12 – Богородское, т.н. 95; 13 – Галибиха, т.н. 93; 14 – Сухоборка, т.н. 94; 15 – Сосновка, т.н. 236. Б – бассейны р.р. Сухона, Малая Северная Двина, Юг. Обнажения: 16 – Мутовино, т.н. 28, 1350; 17 – Климово, т.н. 37; 18 – Аристово, т.н. 42 – Кузино, т.н. 154 – Верхнее Кузино, т.н. 158 – Балебиха, т.н. 151; 19 – Шолга, т.н. 4 – Пуртово, т.н. 163; 20 – Ананьино, т.н. 2; 21 – Недуброво, т.н. 133; 22 – Кудрино, т.н. 103; 23 – Вахнево, т.н. 104 – Оксилово, т.н. 217. В – Ярославская область, г. Гаврилов-Ям, 24 – комплексная скважина Гаврилов-Ям.

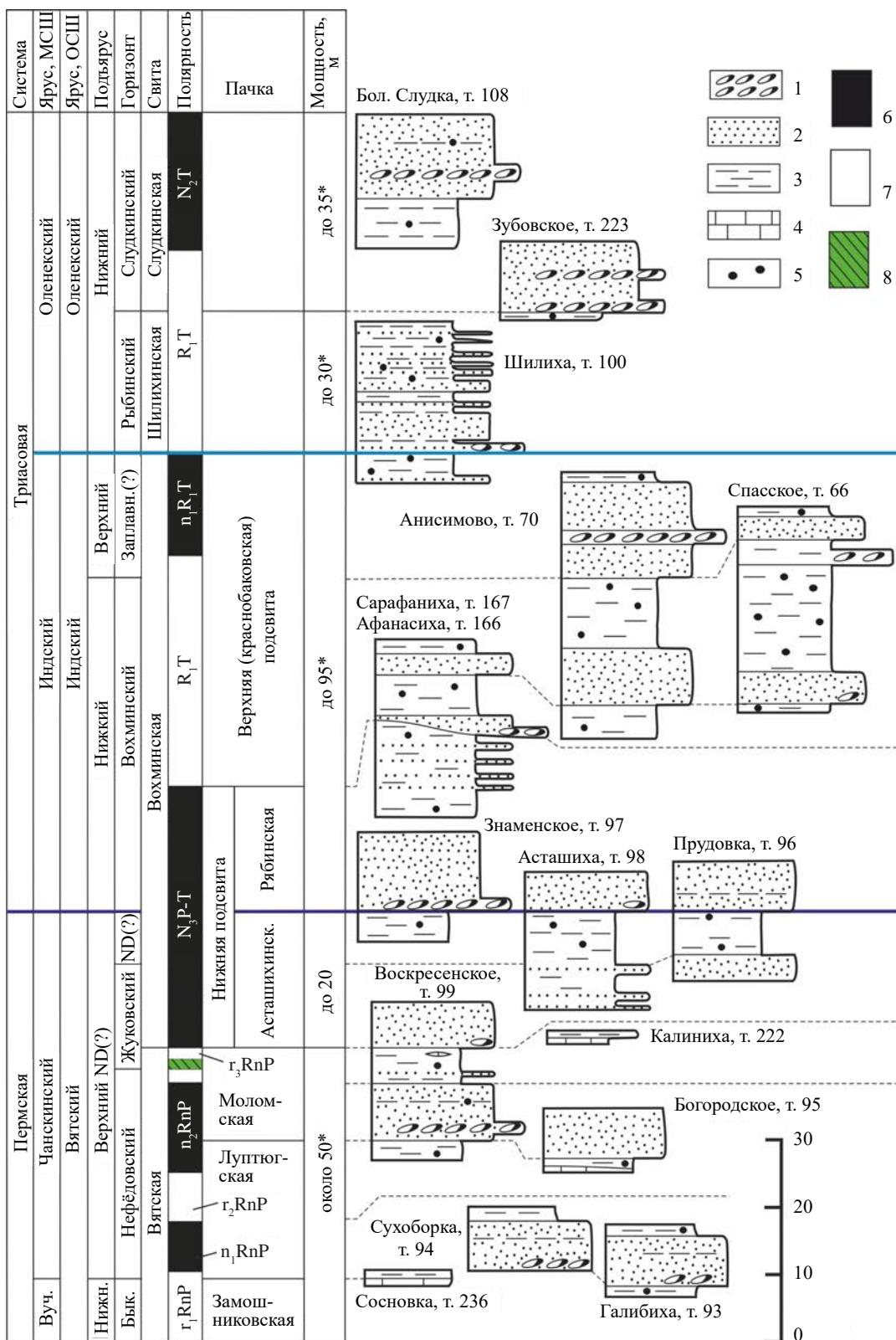


Рис. 2. Корреляция пермских и триасовых обнажений в долине р. Ветлуга. 1 – гравелиты, конгломераты, 2 – пески, 3 – глины, 4 – известняки, 5 – карбонатные педогенные нодулы, 6–8 – полярность: 6 – нормальная, 7 – обратная, 8 – аномальная с низким наклонением [9]. Вуч. – вучапинский ярус; Бык. – быковский горизонт; ND – слои с не-дубровской биотой; * – мощности по данным бурения скважин [3, 5].

стратоны в основной части пермского разреза [5] в настоящей работе рассматриваются в ранге пачек и отнесены к вятской свите. Терминальная часть пермского разреза коррелируется с асташинской пачкой вохминской свиты.

Индские отложения долины р. Ветлуга входят в гипостратотип ветлужской серии нижнего триаса Восточно-Европейской платформы и представлены вохминской свитой. Подошва триаса проходит внутри этой свиты, примерно в кровле первого циклита, выделенного в асташинскую пачку. Нижняя половина индских отложений соответствует рябинской пачке вохминской свиты, верхняя — краснобаковской подсвите. Мощность индских отложений по данным бурения — около 95 м [3]. Сводный разрез индского яруса построен по результатам изучения обнажений, вскрывающих отдельные его интервалы и их корреляции с учетом имеющихся биостратиграфических, палеомагнитных, изотопно-геохимических данных (см. рис. 2)

Разрез бассейна р. Ветлуга охарактеризован двумя глобальными стратиграфическими маркерами, которые позволяют коррелировать его с Международной стратиграфической шкалой. Это датированная находка вулканического пепла с возрастом 253.95 ± 0.06 млн лет ([13], разрез Сухоборка) и негативный экскурс $\delta^{13}\text{C}$, выявленный в осадочных и педогенных карбонатах ([1], разрезы Асташиха, Прудовка), который коррелируется с подобным экскурсом под кровлей пермской системы в стратотипическом разрезе границы перми и триаса Мейшань (Китай). Присутствие обоих маркеров в разрезе бассейна р. Ветлуга противоречит прежним предположениям о крупном региональном перерыве осадконакопления в конце перми на территории МС.

В алеврито-глинистых породах в обнажении Асташиха встречен скелет дицинодонта *Lystrosaurus georgi* [5] — уровень коррелирует с тетраподовой зоной *Lystrosaurus* континентальной Гондваны, начинающейся в пермское время; в нижней части в обнажении Прудовка — пермские остракоды родов *Suchonellina*, *Wjatkellina* без однозначных триасовых элементов (определения М. А. Наумчевой). Найдены указывают на пермский возраст первого циклита вохминской свиты.

Вторая часть исследованного материала была отобрана в долинах рр. Сухона, Сев. Двина, Юг и Кичменга (Северодвинская группа обнажений, рис. 1) — из типовых и опорных разрезов северодвинского и вятского ярусов татарского отдела пермской системы ОСШ России [11], перекрытых индскими отложениями. В верхнем

северодвинском подъярусе (60 м) наряду с мелководными озерными, русловыми и пойменными аллювиальными осадками распространены отложения плай — временно-затопляемых эфемерных континентальных водоемов. Вятский ярус (125 м) представлен переслаиванием маломощных карбонатных пачек озерного генезиса и красноцветных терригенных осадков аллювиально-пойменного происхождения. Мощность песчаных линз, выполняющих русловые врезы, достигает 19 м. Широко представлены палеопочвы.

Граница перми и триаса так же, как в разрезах Ветлужской группы, проходит внутри вохминской свиты. Индский ярус в Северодвинской группе обнажений представлен вохминской свитой (110 м, по [3]) и, в отличие от пермских отложений, не содержит озерных карбонатных образований. В целом по фациальному облику индские отложения аналогичны одновозрастным породам бассейна р. Ветлуга.

В западной части триасового поля МС был изучен керн комплексной скважины Гаврилов-Ям (НПО “Недра”, г. Ярославль). Скважина прошла алеврито-глинистые породы вохминской свиты (инт. 92 м (скв. 22) — 160 м (скв. 32)) — преимущественно красноцветные, с маломощными бледно-голубоватыми прослоями. В основании вохминской свиты определены остракоды *Suchonella sp.* (инт. 158.7 м, определения Д. А. Кухтикова) пермского возраста. Более молодые остракоды триасовые.

В целом изученный материал представляет все фации алеврито-глинистых пермо-триасовых отложений — озёрные, аллювиальные пойменные и старицкие, палеопочвы.

Пелитовая фракция <0.001 мм выделялась по стандартной методике методом отмучивания. Рентгенодифрактометрические исследования ориентированных препаратов в природном, насыщенном этиленгликолем и прогретом (до 550–600°C) состояниях проводились (D8 Advance “Bruker”, CuKa, 40кВ, 40 мА) в лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН. Проанализирован 31 образец верхнепермских отложений северодвинского и вятского ярусов, 45 образцов индского и несколько образцов вышележащего раннеоленекского ярусов нижнего триаса. Для подтверждения диагностики и выяснения химического состава отдельных минералов проводились исследования с использованием сканирующего электронного микроскопа “TESCAN” VEGA3 LMH с системой энергодисперсионного микронализа AztecLive Lite Ultim Max 40 (оператор

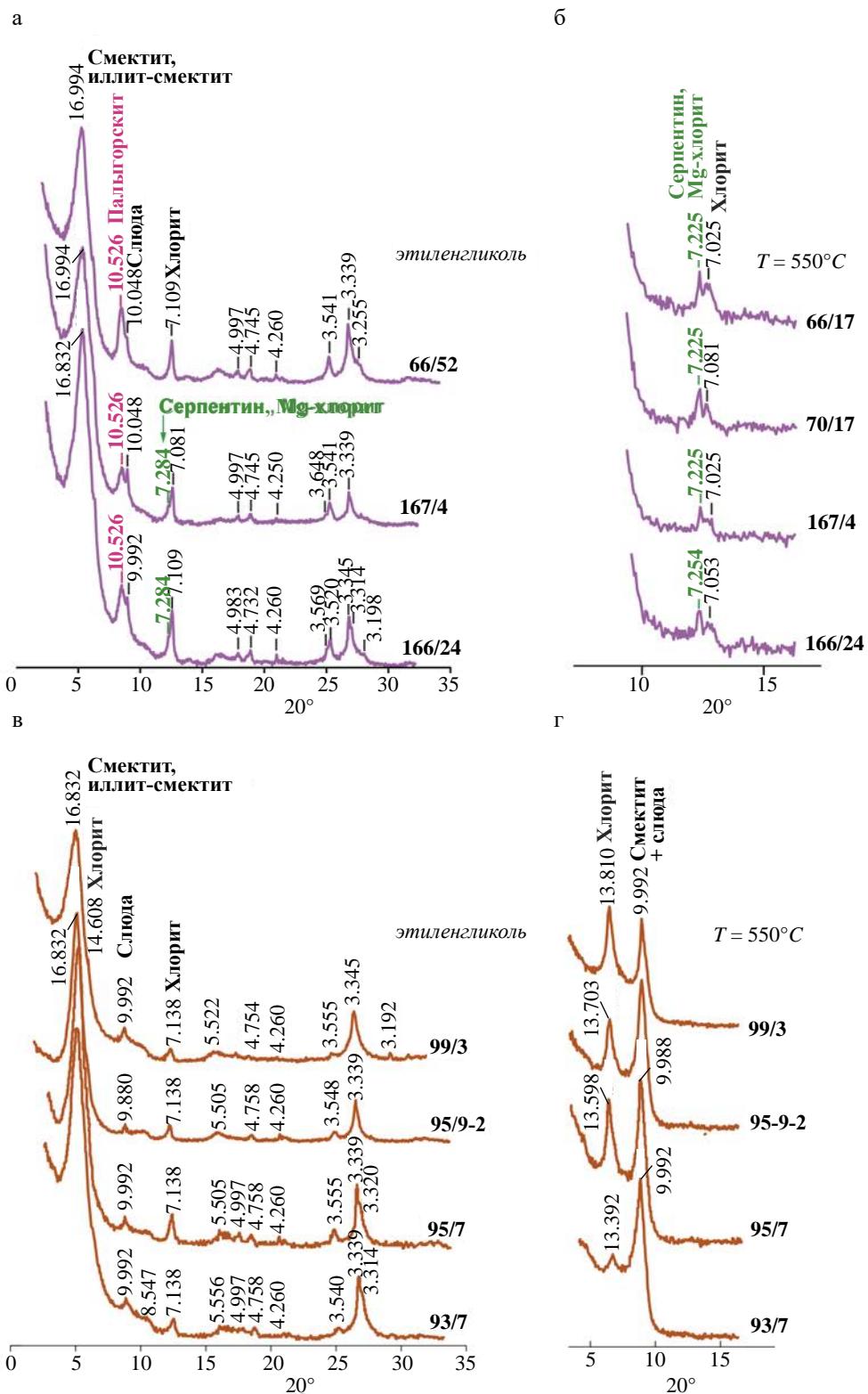


Рис. 3. Различия в ассоциациях глинистых минералов континентальных отложений нижнего триаса (а) и верхней перми (б) на типичных дифрактограммах образцов Северодвинской группы обнажений: а, б – насыщенных органическими жидкостями для лучшего разрешения диагностических рефлексов минералов группы смектита; в – прокаленных для уточнения диагностики хлорита.

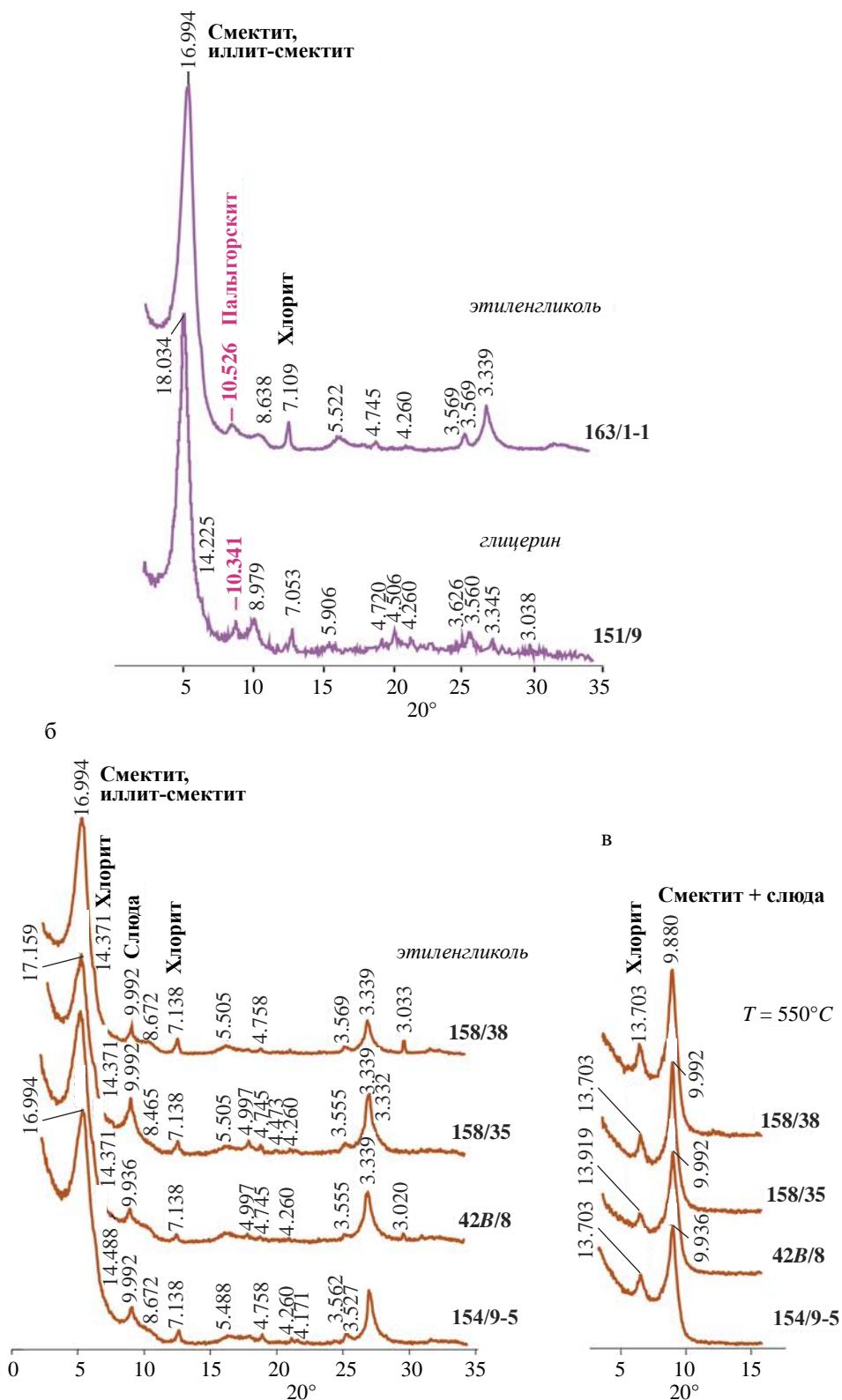


Рис. 4. Различия в ассоциациях глинистых минералов континентальных отложений нижнего триаса (а) и верхней перми (б) на типичных дифрактограммах образцов из Ветлужской группы обнажений: а, в – насыщенных органическими жидкостями для лучшего разрешения диагностических рефлексов минералов группы смектита; б, г – прокаленных для уточнения диагностики хлоритов и серпентина.

Н. В. Горькова). Определения валового элементного состава верхнепермских и нижнетриасовых пород проводились методами рентгенофлуоресцентного анализа (S4 Pioneer “Bruker”, с использованием программного обеспечения Spectra-Plus) в ГИН РАН и в Институте геологии и нефтегазовых технологий КФУ (S8 Tiger “Bruker”). Всего проанализировано около 160 образцов.

В большинстве образцов, судя по распределению интенсивности рефлексов на дифрактограммах, основная фаза представлена смектитом или смешанослойным иллит-смектитом (рис. 3, 4). В значительно меньших количествах присутствует хлорит, постоянно отмечается слюда (иллит), редко – следы каолинита. В целом для вятского яруса верхней перми характерна хлорит-смектитовая ассоциация с низким содержанием слюд (см. рис. 3 б, в; 4 в, г).

Существенные изменения наблюдаются при переходе к нижнетриасовым (индским) отложениям вохминской свиты. В них растет содержание хлорита, судя по характерному увеличению интенсивности его базальных рефлексов на дифрактограммах. Повышение концентрации хлорита в индском ярусе отчетливо наблюдается на востоке МС – как в Северодвинских, так и в Ветлужских разрезах, где, как установлено по увеличению мощности русловых отложений, широкому распространению минералов группы эпидота–циозита [2] и датировке дегритовых цирконов [10], в максимальной степени проявляется влияние Уральской питающей провинции.

В пермской части вохминской свиты, при сохранении доминирования смектита (иллит-смектита), в составе ассоциации появляется палыгорсит, который вначале фиксируется в следовых количествах. Выше, в индской части вохминской свиты палыгорсит распространен очень широко и, судя по высокой интенсивности его рефлексов, становится одним из основных минералов ассоциации, в количественном отношении уступая только смектиту или иллит-смектиту (см. рис. 3 а, 4 а). На северо-востоке и на юго-востоке МС, как в Ветлужских, так и в Северодвинских разрезах, палыгорсит выявлен во всех красноцветных алеврито-глинистых индских породах, обнаружен в том числе в песках (см. рис. 3 а, образец 151/9). Схожая ситуация наблюдается в скв. Гаврилов-Ям, где палыгорсит появляется на уровне 141.3 м, судя по интервалу – в нижнем индском подъярусе (индский отложения отвечают интервалу 157–92 м) и присутствует во всех пробах, отобранных выше.

Таким образом, палыгорсит является типичным компонентом глинистой фракции индского яруса, широко распространенным на всей площади МС.

В обогащенных палыгорситом индских отложениях на дифрактограммах глинистой фракции рядом с типичным базальным рефлексом хлорита (~7.1 Å) часто присутствует рефлекс с заметно большим межплоскостным расстоянием (7.284), который сохраняется после прокаливания препарата до 550–600°C (см. рис. 4 а, б). Этот рефлекс соответствует серпентину и/или высокомагнезиальному хлориту и исчезает после обработки препарата 10% HCl (кипячение в течение 1 ч), в которой оба эти минерала растворяются.

Наблюдения в СЭМ показывают, что сколы алеврито-глинистых пород (почвенной массы) инкрустированы спутанно-волокнистыми агрегатами удлиненных волокон палыгорсита (рис. 5), которые развиваются в виде базального цемента вокруг кристаллокластов мелкой алевритовой размерности, иногда проникают в них, с частичным или почти полным замещением. Микрозондовый анализ, выполненный в участках максимальной концентрации волокон, позволяет диагностировать палыгорсит (табл. 1, спектры 3, 11, 20, 21), который заполняет почвенные поры (см. рис. 5 а), инкрустирует поверхность педов (см. рис. 5 б) и стенки пор, тесно ассоциируя с зернами обломочных минералов, обогащенных Mg (см. рис. 5 в, г). Особенности морфологии агрегатов и характер взаимоотношений с обломочными компонентами, а также селективная ассоциативная связь с первичными Mg-минералами указывают на аутогенное происхождение палыгорсита в нижнетриасовых отложениях, затронутых древним почвообразованием. Этот вывод подтверждает высокая интенсивность рефлексов этого минерала на дифрактограммах образцов, отобранных из палеопочвенных профилей. Палыгорсит присутствует в нижнетриасовых карбонатных почвенных нодулях, которые также были изучены в СЭМ. Палыгорситовая минерализация, очевидно, формировалась с замещением смектитов, так как присутствие реликтов последних диагностируется по спектрам палыгорситовых агрегатов с волокнистой текстурой.

Электронно-зондовый микроанализ обломочных зерен в составе палеопочв, отобранных с различных уровней индского разреза, позволил диагностировать среди них высокомагнезиальные минералы, точное определение которых

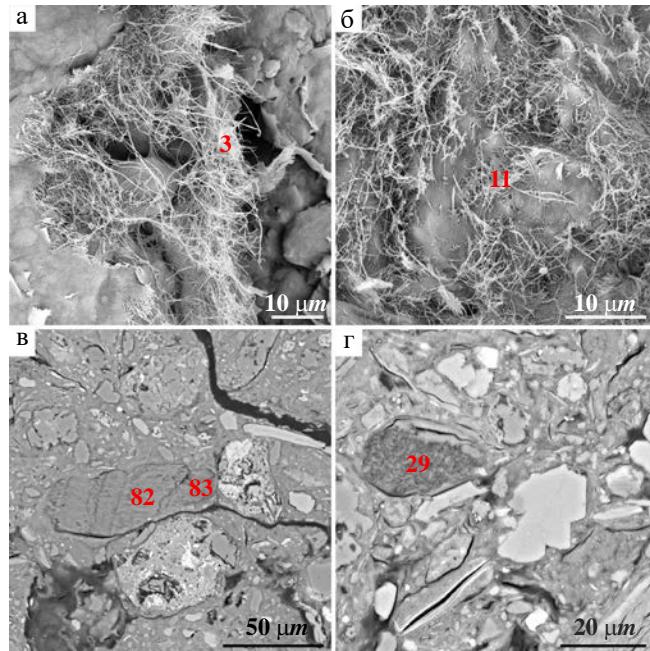


Рис. 5. Палыгорскит и ассоциирующие высокомагнезиальные минералы обломочной фракции индских отложений (юго-восток МС, разрезы долины р. Ветлуга). а–б – спутанно-волокнистые агрегаты палыгорскита (а – заполнение почвенных пор, б – инкрустации поверхности педа), рябинская пачка вохминской свиты, разрез Афанасиха, т. 166 (слой 22); в–г – обломки серпентинизированных ультрамафитов, вохминская подсвита, разрез Спасское, т. 66 (слой 17). Цифрами обозначены точки анализа (см. табл. 1).

затруднено их тончайшими взаимными прорастаниями, а также существованием смешаннослоистых образований. Тем не менее, с учетом стехиометрии и ряда других информативных особенностей состава, групповая принадлежность проанализированных минералов была диагностирована.

Наиболее богатые кремнием силикаты Mg и Al, содержащие незначительную примесь K и Ca (см. табл. 1, спектры 20, 21), при расчете методом зарядов на 42, хорошо укладываются в стехиометрию палыгорскита. Фазы, практически не содержащие Al, с суммой внететраэдрических катионов, близкой к трем (см. табл. 1, спектры 29, 82, 83), после нормирования на два атома Si, были отнесены к группе серпентина. Некоторые из проанализированных зерен при пересчете по зарядам не укладывались в общую формулу серпентинов и хлоритов [4, 6], поскольку количество Si в них существенно превышало 4 атома на формулу. Такие фазы относились к продуктам гидролиза серпентина типа корренситов, принадлежащих к смешаннослоистым

образованиям ряда хлорит-сапонит [12]. Нельзя исключать, что обогащенные кремнием слоистые силикаты (см. табл. 1, спектры 79, 80) относятся к дефектным хлоритам [6] или к смешаннослоистым образованиям тальк-хлорит [4]. Заслуживают внимания заметно обогащенные хромом представители ряда хлорит-сапонит (см. табл. 1, спектр 79, 80). Среди минералов группы хлорита преобладают высокомагнезиальные разновидности (см. табл. 1, спектры 25, 26, 27).

Все названные фазы, кроме палыгорскита, являются типичными минералами метаультрабазитов или относятся к продуктам их выветривания. Mg-хлорит может быть отчасти аутигенным, так как он часто образуется в эвапоритовых обстановках в умеренно-аридных (еще не “солевых”) условиях, где частичное упаривание поровых вод, иммобилизующее и концентрирующее Mg, может привести к образованию не только палыгорскита, но и аутигенного Mg-хлорита, который развивается за счет серпентина и других обломочных минералов метаультрабазитов [6].

В залегающей над индским ярусом шилихинской свите оленекского яруса палыгорскит встречается далеко не в каждом проанализированном образце, и можно говорить об уменьшении его концентрации.

Широкое развитие аутигенного палыгорскита в индской части вохминской свиты коррелируется с двумя важными геохимическими рубежами пограничного пермо-триасового интервала МС, о чем свидетельствуют закономерности распределения содержаний ряда микроэлементов.

Как установили Дж. Гарвер с соавторами [14], вероятное присутствие среди источников сноса ультраосновных пород реконструируется по повышенному содержанию в осадочных породах т.н. экзотических микроэлементов Cr (>150 г/т) и Ni (>100 г/т), характерным величинам отношения их концентраций Cr/Ni ($\sim 1.3-1.5$) и высокой положительной корреляции между ними (≥ 0.9). Все перечисленные параметры характерны для нижнетриасовой индской части вохминской свиты, что отчетливо проявляется в разрезах долины р. Ветлуга (рис. 6, 7). В подстилающих верхнепермских отложениях вятской свиты содержание Cr примерно в половине исследованных образцов, как в алеврито-глинистых, так и в карбонатных, меньше 150 г/т. Содержание Ni колеблется в пределах 69.1–211.5 г/т. Значения отношения Cr/Ni в единичных случаях достигают 1.3. В индских отложениях содержание Cr регулярно превышает 150 г/т при норме 92–126 г/т [19, 20, 16] и др.), а Ni – варьирует в пределах

Таблица 1. Состав магнезиальных минералов и минеральных образований индского яруса долины р. Ветлуга

Образец	Точка анализа	Оксиды										Минералы и минеральные образования
		Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Всего	
166/22	3	7.62	17.01	67.75	1.05	1.13	—	—	1.05	4.4	100	палыгорскит
166/22	11	5.84	17.02	67.75	1.6	1.37	—	—	—	6.43	100	палыгорскит
166/22	20	4.45	11.38	48.22	1.42	1.04	1.04	—	—	4.97	72.12	палыгорскит
166/22	21	4.44	13.86	51	1.57	1.17	1.17	—	—	6.82	79.85	палыгорскит
166/22	25	15.23	15.03	28.05	0.12	0.9	—	—	0.42	22.09	81.76	Mg-хлорит
166/22	26	14.4	17.19	29.31	0.19	0.56	—	—	0.58	19.12	81.08	Mg-хлорит
166/22	27	18.12	16.38	32.35	0.2	0.62	—	—	—	17.24	84.91	Mg-хлорит
166/22	29	27.32	—	38.89	—	0.23	—	—	—	1.19	67.63	серпентин
66/17	79	19.09	4.83	46.99	0.54	0.47	0.4	0.33	—	4.98	77.64	смешанно-слойный хлорит-сапонит или Сг-тальк-хлорит
66/17	80	16.31	2.85	35.67	0.35	0.36	0.18	0.34	—	5.19	61.25	смешанно-слойный хлорит-сапонит или тальк-хлорит
66/17	82	38.76	—	48.85	—	0.17	—	—	—	3.88	91.66	серпентин
66/17	83	35.59	—	47.37	—	0.21	—	—	—	3.4	86.57	серпентин

Примечание. Положение точек анализа см. рис. 5. Прочерк – элемент не обнаружен.

133.5–269.6 г/т при норме 47–55 г/т ([19, 20, 16] и др.). Уровни разреза с высоким содержанием Сг, отражающим максимальный вклад ультрабазитового источника в общий объем осадочно-го материала, маркируют эпизоды наиболее активного влияния соответствующего петрофонда Уральской питающей провинции. Интервал значений отношения Cr/Ni около 1.3–1.5 в индских отложениях становится практически постоянным, что также указывает на усиление влияния уральского ультраосновного источника сноса обломочного материала в начале индского века.

В вохминской свите заметно увеличивается величина отношения суммарной концентрации оксидов щелочей и щелочноземельных элементов к алюминию, или индекс $\Sigma_{\text{bases}}/\text{Al} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})/\text{Al}_2\text{O}_3$, который рассчитывается с использованием молярных долей оксидов элементов и широко применяется как палеоклиматический индикатор, в том числе при исследовании палеопочв (обзор см. в работе [17]). Оценка проводилась в верхнепермских

и нижнетриасовых терригенных породах, в разной степени затронутых палеопедогенной трансформацией. При расчете отношения $\Sigma_{\text{bases}}/\text{Al}$ были исключены карбонатные породы и обогащенные непедогенным карбонатным материалом терригенные отложения.

При переходе от верхнепермской вятской свиты к асташинской пачке вохминской свиты индекс $\Sigma_{\text{bases}}/\text{Al}$ увеличивается: от минимальных значений (близких к 1) до 2.7 (см. рис. 7) и указывает на ослабление миграционной способности (мобилизации) щелочных и щелочноземельных элементов в засушливых условиях. В индских отложениях величина индекса колеблется преимущественно в пределах 1.5–2.5, достигая максимального значения 3.8, что свидетельствует о более аридных обстановках.

Индекс выветривания CALMAG = $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO}) \cdot 100$ [15], используется как индикатор влажности климата (см. рис. 7). Значения этого индекса в отложениях верхнепермской

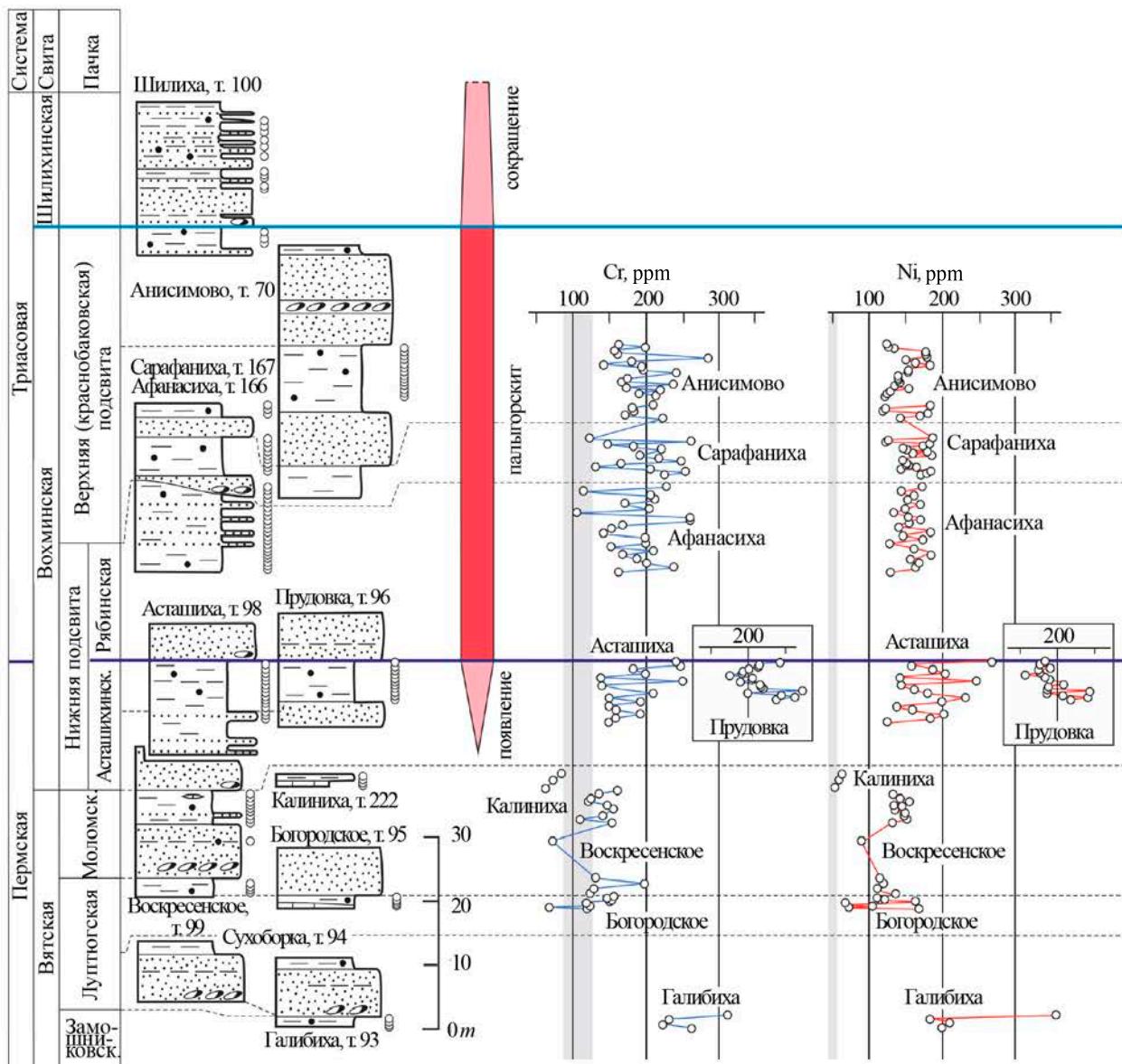


Рис. 6. Содержание хрома и никеля в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях Ветлужской группы разрезов. Условные обозначения на рис. 2. Уровни отбора образцов показаны кружками справа от колонок. Серое поле – среднее содержание Cr и Ni в тонкозернистых осадочных породах (по [19, 20, 16] и др.).

вятской свиты демонстрируют высокую вариабельность. Очень низкие величины (преимущественно 15–35) характерны для карбонатных пачек озерного генезиса, выявлены в узких стратиграфических интервалах и указывают на засушливые обстановки. Низкие величины сменяются очень высокими (до 76.86) в алеврито-глинистых отложениях, свидетельствуя о высокой степени выветривания пород питающей провинции и в палеопочвах. Из приведенных контрастных величин следует вывод, что вятский век поздней перми, в масштабах геологического

времени (сотни тысяч лет), характеризовался в целом гидрологически контрастным климатом с преобладанием обстановок с относительно высоким индексом гумидности.

В верхнепермских отложениях вохминской свиты величина индекса CALMAG уменьшается, и в основном колеблется в пределах 50–60, отражая переход к более засушливым условиям. В индских отложениях вохминской свиты вариабельность индекса CALMAG колеблется от 31.84 до 67.44 при среднем значении 55.56. Отсюда в пределах МС в индское время в целом

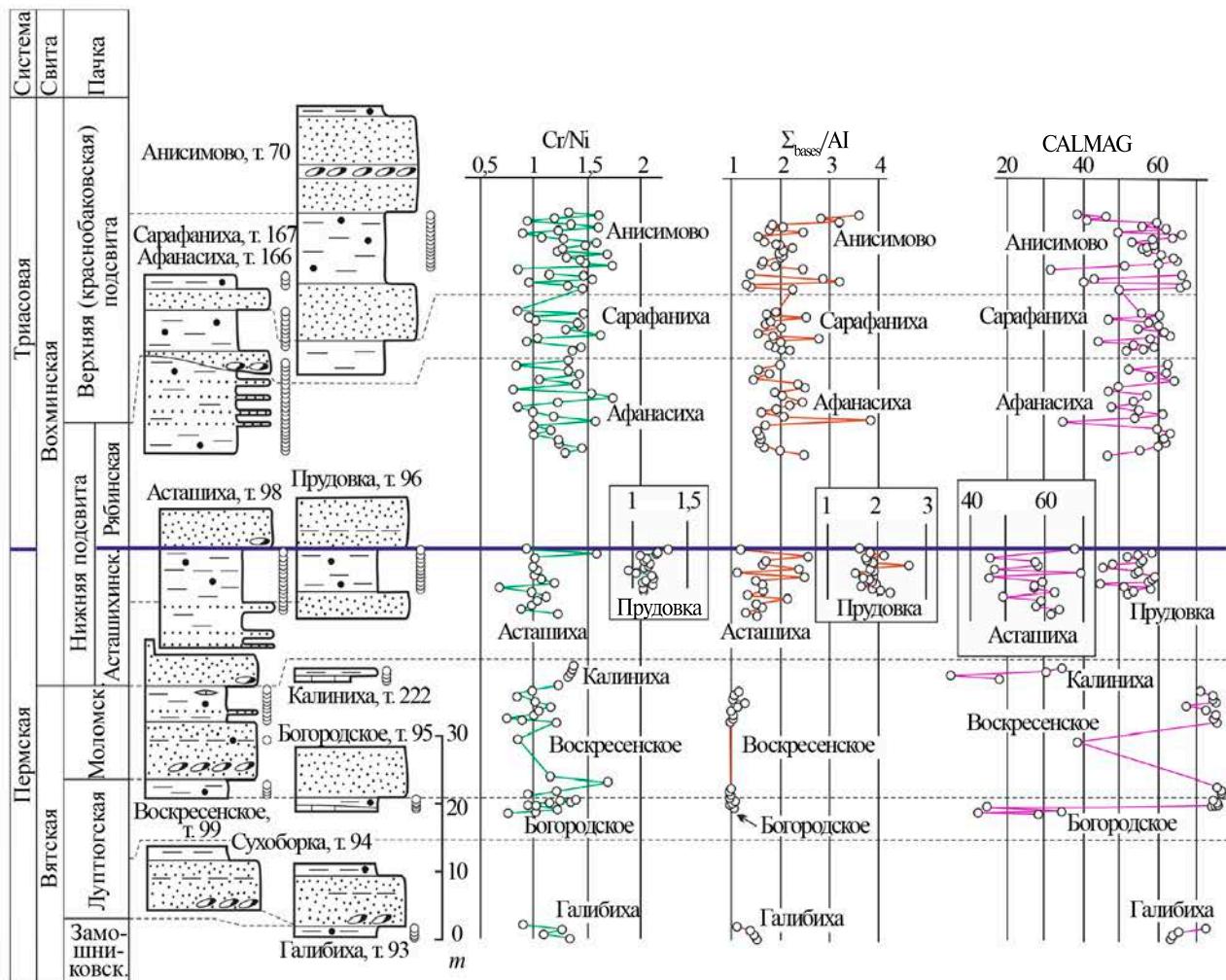


Рис. 7. Распределение величин литохимических индексов Cr/Ni , $\Sigma_{\text{bases}}/\text{Al}$ и CALMAG в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях Ветлужской группы разрезов. Условные обозначения на рис. 2.

реконструируются более аридные обстановки по сравнению с основной частью вятского века поздней перми. Засушливые обстановки привели к ослаблению процессов химического выветривания в палеопочвах, невысокой степени обводнения почвенной массы, повышению концентрации магния в поровых почвенных водах, синтезу палыгорсита и, возможно, Mg -хлорита.

Таким образом, на широкое распространение палыгорсита в нижнетриасовых (индских) отложениях МС могли повлиять два фактора.

1) Транспортировка речными водами терригенного материала, диспергированного при разрушении ультраосновных пород Урала, обеспечило высокую концентрацию Mg в поровых почвенных водах индского ландшафта, достаточную для синтеза палыгорсита. Источником ионов Mg^{2+} преимущественно

служили эродируемые породы офиолитового пояса Уральского орогена.

2) Широкое распространение палыгорсита в индском веке следует связывать с глобальным потеплением и аридизацией климата на рубеже перми и триаса, максимальное проявление которых установлено в инде [18]. В пределах МС на рубеже вятского и индского веков также реконструируется тренд потепления, выразившийся в увеличении значений $\delta^{18}\text{O}$ в педогенных карбонатах [1]. Потепление и аридизация климата привели к снижению обводненности палеопочв и росту концентрации Mg^{2+} в поровых почвенных водах, что стало необходимым условием для синтеза палыгорсита. Широкое распространение палыгорсита является региональным отражением глобального потепления в эпоху великого позднепермского вымирания на рубеже

перми и триаса и пришлось на заключительную фазу кризиса в индское время.

Поскольку палыгорсит отсутствует в верхнепермских отложениях, он может быть использован в стратиграфических целях – для определения в разрезе положения довольно однообразных по внешнему облику континентальных пород (или сложенных ими циклитов) относительно границы перми и триаса.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН (тема № 123032400064-7).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арефьев М. П., Кулешов В. Н., Покровский Б. Г. Изотопный состав углерода и кислорода в континентальных карбонатах поздней перми и раннего триаса Русской плиты: глобальный экологический кризис на фоне меняющегося климата. // ДАН. 2015. Т. 460. № 2. С. 1–5.
2. Арефьев М. П., Голубев В. К., Кулешов В. Н., Кухтинов Д. А., Миних А. В., Покровский Б. Г., Сулантьев В. В., Урузаева М. Н., Шкурский Б. Б., Ярошенко О. П., Григорьева А. В., Наумчева М. А. Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных (вязниковских) отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 1. Бассейн М. Сев. Двины. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 1. С. 24–49.
3. Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра, 1984. 140 с.
4. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
5. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы / Отв. ред. В. Р. Лозовский, Н. К. Есаурова. М.: ГЕОС, 1998. 246 с.
6. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН. Вып. 465. М.: Наука, 1991. 175 с.
7. Кринари Г. А., Ольнева Т. В., Седов С. Н. Дисперсные силикаты в изолированных опресненных бассейнах аридных зон и седиментационная цикличность. // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 1. С. 27–37.
8. Лозовский В. Р., Ерощев-Шак В. А., Уранова О. В. Глинистые минералы нижнетриасовых континентальных образований осевой зоны Московской синеклизы. // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 1. С. 136–139.
9. Фетисова А. М., Веселовский Р. В., Голубев В. К., Арефьев М. П. Магнитостратиграфия границы перми и триаса нижнего течения р. Ветлуга (Восточно-Европейская платформа, Нижегородская область). // Физика Земли. 2024. № 3. С. 51–74.
10. Чистякова А. В., Веселовский Р. В., Семёнова Д. В., Ковач В. П., Адамская Е. В., Фетисова А. М. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона // ДАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.
11. Arefiev M. P., Golubev V. K., Balabanov Yu. P. et al. Type and reference sections of the Permian–Triassic continental sequences of the East European Platform: main isotope, magnetic, and biotic events (XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Sukhona and Severnaya Dvina Rivers field trip) / Ed. A. S. Alekseev. Moscow, 2015. 104 p.
12. Beaufort D., Baaronnet A., Lanson B., Meunier A. Corrensite: A single phase or a mixed-layer phyllosilicate in the saponite-to-chlorite conversion series? A case study of Sancerre-Couy deep drill hole (France) // American Miner. 1997. V. 62. P. 109–124.
13. Davydov V. I., Arefiev M. P., Golubev V. K., Karasev E. V., Naumcheva M. A., Schmitz M. D., Silantiev V. V., Zharinova V. V. Radioisotopic and biostratigraphic constraints on the classical Middle–Upper Permian succession and tetrapod fauna of the Moscow synecline, Russia // Geology. 2020. V. 48. № 7. P. 742–747. <https://doi.org/10.1130/G47172.1>
14. Garver J. I., Royce P. R., Smick T. A. Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source // J. Sed. Res. 1996. V. 66. P. 100–106.
15. Nordt L. C., Driese S. D. New weathering index improves paleorainfall estimates from mertisols // Geology. 2010. V. 38. № 5. P. 407–410.
16. Rudnick R. L., Gao S. Composition of the Continental Crust / Treatise on Geochemistry. Volume 3: The Crust / Eds. H. D. Holland, K. K. Turekian. Pergamon, 2003. P. 1–64.
17. Sheldon N. D., Tabor N. J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // Earth-Science Reviews. 2009. V. 95. P. 1–52.

18. Sun Y., Joachimski M. M., Wignall P. B., Yan C., Chen Y., Jiang H., Lai H. Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse // *Science*. 2012. V. 338. P. 366–370.
19. Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
20. Wedepohl K. H. The composition of the continental crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59(7). P. 1217–1232.

PALYGORSKITE MINERALIZATION IN THE INDUAN SEDIMENTS OF THE MOSCOW SYNECLISE AS AN EFFECT OF REGIONAL AND GLOBAL PALEOGEOGRAPHIC CHANGE AROUND THE PERMIAN-TRIASSIC BOUNDARY

M. P. Arefiev^{a, #}, E. V. Shchepetova^a, E. V. Pokrovskaya^a, B. B. Shkurskii^b,
N. G. Nurgalieva^c, G. A. Batalin^c, B. I. Gareev^c

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

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

^c*Kazan Federal University, Kazan, Russia*

[#]*E-mail: mihail-3000@inbox.ru*

The widespread occurrence of palygorskite is recorded throughout the territory of the Moscow syneclyse in the Lower Triassic (Induan) – at the southeast (Vetluga-river basin), the northeast (Sukhona – Yug – Severnaya Dvina rivers basin) and the western part in the Gavrilov-Yam borehole at the beginning of the Triassic (Induan). Palygorskite is found in almost all types of Induan sediments and, together with smectites, is one of the main clay minerals, its maximum concentrations are measured in paleosols. The morphology of aggregates and the nature of their relationships with other sedimentary components indicate an autogenic origin. The presence of high-magnesian minerals (serpentine, Mg-chlorite, talc-chlorite), that compose the clusts of meta-ultrabasites and being at least partially autogenous (Mg-chlorites) is associated with the palygorskite mineralization. The values of the Cr/Ni ratio (1.3–1.5) in the Induan sediments suggest active erosion of the ultrabasic complexes of the Urals at this time. During the transition across the Permian to Triassic in the Moscow syneclyse, the ratio $\Sigma_{\text{bases}}/\text{Al}$ in the continental sediments increases and the weathering index CALMAG decreases, which is consistent with the global climatic trend of warming and aridization at the Permian-Triassic transition over the word. The widespread occurrence of palygorskite in the lowest Lower Triassic of the Moscow syneclyse was caused by increased delivery from the Urals of chemically unstable high-magnesian detrital material of ultrabasic rocks and products of their early metamorphism, as well as specifics of its processing (low mobility and high accumulation of leached components) by porous soil waters in continental environments with arid climate.

Keywords: Permian-Triassic boundary, Moscow syneclyse, palygorskite, serpentine, ultramafic rock complexes, paleosols, climate warming and aridization

УДК 551.2+539.3

О КРИТЕРИИ ОТБОРА МОДЕЛЕЙ ВЯЗКОУПРУГОСТИ ДЛЯ ОПИСАНИЯ НЕУСТОЙЧИВОГО ПОВЕДЕНИЯ ГЕОСИСТЕМ

© 2024 г. Е. И. Рыжак*, С. В. Синюхина

Представлено академиком РАН А.О. Глико 13.08.2024 г.

Поступило 13.08.2024 г.

После доработки 13.08.2024 г.

Принято к публикации 14.08.2024 г.

Основополагающим критерием отбора моделей вязкоупругости для теоретического воспроизведения неустойчивого поведения геосистем является пригодность таких моделей (с учетом присущей геоматериалам очень большой вязкости) для описания реальных волновых процессов в этих геосистемах до возникновения неустойчивости. В случае большой вязкости обоснованы принципиальная непригодность моделей типа Фойхта и принципиальная пригодность моделей типа стандартного вязкоупругого материала (с частным случаем модели Максвелла). Доказано, что при наличии неустойчивости упругой системы сравнения неустойчивость вязкоупругой системы развивается динамически, и даже быстрее, чем неустойчивость упругой системы сравнения.

Ключевые слова: аномальное распределение плотности, критерий отбора моделей вязкоупругости, скорость развития неустойчивости

DOI: 10.31857/S2686739724120143

1. ВВЕДЕНИЕ

Начнем с пояснений, касающихся элементов самого названия работы. Во-первых, в нем упоминаются модели вязкоупругости, используемые для описания поведения геосистем. Мы исходим из того, что геоматериалам присущи свойства вязкоупругих материалов, что считается достоверно установленным на основании ряда косвенных проявлений и признаков. При этом понятие вязкоупругого поведения объединяет в себе по крайней мере два совершенно различных типа поведения, каждый из которых характеризуется своим типом моделей вязкоупругости, а именно: моделями типа Фойхта и моделями типа стандартного вязкоупругого материала (СВУМ) с частным случаем модели Максвелла.

В геофизическом сообществе достаточно распространено мнение, что выбор модели вязкоупругости для описания процессов в геомассивах является делом вкуса: можно выбрать любую, и это будет более или менее подходящее. Действительно, в каких-то случаях, а именно, при

умеренной вязкости, выбор модели вязкоупругости не играет столь уж принципиальной роли, что подтверждают конкретные расчеты, относящиеся, скажем, к процессам в грунтах, особенно в водонасыщенных грунтах. Однако в других случаях, когда вязкость очень велика (а вязкость геоматериалов значительной части земных недр не просто очень велика, а огромна [1, 2]), выбор модели вязкоупругости становится в высшей степени принципиальным моментом, поскольку в этих условиях свойства вязкоупругости, задаваемые различными моделями, абсолютно разные. Очевидно, что эта разница будет проявляться в любых теоретических исследованиях, относящихся к поведению геосистем, однако *результаты теоретических исследований не должны противоречить известным реальным свойствам геосистем, а те модели, свойства которых не соответствуют реальным свойствам геосистем, должны быть отброшены*. Таким образом, выбор типа моделей вязкоупругости далеко не произволен, и следовательно, должен быть сформулирован и всесторонне обоснован рациональный критерий такого выбора. В дальнейшем именно выбранный на основе сформулированного критерия тип вязкоупругости должен использоваться при теоретическом исследовании поведения геосистем, в том числе при исследовании процессов развития неустойчивости.

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

*E-mail: E_I_Ryzhak@mail.ru

При обосновании критерия естественно опираться на те процессы и явления, которые доступны непосредственным наблюдениям и измерениям, в силу чего хорошо изучены. Такими явлениями, с нашей точки зрения, являются, например, собственные колебания геосистем в устойчивом состоянии. Периоды таких колебаний не превышают одного часа, что делает их инструментальное изучение вполне доступным и осуществимым в течение обозримых промежутков времени.

Очевидно, что при исследовании и устойчивого, и неустойчивого поведения некоторой геосистемы должна использоваться одна и та же модель вязкоупругости, поскольку эта модель определяется свойствами одного и того же геоматериала, образующего данную геосистему.

Отметим еще один принципиальный момент, нередко порождающий путаницу понятий. Теоретическое исследование поведения геосистемы означает исследование ее *самопроизвольного* поведения, в отличие от *предписанного*. Поясним, что методика изучения свойств той или иной модели вязкоупругости состоит в том, что мысленно предписывается тот или иной характер и темп деформирования элемента среды, порождающий некоторый отклик в виде соответствующих напряжений. Таким образом выясняется определяющее соотношение модели. Однако при изучении *самопроизвольного* движения геосистемы предсказывать поведение элементов, для которых определяющее соотношение уже выяснено, нельзя: оно заранее неизвестно и может быть определено только в результате решения соответствующей механической задачи, постановка которой включает в себя выбор модели вязкоупругости, задание распределения плотности и других механических параметров, а также задание области, занимаемой геосистемой, совместно с граничными условиями. В данной работе строгое аналитическое исследование поведения геосистем проводится именно таким образом.

Работа имеет следующую структуру. Первой (и весьма существенной) ее частью является исследование динамического поведения рассматриваемых геосистем в устойчивом состоянии. В результате такого исследования выявляются как те модели вязкоупругости, которые принципиально непригодны, так и модели, которые позволяют адекватно описывать реально наблюдаемые динамические явления. Второй частью работы, вытекающей из результатов первой части, сводящихся к доказательству непригодности (в случае очень большой вязкости

геоматериалов) моделей типа Фойхта и пригодности моделей типа СВУМ, является исследование динамики развития неустойчивости для тех моделей, адекватность которых подтверждается результатами первой части работы. В частности, во второй части работы характер развития неустойчивости в геомассивах, геоматериалы которых описываются моделями типа СВУМ, соотносится с характером развития неустойчивости в упругих системах сравнения (УСС). Доказывается, что развитие неустойчивости в системах с вязкоупругостью адекватного типа происходит аналогично развитию неустойчивости в соответствующей УСС, а при этом темп развития неустойчивости даже превышает темп развития неустойчивости в УСС. Таким образом, в случае неустойчивости УСС, наличие вязкости paradoxальным образом приводит не к замедлению, а к ускорению процесса развития неустойчивости в соответствующей вязкоупругой системе (ВУС). Выявлен также случай “квазистабильности”, когда УСС устойчива, а ВУС неустойчива, но темп развития такой неустойчивости крайне мал и стремится к нулю при стремлении вязкости к бесконечности. Именно в этом и только в этом весьма специфическом случае влияние вязкости на темп развития неустойчивости соответствует традиционным представлениям о таком влиянии.

2. ДВЕ ОСНОВНЫЕ МОДЕЛИ ВЯЗКОУПРУГОСТИ

Исследование динамики распределенных механических систем при малых возмущениях относительно состояния равновесия как в случае устойчивости, так и в случае неустойчивости последнего, основываются на линеаризованных уравнениях импульса, включающих линеаризованные определяющие соотношения для напряжений. Считается, что системы состоят из несжимаемых вязкоупругих материалов, невозмущенное напряженное состояние которых является гидростатическим, а при возмущениях гидростатичность может нарушаться.

Линеаризованные уравнения импульса, в силу наличия ненулевых начальных гидростатических напряжений, будут записываться с использованием напряжений Пиолы, но при этом линеаризованные определяющие соотношения для различных моделей вязкоупругости будут изначально заданы в виде соотношений для напряжений Коши.

Уравнения импульса и определяющие соотношения будут записываться в терминах отсчетного описания сплошной среды в сочетании с системой безындексных тензорных обозначений Гиббса; используемые обозначения механических величин близки к обозначениям книги [3]. Невозмущенное равновесное состояние среды принимается за отсчетное. Отсчетные радиус-векторы материальных точек будут обозначаться через \mathbf{x} , а радиус-векторы материальных точек в момент времени t будут обозначаться через $\mathbf{r} = \mathbf{r}(\mathbf{x}, t)$; невозмущенному состоянию приписывается значение $t = 0$:

$$\mathbf{r} = \mathbf{r}(\mathbf{x}, t), \quad \mathbf{r}(\mathbf{x}, 0) = \mathbf{x} \quad (2.1)$$

Поле смещений

$$\delta\mathbf{r}(\mathbf{x}, t) \equiv \mathbf{r}(\mathbf{x}, t) - \mathbf{x} \quad (2.2)$$

при линеаризации будет считаться малым, равно как и его отсчетный градиент (тензор малых дисторсий)

$$\begin{aligned} \delta\mathbf{H}(\mathbf{x}, t) &\equiv \nabla_{\kappa} \otimes \delta\mathbf{r}(\mathbf{x}, t) = \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{r}(\mathbf{x}, t) - \mathbf{I} \equiv \\ &\equiv \mathbf{F}(\mathbf{x}, t) - \mathbf{I}, \end{aligned} \quad (2.3)$$

где ∇_{κ} означает градиент по \mathbf{x} . \mathbf{I} – единичный тензор второго ранга (ТР(2)). Условие несжимаемости при линеаризации сводится к $\mathbf{I} : \delta\mathbf{H} = 0$. Материальные (т.е. при $\mathbf{x} = \text{const}$) производные по времени будем обозначать точкой над символом или вверху справа от символа. Тогда $\dot{\mathbf{r}}(\mathbf{x}, t) = (\delta\mathbf{r}(\mathbf{x}, t))^{\bullet}$ – скорость материальной точки. Для $\dot{\mathbf{F}}(\mathbf{x}, t)$ имеем:

$$\begin{aligned} \dot{\mathbf{F}}(\mathbf{x}, t) &= (\nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{r}(\mathbf{x}, t))^{\bullet} = \nabla_{\kappa} \otimes \dot{\mathbf{r}}(\mathbf{x}, t) = \\ &= \nabla_{\kappa} \otimes (\delta\mathbf{r}(\mathbf{x}, t))^{\bullet}, \end{aligned} \quad (2.4)$$

Значения напряжений Коши в точке \mathbf{x} в момент времени t обозначим через $\mathbf{T}(\mathbf{x}, t)$:

$$\begin{aligned} \mathbf{T}(\mathbf{x}, 0) &= \mathbf{T}_0(\mathbf{x}) = -p_0(\mathbf{x})\mathbf{I}, \quad \delta\mathbf{T}(\mathbf{x}, t) \equiv \mathbf{T}(\mathbf{x}, t) - \mathbf{T}_0(\mathbf{x}) = \\ &= \delta\mathbf{T}^d(\mathbf{x}, t) - \delta p(\mathbf{x}, t)\mathbf{I} \end{aligned} \quad (2.5)$$

где $\delta\mathbf{T}^d(\mathbf{x}, t)$ – девиатор напряжений Коши, причем $\mathbf{T}^d(\mathbf{x}, 0) \equiv \mathbf{T}_0^d(\mathbf{x}) = 0$. Модель (определяющее соотношение) линейной вязкоупругости Фойхта может быть представлена в следующем виде [4]:

$$\delta\mathbf{T}^d(\mathbf{x}, t) = \mathbf{L}(\mathbf{x}) : \delta\mathbf{H}(\mathbf{x}, t) + \mathbf{\Lambda}(\mathbf{x}) : (\delta\mathbf{H}(\mathbf{x}, t))^{\bullet} \quad (2.6)$$

где $\mathbf{L}(\mathbf{x})$ – тензор упругих модулей для напряжений Коши, $\mathbf{\Lambda}(\mathbf{x})$ – тензор вязкости (вообще говоря, анизотропной). Тензоры \mathbf{L} и $\mathbf{\Lambda}$ являются тензорами четвертого ранга (ТР(4)), причем для их изомеров справедливы следующие равенства:

$$\begin{aligned} \mathbf{L}^{(2134)} &= \mathbf{L}^{(1243)} = \mathbf{L}^{(3412)}, \\ \mathbf{\Lambda}^{(2134)} &= \mathbf{\Lambda}^{(1243)} = \mathbf{\Lambda}^{(3412)} \end{aligned} \quad (2.7)$$

Таким образом, модель Фойхта характеризуется тем, что к упругим напряжениям добавляются вязкие напряжения, и чем больше вязкость, тем большую роль играют вязкие напряжения.

Модель несжимаемого СВУМ (одно из возможных обобщений на трехмерный случай) задается следующим уравнением [4]:

$$\begin{aligned} &(\delta\mathbf{T}^d(\mathbf{x}, t))^{\bullet} + \mathbf{L}''(\mathbf{x}) : (\mathbf{\Lambda}(\mathbf{x}))^{-1} : \delta\mathbf{T}^d(\mathbf{x}, t) = \\ &= (\mathbf{L}'(\mathbf{x}) + \mathbf{L}''(\mathbf{x})) : (\delta\mathbf{H}(\mathbf{x}, t))^{\bullet} + \mathbf{L}''(\mathbf{x}) : (\mathbf{\Lambda}(\mathbf{x}))^{-1} : \mathbf{L}'(\mathbf{x}) : \\ &\quad : \delta\mathbf{H}(\mathbf{x}, t), \quad \mathbf{L}(\mathbf{x}) = \mathbf{L}'(\mathbf{x}) + \mathbf{L}''(\mathbf{x}) \end{aligned} \quad (2.8)$$

$$\delta\mathbf{H} : \mathbf{L}' : \delta\mathbf{H} > 0, \quad \delta\mathbf{H} : \mathbf{L}'' : \delta\mathbf{H} > 0, \quad \delta\mathbf{H} \neq 0 \quad (2.9)$$

Чем больше вязкость, тем меньшую роль в модели СВУМ играют содержащие ее слагаемые: при стремлении вязкости к бесконечности определяющее соотношение (2.8) превращается в инкрементальное соотношение для несжимаемого упругого материала с тензором упругих модулей \mathbf{L} . При $\mathbf{L}'(\mathbf{x}) \equiv 0$ соотношение (2.9) превращается в одно из возможных трехмерных обобщений модели линейной вязкоупругости Максвелла [4].

3. НЕПРИГОДНОСТЬ МОДЕЛИ ФОЙХТА ПРИ БОЛЬШОЙ ВЯЗКОСТИ ДЛЯ ОПИСАНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В УСТОЙЧИВЫХ МЕХАНИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Под динамическими явлениями будем понимать прежде всего собственные колебания. Существование таких явлений давно известно и хорошо изучено в ходе различных геофизических наблюдений. Поскольку неустойчивость возникает при изменении параметров (зачастую малом) в механических системах, которые до этого были устойчивыми (со всеми присущими устойчивым системам свойствами, включая наличие собственных колебаний), необходимым условием пригодности тех или иных моделей вязкоупругости для описания неустойчивого поведения систем является их пригодность для описания поведения тех же систем в предшествующем устойчивом состоянии. Хорошо известно, что для осциллятора с одной степенью свободы при добавлении к упругой возвращающей силе вязкой силы, собственные колебания при умеренной вязкости становятся затухающими, а при вязкости, превосходящей некоторое критическое значение, совсем пропадают, переходя в монотонно затухающие движения. Покажем, что то же самое справедливо и для

распределенных систем с вязкоупругостью типа Фойхта. Это, в случае наличия у геоматериалов очень большой вязкости и, соответственно, очень большого времени релаксации, и будет означать непригодность модели Фойхта для описания динамики таких геосистем, включая динамику потери устойчивости.

Будем исследовать уравнения движения распределенной механической системы при малых возмущениях относительно равновесного гидростатического состояния, принимаемого за отсчетное. Считается, что система в отсчетном состоянии занимает ограниченную область произвольной формы (рис. 1) с фиксированным положением материальных точек границы. Материал считается пространственно неоднородным, несжимаемым и вязкоупругим по Фойхту (2.6) с непрерывным пространственным распределением параметров модели. Имея в виду исследование в дальнейшем гравитационной неустойчивости, вызываемой уменьшением плотности с глубиной (аномальной стратификацией), в данном параграфе тоже будем учитывать наличие умеренной аномальной стратификации, не нарушающей устойчивости УСС.

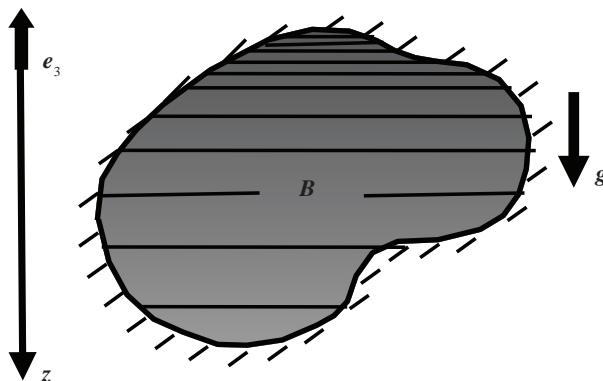


Рис. 1. Исследуемый аномально стратифицированный геомассив.

В отсчетном описании уравнения движения записываются в терминах тензора напряжений Пиолы \mathbf{T}_κ , связанного с тензором напряжений Коши \mathbf{T} следующим образом:

$$\mathbf{T}_\kappa = (\det \mathbf{F})(\mathbf{F}^{-1})^T \cdot \mathbf{T}, \quad \mathbf{F}(\mathbf{x}, t) = \nabla_\kappa \otimes \mathbf{r}(\mathbf{x}, t) \quad (3.1)$$

В силу предположения о несжимаемости материала $\det \mathbf{F}(\mathbf{x}, t) = 1$. Уравнения импульса

в возмущенном и равновесном невозмущенном состояниях имеют вид

$$\begin{aligned} \rho_\kappa(\mathbf{x}) \delta \ddot{\mathbf{r}}(\mathbf{x}, t) &= \nabla_\kappa \cdot \mathbf{T}_\kappa(\mathbf{x}, t) + \rho_\kappa(\mathbf{x}) \mathbf{g}, \quad \nabla_\kappa \cdot \mathbf{T}_{\kappa_0}(\mathbf{x}) + \\ &+ \rho_\kappa(\mathbf{x}) \mathbf{g} = \mathbf{0}, \quad \mathbf{g} = -g \mathbf{e}_3 = \text{const}, \end{aligned} \quad (3.2)$$

$$\mathbf{T}_{\kappa_0}(\mathbf{x}) = \mathbf{T}_0(\mathbf{x}) = -p_0(\mathbf{x}) \mathbf{I}, \quad \rho_\kappa(\mathbf{x}) = \rho_\kappa(z), \quad z \equiv -\mathbf{x} \cdot \mathbf{e}_3,$$

$$p_0(\mathbf{x}) = p_0(z), \quad \frac{dp_0}{dz}(z) = \rho_\kappa(z) g \quad (3.3)$$

Для доказательства утверждения, сформулированного в начале параграфа, линеаризуем уравнение импульса (3.2) и будем искать его экспоненциальные по времени решения с комплексными показателями экспоненты. Если при этом обнаружится, что при некоторых значениях параметров показатели могут быть только действительными (и отрицательными), то это и будет означать существование только монотонно затухающих собственных движений. При линеаризации уравнения (3.1), с учетом несжимаемости материала и гидростатичности невозмущенного равновесного состояния, получим следующее уравнение в возмущениях:

$$\rho_\kappa \delta \ddot{\mathbf{r}} = \nabla_\kappa \cdot (\delta \mathbf{T}^d) - \rho_\kappa g \nabla_\kappa (\delta \mathbf{r} \cdot \mathbf{e}_3) - \nabla_\kappa (\delta p) \quad (3.4)$$

Рассмотрение комплексных зависимостей от времени требует комплексификации пространства полей смещений и исследование комплексных решений уравнения (3.4):

$$\delta \mathbf{r}(\mathbf{x}, t) \equiv \mathbf{q}(\mathbf{x}, t) = \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) + i \mathbf{w}(\mathbf{x}, t), \quad (3.5)$$

где $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ и $\mathbf{w}(\mathbf{x}, t)$ – действительные векторные поля. Дополнительно обобщим билинейным образом на комплексное векторное пространство то скалярное произведение, которое задано в действительном пространстве:

$$\begin{aligned} \mathbf{q}_1 \cdot \mathbf{q}_2 &= (\mathbf{u}_1 + i \mathbf{w}_1) \cdot (\mathbf{u}_2 + i \mathbf{w}_2) \equiv (\mathbf{u}_1 \cdot \mathbf{u}_2 - \mathbf{w}_1 \cdot \mathbf{w}_2) + \\ &+ i(\mathbf{u}_1 \cdot \mathbf{w}_2 + \mathbf{w}_1 \cdot \mathbf{u}_2) \end{aligned} \quad (3.6)$$

Оно положительно определено на действительных векторах. При этом

$$\begin{aligned} \mathbf{q} \cdot \bar{\mathbf{q}} &= (\mathbf{u} + i \mathbf{w}) \cdot (\overline{\mathbf{u} + i \mathbf{w}}) = (\mathbf{u} + i \mathbf{w}) \cdot (\mathbf{u} - i \mathbf{w}) = \\ &= \mathbf{u} \cdot \mathbf{u} + \mathbf{w} \cdot \mathbf{w} \end{aligned} \quad (3.7)$$

Искомые экспоненциальные по времени решения имеют вид:

$$\mathbf{q}(\mathbf{x}, t) = e^{\lambda t} \mathbf{q}(\mathbf{x}) = e^{\lambda t} (\mathbf{u}(\mathbf{x}) + i \mathbf{w}(\mathbf{x})), \quad \lambda = \alpha + i \beta, \quad (3.8)$$

где α и β – действительные числа.

Уравнение (2.7) (задающее вязкоупругость типа Фойхта) примет следующий вид:

$$\delta \mathbf{T}^d(\mathbf{x}, t) = e^{\lambda t} (\mathbf{L}(\mathbf{x}) : \nabla_\kappa \otimes \mathbf{q}(\mathbf{x}) + \lambda \mathbf{\Lambda}(\mathbf{x}) : \nabla_\kappa \otimes \mathbf{q}(\mathbf{x})) \quad (3.9)$$

Тогда (3.4) преобразуется в следующее уравнение:

$$\lambda^2 \rho_\kappa(\mathbf{x}) \mathbf{q}(\mathbf{x}) = \nabla_\kappa \cdot ((\mathbf{L}(\mathbf{x}) + \lambda \Lambda(\mathbf{x})) \nabla_\kappa \otimes \mathbf{q}(\mathbf{x})) - \rho_\kappa(\mathbf{x}) g \nabla_\kappa(\mathbf{q}(\mathbf{x}) \cdot \mathbf{e}_3) - \nabla_\kappa(\delta p(\mathbf{x})) \quad (3.10)$$

Умножая обе части уравнения (3.10) скалярно на $\bar{\mathbf{q}}(\mathbf{x})$ и интегрируя по занимаемой системой области B с учетом бездивергентности $\mathbf{q}(\mathbf{x})$, нулевых граничных условий для $\mathbf{q}(\mathbf{x})$ и предполагаемой аномальной стратификации по глубине, получим:

$$\begin{aligned} \lambda^2 \langle \rho_\kappa \bar{\mathbf{q}} \cdot \mathbf{q} \rangle_B = & - \langle \nabla_\kappa \otimes \bar{\mathbf{q}} : \mathbf{L} : \nabla_\kappa \otimes \mathbf{q} \rangle_B - \\ & - \lambda \langle \nabla_\kappa \otimes \bar{\mathbf{q}} : \mathbf{L} : \nabla_\kappa \otimes \mathbf{q} \rangle_B \\ & + \left\langle g \left| \frac{d\rho_\kappa}{dz} \right| (\bar{\mathbf{q}} \cdot \mathbf{e}_3)(\mathbf{q} \cdot \mathbf{e}_3) \right\rangle_B \end{aligned} \quad (3.11)$$

где угловые скобки означают интеграл по множеству, указанному справа внизу.

В (3.11) комплексными являются только величины λ , \mathbf{q} и $\bar{\mathbf{q}}$, поэтому все интегралы являются неотрицательными действительными числами.

Введем следующие обозначения:

$$\begin{aligned} \omega^2 & \equiv \frac{\langle \nabla_\kappa \otimes \bar{\mathbf{q}} : \mathbf{L} : \nabla_\kappa \otimes \mathbf{q} \rangle_B}{\langle \rho_\kappa \bar{\mathbf{q}} \cdot \mathbf{q} \rangle_B}, \quad \tau \equiv \frac{\langle \nabla_\kappa \otimes \bar{\mathbf{q}} : \Lambda : \nabla_\kappa \otimes \mathbf{q} \rangle_B}{\langle \nabla_\kappa \otimes \bar{\mathbf{q}} : \mathbf{L} : \nabla_\kappa \otimes \mathbf{q} \rangle_B}, \\ \gamma^2 & \equiv \frac{\left\langle g \left| \frac{d\rho_\kappa}{dz} \right| (\bar{\mathbf{q}} \cdot \mathbf{e}_3)(\mathbf{q} \cdot \mathbf{e}_3) \right\rangle_B}{\langle \rho_\kappa \bar{\mathbf{q}} \cdot \mathbf{q} \rangle_B} \end{aligned} \quad (3.12)$$

Уравнение (3.11) примет следующий вид:

$$\lambda^2 + \lambda \tau \omega^2 + (\omega^2 - \gamma^2) = 0 \quad (3.13)$$

Если выполнено неравенство

$$\left(\frac{\tau \omega^2}{2} \right)^2 \geq \omega^2 - \gamma^2 \quad (3.14)$$

то корни уравнения (3.13) действительные. Для выполнения неравенства (3.14) достаточно выполнения неравенства

$$\tau \geq \frac{2}{\sqrt{\omega^2 - \gamma^2}} \quad (3.15)$$

где τ и ω – оценки снизу для τ и ω . Пусть

$$\underline{\omega}^2 = \inf_{\{\mathbf{u}(\mathbf{x})\}} \frac{\langle \nabla_\kappa \otimes \mathbf{u} : \mathbf{L} : \nabla_\kappa \otimes \mathbf{u} \rangle_B}{\langle \rho_\kappa \mathbf{u} \cdot \mathbf{u} \rangle_B} =$$

$$= \inf_{\{\mathbf{q}\}} \frac{\langle \nabla_\kappa \otimes \bar{\mathbf{q}} : \mathbf{L} : \nabla_\kappa \otimes \mathbf{q} \rangle_B}{\langle \rho_\kappa \bar{\mathbf{q}} \cdot \mathbf{q} \rangle_B}, \quad \underline{\tau} \equiv \min_{\mathbf{H}, \mathbf{x}} \frac{\mathbf{H} : \Lambda(\mathbf{x}) : \mathbf{H}}{\mathbf{H} : \mathbf{L}(\mathbf{x}) : \mathbf{H}} \quad (3.16)$$

где $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ – ненулевые векторные поля, обращающиеся в нуль на ∂B , а \mathbf{H} – ненулевые симметричные девиаторы ранга два. Величина $\sqrt{\omega^2 - \gamma^2}$ – оценка снизу для наименьшей частоты собственных колебаний УСС [5]; ей соответствует оценка сверху для наибольшего периода собственных колебаний $\bar{\theta} = 2\pi/\sqrt{\omega^2 - \gamma^2}$. Достаточное условие отсутствия колебаний таково:

$$\underline{\tau} \geq \frac{\bar{\theta}}{\pi}, \quad (3.17)$$

что для большинства геосистем больших размеров выполняется с колоссальным запасом. Таким образом, при вязкоупругости типа Фойхта собственных колебаний геосистем в принципе не было бы, а были бы только монотонно затухающие собственные движения. Следовательно, вязкоупругость геоматериалов, имеющих очень большую вязкость, не может являться и не является вязкоупругостью типа Фойхта.

В телах с другими типами вязкоупругости влияние вязкости совершено иное и приводит при больших значениях вязкости к совершенно другим результатам.

4. СООТВЕТСТВИЕ МОДЕЛИ СВУМ С ЧАСТНЫМ СЛУЧАЕМ МОДЕЛИ МАКСВЕЛЛА СФОРМУЛИРОВАННОМУ КРИТЕРИЮ ОТБОРА: СУЩЕСТВОВАНИЕ КОЛЕБАНИЙ (СК) ПРИ СКОЛЬ УГОДНО БОЛЬШОЙ ВЯЗКОСТИ В МЕХАНИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ С ВЯЗКОУПРУГОСТЬЮ ТАКОГО ТИПА

Будем исходить из того, что реальные значения времен релаксации в геосистемах значительной части земных недр очень велики, а в пределе бесконечных времен релаксации модель СВУМ, в отличие от модели Фойхта, превращается в модель упругого материала. Как известно, для описания динамических процессов в геосистемах традиционно используются именно упругие модели, позволяющие теоретически воспроизвести и предсказывать многие наблюдаемые явления, в частности, СК. Для упругих геосистем СК доказано, и свойства частот и мод колебаний известны [5]. Таким образом, появляется возможность рассмотрения поведения вязкоупругих геосистем типа СВУМ при больших временах релаксации как возмущенного поведения УСС; в качестве малого параметра при использовании

аппарата теории возмущений будет выступать величина, обратная времени релаксации. Таким образом будет учтено влияние большой вязкости на процессы, и, главное, выяснено, что колебания (слабо затухающие) в таких геосистемах имеют место. Подтверждение адекватности именно модели СВУМ при описании поведения геосистем в устойчивом состоянии однозначно обосновывает использование именно такой модели при исследовании неустойчивости геосистем, состоящих из этих же геоматериалов.

Исследование поведения вязкоупругих геосистем типа СВУМ в устойчивом состоянии основывается на той же постановке задачи и на том же линеаризованном уравнении импульса, что и изученное в п. 3 поведение геосистем типа Фойхта. Таким образом, исходными уравнениями являются уравнения (3.1)–(3.8).

Используем для СВУМ определяющее соотношение (2.8). Введем наименьшее время релаксации по всей области, занимаемой телом:

$$\underline{\tau} = \min_{\mathbf{H}, \mathbf{x}} \frac{\mathbf{H} : \Lambda(\mathbf{x}) : \mathbf{H}}{\mathbf{H} : \mathbf{L}''(\mathbf{x}) : \mathbf{H}} \equiv \frac{1}{\xi} \quad (4.1)$$

Считая величину $\underline{\tau}$ большой, а обратную величину ξ малой, примем ξ в качестве малого параметра теории возмущений:

$$\Lambda(\mathbf{x}) \equiv \underline{\tau} \tilde{\Lambda}(\mathbf{x}), \quad \Lambda^{-1}(\mathbf{x}) \equiv \frac{1}{\underline{\tau}} \tilde{\Lambda}^{-1}(\mathbf{x}), \quad (4.2)$$

$$\mathbf{L}'' : \Lambda^{-1} \equiv \frac{1}{\underline{\tau}} \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1} = \xi \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1} \quad (4.2)$$

$$\mathbf{T}^d + \xi \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1} : \mathbf{T}^d = (\mathbf{L}' + \mathbf{L}'') : \dot{\mathbf{H}} + \xi \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1} : \mathbf{L}' : \mathbf{H}, \quad \mathbf{H}(\mathbf{x}) \equiv \nabla_{\mathbf{x}} \otimes \mathbf{u}(\mathbf{x}) \quad (4.3)$$

где $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ – поле малых смещений. Для зависимостей от времени, пропорциональных $e^{\lambda t}$, определяющее соотношение (4.3) принимает следующий вид:

$$(\lambda \mathbf{1} + \xi \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1}) : \mathbf{T}^d = \lambda (\mathbf{L}' + \mathbf{L}'') : \mathbf{H} + \xi \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1} : \mathbf{L}' : \mathbf{H} \quad (4.4)$$

Учтём, что с точностью до величин первого порядка по ξ справедливо равенство

$$(1 + \frac{\xi}{\lambda} \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1})^{-1} = 1 - \frac{\xi}{\lambda} \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1} \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \lambda \mathbf{T}^d = \lambda (\mathbf{L}' + \mathbf{L}'') : \mathbf{H} - \xi \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1} : \mathbf{L}'' : \mathbf{H} \quad (4.5)$$

Подставляя (4.5) в уравнение импульса, умноженное на λ , получим:

$$\begin{aligned} \lambda^3 \rho_{\kappa} \mathbf{u} &= \lambda \nabla_{\kappa} \cdot (\mathbf{L} : \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}) - \xi \nabla_{\kappa} \cdot (\mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1} : \\ &: \mathbf{L}'' : \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}) - \lambda \rho_{\kappa} g \nabla_{\kappa} (\mathbf{u} \cdot \mathbf{e}_3) - \lambda \nabla_{\kappa} (p - p_{\kappa}) \end{aligned} \quad (4.6)$$

При $\xi = 0$ имеем:

$$\begin{aligned} \lambda_0 (\lambda_0^2 \rho_{\kappa} \mathbf{u}_0 - \nabla_{\kappa} \cdot \mathbf{L} : \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 + \rho_{\kappa} g \nabla_{\kappa} (\mathbf{u}_0 \cdot \mathbf{e}_3) + \\ + \nabla_{\kappa} (p_0 - p_{\kappa})) = 0 \end{aligned} \quad (4.7)$$

Тогда для $\lambda_0 \neq 0$ справедливо следующее равенство:

$$\begin{aligned} \lambda_0^2 &= - \frac{\left\langle \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 : \mathbf{L} : \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 - g \left| \frac{d \rho_{\kappa}}{dz} \right| (\mathbf{u}_0 \cdot \mathbf{e}_3)^2 \right\rangle_B}{\langle \rho_{\kappa} \mathbf{u}_0 \cdot \mathbf{u}_0 \rangle_B} = \\ &= -\omega_0^2 \Rightarrow \lambda_0 = \pm i \omega_0 \end{aligned} \quad (4.8)$$

Соответствующие движения – это собственные колебания УСС с частотой ω_0 [5]. Для нахождения параметров возмущенного движения, задаваемого уравнением (4.6), примем:

$$\lambda = \lambda_0 + \delta\lambda, \quad \mathbf{u}(\mathbf{x}) = \mathbf{u}_0(\mathbf{x}) + \delta\mathbf{u}(\mathbf{x}) \quad (4.9)$$

где $\delta\lambda$ и $\delta\mathbf{u}(\mathbf{x})$ – величины порядка ξ . С точностью до величин первого порядка по ξ

$$\begin{aligned} 3\lambda_0^2 \delta\lambda \langle \rho_{\kappa} \mathbf{u}_0 \cdot \mathbf{u}_0 \rangle_B &= \\ &= -\delta\lambda \left\langle \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 : \mathbf{L} : \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 - g \left| \frac{d \rho_{\kappa}}{dz} \right| (\mathbf{u}_0 \cdot \mathbf{e}_3)^2 \right\rangle_B + \\ &+ \xi \left\langle \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 : \mathbf{L}'' : \tilde{\Lambda}^{-1} : \mathbf{L}'' : \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 \right\rangle_B \end{aligned} \quad (4.10)$$

$$\delta\lambda = -\frac{1}{2} \frac{\left\langle \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 : \mathbf{L}'' : \Lambda^{-1} : \mathbf{L}'' : \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 \right\rangle_B}{\left\langle \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 : \mathbf{L} : \nabla_{\kappa} \otimes \mathbf{u}_0 - g \left| \frac{d \rho_{\kappa}}{dz} \right| (\mathbf{u}_0 \cdot \mathbf{e}_3)^2 \right\rangle_B},$$

$$\delta\lambda < 0, \quad \lambda = \pm i \omega_0 + \delta\lambda. \quad (4.11)$$

Таким образом, возмущенное движение системы представляет собой слабозатухающие колебания с частотой ω_0 и декрементом затухания $|\delta\lambda|$.

Подводя итог пунктов (3) и (4), констатируем, что модель вязкоупругости Фойхта при больших значениях вязкости и времени релаксации заведомо непригодна для описания динамики устойчивых геомассивов, а модель стандартного вязкоупругого материала (с частным случаем модели Максвелла) заведомо пригодна для указанной цели.

5. РАЗВИТИЕ НЕУСТОЙЧИВОСТИ В АНОМАЛЬНО СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ГЕОСИСТЕМАХ

Учитывая принципиальную непригодность модели Фойхта для изучения динамического поведения геосистем с очень большой вязкостью (п. 3), исследование неустойчивости будем проводить с использованием адекватных при большой вязкости моделей типа СВУМ (в частности, модели Максвелла) (п. 4).

В настоящей работе мы распространим на модели типа СВУМ то строгое исследование развития гравитационной неустойчивости, которое впервые было выполнено в [6] для максвелловской модели геоматериала.

Примем для СВУМ следующие упрощения в определяющем соотношении (2.8) [7]:

$$\Lambda = 2\chi \mathbf{1}, \quad \mathbf{L}' = \sum_{j=1}^5 2\mu'_j \Gamma_j \otimes \Gamma_j, \\ \mathbf{L}'' = \sum_{j=1}^5 2\mu''_j \Gamma_j \otimes \Gamma_j, \quad \Gamma_j : \Gamma_s = \delta_{js}, \quad \mathbf{I} : \Gamma_j = 0 \quad (5.1)$$

Считая смещения, градиенты смещений и девиаторные напряжения пропорциональными $e^{\lambda t}$, получим определяющее соотношение в следующем виде:

$$\delta \mathbf{T}^d = \mathbf{L}(\lambda) : \mathbf{H} \equiv \left(\sum_{j=1}^5 2\mu_j(\lambda) \Gamma_j \otimes \Gamma_j \right) : \mathbf{H}, \\ \mu_j(\lambda) = \frac{\mu'_j + \mu''_j + \frac{1}{\lambda\chi} \mu'_j \mu''_j}{1 + \frac{1}{\lambda\chi} \mu''_j} \quad (5.2)$$

$$\mu_j(\infty) = \mu'_j + \mu''_j, \quad \mu_j(0) = \mu'_j \quad (5.3)$$

Уравнение импульса, условие несжимаемости и граничные условия таковы:

$$\lambda^2 \rho_k \mathbf{u} = \nabla_k \cdot (\mathbf{L}(\lambda) : \nabla_k \otimes \mathbf{u}) - \rho_k g \nabla_k (\mathbf{u} \cdot \mathbf{e}_3) - \\ - \nabla_k (\delta p) \equiv \mathcal{A}(\lambda, \{\mathbf{u}\}), \quad \nabla_k \cdot \mathbf{u} = 0, \quad \mathbf{u}|_{\partial B} = 0 \quad (5.4)$$

Будем искать решения линейных уравнений (5.4) для вещественных положительных значений λ . В этом случае все ТР(4) $\mathbf{L}(\lambda)$ симметричны, положительно определены ($\mathbf{H} : \mathbf{L}(\lambda) : \mathbf{H} > 0$, $\forall \mathbf{H} \neq 0$), а квадратичная форма $\mathbf{H} : \mathbf{L}(\lambda) : \mathbf{H}$ монотонно возрастает от $\mathbf{H} : \mathbf{L}' : \mathbf{H}$ до $\mathbf{H} : (\mathbf{L}' + \mathbf{L}'') : \mathbf{H}$ при изменении λ от нуля до $+\infty$. Оператор $\mathcal{A}(\lambda, \{\mathbf{u}\})$ для любого λ симметричен относительно скалярного произведения $\langle \mathbf{u}_1 \cdot \mathbf{u}_2 \rangle_B$, т.е.

$$\langle \mathbf{u}_1 \cdot \mathcal{A}(\lambda, \{\mathbf{u}_2\}) \rangle_B = \langle \mathbf{u}_2 \cdot \mathcal{A}(\lambda, \{\mathbf{u}_1\}) \rangle_B. \quad (5.5)$$

Для соответствующего квадратичного функционала $\Psi(\lambda, \{\mathbf{u}\})$ получаем:

$$\langle \mathbf{u} \cdot \mathcal{A}(\lambda, \{\mathbf{u}\}) \rangle_B \equiv \Psi(\lambda, \{\mathbf{u}\}) \equiv g \left\langle \left| \frac{d\rho_k}{dz} \right| (\mathbf{u} \cdot \mathbf{e}_3)^2 \right\rangle_B - \\ - \left\langle \nabla_k \otimes \mathbf{u} : \mathbf{L} : \nabla_k \otimes \mathbf{u} \right\rangle_B \quad (5.6)$$

При $\lambda = \infty$ $\mathbf{L}(\infty) = \mathbf{L}' + \mathbf{L}''$ – это тензор упругих модулей УСС, а функционал $\Psi(\infty, \{\mathbf{u}\}) = -R\{\mathbf{u}\}$, где $R\{\mathbf{u}\}$ – вторая вариация полной потенциальной энергии соответствующей УСС. Если УСС устойчива, то функционал $R\{\mathbf{u}\}$ положительно определен, а если УСС неустойчива, то на некотором подмножестве кинематически допустимых полей функционал $R\{\mathbf{u}\}$ принимает отрицательные значения. Заметим, что помимо основной УСС, которая фактически соответствует бесконечной вязкости, для ВУС имеется вторая УСС (УСС-2), которая соответствует нулевой вязкости. Если УСС неустойчива, то, очевидно, УСС-2 тоже неустойчива, а если УСС устойчива, то возможны два варианта: либо УСС-2 неустойчива, либо УСС-2 устойчива (для модели Максвелла, для которой $\mathbf{L}' = 0$, последний вариант при аномальной стратификации геомассива исключен). Для указанных трех случаев анализ устойчивости/неустойчивости дает разные результаты, которые и будут рассмотрены ниже. Уравнения (5.4) выражают тот факт, что искомые поля $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ являются обобщенными собственными функциями (ОСФ) с весом $\rho_k(\mathbf{x})$ симметричного линейного оператора $\mathcal{A}(\lambda, \{\mathbf{u}\})$, а числа λ^2 являются соответствующими обобщенными собственными числами (ОСЧ) [5]. Заметим, что при любом $\lambda > 0$ оператор $\mathcal{A}(\lambda, \{\mathbf{u}\})$ имеет некоторый зависящий от λ набор ОСЧ [5], однако эти ОСЧ, вообще говоря, не равны λ^2 , что требовалось бы для выполнения уравнений (5.4). Для нахождения наибольшего из искомых положительных значений λ (инкремента нарастания наибыстрейшей моды неустойчивости) воспользуемся методом, предложенным в [6]: будем отдельно изучать поведение левой и правой частей равенства $\lambda^2 = \beta_1(\lambda)$, где $\beta_1(\lambda)$ – наибольшее ОСЧ оператора $\mathcal{A}(\lambda, \{\mathbf{u}\})$. Учитывая монотонное возрастание левой части и монотонное убывание правой, заключаем, что существует единственное значение λ_* , при котором выполняется данное равенство. Что касается конкретной величины λ_* , то она зависит от того, устойчива или неустойчива УСС [6].

Если УСС неустойчива, ВУС тоже неустойчива, и при любой вязкости $\lambda_* > \gamma$, где γ – инкремент нарастания наибыстрейшей

моды неустойчивости УСС. При стремлении вязкости к бесконечности λ_* стремится к γ сверху.

Если УСС устойчива, а УСС-2 неустойчива, то ВУС неустойчива, но инкремент нарастания наибыстрейшей моды неустойчивости стремится к нулю при неограниченном увеличении вязкости. Именно в этом случае большая вязкость сильно замедляет скорость развития неустойчивости.

Если УСС-2 устойчива, то устойчива и ВУС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе предложен и обоснован критерий выбора моделей вязкоупругости для теоретического анализа процессов развития неустойчивости в геосистемах земных недр. Суть критерия заключается в следующем: пригодность тех или иных моделей поведения геоматериалов для описания развития неустойчивости определяется их пригодностью для описания хорошо изученных динамических явлений (например, собственных колебаний) в тех же геосистемах в устойчивом состоянии. В работе взяты за основу общепринятые представления о геоматериалах земных недр: (1) геоматериалы являются вязкоупругими; (2) вязкость геоматериалов значительной части земных недр огромна, и вместе с вязкостью огромны и соответствующие времена релаксации [1, 2].

Динамика геосистем в устойчивом состоянии хорошо изучена, и для ее описания используются исключительно динамические уравнения теории упругости. Тот факт, что геоматериалы не являются упругими и обладают огромной вязкостью, не рассматривается как внутреннее противоречие теории; из анализа, представленного в работе, следует, что по существу противоречия и нет. В работе рассмотрены оба основных типа моделей вязкоупругости, а именно: модели типа Фойхта и модели типа СВУМ с частным случаем модели Максвелла. Этим основным типам вязкоупругости присущи совершенно разные свойства, что особенно существенно проявляется в случае огромной вязкости. Материалы типа Фойхта в этом случае по своему поведению приближаются к поведению очень вязкой жидкости, а материалы типа СВУМ приближаются к поведению упругого материала. В работе доказано, что в устойчивых механических системах, состоящих из материала типа Фойхта, собственные колебания при достаточно большой вязкости невозможны, а собственные движения – это медленные монотонно затухающие движения.

Наоборот, в системах, состоящих из материала типа СВУМ, собственные колебания существуют при сколь угодно большой вязкости; они, в отличие от чистой упругости, затухающие, но чем больше вязкость, тем это затухание меньше. При огромной вязкости их поведение почти неотличимо от поведения упругих систем, что и оправдывает использование уравнений теории упругости и объясняет их адекватность. *Сочетание огромной вязкости и существования динамических явлений в устойчивом состоянии систем доказывает, что типом вязкоупругости, присущим геоматериалам соответствующей части земных недр, является именно СВУМ, а вязкоупругость типа Фойхта упомянутым сочетанием исключается.*

Переходя к рассмотрению неустойчивости, заметим, что неустойчивость возникает при некотором (зачастую, небольшом) изменении параметров в системе, которая до этого была устойчивой и состояла из материала типа СВУМ. При небольшом изменении внешних и внутренних параметров тип вязкоупругости материала остается прежним. Следовательно, в соответствии с предложенным и обоснованным критерием отбора, модели именно такого типа должны использоваться при исследовании характера развития неустойчивости в геосистемах земных недр с огромной вязкостью. Теоретическое исследование (методом, предложенным в [6]) характера развития неустойчивости на основе модели типа СВУМ представлено в заключительной части работы. Рассмотрены три случая, определяемые свойствами УСС и УСС-2; результаты исследования, приведенные ниже, во всех трех случаях оказываются совершенно различными.

Первый случай: УСС неустойчива. Неустойчивость УСС развивается динамически, и темп этого развития определяется степенью закритичности ее положение неустойчивого равновесия и инерционными свойствами системы. Исследование показало, что ВУС тоже неустойчива, и при любой вязкости темп ее ухода от положения равновесия превышает темп ухода соответствующей УСС. При стремлении вязкости к бесконечности темп ухода для ВУС стремится сверху к темпу ухода для УСС. Этот парадоксальный теоретический результат имеет большое прикладное значение, т.к. доказывает, что в реальных земных недрах, несмотря на огромную вязкость, возможны достаточно быстрые процессы трансформации существующих геомассивов. В ходе таких процессов могут происходить опасные разрушительные явления.

Второй случай: УСС устойчива, а УСС-2 неустойчива. В этом случае ВУС неустойчива, но неустойчивость развивается медленно, и при стремлении вязкости к бесконечности темп ухода от положения равновесия стремится к нулю. Заметим, что в этом и только в этом случае наличие вязкости уменьшает темп развития неустойчивости, и тем в большей степени, чем больше вязкость. Это коррелирует с распространенными представлениями о влиянии вязкости на характер развития неустойчивости и о применимости модели вязкой жидкости для описания данного процесса. Учитывая тот факт, что аномальная стратификация зачастую характеризуется весьма умеренным уменьшением плотности с глубиной, а сдвиговые жесткости геоматериалов достаточно велики, приходим к выводу, что рассматриваемый случай, будучи частным в смысле теории, реально весьма распространен в земных недрах, и это оправдывает использование по отношению к нему модели вязкой жидкости (которая в других случаях заведомо неприменима в силу ее несовместимости с реальными динамическими явлениями). Этому теоретическому случаю соответствуют геомассивы, глобальные изменения которых происходят крайне медленно.

Третий случай: УСС-2 (а значит, и УСС) устойчива. ВУС тоже устойчива, а соответствующие реальные геомассивы не будут претерпевать глобальных изменений.

Одним из главных результатов работы является вывод о том, что неустойчивость УСС влечёт за собой динамическое развитие неустойчивости соответствующей ВУС, причем при очень большой вязкости геоматериалов исследование неустойчивости УСС может рассматриваться как адекватное исследование динамики неустойчивости ВУС. В предыдущих работах авторов, посвященных исследованию устойчивости и неустойчивости стратифицированных упругих механических систем в поле силы тяжести [8–11], были получены строгие результаты о наличии устойчивости или неустойчивости на основе данных о распределении плотности и упругих параметров в изучаемой системе. В случае неустойчивости упругой системы методы динамической теории упругости позволяют находить или оценивать темп ухода от положения неустойчивого равновесия аналогично тому, как находятся или оцениваются частоты собственных колебаний в случае устойчивости [5]. Результаты данной работы, а также работы авторов [6], означают возможность использования и полноценного переноса на случай реальных

вязкоупругих геосистем, характеризуемых очень большой вязкостью геоматериала, тех значений скоростей развития неустойчивости, которые присущи соответствующим УСС. Такая методика оценки упомянутых скоростей может быть реализована как аналитически, так и численно в геодинамических исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
2. *Cathles L. M.* The viscosity of the Earth's mantle. Princeton Univ. Press, 1975. 386 p.
3. *Трусделл К.* Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир, 1975. 592 с.
4. *Бленд Д.* Теория линейной вязкоупругости. М.: Мир, 1965.
5. *Gurtin M.* The linear theory of elasticity // Handbuch der Physik. V. 6a/2. P. 1–295. Berlin: Springer Verlag, 1972.
6. *Рыжак Е. И., Синюхина С. В.* О влиянии вязкости на развитие неустойчивости в аномально стратифицированных геосистемах // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 258–264.
7. *Рыхлевский Я.* О законе Гука // Прикладная математика и механика. 1984. Т. 48. Вып. 3. С. 420–435.
8. *Ryzhak E. I., Sinyukhina S. V.* On stability and instability of stratified elastic solids in a gravity field // International Journal of Non-Linear Mechanics. 2022. V. 142. 103990. <https://doi.org/10.1016/j.ijnonlinmec.2022.103990>
9. *Синюхина С. В.* О влиянии сдвиговой жесткости и сжимаемости на устойчивость тяжелых стратифицированных геомассивов // Физика Земли. 2022. № 2. С. 155–160. <https://doi.org/10.31857/S0002333722020119>
10. *Рыжак Е. И., Синюхина С. В.* О неустойчивых изостатических стратификациях тяжелых геомассивов // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 53–57. <https://doi.org/10.31857/S2686739721090164>
11. *Рыжак Е. И., Синюхина С. В.* Об устойчивости стратифицированных упругих геосистем в поле силы тяжести // ДАН (Геофизика). 2019. Т. 489. № 3. С. 29–302. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524893298-302>

ON THE CRITERION FOR SELECTING THE MODELS OF VISCOELASTICITY FOR DESCRIPTION OF THE UNSTABLE BEHAVIOR OF GEOSYSTEM

E. I. Ryzhak[#], S. V. Sinyukhina

Presented by Academician of the RAS A.O. Gliko on August 13, 2024.

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences

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

The fundamental criterion for selecting the models of viscoelasticity for theoretical reproduction of unstable behavior of geosystems is the appropriateness of such models (with regard for extremely high inherent viscosity of geomaterials) for description of real wave processes in the same geosystems prior to the onset of instability. In the case of high viscosity, it is substantiated the fundamental inappropriateness of models of the Voigt type and the fundamental appropriateness of models of the type of standard viscoelastic material (with the particular case of the Maxwell model). It is proven that in the case of instability of the elastic comparison system, the instability of corresponding viscoelastic system develops dynamically, and even faster than the instability of the elastic comparison system.

Keywords: anomalous density distribution, criterion for selecting the models of viscoelasticity, the rate of development of instability

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ АКЕТАО 25.11.2016 Mw 6.6 (КИТАЙ)

© 2024 г. В. Н. Морозов¹, А. И. Маневич^{1,2,*}

Представлено академиком РАН А.Д. Гвишиани 29.07.2024 г.

Поступило 29.07.2024 г.

После доработки 30.07.2024 г.

Принято к публикации 31.07.2024 г.

Изложены результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного корового землетрясения Акетао, произошедшего в районе г. Мудзи (Китай) 25 ноября 2016 года с магнитудой M_w 6.6. Использован метод конечных элементов для моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны с последующим построением карт интенсивности напряжений до и после землетрясения. Показана возможность определения места зарождения разрыва, его протяженности, включая оценку величины скалярного сейсмического момента и магнитуды землетрясения. Впервые представлена возможность вычисления временной функции сейсмического момента $M_o(t)$ (*seismic moment rate*), основанная на модели напряженно-деформированного состояния разрыва (очага землетрясения), позволяющая в перспективе получить синтетические сейсмограммы и акселограммы возможного землетрясения.

Ключевые слова: землетрясение, напряжения, напряженно-деформированное состояние, сейсмический момент, очаг, тектонический разлом, разрыв, магнитуда

DOI: 10.31857/S2686739724120155

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование напряженно-деформированного состояния (НДС) ряда сильных континентальных землетрясений (*intraplate earthquakes*) с магнитудой $M > 6$ позволило установить общие повторяющиеся закономерности между результатами моделирования и параметрами землетрясений, имея в виду определение координат эпицентров и интенсивности сейсмических событий в рамках ретроспективного прогноза [1–3]. При этом в качестве исходных геологических данных принимаются структурно-тектонические схемы (разломная тектоника), дающая представление о пространственной ориентации тектонических разломов, включая физико-механические параметры геологической среды и действующие региональные поля тектонических напряжений. Затем приходится использовать априорные (предполагаемые) представления о параметрах тектонических разломов и величине тектонических напряжений, используемых при задании граничных

условий конечно-элементной модели. При этом уровень соответствия результатов моделирования оценивается по результатам сейсмологических определений эпицентра, магнитуды землетрясения M , выделившейся сейсмической энергии E_s , протяженности образовавшегося разрыва L , сейсмического момента M_o , сброшенных напряжений (*stress drop*), локализации афтершоков, включая механизм разрыва, определяемый по инверсии объемных волн и данных спутниковых геодезических наблюдений (ГНСС и спутниковая радарная интерферометрия), а также используется накопленный опыт в установленных эмпирических связях между этими параметрами [4, 5].

25 октября 2016 года в провинции Акетао (Китай) произошло сильное землетрясение с M_w 6.6. Эпицентр землетрясения с координатами 39.273° с.ш., 73.978° в. д. находится в районе разлома Мудзи в северо-западной части сейсмогенной зоны Конгур-Шань (рис. 1) [6]. Глубина гипоцентра составляет 10 км. 26 октября последовал сильный афтершок с M_5 к юго-востоку от эпицентра главного толчка, в последующие 5 дней зарегистрированного около 386 афтершоков с магнитудами $M < 5$.

¹Геофизический центр РАН, Москва, Россия

²Горный институт НИТУ МИСИС, Москва, Россия

*E-mail: a.manevich@gras.ru

Для моделирования НДС землетрясения Акетао нами использована геолого-геофизическая информация, приведенная в работах [6–10], включая пространственную ориентацию нодальных плоскостей в очагах сильных землетрясений этого района (рис. 1).

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НДС

Используемый метод моделирования НДС блочного гетерогенного упруго-изотропного массива, нарушенного системой тектонических разломов, подробно изложен в ранее опубликованной работе [1]. Верхняя часть земной коры в интервале глубин до 20–25 км, соответствующая сейсмогенерирующему слою сильных землетрясений с $M>6$, моделируется упруго-изотропным слоем, нарушенным произвольно ориентированными тектоническими разломами с эффективным упругим модулем существенно более низким по сравнению с окружающей геологической средой. Внешнее поле тектонических напряжений задается, исходя из геолого-геофизических данных, механизмов очагов сильных землетрясений, результатов геодезических исследований, включая ГНСС-измерения.

При моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений используются фрагменты верхней части земной коры площадью в пределах $\sim 100 \times 100$ км. При этих размерах можно пренебречь сферической формой Земли и считать выбранный фрагмент горизонтальным слоем. Слой моделируется идеальной упругой средой, находящейся под действием тектонических напряжений, заданных на его границе. Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя (обобщенное плоско-напряженное состояние) в форме закона Гука. Вычисления производились при следующих принятых параметрах: модуль Юнга геологической среды $E = 5 \times 10^4$ МПа, эффективный упругий модуль тектонических разломов $E_p = 5 \times 10^2$ МПа, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$.

Границные условия моделирования заданы, основываясь на данных о механизме очага землетрясения [6] и смещений земной поверхности по данным геодезических измерений [8]. Ориентация компрессионной оси в эпицентральной области принята субмеридиональной (с отклонением в 10°) при величине $\sigma_{Hmax} = -30$ МПа. При этом соотношение между главными напряжениями σ_{Hmax} и напряжениями отпора σ_{Hmin} принято по А. Н. Диннику:

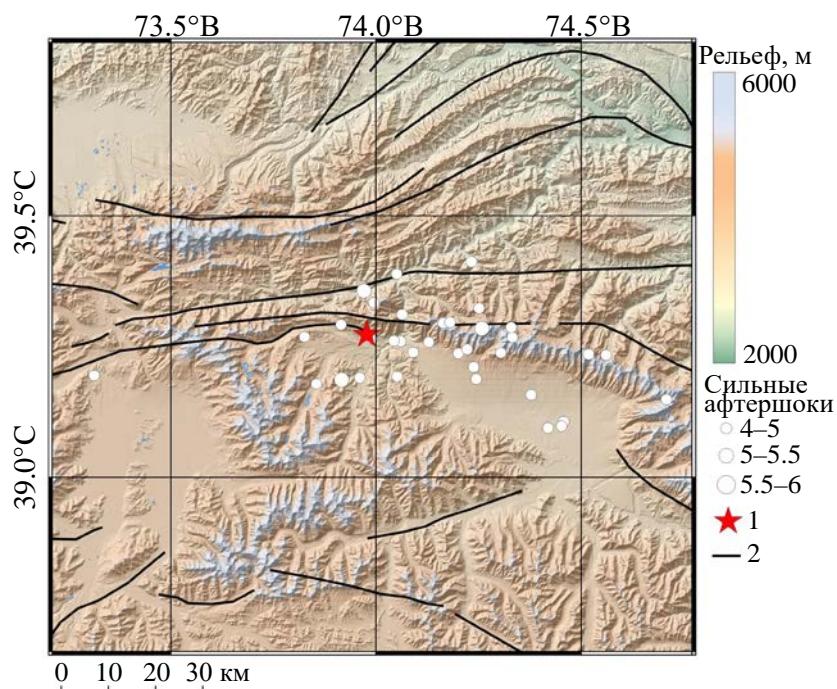


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема района землетрясения Акетао, составленная по материалам [6, 8]. 1 – эпицентр главного толчка с $M 6.6$; 2 – тектонические разломы.

$$\sigma_{H\min} = \frac{v}{1-v} \sigma_{H\max}.$$

Предметом анализа являются карты интенсивности напряжений и их производные характеристики:

$$\sigma_i = \left(\sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2 - \sigma_{xx} \times \sigma_{yy} + 3 \times \sigma_{xy}^2 \right)^{\frac{1}{2}}.$$

Для расчета НДС эпицентральной зоны землетрясения Акетао была использована структурно-тектоническая схема, приведенная на рис. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ НДС И СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА

На рис. 2 а представлена карта интенсивности напряжений до землетрясения. На карте выделяются две значительные зоны высокой интенсивности напряжений, достигающих 65 МПа в центральной зоне I и 50–60 МПа в зоне II, расположенной восточнее зоны I на расстоянии ~15 км. Эти зоны имеют эллиптическую форму с большой осью, ориентированной в субмеридиональном направлении. Протяженность I зоны в северо-южном направлении с изобарой 35 МПа составляет 20 км. Западнее зоны I сформировалась меньшая по площади зона III с максимальной интенсивностью напряжений 50 МПа. Можно было бы априори предположить, что в центральной зоне I, в области ограниченной изобарой 35 МПа, наиболее вероятна возможность образования разрыва. Ранее в работах [1–3] была обнаружена устойчивая тенденция локализации фокуса землетрясения в пределах изобары 30–35 МПа и отношения между главными напряжениями $\alpha > 3 \div 4$. На рис. 2 б приведена карта отношения между главными напряжениями α . Можно предположить, что в предыдущей истории сейсмотектонического процесса площадь аномальной зоны I была существенно меньше. Ее площадь на момент землетрясения Акетао увеличилась в результате непрерывной деформации района в связи с “подкачкой” энергии внешнего поля тектонических напряжений.

В рамках моделирования мы предполагаем, что смоделированное НДС является конечной фазой перед разрывом, и фокус (место зарождения разрыва) находится внутри зоны $\alpha > 6$, то есть место разрыва находится в пределах площади максимальной аномальной зоны σ_i и максимального отношения главных напряжений. Как это следует из энергетического анализа [2], разрыв из фокуса распространяется в направлениях

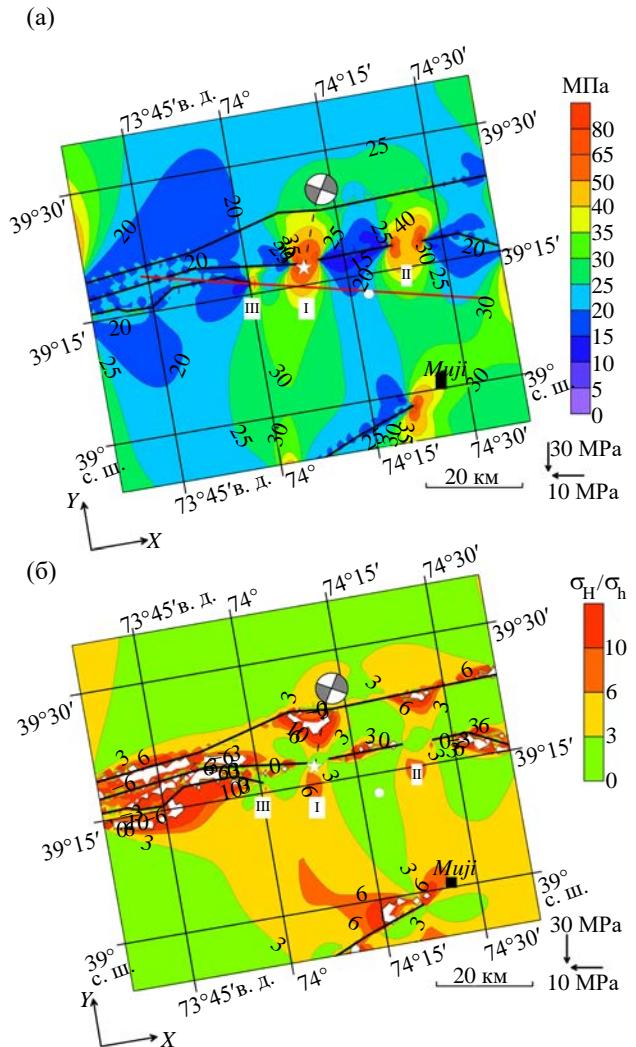


Рис. 2. Напряженно-деформированное состояние эпицентральной зоны до землетрясения Акетао. а – интенсивность напряжений σ_i , МПа; б – отношение главных действующих напряжений $\alpha = \sigma_H / \sigma_h$.

вектора $|grad \sigma_i|_{max}$, то есть направлениях II и III зон аномальной интенсивности напряжений и отношения $\alpha > 3$. Расстояние между зонами I и II составляет ~15 км. Зарождение и распространение разрыва в зоне I, достигает зоны II и I, поддерживающих его дальнейшее распространение, как и в Измитском и Рудбарском землетрясениях [2, 3]. Можно было бы предположить, что протяженность возможного разрыва составит не менее 40 км (пересекая зоны высокой интенсивности напряжений). В этом случае прогнозная оценка магнитуды землетрясения совпадает с величиной M_w , полученной по сейсмологическим данным, если использовать формулу связи между протяженностью разрыва и магнитудой [4]:

$$\log_{10}(L) = 0.44 \times M - 1.29,$$

где M – магнитуда землетрясения, L – протяжённость разрыва.

Полагая, что разрыв радиально распространяется на восток и запад от прогнозируемого эпицентра, пересекая аномальные зоны высокой интенсивности напряжений, представляется возможность определения сейсмического момента M_o . Для большинства континентальных землетрясений гипоцентры находятся в интервале глубин от $\sim 10 \div 15$ км, а гипоцентры афтершоков в интервале $0 \div 20$ км. Причем наибольшая плотность гипоцентров зафиксирована в интервале глубин от 5 до 15 км. Эти особенности проявляются при землетрясении Акетао [10] (рис. 3). Распределение плотности гипоцентров афтершоков в интервале глубин $0 \div 20$ км соответствует (в первом приближении) нормальному закону распределения (закону Гаусса), как это показано на рис. 3. Более 80% гипоцентров афтершоков локализовано в интервале от 5 до 15 км, то есть сейсмогенерирующий слой находится в этом интервале глубин. Вместе с тем, распределение частоты афтершоков по глубине сейсмогенерирующего слоя имеет максимум на глубине ~ 10 км и может быть описано функцией нормального распределения (законом Гаусса):

$$\Phi(h) = A \times e^{-\frac{(h-h_0)^2}{2b^2}}, \quad (1)$$

где h – глубина гипоцентров афтершоков, км; $h_0 = 10$ км; $b = 3$ км; $A = 1$.

Используя сейсмологические данные о пространственной ориентации разрыва землетрясения Акетао [6, 8] на рис. 4 а приведена карта сброшенной интенсивности напряжений:

$$\Delta\sigma_i = (\sigma_i)_0 - (\sigma_i)_p,$$

где $(\sigma_i)_0$ – интенсивность напряжений в произвольной точке до момента землетрясения, МПа; $(\sigma_i)_p$ – интенсивность напряжений в произвольной точке после момента землетрясения, МПа;

Сброшенную интенсивность напряжений можно представить в виде сброшенных напряжений сдвига (в первом приближении):

$$\Delta\sigma_i = \frac{3}{\sqrt{2}} \times \Delta\tau_p,$$

где $\Delta\tau_p$ – сброшенные напряжения сдвига, МПа.

Полагая, что плотность гипоцентров афтершоков в сейсмогенерирующем слое пропорциональна плотности упругой потенциальной энергии тектонических напряжений, накопленных

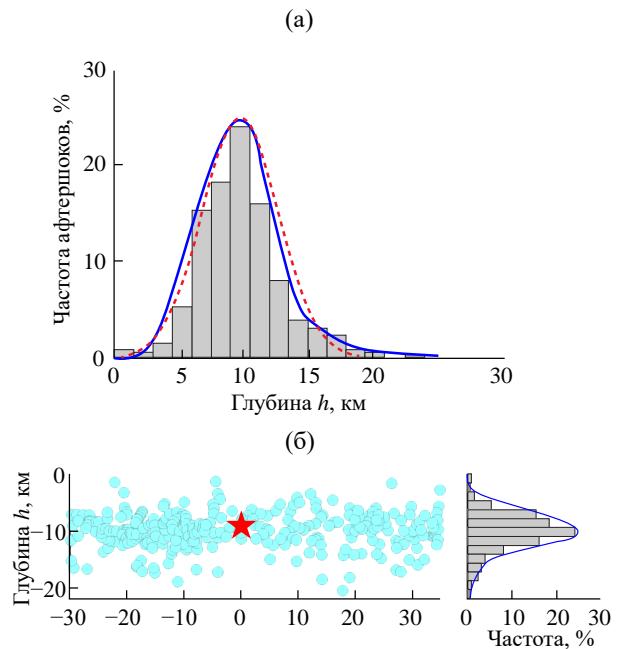


Рис. 3. Афтершоки землетрясения Акетао по данным [8]. а – график распределения афтершоков по глубине (красная пунктирная линия – функция Гаусса (1), при заданных параметрах $h_0 = 10$ км; $b = 3$ км; $A = 1$); б – распределение афтершоков по глубине вдоль разрыва.

до момента землетрясения, представим сброшенные напряжения по глубине как функцию нормального распределения гипоцентров афтершоков соответствующую формуле 1. В этом случае, принимая значение, $h_0 = 10$ км; $b = 3$ км и $A = \Delta\tau_p$ получаем функцию в виде:

$$\Delta\tau_p(h) = \Delta\tau_p \times e^{-\frac{(h-10)^2}{2 \times 3^2}}. \quad (2)$$

В “плоскости” разрыва, применив функцию (2), можно получить сброшенные напряжения $\Delta\tau_p$ (рис. 4 в).

Вдоль разрыва выделяются три зоны сброшенных напряжений сдвига, достигающих 6 МПа в интервале глубины 5–15 км, соответствующей максимальной частоте гипоцентров афтершоков. Этот результат (первого приближения) даёт возможность априорной оценки сейсмического момента M_o . Величину сейсмического момента можно представить в следующем виде [5, 11, 12]:

$$M_0 \approx 0.41 \times \bar{\Delta\tau}_p \times S^{3/2},$$

где $\bar{\Delta\tau}_p$ – среднее сброшенное напряжение сдвига, МПа; S – площадь разрыва, м^2 .

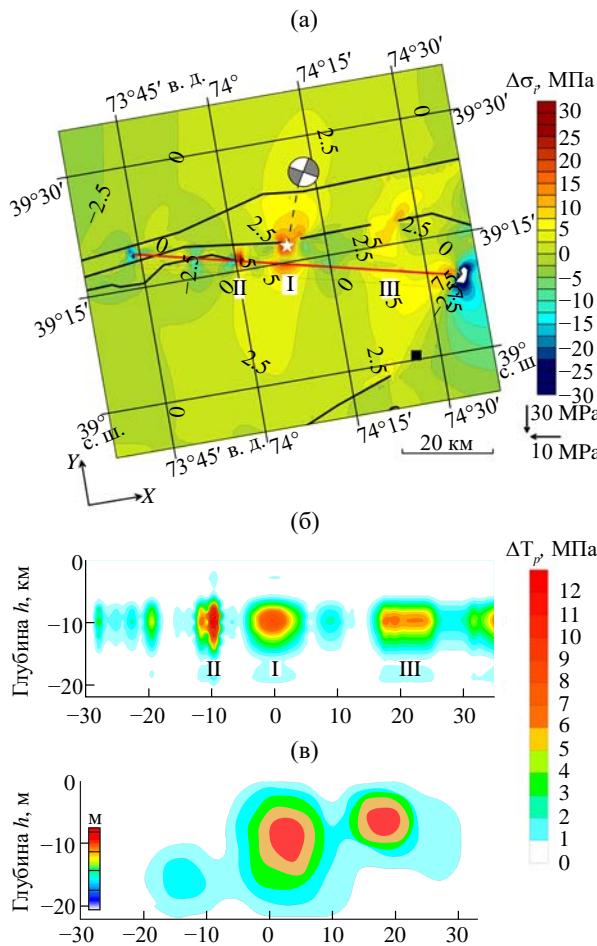


Рис. 4. Напряженно-деформированное состояние разрыва. а – карта разности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения (сброс напряжений); б – сброшенные напряжения $\Delta\tau_p$ вдоль поверхности разлома после применения функции (2); в – модель косеисмических смещений, полученной в результате инверсии данных InSAR [8].

Сейсмический момент можно представить в виде совокупности сейсмических моментов ячеек всей площади образовавшегося разрыва:

$$M_0 \approx 0.41 \sum_{i=1}^n (\Delta\tau_p)_i \times S_0^{3/2},$$

где $(\Delta\tau_p)_i$ – среднее сброшенное напряжение сдвига в ячейке i , МПа; S_0 – площадь ячейки, совокупность которых равна площади разрыва, м^2 .

Результаты интерпретации сейсмологических и геодезических данных дают основание считать, что сброшенные напряжения сдвига в плоскости разрыва имеют экстремумы, определяющие посекундную энергию сейсмических волн во время распространения разрыва. Принимая глубину фокуса

гиоцентра землетрясения $h = 10$ км (как наиболее вероятную) и скорость распространения разрыва равной 2.8 км/с, можно построить временную функцию сейсмического момента (*seismic moment rate*). С этой целью разбейм плоскость разрыва на ячейки 2×2 км, приписывая окну 4 км^2 среднее значение сброшенных напряжений сдвига $\bar{\Delta\tau}_p$, используя результаты, приведённые на рис. 4 в. Будем считать, что в каждой ячейке сейсмический момент M_0 связан с площадью и сброшенными напряжениями по формуле 2.

Далее полагая, что известно положение гиоцентра и при наиболее вероятной глубине в ~ 10 км, и радиальном распространении разрыва из его “фокуса” со скоростью 2.8 км/с, можно получить временную функцию сейсмического момента $M_0(t)$. Посекундное суммирование сейсмических моментов окон в интервале площадей между радиусами определяет временную функцию сейсмического момента (рис. 5).

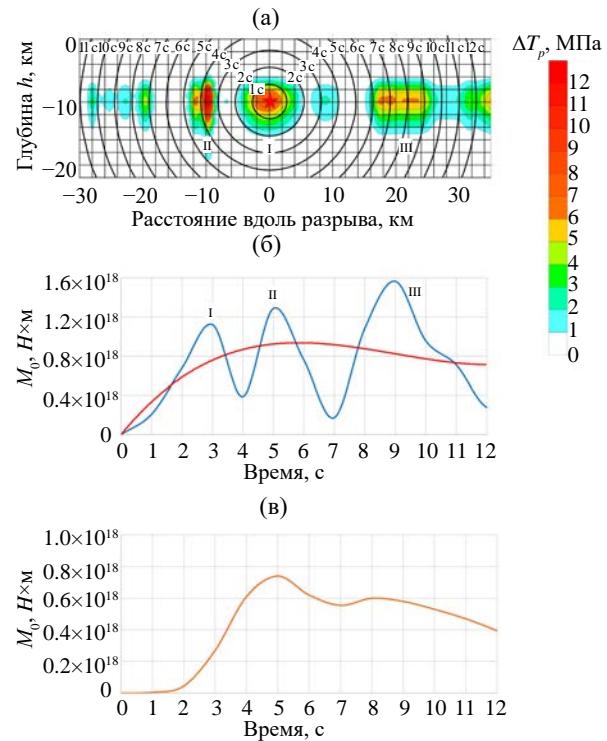


Рис. 5. Результаты моделирования сейсмического момента. а – сброшенные напряжения $\Delta\tau_p$, модель ячеек 2×2 км и распространение разрыва со скоростью 2.8 км/с; б – временного функция сейсмического момента $M_0(t)$, полученная на основе результатов моделирования НДС (красная линия – осредненные значения); в – временная функция сейсмического момента $M_0(t)$, полученная на основе сейсмологических данных [6].

Временная функция сейсмического момента имеет три экстремума в начале графика, соответствующие интервалам максимальной энергии сейсмических волн. При этом следует отметить то, что в работе [8] зафиксировано двойное ударное воздействие при землетрясении Акетао (рис. 4 в), соответствующее экстремумам I-II (рис. 5 б). Временная функция сейсмического момента, представленная на рис. 5 б имеет три экстремума, соответствующих во времени пересечению разрывом зон высокой интенсивности напряжений (рис. 5 а). На рис. 5 в представлена функция временного сейсмического момента $M_o(t)$, полученная на основе сейсмологических данных [6]. Осредненное значение M_o (красная линия на рис. 5 б) соответствует M_o по сейсмологическим данным (рис. 5 в). Из рисунка видна близость этих моделей по абсолютным значениям, и так же обе модели выходят на пик значений в интервале 4–5 секунды. При этом общая морфология графика моделей рис. 5 б и 5 в не совпадает, главное различие заключается в отсутствии на рис. 5 в аномальных зон в интервале 1–2 и 8–9 секунд. При средней величине $\Delta\tau_p = 1.07$ МПа и параметрах сейсмогенерирующего слоя 45×22 км, расчетная величина сейсмического момента (в интервале ~ 12 секунд) составляет 1.36×10^{19} Н·м. Вычислить сейсмический момент на основе модели (рис. 5 б) можно путем интегрирования, в этом случае сейсмический момент составляет $M_o = 0.96 \times 10^{19}$ Н·м. Эти две оценки вполне сопоставимы с величиной сейсмического момента в интервале $0.87 \div 1.58 \times 10^{19}$ Н·м, приведенных в работах [6, 8, 9]. Сейсмический момент определяет магнитуду землетрясения [13]:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} (M_o) - 10.7$$

При $M_o = 1.36 \times 10^{19}$ и $M_o = 0.96 \times 10^{19}$ магнитуда землетрясения составит $M = 6.72$ и $M = 6.62$ соответственно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

“Точное” соответствие сейсмического момента, полученного на основе моделирования НДС любой из моделей, приведенных в [6, 8, 9] может быть получено варьированием входных параметров временной функции сейсмического момента. Однако “подгонка” значений не является самоцелью настоящей работы, важно подчеркнуть принципиально новые возможности в оценке сейсмического момента сильных коровых землетрясений. Моделирование НДС дает возможность получить

временную функцию сейсмического момента, основываясь на решении прямой задачи – определении выделившейся энергии землетрясения на основе исходного поля напряжений эпицентральной зоны. В этом отношении функция $M_o(t)$ имеет под собой ясную и интерпретируемую физическую основу, и может быть использована в практических приложениях детерминистской оценки сейсмической опасности.

В работе [8] приведены модели косейсмической деформации эпицентральной зоны землетрясения Акетао по результатам обработки данных интерферометрического радара с синтезированной апертурой спутников Sentinel-1 и ALOS-2. Авторами сделано предположение, что сейсмогенный разрыв состоял из двух событий, вспарывающих две дискретные области, расположенные на расстоянии ~ 20 км.

Сравнивая поля косейсмических смещений в плоскости разрыва с результатами моделирования НДС до землетрясения и после главного толчка, можно видеть некоторое соответствие независимых моделей, отражающих деформирование эпицентральной зоны в плоскости образовавшегося разрыва. Приведенные модели косейсмической деформации поверхности эпицентральной зоны и очага коррелируют с приведенными выше результатами, имея ввиду карты сброшенной интенсивности напряжений после образования разрыва на поверхности и в плоскости образовавшегося разрыва (рис. 4). Таким образом, приведенные результаты моделирования имеют определенное соответствие с сейсмологическими данными и результатами моделирования разрыва на основе данных космической геодезии. В довершение следует отметить, что упомянутые в работе [8] два сильных толчка имеют ясное физическое обоснование. Во время пересечения разрывом последовательно двух зон высокой интенсивности напряжений (представленных на рис. 2 а) сброс напряжений существенно выше, что дает основание считать, что энергия сейсмических волн, генерируемая этими зонами, вызывает более сильные колебания грунта, регистрируемые сейсмоприемниками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моделирование НДС эпицентральной зоны землетрясения Акетао в Китае позволило получить в рамках ретроспективного прогноза априорное представление о механизме разрыва (очага землетрясения) имея в виду:

– координаты зарождения разрыва и его гипоцентра;

- протяженность разрыва, его пространственную ориентацию и его площадь;
- распределение сброшенных напряжений (*stress drop*) в плоскости разрыва;
- сейсмический момент M_o и магнитуду возможного землетрясения;
- временную функцию сейсмического момента $M_o(t)$ (*seismic moment rate*).

На примере моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения Акетао показана возможность ретроспективного прогноза места и магнитуды землетрясения, включая расчет скалярного сейсмического момента M_o , и временной функции сейсмического момента $M_o(t)$. Это дает в перспективе возможность получать синтетические сейсмограммы и акселограммы на стадии предварительной оценки возможного землетрясения. При этом очаг землетрясения приобретает физико-механические параметры генератора высвобождающейся потенциальной упругой энергии тектонических напряжений metastabilных зон в сейсмоактивных районах.

БЛАГОДАРНОСТИ

В работе использовалось оборудование и материалы, предоставленные ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН (<http://ckp.gcras.ru/>).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Колесников И. Ю., Маневич А. И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26 декабря 2003 г. $M_w = 6.6$) // Физика Земли. 2018. № 4. С. 68–78.
<http://doi.org/10.1134/S0002333718040087>
2. Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Маневич А. И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., $M 7.4$) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 43–54.
<http://doi.org/10.31857/S0203030620020042>
3. Морозов В. Н., Маневич А. И., Татаринов В. Н. Ретроспективный прогноз места и интенсивности двух сильных коровых землетрясений в Иране и Индии // Вулканология и сейсмология. 2023. № 3. С. 69–78.
<http://doi.org/10.31857/S020303062370013X>
4. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.
5. Kanamori H., Brodsky E. E. The physics of earthquakes// Reports on Progress in Physics. 2004. V. 67(8). P. 1429–1496.
<http://doi.org/10.1088/00344885/67/8/R03>
6. Li J., Liu G., Qiao X., Xiong W., Wang X., Liu D., Sun J., Yushan A., Yusan S., Fang W., Wang Q. Rupture characteristics of the 25 November 2016 Aketao earthquake (M_w 6.6) in Eastern Pamir revealed by GPS and teleseismic data // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. P. 573–585.
<http://doi.org/10.1007/s0024-018-1798-9>
7. Feng W., Tian Y., Zhang Y., Samsonov S., Almeida R., Liu P. A slip gap of the 2016 M_w 6.6 Muji, Xinjiang, China, earthquake inferred from Sentinel-1 TOPS interferometry // Seismological Research Letters. 2017. V. 88(4). P. 1054–1064.
<http://doi.org/10.1785/0220170019>
8. Wang S., Xu C., Wen Y., Yin Z., Jiang G., Fang L. Slip Model for the 25 November 2016 M_w 6.6 Aketao Earthquake, Western China, revealed by Sentinel-1 and ALOS-2 Observations // Remote Sensing. 2017. V. 9(4). Iss. 325.
<http://doi.org/10.3390/rs9040325>
9. Ma Y., Qiao X., Chen W., Zhou Y. Source model of 2016 M_w 6.6 Aketao earthquake, Xinjiang derived from Sentinel-1 InSAR observation // Geodesy and Geodynamics. 2018. V. 9. Iss. 5. P. 372–377.
<http://doi.org/10.1016/j.geog.2018.05.001>
10. Li T., Schoenbohm L. M., Chen J., Yuan Z., Feng W., Li W., Xu J., Owen L. A., Sobel E. R., Zhang B., Zheng B., Zhang P. Cumulative and coseismic (during the 2016 M_w 6.6 Aketao earthquake) deformation of the dextral-slip Muji fault, Northeastern Pamir orogen // Tectonics. 2019. V. 38. Iss. 11. P. 3975–3989.
<http://doi.org/10.1029/2019TC005680>
11. Anderson D. L., Witcomb J. H. The Dilatancy-diffusion model of earthquake prediction / Proc. Conf. of tectonic problems of the San Andreas fault systems. Stanf. Univ. Publ., 1973. XIII. P. 417.
12. Kanamori H., Anderson L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Bulletin of the Seismological Society of America. 1975. V. 65(5). P. 1073–1095.
<http://doi.org/10.1785/BSSA0650051073>
13. Kanamori H. The energy in great earthquakes // Journal of geophysical research. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.
<http://doi.org/10.1029/JB082i20p02981>

SEISMOTECTONIC MODEL OF AKETAO EARTHQUAKE FOCAL ZONE 25.11.2016 Mw 6.6 (CHINA)

V. N. Morozov^a, A. I. Manevich^{a,b,†}

Presented by Academician of the RAS A.D. Gvishiani on July 29, 2024.

^a*Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Mining Institute, Moscow, Russian Federation*

[†]*E-mail: a.manevich@gcras.ru*

The paper presents the results of modeling of the stress-strain state of the epicentral zone of the strong crustal earthquake Aketao, which occurred near Muji (China) on November 25, 2016 with magnitude M_w 6.6. The finite element method was used to model the stress-strain state of the epicentral zone with subsequent construction of stress intensity maps before and after the earthquake. The possibility to determine the location of rupture origin, its extent, including estimation of scalar seismic moment and earthquake magnitude is shown. For the first time the possibility to calculate the time function of seismic moment $M_o(t)$ (seismic moment rate) based on the model of stress-strain state of rupture (earthquake origin) is presented, which allows to obtain synthetic seismograms and accelerograms of possible earthquake in the future.

Keywords: earthquake, stresses, stress-strain state, seismic moment, source, tectonic fault, rupture, magnitude

НОВОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (РАЙОН Г. РЫБИНСК)

© 2024 г. А. Г. Гоев^{1,*}, Н. Л. Константиновская¹, И. М. Алёшин²,
К. А. Докукина³, Р. А. Резниченко¹, Т. В. Данилова¹

Представлено академиком РАН А.Д. Гвишиани 30.07.2024 г.

Поступило 30.07.2024 г.

После доработки 31.07.2024 г.

Принято к публикации 31.07.2024 г.

18.03.2024 сейсмическая сеть, расположенная в центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), зарегистрировала землетрясение в районе г. Рыбинск (координаты 58.22 с. ш. и 38.52 в. д.) с локальной магнитудой $ML = 3.1$. Определено, что его эпицентр приурочен к неотектоническому Среднерусскому поясу деформаций, наследующему структуру и направления нарушений кристаллического фундамента кратона. Анализ расположения эпицентров тектонических сейсмических событий, зарегистрированных в центральной части ВЕП в последнее десятилетие также выявил их приуроченность к этой зоне. Сделан вывод о современной сейсмической активизации центральной части Среднерусского пояса деформаций, что необходимо учитывать при проектировании размещения в этой зоне особо ответственных объектов инфраструктуры.

Ключевые слова: Восточно-Европейская платформа, землетрясение, локация, Среднерусский пояс деформаций, сейсмичность, сейсмическая сеть

DOI: 10.31857/S2686739724120162

Несмотря на то, что внутриплитные сейсмические события происходят существенно реже, чем на границах между плитами, некоторые из них могут являться потенциально опасными для инфраструктуры. С развитием сейсмических сетей и групп удалось существенно снизить магнитудный порог детектирования и локации, что позволило обнаружить сейсмические события в регионах, ранее считавшихся асейсмичными. Детектирование таких событий необходимо для выявления зон возможной сейсмической активизации. Это особенно важно, если событие происходит в густонаселенных районах или вблизи размещения особо ответственных объектов (атомных и гидроэлектростанций, заводов химической промышленности, трубопроводов и т.д.).

Сейсмичность стабильных геодинамических областей, таких как Восточно-Европейская платформа (ВЕП), проявлена достаточно слабо. Однако, на протяжении всей истории задокументированных наблюдений с начала 19 века и до настоящего времени в пределах ВЕП были отмечены землетрясения с магнитудами 2–5 [1]. Наибольшей сейсмической активностью в пределах платформы характеризуются Балтийский щит (Кольский полуостров и прилегающие территории), район Среднего Урала и Предуральский прогиб. Повышенной сейсмической активностью характеризуются также некоторые основные тектонические структуры Восточно-Европейской платформы [2]: Украинский щит, северная часть Днепровско-Донецкого авлакогена, Воронежский кристаллический массив, Татарский свод, Кажимский авлакоген. В пределах развития платформенного чехла проявления сейсмичности приурочены к зонам геодинамической активности, которые часто наследуют структуру и направления нарушений кристаллического фундамента кратона. В осадках чехла и на дневной поверхности эти зоны проявлены в виде небольших и рассредоточенных смещений, морфоструктур современного рельефа, зон повышенной

¹Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва, Россия

³Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: goev@idg.ras.ru

трещиноватости, теплового потока и флюидо-газовой активности [3].

С открытием на ВЕП в 2004 году малоапертурной сейсмической группы “Михнево” (МСГ “Михнево”) было продемонстрировано, что основными источниками сейсмических событий в ее центральной части являются массовые взрывы на карьерах, магнитуды которых (ML) могут достигать 3.5 и более, а также землетрясения, приуроченные к Днепровско-Донецкому авлакогену (ДДА) [4, 5]. Однако только за последние десять лет регистрации сейсмических событий было обнаружено, по крайней мере, четыре землетрясения в центральной части ВЕП, не связанных с ДДА [6]. С учетом этого факта, с целью более надежного контроля за сейсмичностью и изучения сейсмотектонических особенностей, на ВЕП была создана и развивается сеть широкополосных сейсмических станций [7].

18 марта 2024 года всеми станциями сети было зарегистрировано новое сейсмическое событие. На рис. 1 приведены сейсмограммы вертикальных компонент датчиков. Было установлено, что полезный сигнал наилучшим образом выделяется в полосе частот 1–10 Гц практически для всех станций. Применение стандартных критериев дискриминации (например, отношения амплитуд P/S) позволило классифицировать его как землетрясение. Такую оценку подтверждает и сейсмическая сеть Хельсинского института, которая также зарегистрировала это событие как землетрясение с локальной магнитудой 2.5 [8].

Обработка и локация события были проведены с использованием программных комплексов EL_WIN [9] и LOS [10], предоставленных Кольским филиалом ФИЦ ЕГС РАН. Времена прихода волн P и S , эпицентрические расстояния и локальные магнитуды (ML) по данным каждой из станций, показаны в табл. 1. Анализ данных

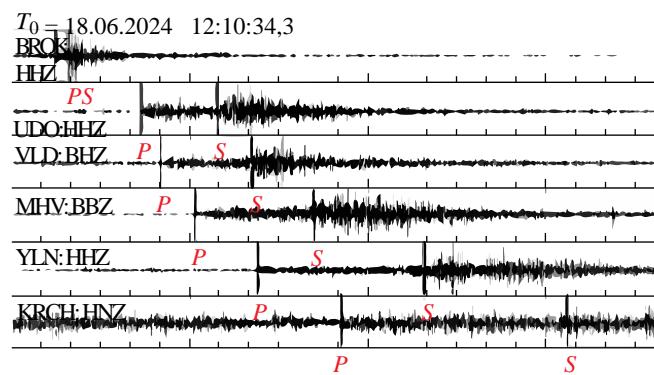


Рис. 1. Волновые формы события, произошедшего 18.03.2024. Показаны вступления волн P и S на вертикальных компонентах датчиков. Записи фильтрованы в полосе 1–10 Гц.

позволил отнести эпицентр события к району г. Рыбинск. Магнитудные оценки проводились на основе максимальной амплитуды в коде Р-волны [10] по формуле:

$$ML = \lg(APmax) + Y * \lg(\Delta) + X,$$

где Δ – эпицентрическое расстояние, Y и X – калибровочные коэффициенты, определенные для каждой станции по сейсмограммам известных телесейсмических и региональных событий, а также карьерных взрывов. Видно, что все станции дают согласованную оценку магнитуды около 3.1, за исключением наиболее удаленной от эпицентра землетрясения станции KRCH, которая дает ML . Учитывая значительное для такой небольшой магнитуды эпицентрическое расстояние, а также осложненность региона исследования мощным осадочным чехлом [2], эта оценка не может считаться достоверной.

Автоматическая совместная обработка данных сейсмической сети позволила определить параметры землетрясения: координаты 58.22 с. ш. и 38.52 в. д.; время в очаге $T_0 = 12:10:39.5$ GMT; локальная магнитуда $ML = 3.15$ (рис. 2).

Таблица 1. Названия и коды станций сейсмической сети, эпицентрические расстояния, времена регистрации волн P (Tp) и S (Ts) (GMT), и локальные магнитуды

Название	Код	R , км	Tp, с	Ts, с	ML
Борок	BROK	44	12:10:41.5	12:10:46.2	3.1
Удомля	UDO	224	12:11:10.3	12:11:36.5	3.1
Владимир	VLD	288	12:11:17.2	12:11:48.2	3.0
Михнево	MHV	389	12:11:28.6	12:12:09.1	3.2
Ельня	YLN	556	12:11:49.7	12:12:46.0	3.2
Курчатов	KRCH	780	12:12:17.8	12:13:34.4	3.5

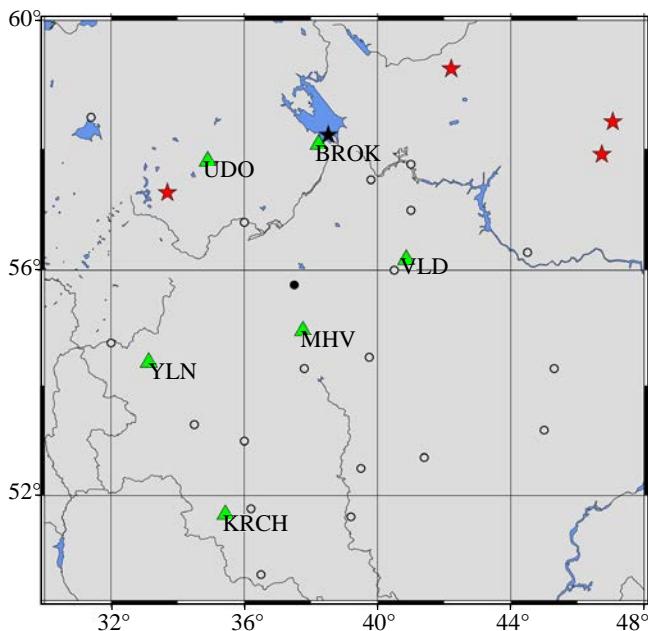


Рис. 2. Карта центральной части Восточно-Европейской платформы. Зелеными треугольниками показано положение станций сейсмической сети. Эпицентр нового землетрясения отмечен черной звездой. Красными звездами отмечены эпицентры обнаруженных ранее землетрясений [6]. Кругами показаны положения областных центров России. Черным кругом показана Москва.

Параметры эллипса ошибок в определении координат эпицентра: азимут большой оси – 20° , малая полуось – 4.6 км, большая полуось – 7.0 км. Глубина события оценивается с большой неопределенностью. По этой причине, а также учитывая приуроченность других тектонических событий в этой области к зонам авлакогенов [6], землетрясение возле г. Рыбинск может быть также отнесено к платформенному чехлу. Полученные оценки позволяют существенно уточнить магнитуду и координаты сейсмического события относительно данных мировой сети [8].

Эпицентр землетрясения в районе г. Рыбинск приурочен к Молого-Шекснинской депрессии Среднерусского пояса деформаций центральной части ВЕП (рис. 3), который прослеживается в восток-северо-восточном направлении на протяжении более 1000 км и достигает шириной 350 км [3]. В строении фундамента платформы этот пояс соответствует Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийскому внутриконтинентальному коллизионному орогену, на уровне кровли фундамента соответствует Среднерусской системе палеорифтовых структур рифей-ранневендского возраста – авлакогенов [11].

Границы Молого-Шекснинской грабенообразной депрессии (Мл) с юго-запада ограничены Ладожско-Рыбинским разломом фундамента (ЛР), с северо-востока Череповецким разломом (Чр). В районе эпицентра нового землетрясения в кровле фундамента Молоковский грабен северо-восточного простирания горизонтально смещается Ладожско-Рыбинским разломом северо-западного простирания на расстояние более 100 км (рис. 3). Для Ладожско-Рыбинского разлома характерны признаки новейшей тектонической активности – наследование древних тектонических структур современным рельефом, приуроченность эпицентров землетрясений и палеосейсмодислокаций, проявления аномалий гелия и аргона, смещения пунктов GPS [3, 12, 13].

Эпицентры всех тектонических событий, зарегистрированных за последнее десятилетие в центральной части ВЕП, также приурочены к центральной части Среднерусского пояса деформаций (рис. 3). Отсюда можно заключить, что рассматриваемая зона демонстрирует явные признаки современной тектонической активности. Этот факт необходимо учитывать при проектировании и строительстве особо ответственных объектов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственных заданий Института динамики геосфер им. академика М. А. Саводского РАН (№ 122040400015-5) и Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, утвержденных Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: В 2 кн. / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Кн. 1. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 381 с.
2. Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. П. Лаверова Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.
3. Колодяжный С. Ю., Полещук А. В., Зыков Д. С. Латентная тектоника среднерусского пояса деформаций Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 41–72.
4. Адушкин В. В. Сейсмичность взрывных работ на территории Европейской части России // Физика Земли. 2013. № 2. С. 110–130.

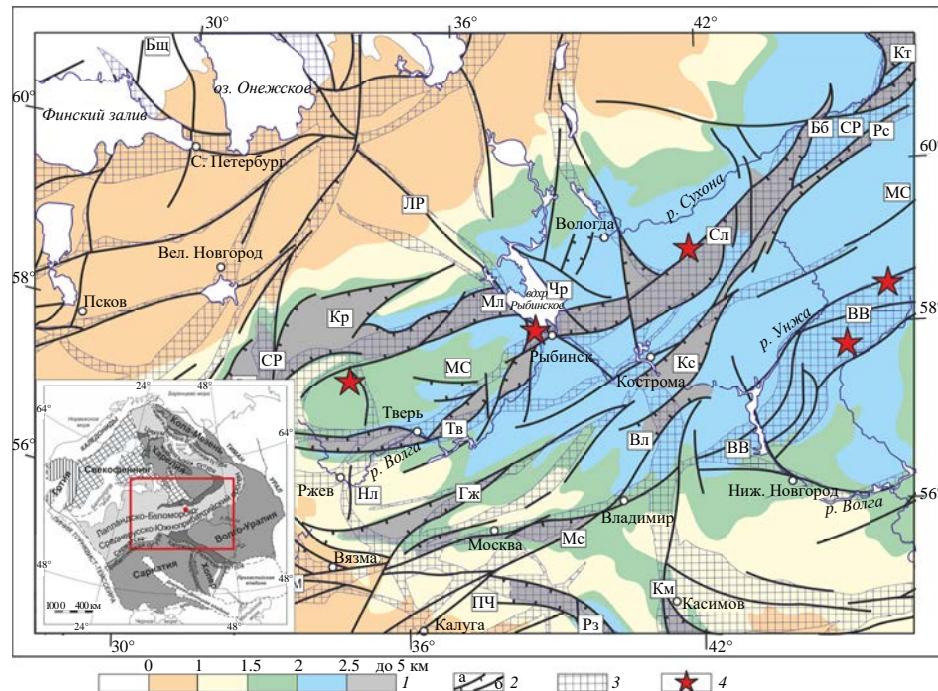


Рис. 3. Упрощенная структурная схема соотношения строения кровли фундамента Восточно-Европейской платформы и плитного чехла (на основе [3, 11], с дополнениями). На врезке показана структура фундамента Восточно-Европейской платформы. Регион исследования отмечен красным прямоугольником. Условные обозначения: 1 – глубина залегания поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы в км, 2 – разломы фундамента: а) сбросы, б) сдвиги; 3 – зоны деформации осадочного чехла; 4 – эпицентры землетрясений, зарегистрированные МСГ “Михнево” за последние 10 лет и нового землетрясения вблизи г. Рыбинска. Условные обозначения Среднерусской палеорифтовой системы соответствуют [3].

5. Адушкин В. В., Санина И. А., Габсатарова И. П., Иванченко Г. Н., Горбунова Э. М. Техногенно-тектонические землетрясения Днепровско-Донецкого авлакогена // ДАН. 2016. Т. 469. № 4. С. 479–482.
6. Адушкин В. В., Санина И. А., Иванченко Г. Н., Горбунова Э. М., Габсатарова И. П., Константиновская Н. Л., Нестеркина М. А. Сейсмогенные древние структуры центра и севера Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2019. Т. 489. № 4. С. 405–408.
7. Гоев А. Г., Волосов С. Г., Санина И. А., Константиновская Н. Л., Нестеркина М. А. Регистрационные возможности временной сейсмологической сети ИДГ РАН на ВЕП // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т. 2. № 2. С. 84–90.
8. International Seismological Centre (2024), Online Bulletin. <http://doi.org/10.31905/D808B830>
9. Асминг В. Э., Федоров А. В., Виноградов Ю. А., Прокудина А. В. Программные продукты для интерактивной и автоматической обработки сейсмических и инфразвуковых данных // Сейсмические приборы. 2022. Т. 58. № 4. С. 19–40.
10. Асминг В. Э., Федоров А. В., Прокудина А. В. Программа для интерактивной обработки сейсмических и инфразвуковых записей LOS // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 1. С. 27–40. <http://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.1.02>
11. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Под ред. А. Ф. Морозова. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.
12. Агibalov A. O. Неотектоническая активизация докембрийского структурного плана Северного Приладожья (юго-восток Балтийского щита) / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2019. 23 с.
13. Зыков Д. С., Полещук А. В., Колодяжный С. Ю. Морфоструктура рыбинского узла среднерусской зоны дислокаций как отражение новейшей внутриплатформенной геодинамики // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 2. С. 104–112.

NEW EARTHQUAKE IN THE CENTRAL PART OF THE EAST EUROPEAN CRATON (IN THE VICINITY OF RYIBINSK TOWN)

A. G. Goev^{a, #}, N. L. Konstantinovskaya^a, I. M. Aleshin^b, K. A. Dokukina^c,
R. A. Reznichenko^a, T. V. Danilova^a

Presented by Academician of the RAS A.D. Gvishiani on July 30, 2024.

^a*M.A. Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Science,
Moscow, Russian Federation*

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

^c*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[#]*E-mail: goev@idg.ras.ru*

On 18.03.2024 the seismic monitoring network in the central part of the East European craton (EEC) has registered an earthquake near Rybinsk (N 58.22, E 38.52) with a *ML* (local magnitude) = 3.1. It is calculated that its epicenter belongs to the Mid-Russian neotectonic deformation belt that inherits the structure and discontinuity direction of the craton's crystal base. Analysing the epicenter distribution of the tectonic seismic events that were registered in the central part of the EEC in the last decade shows that they also are belong to the same zone. We concluded an activation in modern seismic activity happened within the Mid-Russian deformation belt, which is imperative to consider for vital infrastructure planning.

Keywords: Eastern European craton, earthquake, location, Mid-Russian deformation belt, seismicity, seismic network

ДАЛЬНИЙ АТМОСФЕРНЫЙ ПЕРЕНОС ПЫЛИ ИЗ ПРИКАСПИЯ В АРКТИЧЕСКУЮ ЗОНУ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ В ДЕКАБРЕ 2023 ГОДА

© 2024 г. Д. П. Губанова^{1,*}, А. А. Виноградова^{1,2}, Е. И. Котова²

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 16.05.2024 г.

Поступило 27.05.2024 г.

После доработки 31.07.2024 г.

Принято к публикации 01.08.2024 г.

Редкое явление – дальний атмосферный перенос пыли из аридных и семиаридных районов Прикаспия через центр Европейской части России в ее арктические регионы – зарегистрировано в декабре 2023 года в ходе натурных наблюдений за физико-химическими характеристиками аэрозольных частиц в Москве и за составом снежного покрова в Архангельской области. Анализ траекторий движения воздушных масс, динамики пространственно-временной изменчивости массовой концентрации аэрозолей $PM_{2.5}$ и PM_{10} в Московском регионе, а также численные оценки и пространственные распределения приземной концентрации и оптических характеристик аэрозоля в Европейской части России (по данным реанализа MERRA-2) подтверждают повышение аэрозольного загрязнения воздуха на территориях от Прикаспия до Архангельской области. В пробе снега, отобранной в Государственном природном заповеднике “Пинежский” (Архангельской обл.) весной 2024 года, в толще снежного покрова на высоте 18–20 см (при общей высоте снежной толщи 65 см) обнаружен слой выпавшего в декабре 2023 года снега, имеющий желтоватую окраску. Предварительные исследования пробы этого снега показали присутствие большого количества органической взвеси и остатков растений, что зимой указывает на атмосферный перенос аэрозоля из южных регионов России.

Ключевые слова: дальний перенос, атмосфера, пыль, аэрозольные частицы $PM_{2.5}$ и PM_{10} , концентрация, проба снега, траекторный анализ, Прикаспий, Москва, Архангельская область

DOI: 10.31857/S2686739724120171

ВВЕДЕНИЕ

Пылевая компонента атмосферного аэрозоля играет ключевую роль в системе Земли. Частицы пыли прямо влияют на радиационный баланс [1, 2], взаимодействуя с излучением и, косвенно, воздействуя на динамику атмосферы и стимулируя облако- и осадкообразование [1, 3]. Процессы с участием пылевого аэрозоля изменяют параметры состояния (температура поверхности, ветер, облачность, осадки), химический состав и свойства атмосферы [2, 3]. Минеральная пыль способствует повышению биопродуктивности экосистем, доставляя в них микроэлементы и удобрения и оказывая влияние на глобальный углеродный цикл [4, 5]. В то же время пыль

в приземном слое атмосферы ухудшает качество окружающей среды и негативно сказывается на здоровье и жизнедеятельности человека [3–5].

Общее содержание пыли в атмосфере оценивается в ~ 26 млн тонн [1]. Вместе с морской солью она составляет более 80% от общей массы аэрозоля [1, 6]. Большая часть атмосферной пыли – природного происхождения, она обеспечивает фоновый уровень твердых частиц в атмосфере. По оценкам [2, 7], на антропогенные источники пыли может приходиться около 25%.

Обилие пылевых частиц, их взаимодействие с другими компонентами атмосферы и перенос на большие расстояния способствуют проявлению различных механизмов воздействия пылевого аэрозоля на климатическую систему Земли, обуславливающих охлаждающий или нагревающий эффект [1, 3]. Однако результирующее радиационное воздействие пыли остается неопределенным. По последним оценкам [1] суммарный эффективный радиационный эффект

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова
Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: gubanova@ifaran.ru

пыли равен $-0.2 \pm 0.5 \text{ Вт/м}^2$ (90%-й доверительный интервал).

Основными природными источниками минеральной пыли являются пустыни и засушливые регионы Земного шара. Результаты современных модельных оценок [1] показали, что по сравнению с доиндустриальным периодом глобальная пылевая нагрузка возросла на $55 \pm 30\%$, что в значительной степени обусловлено увеличением количества пыли в Азии и Северной Африке. Несмотря на то, что большая часть минеральной пыли оседает вблизи источников, значительное ее количество переносится на большие расстояния. В последние десятилетия получены многочисленные результаты исследований трансатлантического переноса африканской пыли и транстихоокеанского переноса азиатской пыли в Северную и Южную Америку, обзор публикаций на эту тему представлен в работе [8]. Однако механизмы трансграничного переноса грубодисперсных ($d = 10\text{--}100 \text{ мкм}$) и гигантских ($d > 100 \text{ мкм}$) частиц пыли всё ещё недостаточно изучены [9].

Несмотря на удаленность Европейской части России (ЕЧР) от крупных пустынь земного шара, пыльные бури и перенос пыли в воздухе наблюдались в европейской России еще в прошлые века: в нижнем Поволжье, на Северном Кавказе. В. И. Даль очень кратко писал об этом в своем словаре, вышедшем в середине XIX века, в заметке о слове “помоха” — сухая мгла, ведущая к неурожаю. Это природное явление наблюдается при юго-восточном ветре, несущем пыль и песок из пустынных, жарких и сухих районов северного Прикаспия [10]. Однако публикаций о регистрации и анализе условий переноса пыли из засушливых и полузасушливых регионов в умеренные широты Восточной Европы и европейской части России очень мало.

В конце XX и начале XXI вв. на юге ЕЧР и на территориях сопредельных государств, расположенных в Прикаспии и Приаралье, стали возникать и развиваться интенсивные источники пыли, способной перемещаться на сотни километров и достигать регионов ЕЧР, расположенных в умеренных и высоких широтах. В этой связи следует упомянуть об образовании в результате высыхания Аральского моря новой пустыни Аралкум, которая является дополнительным мощным источником пыли, не только воздействующей на радиационный режим атмосферы в Центральной Азии, но и негативно влияющей на здоровье человека и окружающую среду [11], в том числе способствуя повышению

вероятности распространения минеральной пыли из Приаралья на ЕЧР [12].

В последние годы было зарегистрировано несколько случаев дальнего переноса пылевой компоненты аэрозоля в Московский и соседние с ним регионы из опустыненных и засушливых районов Прикаспия [8, 11, 13].

Однако необходимо более глубокое изучение условий и механизмов дальнего переноса минеральной пыли в северные области РФ, а также связанных с этим изменений параметров состояния атмосферы и характеристик аэрозольных частиц. Настоящая работа посвящена одному из последних и самых мощных эпизодов дальнего переноса пылевой компоненты аэрозоля из Северного Прикаспия через Московский регион в высоколатитные области РФ, в том числе в регионы Российской Арктики.

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассмотрены данные о массовой концентрации и дисперсном составе аэрозольных частиц в приземном слое атмосферы Московского региона в декабре 2023 года, полученные в рамках проводимого в ИФА РАН комплексного аэрозольного эксперимента по синхронному исследованию физико-химических характеристик приземного аэрозоля в Москве и ее пригороде [14].

Микрофизические характеристики аэрозольных частиц (дисперсный состав, счетная концентрация) измеряли в непрерывном режиме с временным разрешением 5 мин с помощью лазерных аэрозольных спектрометров ЛАС-П и оптико-электронных аэрозольных счетчиков ОЭАС-05 (разработчик — НИФХИ им. Л. Я. Карпова) в диапазоне диаметров частиц 0.15–10 мкм.

Массовую концентрацию аэрозольных частиц различных размерных фракций рассчитывали по известной формуле [14, 15]:

$$M_i(D_p) = \frac{\pi}{6} \rho \times D_p^3 \times N_i(D_p), \quad (1)$$

где $\rho = 1.8 \text{ г/см}^3$ — плотность частиц городского аэрозоля, D_p — средний диаметр частиц в каждой размерной фракции (в предположении, что все частицы — сферические), $N_i(D_p)$ — счетная концентрация частиц каждой размерной фракции:

$$N_i(D_p) = \int_{D_{p1}}^{D_{p2}} n_N^0 d \log_{10}(D_p), \quad (2)$$

где $n_N^0 = dN / d \log_{10}(D_p)$ – измеренное приборами ЛАС-П и ОЭАС-05 распределение числа аэрозольных частиц по размерам. Массовую концентрацию приземного аэрозоля $PM_{2.5}$, PM_{10} и $PM_{10-2.5}$ (диаметром меньше 2.5 мкм, меньше 10 мкм и от 2.5 до 10 мкм, соответственно) определяли суммированием значений концентрации соответствующих размерных фракций частиц, входящих в их состав.

В зимний период 2023–2024 гг. учеными Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН (ИО РАН) в рамках экспедиционных исследований геохимических характеристик снежного покрова западного сектора Российской Арктики выполнен отбор проб снега на территории Кольского полуострова, Архангельской обл. и Ненецкого Автономного округа. В настоящей работе рассмотрены результаты предварительного анализа талой воды пробы снежного покрова, отобранный в Государственном природном заповеднике “Пинежский” (далее – Пинежский заповедник), Архангельская обл. С помощью биологического стереоскопического микроскопа МБС-10 пробы исследована на присутствие биоорганических веществ.

Анализ дальнего переноса воздушных масс к Московскому региону проводился с использованием 3-суточных обратных траекторий переноса воздушных масс к точке наблюдения (модель HYSPLIT 4 [16] на сайте ARL NOAA [<https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php>]) ежесуточно, каждые 3 часа, на высотах 100, 250 и 500 м над подстилающей поверхностью.

По данным реанализа MERRA-2 [17] анализировали пространственное распределение над ЕЧР массовой концентрации пыли в приземном слое атмосферы и оптической толщины пыли (АОТ на длине волны $\lambda = 550$ нм), размер пикселя 0.5×0.625 градусов. Численные оценки MERRA-2 также применялись для сопоставления значений массовой концентрации пыли в приземном слое атмосферы Московского региона и в районе Пинежского заповедника (Архангельская обл.).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Непрерывные наблюдения за микрофизическими характеристиками и массовой концентрацией аэрозолей в приземном слое атмосферы

московского мегаполиса и загородной зоны способствуют выявлению нетипичных случаев аномального изменения аэрозольных параметров [14]. 13–16 декабря 2023 года в пунктах наблюдений ИФА РАН в Москве (далее ИФА) и пригороде, примерно в 50 км к западу от города, на Звенигородской научной станции ИФА РАН (далее – ЗНС), а также на московской городской сети автоматических станций контроля загрязнения атмосферы (ACKЗА) ГПБУ “Мосэкомониторинг” (МЭМ) [<http://mosecom.mos.ru/>] наблюдался рост концентрации аэрозольных частиц различных размерных фракций, нехарактерный для этого региона в зимний сезон (рис. 1). В этот период величина массовой концентрации частиц PM_{10} в некоторые сутки превышала среднесуточную предельно-допустимую концентрацию (ПДК = 60 мкг/м³) как в городе, так и в пригороде. Рост массовой концентрации более мелкой фракции частиц $PM_{2.5}$ по амplitude был менее значительным и ее уровень не превышал соответствующее значение ПДК для $PM_{2.5}$ (35 мкг/м³). Представленные на рис. 1 зависимости показывают синхронное (по суткам) развитие эпизода на трех станциях наблюдения в Московском регионе – в переулках центра

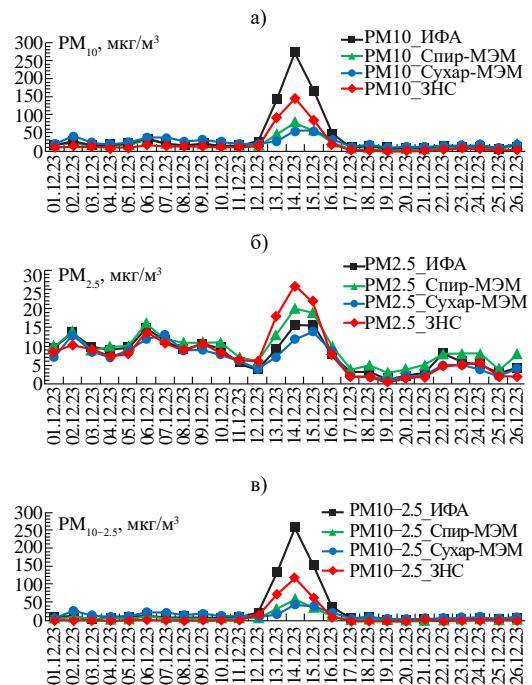


Рис. 1. Временной ход среднесуточной концентрации аэрозольных частиц разных размерных фракций в декабре 2023 года: (а) – PM_{10} ; (б) – $PM_{2.5}$; (в) – $PM_{10-2.5}$ (по данным наблюдений в пунктах ИФА, ЗНС и на двух ACKЗА МЭМ).

Москвы в зоне плотной офисной застройки (ИФА) и на двух станциях МЭМ – в жилом (“Спиридовонка” – Спир-МЭМ) и транспортном (“Сухаревская площадь” – Сухар-МЭМ) районах, а также в пригороде (ЗНС). Во время эпизода превышение средней декабрьской концентрации вне эпизода для концентрации аэрозолей размерности PM_{10} , $PM_{2.5}$ и $PM_{10-2.5}$ было в 8, 2 и 19 раз, соответственно (в среднем по этим четырём станциям).

Анализ синоптической обстановки и траекторий движения воздушных масс над ЕЧР позволил установить связь высокого аэрозольного загрязнения приземного воздуха московского региона с дальним переносом загрязняющих примесей из аридных и semi-аридных районов Прикаспия и Приаралья. На рис. 2 и 3 приведены карты среднего за каждые сутки пространственного распределения над ЕЧР приземной массовой концентрации и АОТ ($\lambda = 550$ нм) пыли во время рассматриваемого эпизода. Сложившиеся в этот период метеорологические условия в районах Нижнего Поволжья и Западного Казахстана – сильные морозы, крепкий и очень крепкий (по шкале Бофорта) ветер восточного и юго-восточного направлений со скоростью 15–20 м/с, отсутствие снежного покрова и вымороженный верхний слой

почвы – способствовали возникновению там очагов мощных пыльных бурь. Адвекция пыли в центр и на северо-запад ЕЧР в течение нескольких суток была обусловлена влиянием мощного сибирского антициклона, на периферии которого в зонах сгущения изобар оказались территории Прикаспия и Приаралья.

Наблюдаемое явление (рис. 2) аномально для центральных и северных районов ЕЧР как по длительности, так и по площади распространения пылевого аэрозоля в нижнем слое атмосферы. По-видимому, этому еще способствовала высокая стабильность приземного слоя атмосферы (слабое конвективное перемешивание, характерное для зимы по сравнению с более теплыми сезонами [18]). По данным [12, 13, 19], частота такого переноса воздушных масс к Москве в январе составляет около 3–5%, а в более северные регионы ЕЧР еще меньше. Вблизи Москвы шлейф пыли широк (рис. 2), что приводит к синхронному загрязнению большой территории, охватывающей как сам город, так и его пригороды и другие ближайшие области и регионы.

Необходимо подчеркнуть, что сведений о подобных явлениях дальнего переноса пыли из semi-аридных и аридных регионов Прикаспия и Приаралья в арктические районы России очень

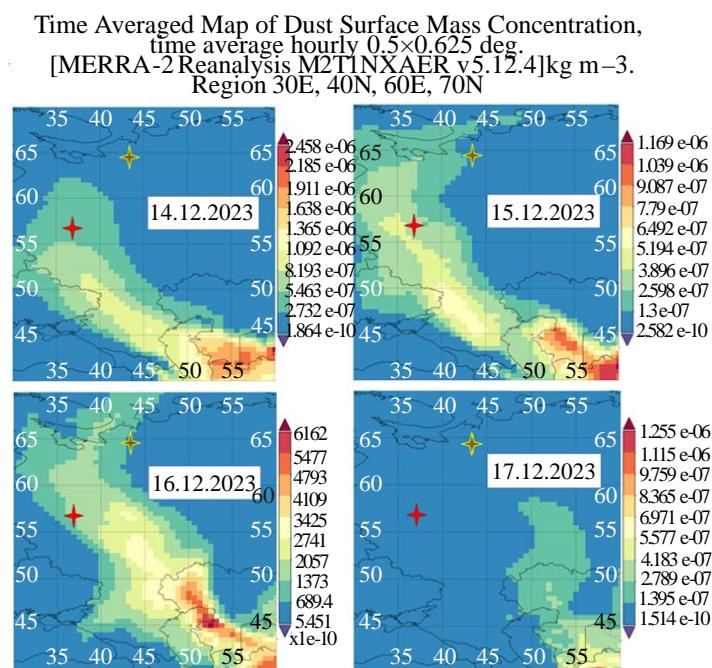


Рис. 2. Среднее за сутки пространственное распределение над ЕЧР приземной массовой концентрации пыли – по данным реанализа MERRA-2. Красной звездочкой на картах обозначено расположение г. Москвы, желтой звездочкой – расположение пос. Пинега Архангельской обл.

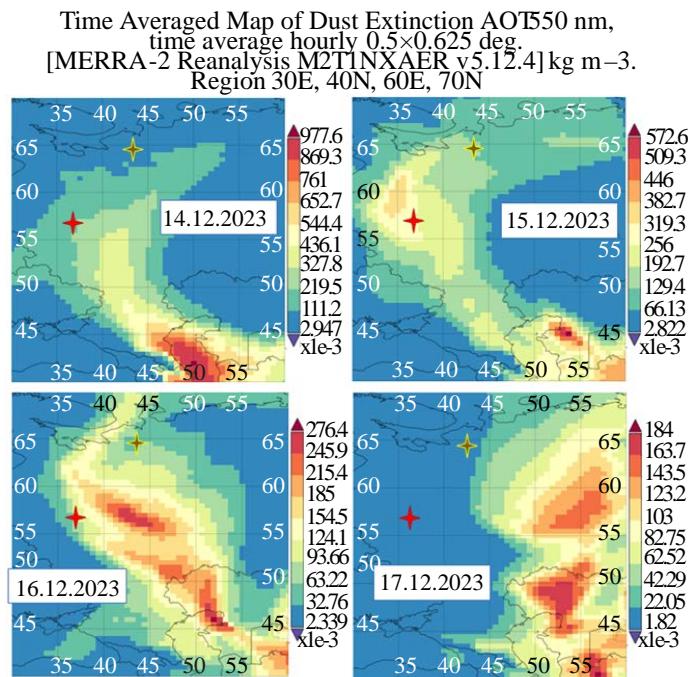


Рис. 3. Среднее за сутки пространственное распределение над ЕЧР АОТ (550 нм) пыли по данным реанализа MERRA-2. Красной звездочкой на картах обозначено расположение г. Москвы, желтой звездочкой – расположение пос. Пинега Архангельской обл.

мало, и авторам известна только одна работа, посвященная выпадению снега желтого и оранжевого цвета на территории Архангельской области, республики Коми и Ненецкого автономного округа в марте 2008 г. в результате дальнего переноса атмосферной пыли из засушливых пустынных, полупустынных и степных районов Северо-Западного Казахстана, Волгоградской и Астраханской областей, Калмыкии [20].

Фактическое подтверждение события дальнего переноса загрязняющих аэрозольных

примесей из с semiаридных и аридных регионов Прикаспия в середине декабря 2023 г. было получено также при предварительном исследовании пробы снега (вертикальный шурф за весь зимний период), отобранный на территории Пинежского заповедника в Архангельской области. В толще снежного покрова на высоте 18–20 см (при общей высоте снежной толщи в пробе 65 см) был обнаружен слой снега, имеющий желтоватую окраску (рис. 4) и выпавший, по сведениям наблюдателей, в декабре 2023 года.

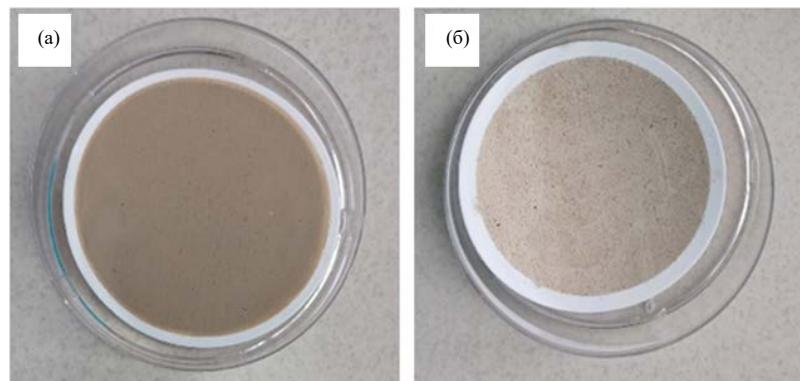


Рис. 4. Общий вид фильтров с пробами снега, отобранного на территории Пинежского заповедника: (а) – после фильтрации прослойки желтого снега (250 мл); (б) – после фильтрации усредненной пробы снежной толщи (1250 мл). Диаметр фильтра – 47 мм.

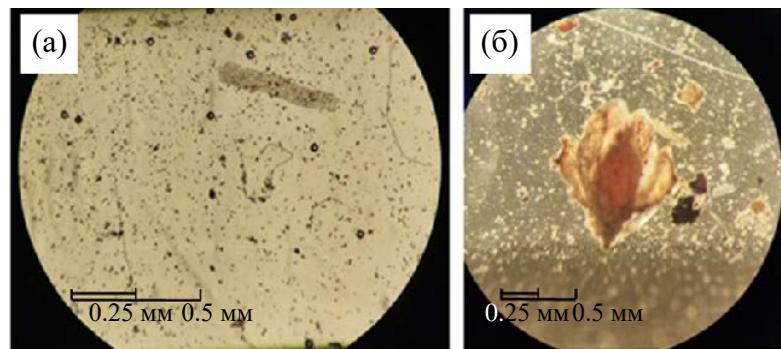


Рис. 5. Растительные остатки в пробе снега, отобранный на территории Пинежского заповедника: (а) – мелкий детрит, растительные волокна; (б) – остатки высшего растения.

Предварительный анализ талой воды этого снега под микроскопом позволил установить присутствие в снеге большого количества органической взвеси биологического происхождения, включая растительные волокна, ткани растений разной стадии разложения и фрагменты высших растений (рис. 5). Наличие аэрозольных частиц с биоорганическими остатками в высоколатитных областях ЕЧР в зимний период было обусловлено транспортом из южных регионов России, что является косвенным свидетельством дальнего переноса загрязняющих примесей из засушливых зон Прикаспия.

На рис. 6 представлена диаграмма временной изменчивости среднесуточных значений концентрации пыли, определенной по результатам численных оценок реанализа MERRA-2 в сравнении с данными измерений концентрации аэрозольных частиц PM_{10} в Москве и пригороде до, во время и после эпизода аномально высокого роста аэрозольного загрязнения в декабре 2023 г. Как видно из рисунка 6, численные оценки концентрации пыли в приземном воздухе в районе Пинежского заповедника (вблизи пос. Пинега) качественно хорошо соответствуют наблюдаемым изменениям концентрации частиц PM_{10} в Московском регионе с временным запаздыванием примерно на сутки за счет более дальнего переноса. Следует отметить, что в Москве приземная массовая концентрация пылевых частиц (всех размеров), по оценкам в рамках реанализа MERRA-2, во время эпизода значительно превосходит измеренные величины концентрации аэрозоля PM_{10} . После эпизода она становится практически не отличима от средних зимних значений концентрации всех аэрозольных частиц в приземном воздухе Москвы зимой [15]. Из этого следует, что во время таких эпизодов

дальнего атмосферного переноса пыли наиболее крупные частицы приносятся в город извне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе непрерывных наблюдений за характеристиками приземного аэрозоля в московском мегаполисе и пригороде, проводимых в ИФА РАН, выявлен и подтвержден экспериментальными данными очень редкий случай дальнего переноса пылевого аэрозоля из semiаридных и аридных районов Прикаспия и Приаралья через всю территорию Европейской части России в регионы умеренных и высоких широт, включая зону Российской Арктики. Одновременно зарегистрированы эпизоды аномального роста массовой концентрации аэрозолей разных размерных фракций в Московском регионе

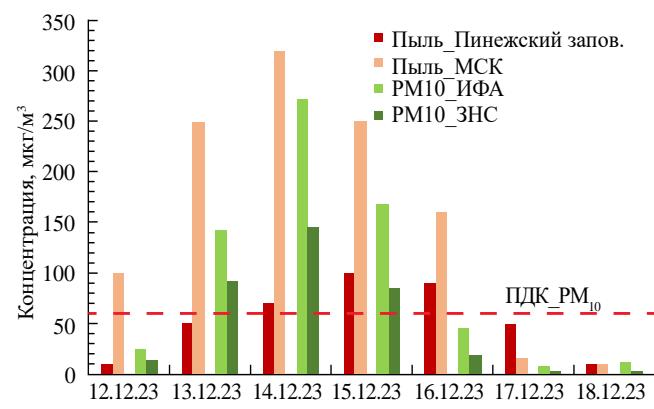


Рис. 6. Временная изменчивость в период 12–18 декабря 2023 г. среднесуточной концентрации пыли (по оценкам MERRA-2) – в районе пос. Пинега (Архангельская обл.) и в Московском регионе (МСК); аэрозолей PM_{10} – по измерениям в Москве (ИФА) и в пригороде (ЗНС).

и изменения цвета (а, следовательно, и состава) снега в Архангельской области (территория Пинежского заповедника). Предварительные результаты исследования талой воды этого снега показали наличие в нем большого количества органических остатков биологического происхождения, принесенных в зимний период на Российский Север из южных регионов ЕЧР.

Более глубокий анализ таких событий позволит повысить достоверность статистики их появления в Московском регионе. Анализ химического состава снега за этот период покажет отличия и сходства вещества, выпавшего на поверхность при похожих эпизодах 2008 [20] и 2023 годов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят академика РАН Г. С. Голицына за интерес к работе и полезные советы.

Большое спасибо М. И. Зметной за предоставленные результаты микроскопического анализа проб талого снега, без которых работа была бы неполной.

Авторы выражают глубокую признательность руководству ГПБУ “Мосэкомониторинг” за предоставленную возможность доступа к данным измерений на московской сети АСКЗА.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН “Моделирование изменений газового и аэрозольного состава атмосферы на основе наземных и спутниковых методов его мониторинга” (FMWR-2022-0010) – в части экспериментальных исследований характеристик и источников приземного аэрозоля в Московском регионе, а также при поддержке РНФ (проект № 22-77-10074) – в части отбора проб и изучения состава снега в арктических районах Российской Арктики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kok J. F., Storelvmo T., Karydis V. A. et al. Mineral dust aerosol impacts on global climate and climate change // *Nat. Rev. Earth Environ.* 2023. V. 4. P. 71–86. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00379-5>
2. Klingmüller K., Lelieveld J., Karydis V.A., Stenchikov G.L. Direct radiative effect of dust–pollution interactions // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19. P. 7397–7408. <https://doi.org/10.5194/acp-19-7397-2019>
3. Schepanski K. Transport of mineral dust and its impact on climate // *Geosciences*. 2018. V. 8. 151. <https://doi.org/10.3390/geosciences8050151>
4. Mahowald N. M., Kloster S., Engelstaedter S. et al. Observed 20th century desert dust variability: impact on climate and biogeochemistry // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. P. 10875–10893. <https://doi.org/10.5194/acp-10-10875-2010>
5. Zhang X., Zhao L., Tong D. Q. et al. Systematic review of global desert dust and associated human health effects // *Atmosphere*. 2016. V. 7. 158. <https://doi.org/10.3390/atmos7120158>
6. Gliss J., Mortier A., Schulz M. et al. AeroCom phase III multi-model evaluation of the aerosol life cycle and optical properties using ground- and space-based remote sensing as well as surface in situ observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2021. V. 21. P. 87–128. <https://doi.org/10.5194/acp-21-87-2021>
7. Ginoux P., Prospero J. M., Gil T. E. et al. Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products // *Rev. Geophys.* 2012. V. 50. RG3005. <https://doi.org/10.1029/2012RG000388>
8. Gubanova D., Chkhetiani O., Vinogradova A. et al. Atmospheric transport of dust aerosol from arid zones to the Moscow region during fall 2020 // *AIMS Geosciences*. 2022. V. 8. № 2. P. 277–302. <https://doi.org/10.3934/geosci.2022017>
9. van der Doe M., Knippertz P., Zschenderlein P. et al. The mysterious long-range transport of giant mineral dust particles // *Science Advances*. 2018. V. 4. Iss. 12. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aau2768>
10. Сельскохозяйственный словарь-справочник / Гл. ред. А. И. Гайстер. М.—Л.: Государственное издательство колхозной и совхозной литературы “Сельхозгиз”, 1934. 1280 с.
11. Banks J. R., Heinold B., Schepanski K. Radiative cooling and atmospheric perturbation effects of dust aerosol from the Aralkum Desert in Central Asia // *EGUphere* [preprint]. 2023. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-2772>
12. Shukurov K. A., Simonenkov D. V., Nevzorov A. V. et al. CALIOP-based evaluation of dust emissions and long-range transport of the dust from the Aral–Caspian arid region by 3D-source potential impact (3D-SPI) method // *Remote Sens.* 2023. V. 15. 2819. <https://doi.org/10.3390/rs15112819>
13. Виноградова А. А., Губанова Д. П., Лезина Е. А., Иванова Ю. А. Пылевой аэрозоль из районов Северного Прикаспия в приземном воздухе центра европейской России // *Оптика атмосферы и океана*. 2024. Т. 37. № 6. С. 453–460. <https://doi.org/10.15372/AOO20240602>.
14. Губанова Д. П., Виноградова А. А., Лезина Е. А. и др. Условно-фоновый уровень аэрозольного загрязнения

- нения приземного воздуха в Москве и пригороде: сезонные вариации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 6. С. 754–773. <https://doi.org/10.31857/S0002351523060056>
15. *Seinfeld J. H., Pandis S. N.* Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change, 2nd Edition. New York: Wiley, USA, 2006. 1232 p.
16. *Stein A. F., Draxler R. R., Rolph G. D. et al.* NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2015. V. 96. P. 2059–2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>
17. *Gelaro R., McCarty W., Suárez M. J. et al.* The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2) // J Clim. 2017. V. 30. Iss. 13. P. 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
18. *Одинцов С. Л., Гладких В. А., Камардин А. П., Невзорова И. В.* Высота слоя перемешивания в условиях температурных инверсий: экспериментальные данные и модельные оценки // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 7. С. 549–558. <https://doi.org/10.15372/AOO20220705>
19. *Шукров К. А., Шукрова Л. М.* Регионы-источники нитрата аммония, сульфата аммония и природных силикатов в приземном аэрозоле Западного Подмосковья // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 3. С. 360–369. <https://doi.org/10.7868/s0002351517030142>
20. *Шевченко В. П., Коробов В. Б., Лисицын А. П. и др.* Первые данные о составе пыли, окрасившей снег на европейском севере России в желтый цвет (март 2008 г.) // ДАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 675–679.

LONG-RANGE ATMOSPHERIC TRANSPORT OF DUST FROM THE CASPIAN SEA REGION TO THE RUSSIAN ARCTIC IN DECEMBER 2023

D. P. Gubanova^{a, #}, A. A. Vinogradova^{a, b}, E. I. Kotova^b

Presented by Academician of the RAS G.S. Golitsyn on May 16, 2024.

^a*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics,*

Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^b*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,*

Moscow, Russian Federation

[#]*E-mail: gubanova@ifaran.ru*

A rare phenomenon – the long-range atmospheric transport of dust from the arid and semiarid territories of the Caspian Sea region through the center of European part of Russia to its Arctic areas – was registered in December 2023 during field study of aerosol composition aerosol in Moscow air and the snow composition in the Arkhangelsk region. The trajectories of air mass transport, dynamics of spatial and temporal variability of mass PM_{2.5} and PM₁₀ concentration values in the Moscow region, as well as numerical estimates and spatial distributions of near-surface aerosol concentration and atmospheric optical characteristics over the European part of Russia (according to the MERRA-2 reanalysis) confirm an increase in aerosol air pollution due to long-rang air transport from the territories of the Caspian Sea to the Arkhangelsk region. In the snow sample taken in the area of Pinega (Pinezhsky Nature Reserve), Arkhangelsk region in the spring of 2024, in the thickness of the snow cover at an altitude of 18–20 cm (with a total snow thickness of 65 cm), a layer of snow that fell in December 2023 having a yellowish color was found. Preliminary studies of the sample of this snow showed the presence of a large amount of organic suspension and plant residues, which in winter indicates atmospheric aerosol transport from the southern regions of Russia.

Keywords: long-range transport, atmosphere, dust, aerosols PM_{2.5} and PM₁₀, concentration, snow sample, trajectory analysis, MERRA-2 reanalysis, Caspian Sea, Moscow, Arkhangelsk region

АНАЛИЗ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПОВЫШЕНИИ ВОДОУСТОЙЧИВОСТИ ПОЧВ

© 2024 г. Г. Н. Федотов*, член-корреспондент РАН С. А. Шоба,
И. В. Горепекин, Д. А. Тарасенко

Поступило 20.06.2024 г.

После доработки 22.07.2024 г.

Принята к публикации 24.07.2024 г.

Одним из приемов повышения водоустойчивости и эрозионной стойкости почв является использование полимеров-структураторов. Считается, что механизм их действия основан на укреплении связей между частицами глинистых минералов. Такой подход игнорирует существование на поверхности минеральных частиц органоминеральных гелей, которые могут оказывать влияние на эффективность действия полимеров. Цель работы состояла в исследовании взаимодействия ряда веществ-структураторов, используемых для повышения водоустойчивости и эрозионной стойкости, с компонентами почв. В модельных опытах по взаимодействию полимеров с компонентами почв использовали суспензии гумата и бентонита. Верификацию результатов проводили на выщелоченном черноземе. Эффективность полимеров оценивали методом лезвий, используемым для определения водоустойчивости почв, а взаимодействие частиц в суспензиях в модельных опытах оценивали методом лазерной дифрактометрии. Установлено, что в растворах гуматов с полимерами размер образующихся в растворах частиц возрастает с повышением гидрофобности полимеров. В суспензиях бентонита с полимерами такой однозначной связи обнаружено не было. Верификация результатов модельных опытов на черноземе показала, что водоустойчивость агрегатов возрастает с увеличением гидрофобности используемого для обработки полимера. Для дополнительной проверки роли органического вещества в обеспечении водоустойчивости почв была проведена оценка возможности использования разноименно заряженных гуминовых веществ и золя железа для повышения водоустойчивости почв. Проведенные эксперименты показали, что использование золя железа увеличивает водоустойчивость чернозема. Причем с повышением pH раствора золя железа с 1.7 до 6.1 величина эффекта возрастает с 11 до 59%. Результаты исследования позволяют заключить, что смещение акцента с усиления сцепления между минеральными частицами на укрепление органических и органоминеральных взаимодействий следует рассматривать как резерв повышения эффективности составов для поддержания структуры почв.

Ключевые слова: органическое вещество почв, гуминовые вещества, глинистые минералы, водоустойчивость почв, полимеры-структураторы

DOI: 10.31857/S2686739724120187

Потеря плодородного слоя зависит от целого ряда свойств почвы – содержания органического вещества, гранулометрического состава, степени насыщенности обменными катионами, агрегатного состава и ряда других [1]. Эти свойства определяют противоэрзионную стойкость почв, которая характеризует способность почвы противостоять смывающему действию потока воды и капель дождя. Количественно она

выражается величиной критической размывающей скорости потока, которая, согласно существующему мнению, непосредственно определяется двумя показателями почвы: размером водопрочных агрегатов и сцеплением их друг с другом. Остальные свойства почв влияют на противоэрзионную стойкость косвенно, через эти параметры [1].

Определение критической размывающей скорости потока для конкретной почвы проводят непосредственно в полевых условиях, либо в лабораторных модельных экспериментах на эрозионных гидролотках. Эти методы имеют низкую производительность. Однако наличие корреляции между эрозионной стойкостью и во-

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова, факультет почвоведения
Москва, Россия

*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com

доустойчивостью почв, показанной в работе [2], значительно повышает возможности разработки мелиорирующих составов.

В практике повышения противоэррозионной устойчивости почв, нашли широкое применение полимеры-структурообразователи – структоры [3–5]. Установлено, что применение различных полимеров способствует повышению агрегированности почв и межагрегатного сцепления. Это, в свою очередь, влияет на увеличение размывающей скорости и соответственно повышение противоэррозионной стойкости почвы. Считают, что механизм действия полимеров основан на их закреплении на частицах глинистых минералов и связывании последних друг с другом [3–5]. Такой подход не учитывает существующие представления о строении почв – расположение на поверхности минеральных частиц слоя органоминерального геля [6].

Цель работы – исследование взаимодействия ряда веществ-структураторов, используемых для повышения водоустойчивости и эрозионной стойкости, с компонентами почв.

В качестве полимеров-структураторов в работе использовали полиэтиленгликоль (ПЭГ), полиакриламид (ПАА) и поливиниловый спирт (ПВС). Также в качестве структора использовали золь гидроксида железа, который готовили методом ионного обмена из раствора хлорида железа, используя анионит в OH-форме.

Для моделирования взаимодействия веществ-структураторов с органическим веществом почв в работе использовали водные растворы гумата из бурого угля, приготовленные из гумата калия ООО “Агротехнологии”.

Для определения размера частиц в растворах гумата с полимерами образцы готовили следующим образом. В растворы полимеров с концентрацией 0.02% добавляли такую навеску гумата, чтобы обеспечить соотношение полимер: гумат 1:5. Далее растворы гумата с полимерами центрифугировали при 2000 об/мин, что позволяло отделить посторонние примеси.

Изменение размера частиц в суспензии гумата при изучении их взаимодействия с полимерами проводили с использованием лазерного дифрактометра.

В модельных опытах по изучению взаимодействия веществ-структураторов с минералами группы монтмориллонита в работе использовали бентонит кальция, изготовленный по ОСТ 18-49-71.

Готовили 5%-й раствор бентонита при активном перемешивании, после чего полученный раствор центрифугировали при 2000 оборотах в течение 10 минут. Надосадочную жидкость отделяли от осадка и высушиванием на песчаной бане определяли полученную концентрацию раствора бентонита, которая составила 8.8 г/л. Далее готовили растворы полимеров с концентрацией 0.02%. В растворы полимеров добавляли раствор бентонита таким образом, чтобы в образце соотношение полимер: бентонит составляло 1:5.

Изменение размера частиц в суспензии бентонита при изучении их взаимодействия с полимерами проводили с использованием лазерного дифрактометра.

Для верификации результатов модельных опытов в работе использовали чернозем выщелоченный из Орловской области. В опытах с полимерами на каждый агрегат размером 4.5–5 мм наносили по 10 мкл раствора с концентрацией 0.02%. Далее образцы в чашках Петри помещали в эксикатор, выдерживали в течение недели, а затем оценивали их водоустойчивость.

Водоустойчивость почв определяли в соответствии с методом, описанным в работе [7]. Эксперименты проводили в шестикратной повторности с последующим расчетом доверительных интервалов при 95%-й доверительной вероятности.

Для приготовления золя гидроксида железа использовали 6-тиводный хлорид железа (III). Раствор соли обрабатывали анионитом в -OH-форме для образования золя гидроксида железа (III). При приготовлении золя с разными значениями pH использовали разное количество анионита. Приготовление проводили при интенсивном перемешивании для обеспечения равномерности распределения анионита. Величину pH контролировали при помощи иономера И-500 Аквилон.

Для предотвращения осаждения гидроксида железа (III) при слабокислом и нейтральном pH в золь вводили стабилизатор. В качестве стабилизатора использовали 0.02%-ный раствор поливинилового спирта (ПВС). Соотношение стабилизатора и золя гидроксида железа (III) составляло 1:100.

Далее на агрегаты чернозема, не подвергавшиеся высушиванию, наносили по 10 мкл золя гидроксида железа, после чего обработанные образцы выдерживали в эксикаторе с насыщенными парами воды в течение 7 суток. Затем определяли водоустойчивость полученных образцов по методу лезвий.

В работе [8] было показано, что водоустойчивость почвенных агрегатов обусловлена гидрофобными связями в почвенных органоминеральных гелях, которые покрывают и связывают почвенные частицы между собой.

Для проверки взаимодействия органической составляющей почв с полимерами был проведен модельный эксперимент по взаимодействию гуматов с полимерами, молекулы которых обладают разными гидрофильно-гидрофобными свойствами. Мы предполагали, что в водном растворе дифильные гуматы будут взаимодействовать с дифильными полимерами за счет гидрофобных взаимодействий. Это должно приводить к увеличению размера частиц в растворах. Причем с увеличением гидрофобности полимера должен возрастать размер частиц в растворах.

Полученные данные свидетельствуют о том (рис. 1), что наибольший размер частиц характерен для суспензий гуматов с ПВС – самым гидрофобным среди изученных полимеров. В варианте с самым гидрофильным полимером – ПЭГ частицы имеют наименьший размер, вариант с ПАА занимает промежуточное положение.

Для проверки взаимодействия минеральной составляющей почв с полимерами-структураторами был проведен модельный эксперимент по взаимодействию бентонита с теми же полимерами, которые использовали в опытах с гуматами. В этом случае рабочая гипотеза состояла в том, что для гидрофильного бентонита ведущую роль в образовании агрегатов должны играть гидрофильные связи, т.е. самый крупный размер

частиц должен наблюдаться в варианте с самым гидрофильным полимером – ПЭГ.

Полученные данные опровергли наше предположение (рис. 2): как и в случае с растворами гуматов наибольший размер частиц характерен для суспензий бентонита с ПВС. Это можно объяснить тем, что гидрофильные участки ПВС взаимодействуют с гидрофильными участками бентонита. Гидрофобные участки ПВС оказываются на поверхности частиц бентонита и дальнейшее взаимодействие минеральных частиц осуществляется посредством гидрофобных взаимодействий. Такой механизм предложен для описания роли дифильных гуминовых веществ в обеспечении водоустойчивости почв [9].

Распределение частиц по размеру в вариантах опыта с ПЭГ и ПАА сходно с контролем. Это говорит о том, что вклад гидрофильных связей при сцеплении частиц бентонита и полимеров меньше, чем гидрофобных.

Для верификации данных модельных опытов была определена водоустойчивость чернозема, обработанного различными полимерами. Гипотеза эксперимента состояла в том, что с увеличением гидрофобности полимера водоустойчивость почв, обусловленная гидрофобными связями, должна возрастать.

В ходе экспериментов установлено (табл. 1), что наибольшее значение водоустойчивости – 34.38 мН/агрегат – отмечено в варианте ПВС, что на 43% выше по сравнению с необработанным контролем. После него идут варианты

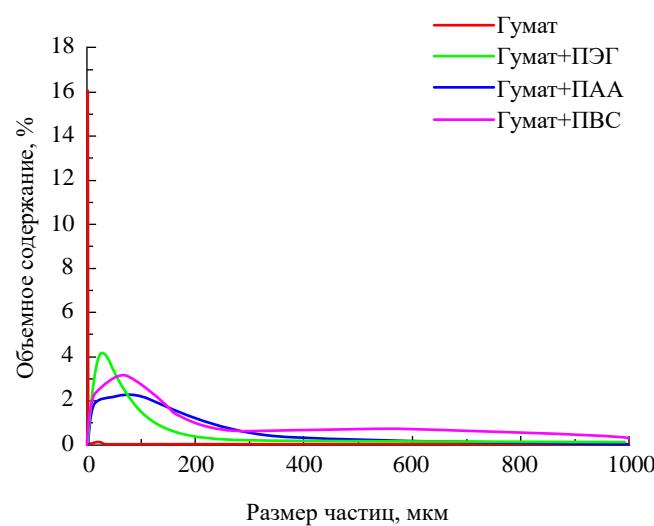


Рис. 1. Влияние добавления полимеров к растворам гуматов на распределение частиц по размеру.

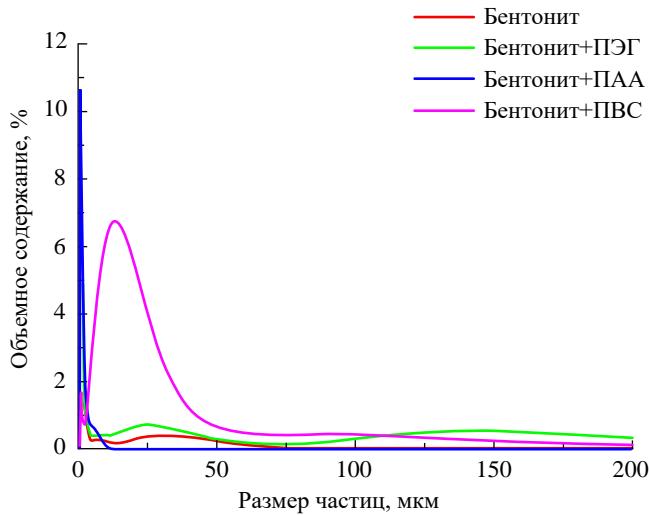


Рис. 2. Влияние добавления полимеров к суспензии бентонита на распределение частиц по размеру.

Таблица 1. Влияние внесения полимеров разной гидрофобности при концентрации 0.02% на водоустойчивость чернозема

Полимер	Водоустойчивость, мН/агрегат
Контроль без обработки	24.11±0.54
Полиэтиленгликоль 300	23.87±0.59
Полиакриламид	28.60±1.03
Поливиниловый спирт	34.38±1.19

с ПАА – 28.60 мН/агрегат и ПЭГ – 23.87 мН/агрегат. Таким образом, снижение водоустойчивости соотносится с уменьшением частиц по размерам в модельном опыте с суспензиями гуматов с полимерами, где размер частиц убывал в ряду: ПВС-ПАА-ПЭГ. При этом ПВС среди изученных полимеров формировал с бентонитом наиболее крупные частицы.

Учитывая, что на протяжении десятилетий разработка структоров была ориентирована на связывание частиц глинистых минералов [3–5], вопрос их взаимодействия был достаточно подробно описан в литературе [3–5]. На наш взгляд, смещение акцента при подборе структоров с почвенных минералов на органоминеральные гели может выступить резервом повышения эффективности составов для улучшения водоустойчивости и эрозионной стойкости почв. Для проверки этой гипотезы следовало уточнить вклад органической составляющей почв – гуминовых веществ (ГВ) – в формирование почвенной структуры.

Из литературы известно [10], что, наряду с дифильностью, гуминовые вещества обладают отрицательным зарядом, поэтому на прочность гелей должны влиять связи, возникающие за счет взаимодействия разноименно заряженных ионов. В качестве примера можно привести гидроксид железа, частицы которого имеют положительный заряд поверхности и хорошо взаимодействуют с гумусом [11]. При этом как ГВ, так и гидроксид железа имеют многоуровневую организацию.

Структурная организация ГВ выглядит следующим образом. Первичные частицы-молекулы гуминовых веществ (ГВ) размером 2–10 нм объединяются во фрактальные кластеры (Ф-кластеры) размером 100–200 нм [12–14]. Возникновение Ф-кластеров и их объединение с образованием

органической составляющей гелей происходит из-за мозаичной гидрофильно-гидрофобной поверхности частиц-молекул ГВ [15].

В структурной организации гидроксида железа выделяют первичные коллоидные частицы, которые объединены в агрегаты 1-го уровня размером около 100 нм и агрегаты 2-го уровня размером несколько микрон [16].

Разноименный заряд ГВ и железа в сочетании со сходным размером образований – Ф-кластеров ГВ и агрегатов золя железа – позволяют предположить возможность использования железа для повышения водоустойчивости почв.

Основной проблемой применения растворов солей железа (III) для повышения водоустойчивости почв является их высокая кислотность. В работе [17] приведен график, показывающий распределение в системе ионов железа (III) и их гидроксокомплексов в зависимости от pH. Попытки повысить pH растворов солей до величин, безопасных для растений, добавлением щелочи приводят к выпадению осадка гидроксида железа, механизм которого состоит в образовании коллоидных частиц гидроксида железа при гидролизе соли, их коагуляции и седиментации.

Из коллоидной химии известно [18], что коагуляция ускоряется при повышении температуры, ионной силы раствора и концентрации частиц. Добавление для увеличения pH растворов щёлочи одновременно приводит к росту ионной силы растворов и числа коллоидных частиц, провоцируя коагуляцию. Значительно более мягким является обработка растворов железа анионитом в OH-форме. В этом случае происходит обмен анионов в растворе на -OH-группы из анионита, pH увеличивается, а ионная сила даже снижается. Так электропроводность золя железа с pH 6.1 примерно в 40 раз ниже электропроводности раствора хлорного железа, из которого его приготовили.

Повышение pH подобным способом позволило получить коллоидные растворы с концентрацией 6.0 г/л по железу при pH 6.0 (рис. 3, 4). При этом увеличение pH сопровождалось повышением водоустойчивости чернозема с 26.7 до 38.6 мН/агрегат (рис. 3, табл. 2). По отношению к необработанному чернозёму водоустойчивость возросла на 59%, что заметно больше, чем при использовании полимерных структоров (табл. 1).

Однако устойчивость золей железа при pH близких к нейтральным оставалась низкой. Для стабилизации золя железа мы использовали ПВС – полимер, который ранее в экспериментах

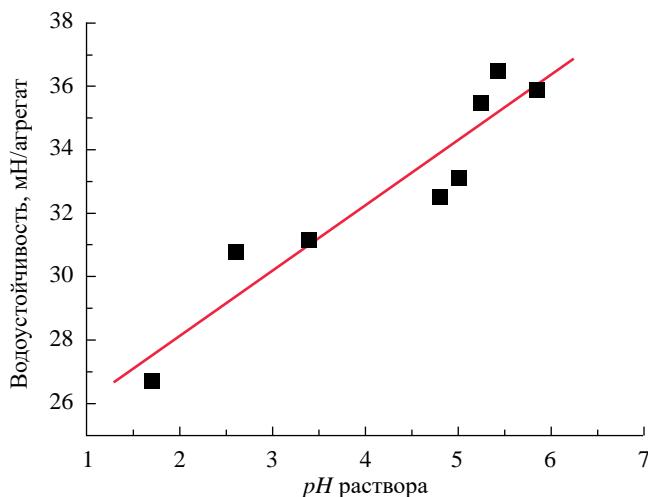


Рис. 3. Влияние pH золя железа на водоустойчивость чернозема.

Таблица 2. Влияние внесения поливинилового спирта (ПВС) при концентрации 0.02% на водоустойчивость чернозема

Концентрация Fe, г/100 г	Водоустойчивость образцов без ПВС, мН/агрегат	Водоустойчивость образцов с ПВС, мН/агрегат
0.2	26.73±1.00	26.85±0.50
0.6	38.41±1.29	38.58±0.94

увеличил водоустойчивость чернозема и, согласно литературным данным [19], обладал способностью к стабилизации золя железа.

Проведенные опыты показали (табл. 2), что золь железа в сочетании с ПВС перестал выпадать в осадок при хранении, т.е. его устойчивость возросла. При этом эффективность золя железа сохранилась на уровне нестабилизированного варианта.

Полученные результаты дополняют представления о роли органического вещества почв в формировании структурообразующих связей при использовании веществ-структураторов. Смещение акцента с усиления сцепления между минеральными частицами на укрепление органических и органоминеральных взаимодействий следует рассматривать как резерв повышения эффективности составов для поддержания структуры почв.

ВЫВОДЫ

Размер образований в растворах гуматов с полимерами возрастает с увеличением

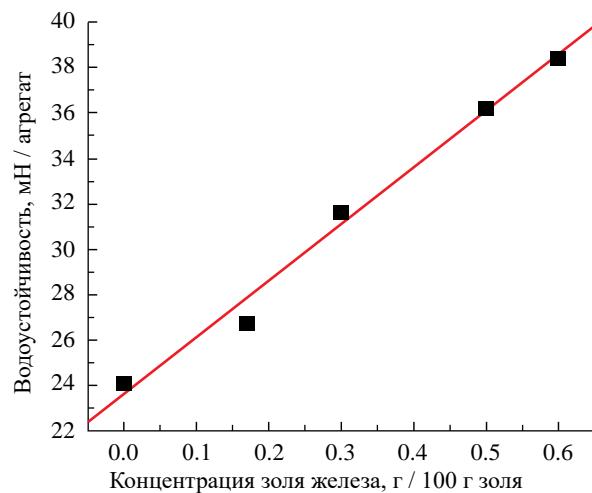


Рис. 4. Влияние концентрации золя железа на водоустойчивость чернозема.

гидрофобности полимеров, что говорит о ведущей роли гидрофобных связей при взаимодействии гуматов с полимерами.

Наибольший размер образований в растворах бентонита с полимерами отмечен для поливинилового спирта. При этом сходное с контролем распределение частиц по размеру в вариантах опыта с ПЭГ и ПАА говорит о том, что вклад гидрофильных связей при сцеплении частиц бентонита и полимеров меньше, чем гидрофобных.

С увеличением гидрофобности изученных полимеров для повышения водоустойчивости чернозема их эффективность возрастает до 43%.

Использование суспензий золя железа для обработки чернозема позволяет повысить его водоустойчивость на 59%.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке работы РНФ: проект № 22 14-00107.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кузнецов М. С., Глазунов Г. П. Эрозия и охрана почв: учебник для вузов. 3-изд., испр. и доп. М.: Юрайт, 2019. 387 с.

2. *Федотов Г. Н., Ушкова Д. А., Демидов В. В., Горепекин И. В., Егорова М. Н., Сухарев А. И.* Эрозионная стойкость и водоустойчивость почв // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. 2024. № 3.
3. *Кульман А.* Искусственные структурообразователи почвы. М.: Колос, 1982. 158 с.
4. *Ревут И. Б., Масленникова Г. Л., Романов И. А.* Химические способы воздействия на испарение и эрозию почв. Л.: Гидрометиздат, 1973. 152 с.
5. *Huang J., Kogbara R. B., Hariharan N., Masad E. A., Little D. N.* A state-of-the-art review of polymers used in soil stabilization // Construction and Building Materials. 2021. V. 305. P. 124685.
6. *Тюлин А. Ф.* Органно-минеральные коллоиды в почве, их генезис и значение для корневого питания высших растений. М.: АН СССР, 1958. 52 с.
7. *Ушкова Д. А., Конкина У. А., Горепекин И. В., Потапов Д. И., Шеин Е. В., Федотов Г. Н.* Устойчивость агрегатов пахотных почв: экспериментальное определение и нормативная характеристика // Почвоведение. 2023. № 2. С. 203–210.
8. *Федотов Г. Н., Шоба С. А., Ушкова Д. А., Горепекин И. В., Шваров А. П.* Природа связей в формировании водоустойчивости почвенных агрегатов // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 2. С. 284–288.
9. *Шеин Е. В., Милановский Е. Ю.* Органическое вещество и структура почвы: учение В. Р. Вильямса и современность // Известия Тимирязевской сельскохозяйственной академии. 2014. № 1. С. 42–51.
10. *Kam S.K., Gregory J.* The interaction of humic substances with cationic polyelectrolytes // Water Research. 2001. V. 35. № 15. P. 3557–3566.
11. *Александрова Л. Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980. 288 с.
12. *Osterberg R., Mortensen K.* Fractal dimension of humic acids. A small angle neutron scattering study // European Biophysics J. 1992. V. 21(3). P. 163–167.
13. *Wilkinson K. J., Senesi N.* Biophysical Chemistry of Fractal Structures and Processes in Environmental Systems. 2008. John Wiley & Sons. 323 p.
14. *Angelico R., Colombo C., Di Iorio E., Brtnický M., Fojt J., Conte P.* Humic substances: from supramolecular aggregation to fractal conformation – Is there time for a new paradigm? // Applied Sciences. 2023. V. 13. № 4. P. 2236.
15. *Милановский Е. Ю.* Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.
16. *Фрадес Л. А.* Радиохимическое исследование сорбционных свойств оксигидрата железа в условиях переработки латеритов Кубы / Дис. ... канд. хим. наук. М., 1981. 151 с.
17. *Жаркынбаева Р. А., Худайбергенова Э. М., Жорбекова Ш. Ж.* Гидролиз железа и образование смешаннолигандных гумат-гидроксокомплексов в воде // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2022. № 7. С. 78–82.
18. *Фролов Ю. Г.* Курс коллоидной химии. М.: Химия, 1982. 400 с.
19. *Гончаренко Е. Е., Ксенофонтов Б. С., Голубев А. М.* Исследование устойчивости и коагуляции лиофобных золей с применением компьютерной технологии // Вестник Московского государственного технического университета им. НЭ Баумана. Серия “Естественные науки”. 2014. № 1 (52). С. 54–65.

ANALYSIS OF VIEWS ABOUT INCREASING THE WATER STABILITY OF THE SOIL

**G. N. Fedotov[#], Corresponding Member of the RAS S. A. Shoba,
I. V. Gorepekin, D. A. Tarasenko**

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation
[#]*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com*

One of the methods to increase the water stability and erosion resistance of soils is the use of polymer-structors. It is believed that the mechanism of their action is based on strengthening the bonds between the particles of clay minerals. This approach ignores the existence of organomineral gels on the surface of mineral particles, which can affect the effectiveness of polymers. The purpose of the work was to investigate the interaction of a number of structor substances used to increase water stability and erosion resistance with soil components. In model experiments on the interaction of polymers with soil components, suspensions of humate and bentonite were used. Verification of the results was carried out on leached chernozem. The effectiveness of polymers was evaluated by the blade method used to determine the water stability of soils, and the interaction of particles in suspensions in model experiments was evaluated by laser diffractometry. It was found that in solutions of humates with polymers, the size of particles formed in solutions increases with increasing hydrophobicity of polymers. No such unambiguous relationship was found in bentonite suspensions with polymers. Verification of the results of model experiments on chernozem showed that the water stability of the aggregates increases with an increase in the hydrophobicity of the polymer used for processing. To further verify the role of organic matter in ensuring soil water stability, an assessment was made of the possibility of using variously charged humic substances and iron sol to increase soil water stability. Experiments have shown that the use of iron sol increases the water stability of chernozem. Moreover, with an increase in the pH of the iron sol solution from 1.7 to 6.1, the effect value increases from 11 to 59%. The results of the study allow us to conclude that the shift in emphasis from strengthening the adhesion between mineral particles to strengthening organic and organomineral interactions should be considered as a reserve for increasing the effectiveness of formulations to maintain soil structure.

Keywords: soil organic matter, humic substances, clay minerals, soil water stability, structural polymers

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ АДАПТАЦИЯ МЕТАБОЛИЗМА РЫБ К СНИЖЕНИЮ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ НА СУБАРКТИЧЕСКОЕ ОЗ. ИМАНДРА

© 2024 г. Н. А. Гашкина*, член-корреспондент РАН Т. И. Моисеенко

Поступило 12.08.2024 г.

После доработки 13.08.2024 г.

Принято к публикации 14.08.2024 г.

Рассмотрена биоаккумуляция элементов в органах и тканях сигов (*Coregonus lavaretus* L.) из различных по антропогенному влиянию плесов оз. Имандря в период снижения токсичной нагрузки. Показано, что аккумуляция элементов в органах и тканях сигов в меньшей мере зависит от концентраций в воде и в большей определяется толерантностью к более высоким концентрациям токсичных элементов и физиологическим состоянием. Построены модели перераспределения элементов в печени и почке сигов в зависимости от физиологического состояния рыб. Стратегия адаптивных ответов в наибольшей степени проявилась в изменения метаболизма железа и цинка.

Ключевые слова: рыбы, биоаккумуляция, изменение антропогенной нагрузки, физиологическое состояние, метаболизм, перераспределение элементов

DOI: 10.31857/S2686739724120195

Мурманская область является наиболее индустриально развитым арктическим регионом. На водосборе оз. Имандря сосредоточены одни из крупных предприятий – ООО “Алкон” (Оленегорский ГОК по добыче и обогащению магнетит-гематитовых кварцитов), ООО “Североникель” – плавильный комплекс по переработке сульфидных медно-никелевых руд и ООО “Апатит” (добыча и переработка апатит-нефелиновых руд). Интенсивное загрязнение оз. Имандря началось в 1940-х гг. и достигло максимума в 1980-х гг., а с 1990-х гг. наметилась тенденция снижения антропогенной нагрузки на водоем [1].

Значительную долю ихтиофауны оз. Имандря составляет обыкновенный сиг (*Coregonus lavaretus* L.) [1]. В период интенсивного загрязнения озера наряду с общими патологиями у сигов появилось специфическое заболевание – нефрокальцитоз (камни в почках), связанное с аккумуляцией никеля в почке рыб, в то время как увеличение минерализации воды стимулировало развитие этого эндемического заболевания [2].

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

*E-mail: ngashkina@gmail.com

В период снижения токсичной нагрузки на водоем при сохраняющейся тенденции снижения численности ценных лососевых и сиговых рыб наблюдалось улучшение физиологического состояния сигов: с 1996 г. по 2003 г. снижается их заболеваемость и в 2003 г. не были встречены особи с нефрокальцитозом, сколиозом, миопатией [3].

Цели работы состояли в исследовании: аккумуляции элементов в органах и тканях сигов из различных плесов оз. Имандря в период снижения токсичной нагрузки, проявлений адаптации к более низким дозам хронического загрязнения токсичными элементами, перераспределение эссенциальных и неэссенциальных элементов в зависимости от физиологического состояния рыб.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы легли данные, полученные в 2006 г и 2007 г., обследования сигов в плесах оз. Имандря: 1 – Большой Имандре в зоне смешения вод, характеризующей совместное влияния всех промышленных производств; 2 – Йокостровской Имандре в северной ее части, характеризующей транзитный сток из Большой Имандре; 3 – не испытывающей прямого загрязнения Бабинской Имандре в наиболее отдалённой восточной части. Как и в прошлые

годы обследование рыб проводилось в преднерестовый период (август–сентябрь) с одновременным отбором проб воды в местах отлова. В рассмотрение вошли 24 особи по 8 особей из каждого вида. Обработку материала проводили по общебиологическим методикам. На анализ содержания элементов отбирались жабры, печень, почка, мышцы и скелет. Подготовка проб осуществлялась методом мокрого разложения в концентрированной азотной кислоте с добавлением перекиси водорода. Определение концентраций элементов в пробах воды и биологических образцах проводилось методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии с графитовой атомизацией на приборах “Perkin-Elmer”-5000, “Aanalyst”-800 с Зеемановским корректором фона, содержание ртути определялось на анализаторе ртути “FIMS”-100 в лаборатории Института проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание элементов в воде и в органах и тканях сигов по видам оз. Имандра представлено в табл. 1. Предварительно остановимся на рассмотрении условий среды обитания. Если во всех видах величина pH и содержание органических веществ в воде были сравнительно однородны в пределах 6.9–7.4 и 3.5–4.5 мгС/л соответственно, то по электропроводности воды достаточно разнятся: 55–58, 92–93 и 99–110 мкСм/см соответственно в Бабинской, Йокостровской и Большой Имандре. В 1986–1992 гг. в Большой Имандре величина pH воды варьировала в пределах 6.7–7.9, содержание органических веществ – 2.6–5.0 мгС/л, в среднем электропроводность воды составляла 15.4 мкСм/см [1]. Таким образом, к 2006 г в Большой Имандре минерализация воды снизилась почти в 1.5 раза.

Согласно нормативам для водоемов рыбохозяйственного назначения [4], в Бабинской Имандре в период исследований превышение токсикологического порога было по Си в 2 раза, в Йокостровской Имандре – также по Си в 3 раза, в Большой Имандре – по Си (4–7 раз), Al и Mn (1–2 раз). В период загрязнения (1986–1992 гг.) в Большой Имандре токсикологический порог был превышен по Ni до 29 раз, Си – до 28 раз, Zn – до 3 раз, Al и Mn – до 2 раз. Суммарный показатель степени загрязнения вод (Σ Си/ПДКи) в исследуемый период Бабинской Имандры составлял 3.0–3.6, Йокостровской Имандры – 5.2–5.8,

а Большой Имандры – 9.5–10.6, тогда как в период загрязнения (1986–1992 гг.) в Большой Имандре этот показатель мог достигать 64. Изменение антропогенного влияния проявилось в снижении концентрации Ni и Cu в воде, в то время как концентрации Al и Sr практически остались прежними.

Снижение аккумуляции Ni в жабрах, мышцах, скелете и особенно в почке (медианное значение в 2006–2007 гг. значительно ниже минимального в 1986–1992 гг.), Cu в почках и жабрах, Al во всех органах и тканях, исключая скелет, а Sr в почке проявились наглядно (табл. 1). Но диапазон аккумуляции Cu в печени сигов значительно расширен в сторону увеличения максимальных содержаний. Диапазоны аккумуляции Zn во всех органах и тканях сигов Большой Имандры в 2006–2007 гг. и в 1986–1992 гг. сопоставимы значительно выше в 1986–1992 гг. Следует отметить на повышенную аккумуляцию Pb и Hg в печени сигов по сравнению с 1986–1992 гг.

В 2006–2007 гг. корреляционный анализ зависимостей между аккумуляцией элементов в органах и тканях от концентраций их в воде не выявляет связей, за исключением накопления Cu в жабрах сигов ($r=0.53, p<0.005$). Биоаккумуляция элементов в органах и тканях сигов Большой Имандры сильно отличается от такой у сигов Бабинской и Йокостровской Имандры. Наблюдается лишь несколько большая аккумуляция Ni, Al и Sr в жабрах сигов Большой Имандры. Примечательно, что у сигов Большой Имандры в почке как органе-мишени токсичное воздействие в период интенсивного антропогенного влияния аккумуляция Ni, Cu, Al, Sr, Cr, Pb, Hg увеличено в 2 раза, Cd на порядок ниже, чем у сигов Йокостровской и Бабинской Имандры, так же отмечается понижение содержания Ca, Mg, Na и K. Аккумуляция Cd в почке сигов Йокостровской и Бабинской Имандры значительно превосходит таковую у сигов Большой Имандры даже в период интенсивного антропогенного влияния (табл. 1).

Минерализация воды считается одним из основных регуляторов токсичности элементов, что показано на многих примерах: снижение поглощения и аккумуляции в организме рыб в более жестких водах [5, 6]. Судя по минерализации воды, более уязвимы к токсичному воздействию сиги Бабинской Имандры. В Большой Имандре со снижением минерализации воды уменьшились только концентрации в воде Ni и Cu, но остались прежними концентрации Al и Sr,

однако, аккумуляция не только Ni и Cu, но и Al и Sr снижается в почке сигов.

Физиологическое состояние сигов оценивалось по содержанию гемоглобина в крови и индексу общей заболеваемости. На основе анализа картины крови сигов оз. Имандря в период интенсивного загрязнения водоема был выделен экологический оптимум содержания гемоглобина в крови – 80–130 г/л [1]. В 2006 и 2007 гг. не наблюдалось особей с концентрацией гемоглобина в крови выше нормы, средняя концентрация гемоглобина и диапазон значений у сигов Бабинской Имандря составлял 78 (44–106) г/л, Йокостровской – 85 (50–106) г/л, а Большой – 86 (56–108) г/л. Общая заболеваемость сигов Бабинской Имандря в среднем составляла 1.5 (с диапазоном 0–3), Йокостровской – 1.2 (0–3), Большой – 1.1 (0–2). Сиги Бабинской Имандря по сравнению с сигами Большой Имандря были на более высокой стадии заболеваемости, и у более половины обследованных особей Бабинской Имандря концентрация гемоглобина была ниже нормы, что свидетельствует о значительном количестве рыб с патологическими отклонениями в организме.

Для анализа структуры перераспределения эссенциальных и не-эссенциальных элементов в печени и почке сигов в зависимости от физиологического состояния применен аппарат многофакторного линейного регрессионного анализа. Изменение содержания гемоглобина в крови не приводят к значимому перераспределению элементов в почке сигов, тогда как в печени при снижении гемоглобина увеличивается содержание Fe, а также в некоторой степени Pb, достоверно снижение содержания Zn и увеличение K (табл. 2).

Железо является важным в кислород-связывающем металопротеине гемоглобине и является частью оксидазы цитохрома с, которые составляют дыхательную цепь. Анализ белков, участвующих в транспорте и хранении Fe демонстрирует тесную связь между белками рыб и млекопитающих: ферропортин (осуществляет транспорт трехвалентного Fe в кишечнике, жабрах, в макрофагах), трансферрин (осуществляет транспорт трехвалентного Fe по всему организму), ферритин (осуществляет внутриклеточное хранение двухвалентного Fe), транспортер двухвалентных металлов DMT-1 (транспорт двухвалентного Fe, а также других металлов). Основным отрицательным регулятором поглощения, высвобождения из макрофагов и перемещение сохраненного Fe из гепатоцитов является гепсидин, транскрипция которого в гепатоцитах регулируется различными стимулами, включая

цитокины, эритропоэзная активность, запасы Fe и гипоксия [7]. Печень является основным местом хранения Fe, не связанного с эритроцитами [8]. Как видно из рис. 1 а, при более тяжелой стадии анемии ($\text{Hb} < 60 \text{ г/л}$) резко увеличивается аккумуляция Fe в печени рыб. При уменьшении концентрации гемоглобина в крови планомерно снижается содержание Fe в мышечной и скелетной тканях, и только на более тяжелой стадии анемии резко снижается в жабрах (рис. 1 а).

Развитие анемии может быть сопряжено с нехваткой Cu и Mn как составляющих активных центров ферментов, так и кофакторов ряда белков гомеостаза Fe [9]. Недостаток Cu уменьшает производство печенью церулоплазмина и снижает активность ферроксидаз, что в ряде случаев приводит к уменьшению высвобождения Fe и развитию анемии [10]. Модель сходна как при ацерулоплазминемии: нехватка трехвалентного Fe при чрезмерном накоплении двухвалентного Fe, т.к. оно не может связываться с трансферрином [8].

Только у одной особи в Бабинской Имандре с минимальной концентрацией гемоглобина (44 г/л) и максимальным содержанием Fe в печени (724 мкг/г сух веса) обнаружились крайне низкие содержания Cu (3.03 мкг/г сух веса) и Mn (0.47 мкг/г сух веса). Однако, в условиях низкого рассеянного загрязнения р. Волги в моделях перераспределения эссенциальных элементов в печени лещей (*Abramis brama* L.) понижение содержания Cu было на стадии мобилизации защитных функций организма и усиления гемопоэза, а ее увеличение на стадии развития анемии, при этом наблюдалось сопряженное увеличение содержание Cu и K в печени при анемии [11].

Хроническое токсичное действие Pb отражается на гемопоэзе, указывающее на нарушение синтеза гема, а именно ингибиование дегидратазы дельта-аминолевулиновой кислоты (механизм ингибиции обусловлен дисфункциональной конформацией, вызванной замещением Zn свинцом из сайтов связывания цистеина в белке) с последующим накоплением этой кислоты и как следствие образование реакционных видов кислорода путем окислительных взаимодействий с оксигемоглобином и ферритином [12].

С одной стороны, в силу участия в реакциях Фентона и Габера-Вейса Fe (один из основных элементов, ответственных за производство и обмен свободных радикалов в биологических системах) и Cu могут стимулировать производство свободных радикалов, а в случае их избытка приводить к усиленной

генерации гидроксильных радикалов, а с другой стороны являются неотъемлемой частью антиоксидантных ферментов [13]. Способность секвестрировать большое количество Fe в инертной форме в везикулах (долговременных структур хранения, называемых гемосидерином) является одним из основных механизмов снижения токсичности Fe в ответ на ситуацию с низким уровнем хронического стресса [8]. Помимо Fe и Cu, также Hg, Cr, Ni могут индуцировать образование свободных радикалов [13], что в конечном итоге может способствовать гемолитической анемии.

Таблица 1. Медиана и пределы варьирования содержания элементов в воде, органах и тканях сигов, выловленных из плесов (1 – Бабинская, 2 – Йокостровская, 3 – Большая) оз. Имандра в 2006 и 2007 гг., также приводятся пределы варьирования содержания элементов (знаменатель) в Большой Имандре в 1986–1992 гг. по [1]

Эле- мент	Плес	Вода	Печень	Почка	Жабры	Мышцы	Скелет
		мг/л	мг/г сухого веса				
Ca	1	3.2–3.3	0.24 (0.16–0.48)	0.63 (0.14–1.44)	36.1 (26.9–42.5)	0.65 (0.18–1.24)	102 (45.2–120)
	2	3.6–3.8	0.21 (0.14–1.80)	1.06 (0.35–3.76)	29.0 (23.9–99.1)	0.48 (0.28–0.88)	92.1 (79.5–98.7)
	3	3.6–4.0	0.21 (0.17–0.38)	0.26 (0.18–0.47)	30.0 (20.6–35.7)	0.34 (0.25–0.70)	94.8 (85.1–199)
Mg	1	1.0–1.1	0.74 (0.44–1.29)	0.62 (0.50–1.59)	0.82 (0.69–0.99)	1.20 (0.97–2.09)	1.50 (0.80–1.86)
	2	1.0–1.1	0.76 (0.59–1.06)	0.78 (0.55–1.24)	0.79 (0.70–1.00)	1.26 (0.98–1.49)	1.52 (1.35–1.95)
	3	1.1–1.2	0.72 (0.65–1.00)	0.50 (0.37–0.76)	0.76 (0.65–0.83)	1.21 (0.86–1.52)	1.47 (1.33–3.15)
Na	1	5.7–6.3	4.90 (3.90–8.74)	6.54 (2.46–7.83)	4.28 (2.68–4.57)	0.88 (0.69–1.37)	4.45 (1.65–5.68)
	2	12–13	3.52 (2.80–4.14)	7.21 (4.55–8.53)	6.42 (5.72–6.79)	0.93 (0.78–1.10)	5.44 (4.41–5.97)
	3	14–16	3.48 (2.54–4.77)	3.44 (2.47–4.91)	4.48 (3.05–5.55)	0.95 (0.54–1.21)	3.88 (3.60–6.27)
K	1	1.2–1.4	11.2 (7.55–21.3)	8.64 (6.56–13.0)	6.19 (3.81–7.74)	15.1 (9.83–19.4)	4.31 (2.55–5.75)
	2	2.5–2.6	12.1 (9.19–14.0)	10.4 (6.15–13.3)	6.91 (5.63–9.17)	17.6 (15.9–22.2)	4.27 (3.67–5.66)
	3	2.4–3.3	10.5 (9.93–18.0)	7.73 (5.96–11.9)	6.72 (5.91–8.78)	15.9 (10.5–17.7)	5.58 (4.39–9.20)
		мкг/л			мкг/г сухого веса		
Fe	1	9–12	177 (128–724)	416 (85.3–621)	108 (81.1–138)	9.28 (7.70–19.3)	14.8 (8.20–23.4)
	2	14–17	113 (95.0–168)	277 (162–356)	152 (124–187)	10.2 (7.73–14.4)	23.5 (14.8–31.7)
	3	15–38	135 (96.1–437)	220 (154–315)	142 (62.1–262)	7.70 (5.69–11.1)	15.7 (9.52–163)
Zn	1	1.4–1.8	214 (86.7–348)	169 (115–419)	646 (188–1536)	20.0 (13.4–45.5)	151 (96.6–266)
	2	1.0–6.8	175 (120–660)	237 (157–334)	456 (197–1599)	19.7 (14.0–32.4)	121 (98.1–186)
	3	1.0–3.1 2–27	261 (148–398) 120–280	129 (88.1–276) 176–330	427 (194–496) 102–670	16.5 (12.9–21.4) 14–42	144 (115–268) 64–140
Cu	1	2.0–2.4	40.7 (3.03–145)	5.14 (2.35–32.0)	1.18 (0.89–2.12)	0.97 (0.72–1.33)	0.94 (0.38–2.65)
	2	2.7–3.4	32.0 (22.0–126)	5.39 (4.14–6.18)	1.78 (1.35–1.88)	0.96 (0.76–1.09)	1.32 (0.86–2.15)
	3	4.3–6.6 5–28	37.5 (12.4–249) 20–92	2.80 (1.66–4.72) 3.2–13.0	1.87 (1.10–6.49) 3–10	0.74 (0.51–0.98) 0.3–1.3	2.15 (0.75–2.64) 0.9–6.3
Mn	1	0.8–1.3	10.2 (0.47–14.9)	3.65 (1.00–4.71)	14.7 (7.92–27.6)	0.93 (0.30–1.21)	25.5 (16.1–49.6)
	2	5.8–9.7	9.45 (7.72–12.3)	2.60 (2.03–4.20)	21.2 (7.78–29.1)	0.78 (0.47–1.42)	34.2 (18.2–91.3)
	3	7.6–15 1–17	9.11 (6.36–17.6) 2–11	1.81 (1.20–2.83) 1–81	15.2 (6.94–33.9) 13–90	0.63 (0.32–0.83) 0.2–5.1	18.9 (10.6–63.5) 16–230

Каковы бы не были причины развития анемии, статистически достоверным следствием является снижение содержания Zn в печени рыб (табл. 2), что может указывать как на пониженные возможности ферментативного ответа на изменения в организме и/или в окружающей среде, так и служить признаком дегенеративных процессов в печени. С уменьшением концентрации гемоглобина в крови помимо планомерного снижения содержания Zn в печени отмечается некоторое снижение его в почке и мышцах, но значительный рост в жабрах при анемии (рис. 1 б). Большая часть Zn крови содержится

Таблица 1. Окончание

Элемент	Плес	Вода	Печень	Почка	Жабры	Мышцы	Скелет
		мг/л	мг/г сухого веса				
Co	1	<0.2	0.88 (0.36–1.06)	0.70 (0.41–1.86)	0.54 (0.44–0.68)	0.42 (0.35–0.76)	2.57 (1.01–2.95)
	2	<0.2	0.64 (0.57–0.75)	1.13 (0.65–1.80)	0.63 (0.48–0.78)	0.49 (0.31–0.56)	2.33 (1.92–2.70)
	3	<u><0.2–0.6</u>	<u>0.65 (0.61–0.71)</u>	<u>1.07 (0.90–1.33)</u>	<u>0.61 (0.51–0.71)</u>	<u>0.34 (0.30–0.52)</u>	<u>1.98 (1.53–3.54)</u>
		<0.2	0.1–2.2	0.1–4.5	0.1–2.7	0.1–2.7	3.1–6.4
Cr	1	<0.1–0.2	0.13 (0.07–5.08)	0.29 (0.08–0.87)	0.22 (0.13–0.36)	0.07 (0.05–0.18)	0.54 (0.16–0.82)
	2	<0.1–0.4	0.11 (0.06–0.26)	0.29 (0.25–1.39)	0.30 (0.18–0.76)	0.09 (0.07–0.94)	0.51 (0.25–0.63)
	3	<0.1–0.3	0.11 (0.05–0.18)	0.11 (0.09–0.19)	0.17 (0.11–0.23)	0.05 (0.03–0.06)	0.52 (0.28–1.23)
Ni	1	1.8–2.1	2.09 (1.19–4.56)	6.19 (2.69–7.86)	1.93 (1.37–3.12)	1.24 (0.64–1.92)	5.61 (2.12–6.87)
	2	4.3–6.3	1.99 (0.72–5.41)	5.95 (3.60–8.25)	1.99 (1.41–3.10)	1.07 (0.76–1.50)	5.17 (4.27–5.07)
	3	5.6–9.6 13–290	<u>2.10 (0.94–3.57)</u> 0.2–5.0	<u>3.89 (2.92–11.8)</u> 10–30	<u>3.02 (1.99–7.24)</u> 2–18	<u>1.23 (0.56–2.26)</u> 0.2–2.0	<u>5.57 (4.49–8.17)</u> 3.5–59
Sr	1	38–47	2.37 (1.17–3.73)	4.63 (0.75–8.00)	131 (110–162)	2.71 (0.63–5.14)	415 (362–587)
	2	48–54	1.79 (0.83–16.1)	8.63 (4.49–20.3)	136 (103–162)	1.72 (0.55–5.30)	506 (440–623)
	3	<u>43–60</u> 54–83	<u>2.46 (1.53–4.93)</u> 0.1–4.0	<u>3.02 (2.64–4.28)</u> 1–270	<u>188 (155–235)</u> 94–240	<u>1.38 (1.03–4.65)</u> 1–6	<u>726 (571–1076)</u> 400–920
Al	1	13–18	5.92 (3.74–26.6)	13.6 (2.87–43.2)	7.15 (2.92–11.4)	1.43 (0.95–4.85)	7.88 (3.04–15.6)
	2	16–18	7.39 (5.78–20.2)	16.3 (9.31–35.7)	8.75 (5.01–15.6)	1.63 (0.88–2.58)	10.5 (5.09–13.3)
	3	38–102 19–80	<u>5.50 (2.76–86.9)</u> 12–85	<u>6.80 (4.70–13.9)</u> 33–240	<u>9.00 (3.26–50.7)</u> 12–78	<u>0.90 (0.68–4.82)</u> 2–11	<u>3.87 (2.90–123)</u> 5–46
Элемент	Плес	Вода	Печень	Почка	Жабры	Мышцы	Скелет
		мкг/л	мкг/г сухого веса				
Pb	1	<0.3–0.3	0.08 (0.01–0.23)	0.07 (0.01–0.15)	0.10 (<0.01–0.31)	0.07 (<0.01–0.16)	0.14 (0.05–0.24)
	2	<0.3–0.3	0.06 (0.04–0.11)	0.06 (0.03–0.11)	0.13 (<0.01–0.70)	0.08 (0.02–0.14)	0.19 (0.10–0.26)
	3	<u><0.3–0.3</u> —	<u>0.03 (<0.01–0.17)</u> 0–0.04	<u>0.03 (<0.01–0.15)</u> 0–0.31	<u>0.02 (<0.01–0.18)</u> 0	<u>0.01 (<0.01–0.14)</u> 0	<u>0.12 (0.11–0.18)</u> 0.017
Cd	1	<0.05–0.08	0.48 (0.03–1.49)	3.04 (0.24–7.88)	0.042 (0.017–0.07)	0.001 (<0.001–0.02)	0.032 (<0.001–0.08)
	2	0.10–0.11	0.37 (0.26–1.18)	3.03 (1.55–10.1)	0.041 (<0.001–0.11)	0.002 (<0.001–0.01)	0.021 (<0.001–0.11)
	3	<u><0.05–0.09</u> —	<u>0.10 (0.01–1.62)</u> 0–2.05	<u>0.24 (0.17–3.05)</u> 0.08–2.64	<u>0.002 (<0.001–0.07)</u> 0–0.064	<u>≤0.001</u> 0–0.014	<u>0.004 (<0.001–0.03)</u> 0–0.088
Hg	1	<0.01	0.23 (0.16–0.58)	0.35 (0.11–0.50)	0.11 (0.07–0.15)	0.12 (0.10–0.17)	0.05 (0.02–0.06)
	2	<0.01	0.17 (0.12–0.27)	0.26 (0.16–0.34)	0.08 (0.07–0.13)	0.12 (0.08–0.17)	0.06 (0.04–0.11)
	3	<u>≤0.01</u> —	<u>0.22 (0.12–0.57)</u> 0.05–0.22	<u>0.11 (0.08–0.13)</u> 0–0.48	<u>0.07 (0.05–0.09)</u> 0.04–0.49	<u>0.10 (0.01–0.12)</u> 0.03–0.16	<u>0.04 (0.03–0.06)</u> 0.06–0.40

в эритроцитах в составе цинковых металлоферментов – карбоангидраз [9]. В опытах с 24-часовой и 96-часовой экспозицией мальков савало (*Prochilodus lineatus*) в воде с концентрацией Cd 1 и 10 мкг/л наблюдали следующие эффекты: на первые сутки лишь некоторое снижение активности карбоангидразы жабер, а на 4-е сутки

снижение активности карбоангидразы жабер на 41 и 66%, а почек – на 24 и 43% соответственно при экспозиции с концентрацией Cd 1 и 10 мкг/л [14]. В пресных водах токсичность Cu при экологически значимых уровнях в основном связана с ионорегуляторными нарушениями, которые влияют на гомеостаз осморегуляции,

Таблица 2. Значение *t*-статистики в моделях перераспределения содержаний элементов в печени и почке сигов в зависимости от содержания гемоглобина в крови и индекса заболеваемости органа в оз. Имандра

Орган	<i>r</i>	Ca	Mg	Na	K	Fe	Zn	Cu	Mn	Cr	Ni	Sr	Al	Pb	Cd	Hg
Гемоглобин																
Печень	0.97	—	—	—	—	—2.2	—1.7	2.9	—	—	—	—	—	—	—1.4	—
Почка	0.89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Индекс заболеваемости органа																
Печень	0.92	2.1	—	—	—	—	1.8	—2.4	—	—	—	—	—	—	—	1.5
Почка	0.96	1.5	—	—	—	—	1.6	—	3.2	—2.0	—	2.1	—	1.9	—	2.2

Примечание. Жирным шрифтом выделены достоверно значимые значения, прочерк – значения незначительны.

многочисленные исследования указывают на то, что карбоангидраза – мишень токсичного воздействия Cu [7]. По-видимому, в субтоксичных (за исключением Cu) условиях оз. Имандры у сигов стратегия адаптивных ответов направлена на сохранение и поддержание буферных систем организма.

Согласно моделям перераспределения элементов, с увеличением стадии заболеваемости печени статистически достоверно повышение

содержания Са при снижении содержания Zn, а также увеличивается содержание Fe и Hg (табл. 2). В работе [11] в моделях перераспределения эссенциальных элементов также выявлялся рост содержания Са в печени лещей при увеличении стадии заболеваемости, что может свидетельствовать об изменении процессов клеточного метаболизма, нарушении транспортных свойств клеточных мембран и дегенеративных процессах в гепатоцитах. Железо, как и кальций,

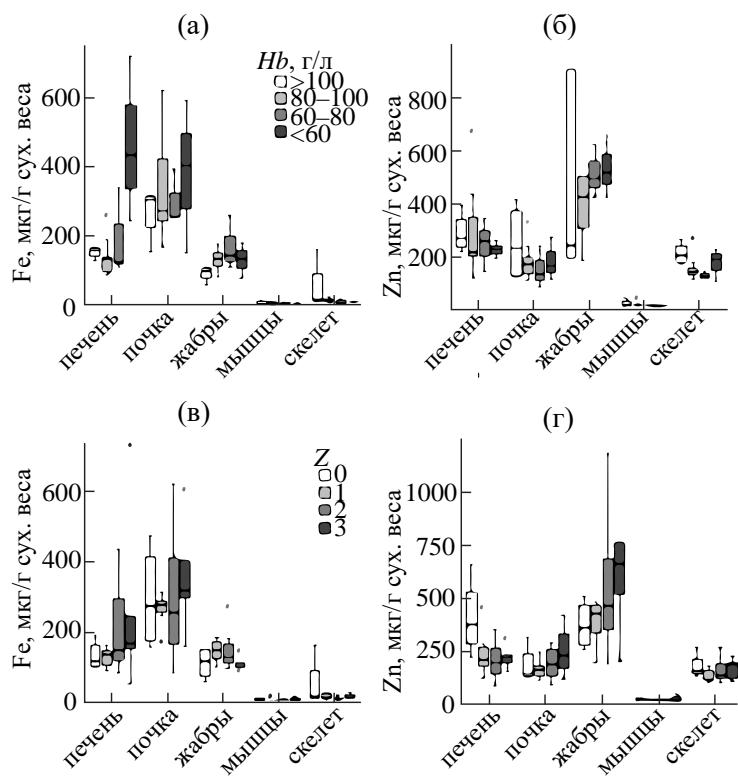


Рис. 1. Распределение железа (а) и цинка (б) в органах и тканях в зависимости от концентрации гемоглобина в крови (Hb) сигов, а также распределение железа (в) и цинка (г) в зависимости от индекса заболеваемости (Z) сигов.

лактат и церамид является вторичным мессенджером апоптоза (включая новую форму вероятного некротического типа запрограммированной гибели клетки, называемого на современном этапе ферроптозом); а повышенное внутриклеточное железо является маркером хронического воспаления, а также общим центральным эффектом для большого количества стрессов и заболеваний [8]. Как видно из рис. 1 в, значительно растет содержание Fe в печени сигов с увеличением стадии общей заболеваемости. Согласно распределениям Fe в органах и тканях рыб (рис. 1 а, в), содержание Fe в печени сигов более 200 мкг/г сух веса предположительно физиологически не конструктивно и может стать опасным в стрессовых условиях. С другой стороны, Zn ограничивает степень повреждения, вызываемого окислительным стрессом, и подавляет сигнальные пути, способствующие развитию апоптоза [7]. Помимо планомерного снижения содержания Zn в печени отмечается значительный рост в жабрах с увеличением стадии общей заболеваемости (рис. 1 г). Повышение накопления Hg в печени сигов с увеличением стадии заболеваемости печени вполне закономерно, т.к. гепатотоксичность входит в число ведущих хронических токсичных механизмов Hg [15].

Согласно моделям перераспределения элементов, с увеличением стадии заболеваемости почки статистически достоверно уменьшение содержания Mn при достоверном росте содержаний Cu, Ni и Cd, а также увеличение содержаний Al, Fe и Ca (табл. 2). С увеличением стадии заболеваемости почки уменьшение содержания Mn может свидетельствовать о снижение активности антиоксидантной системы защиты (марганец-содержащей супероксиддисмутазы Mn-SOD) и аргиназы [11]. Если увеличение стадии заболеваемости почки сопровождается повышенным накоплением Ni и Cd в почке, как места предпочтительного и долговременного хранения для Ni и Cd, то вероятно токсичные по Cu условия способствует его повышенной аккумуляции в менее характерном по локализации месте (почке).

Таким образом, можно предположить, что обитание рыб в токсичных условиях загрязнения вод тяжелыми металлами произошла селекция генотипов, адаптированных к токсичным элементам. Стратегия адаптивных ответов в наибольшей степени проявилась в изменения метаболизма железа и цинка. Показано, что содержание железа в печени сигов более 200 мкг/г сух. веса может стать опасным в стрессовых

условиях. Тогда как адаптивные ответы си- гов направлены на сохранение и поддержание буферных систем организма в субтоксичных (за исключением меди) условиях оз. Имандры.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность Л. П. Кудрявцевой за проведение аналитических измерений на высоком методическом уровне.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Госзадания ГЕОХИ РАН № FMUS-2024-0052.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Moiseenko T. I., Даувальтер В. А., Лукин А. А., Кудрявцева Л. П., Ильяшук Б. П., Ильяшук Л. И., Сандимиров С. С., Каган Л. Я., Вандыш О. И., Шаров А. Н., Шарова Ю. Н., Королева И. Н. Антропогенные модификации экосистемы озера Имандра. М.: Наука, 2002. 476 с.
2. Moiseenko T. I. Kudryavtseva L. P. Trace metals accumulation and fish pathologies in areas affected by mining and metallurgical enterprises in the Kola Region, Russia // Environ. Pollut. 2001. V. 114. P. 285–297.
3. Moiseenko T. I., Гашкина Н. А., Шаров А. Н., Вандыш О. И., Кудрявцева Л. П. Антропогенная трансформация арктической экосистемы озера Имандра: тенденции к восстановлению после длительного периода загрязнения // Водные ресурсы. 2009. Т. 36 № 3. С. 312–325.
4. Нормативы качества воды водных объектов рыболовного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыболовного значения. М.: ВНИРО, 2011. 257 с.
5. Blanchard J., Grosell M. Copper toxicity across salinities from freshwater to seawater in the euryhaline fish *Fundulus heteroclitus*: is copper an ionoregulatory toxicant in high salinities? // Aquat. Toxicol. 2006. V. 80. P. 131–139.
6. Niyogi S., Kent R., Wood C. M. Effects of water chemistry variables on gill binding and acute toxicity of cadmium in rainbow trout (*Oncorhynchus mykiss*): a biotic ligand model (BLM) approach // Comp. Biochem. Physiol. 2008. V. 148. 305–314.
7. Fish Physiology: Homeostasis and Toxicology of Essential Metals / Eds. C. M. Wood, A. P. Farrell,

- C. J. Brauner. V. 31A. San Diego, USA: Academic Press, 2012. 520 p.
8. Eid R., Arab N. T. T., Greenwood M. T. Iron mediated toxicity and programmed cell death: A review and a re-examination of existing paradigms // *Biochim. Biophys. Acta.* 2017. V. 1864. P. 399–430.
9. Торшин И. Ю., Громова О. А. Экспертный анализ данных в молекулярной фармакологии. М.: МЦНМО, 2012. 747 с.
10. Sharp P. The molecular basis of copper and iron interactions // *Proc. Nutr. Soc.* 2004. V. 63. P. 563–569.
11. Гашкина Н. А. Эссенциальные элементы в органах и тканях рыб в зависимости от токсичности среды обитания и физиологического состояния // *Геохимия.* 2017. V. 55. С. 934–941.
12. Fish Physiology: Homeostasis and Toxicology of Non-Essential Metals / Eds. C. M. Wood, A. P. Farrell, C. J. Brauner. V. 31B. San Diego, USA: Academic Press, 2012. 507 p.
13. Lushchak V. I. Contaminant-induced oxidative stress in fish: a mechanistic approach // *Fish Physiol. Biochem.* 2016. V. 42. 711–747.
14. da Silva A. O. F., Martineza C. B. R. Acute effects of cadmium on osmoregulation of the freshwater teleost *Prochilodus lineatus*: Enzymes activity and plasma ions // *Aquat. Toxicol.* 2014. V. 156. P. 161–168.
15. Wang M., Wang Y., Zhang L., Wang J., Hong H., Wang D. Quantitative proteomic analysis reveals the mode-of-action for chronic mercury hepatotoxicity to marine medaka (*Oryzias melastigma*) // *Aquat. Toxicol.* 2013. V. 130–131. P. 123–131.

BIOGEOCHEMICAL ADAPTATION OF FISH METABOLISM TO THE REDUCTION OF ANTHROPOGENIC LOAD ON THE SUBARCTIC LAKE IMANDRA

N. A. Gashkina[#], Corresponding Member of the RAS T. I. Moiseenko

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

[#]E-mail: ngashkina@gmail.com

The article considers the bioaccumulation of elements in the organs and tissues of whitefish (*Coregonus lavaretus* L.) from various reaches of Lake Imandra with anthropogenic influence during the period of toxic load reduction. It is shown that the accumulation of elements in the organs and tissues of whitefish depends less on the concentrations in water and is determined more by tolerance to higher concentrations of toxic elements and physiological state. Models of element redistribution in the liver and kidney of whitefish depending on the physiological state of fish are constructed. The strategy of adaptive responses is most clearly manifested in changes in iron and zinc metabolism.

Keywords: fish, bioaccumulation, change in anthropogenic load, physiological state, metabolism, redistribution of elements

УДК 632.122.1:546.47:546.56:546.77(470.32)

РАДИОНУКЛИДЫ (^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{137}Cs , ^{90}Sr) В АГРОЭКОСИСТЕМАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЧЕРНОЗЕМЬЯ

© 2024 г. С. В. Лукин^{1,2,*}

Представлено академиком РАН В.И. Кирюхиным 18.06.2024 г.

Поступило 18.06.2024 г.

После доработки 17.07.2024 г.

Принято к публикации 24.07.2024 г.

Исследования проводились в 2023–2024 гг. на реперных объектах Белгородской области. Методика исследований – общепринятая в агрохимической службе. Цель работы заключалась в изучении удельной активности естественных и искусственных радионуклидов в почвах и растениях агроэкосистем. В ходе исследований было установлено, что по средней величине удельной активности ^{40}K в пахотных черноземах выщелоченных (539 Бк/кг), типичных (544 Бк/кг) и обыкновенных (573 Бк/кг) существенных различий не наблюдается, а в черноземах остаточно-карбонатных величина данного параметра (207 Бк/кг) была в 2.60–2.77 раза ниже. Средняя величина удельной активности ^{232}Th в черноземах выщелоченных (39.2 Бк/кг), типичных (42.9 Бк/кг), обыкновенных (46.7 Бк/кг) была выше, чем в остаточно-карбонатных (19.9 Бк/кг) в 1.97–2.35 раза. Изучаемые почвы существенно не отличались по средней удельной активности ^{226}Ra , величина которой была в пределах 17.3–18.9 Бк/кг. В западных районах области варьирование удельной активности ^{137}Cs в почвах находилось в пределах 5.9–19.6, восточных – 16.3–87.2 Бк/кг. Удельная активность ^{90}Sr в почвах западных районов была ниже 3, восточных – ниже 5 Бк/кг. В изучаемой растениеводческой продукции средняя удельная активность ^{40}K была в пределах 111–597 Бк/кг, а ^{232}Th и ^{226}Ra не превышала 6 и 8 Бк/кг соответственно. Удельная активность ^{137}Cs была менее 3, а ^{90}Sr – 2 Бк/кг, что существенно ниже установленных предельных уровней для данного параметра.

Ключевые слова: естественные радионуклиды, искусственные радионуклиды, удельная активность, чернозем, озимая пшеница, эспарцет

DOI: 10.31857/S2686739724120202

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшим природным фактором, играющим значительную роль в жизни человека, является естественный радиационный фон. Его величина во многом зависит от содержания в почвах долгоживущих естественных радионуклидов (ЕРН). К основным представителям ЕРН, удельная активность которых определяется при проведении экологического мониторинга почв, относят ^{40}K , ^{232}Th и ^{226}Ra (промежуточный продукт распада ^{238}U), с периодом полураспада 1.27×10^9 , 1.39×10^9 и 1.6×10^3 лет соответственно [1, 2].

После аварии на Чернобыльской АЭС в 1986 году большая часть Центральной России подверглась радиоактивному загрязнению искусственными радионуклидами (ИРН). Главными загрязнителями стали ^{137}Cs и ^{90}Sr с периодами полураспада 30.2 и 28.8 лет соответственно [3–5]. В основном ИРН депонировались в почвах, в том числе сельскохозяйственного назначения. Отечественным законодательством предельно допустимые уровни удельной активности ^{137}Cs и ^{90}Sr в почвах не установлены, однако утверждена система зонирования территории в зависимости от плотности загрязнения ^{137}Cs (критический радионуклид): 1–5 Кү/км² (37–185 кБк/м²) – зона проживания с льготным социально-экономическим статусом, 5–15 Кү/км² (185–555 кБк/м²) – зона проживания с правом на отселение, более 15 Кү/км² (555 кБк/м²) – зона отселения [6].

В продуктах питания и кормах для животных нормируется содержание только ИРН ^{137}Cs и ^{90}Sr .

¹Центр агрохимической службы “Белгородский”,
Белгород, Россия

²Белгородский государственный национальный
исследовательский университет, Белгород, Россия

*E-mail: serg.lukin2010@yandex.ru

Например, для зерна, предназначенного на пищевые цели, предельные уровни удельной активности ^{137}Cs и ^{90}Sr составляют 60 и 11 Бк/кг, а для фуражного – 180 и 100 Бк/кг соответственно [7].

Несмотря на то, что с момента Чернобыльской катастрофы прошло 38 лет и большая часть ИРН уже распалась, определение их удельной активности в почвах и растениях является важной составной частью агроэкологического мониторинга, проводимого агрохимической службой России.

Целью данной работы было изучение удельной активности естественных и искусственных радионуклидов в почвах и растениях Центрального Черноземья на примере Белгородской области.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились в юго-западной части Центрально-Черноземного экономического района на территории Белгородской области. В лесостепной части области преобладают черноземы типичные и выщелоченные, а в степной – черноземы обыкновенные и остаточно-карбонатные. Черноземы выщелоченные, типичные и обыкновенные сформировались на лёссовидных суглинках и глинах, а чернозёмы остаточно-карбонатные – на элювии мела [8].

В рамках проведения фонового мониторинга образцы целинного чернозема типичного отбирались на территории участка “Ямская степь” государственного заповедника “Белогорье”, расположенного в муниципальном образовании (МО) “Губкинский городской округ”, а чернозёма обыкновенного – на территории особо охраняемой природной территории (ООПТ)

урочище “Гнилое” около с. Викторополь в МО “Вейделевский район” (рис. 1). В слое 10–20 см целинного чернозема типичного содержание физической глины (частиц размером менее 0.01 мм), органического вещества и рН водной вытяжки ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) составляло 57.3%, 10.1% и 7.0, а чернозема обыкновенного – 66.3%, 9.5%, 7.0 соответственно.

Образцы черноземов выщелоченных и типичных, используемых в сельскохозяйственном производстве, отбирались с реперных участков на территории МО “Ракитянский район”, черноземов обыкновенных – МО “Вейделевский район”, остаточно-карбонатных – МО “Ровеньский район”. Для каждого подтипа чернозема из слоя почвы 0–25 см отбиралось по 20 проб. Пробы почв и растений отбирались по общепринятой в агрохимической службе методике [9]. В пахотных черноземах выщелоченных среднее содержание физической глины, органического вещества, $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ составляло 53.9%, 5.4%, 6.3, типичных – 55.1%, 5.5%, 6.6, обыкновенных – 72.5%, 5.6%, 7.8, остаточно-карбонатных – 62.1%, 4.0%, 8.3 соответственно.

Все анализы проводились в аккредитованной испытательной лаборатории ФГБУ “ЦАС “Белгородский”. Определение удельной активности ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K , ^{137}Cs во всех объектах и ^{90}Sr в образцах растениеводческой продукции проводили по методике ФР.1.38.2011.10033 “Методика измерений удельной активности природных радионуклидов, цезия-137, стронция-90 в пробах объектов окружающей среды и продукции предприятий с применением спектрометра-радиометра гамма и бета-излучений МКГБ-01 “РАДЭК” и гамма-спектрометра МКСП-01 “РАДЭК”. Определение удельной активности ^{90}Sr в почве

Таблица 1. Удельная активность ^{40}K в растениеводческой продукции, Бк/кг абсолютно сухого вещества

Почва	Культура	Вариационно-статистические характеристики			
		$\bar{x} \pm t_{0.95} s \bar{x}$	lim	V, %	n
Чернозем обыкновенный (пашня)	пшеница зерно	111±5	90–130	10.2	21
	озимая солома	182±16	136–231	19.7	21
	эспарцет (сено)	597±55	316–811	20.4	20
Чернозем обыкновенный (целина)	разнотравье (сено)	375±28	286–470	16.1	20
Чернозем остаточно-карбонатный (пашня)	эспарцет (сено)	402±52	222–598	27.6	20



Рис. 1. Картограмма зоны исследований с пунктами отбора проб.

проводили по ГОСТ Р 54041-2010 “Почвы. Метод определения ^{90}Sr ”.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Радионуклиды в почвах. Концентрация и распределение ЕРН в почвах зависят от многих факторов: гранулометрического и минералогического состава, кислотности почвенного раствора, содержания и качества органического вещества, характера увлажнения и др. [10]. Как правило, удельная активность ^{40}K , ^{232}Th и ^{226}Ra возрастает при увеличении содержания физической глины, поэтому в песчаных и супесчаных почвах величина данного параметра ниже, чем в суглинистых и глинистых [3].

В целинном черноземе типичном по удельной активности естественные радионуклиды образуют убывающий ряд (Бк/кг): $^{40}\text{K}(523) > ^{232}\text{Th}(38.2) > ^{226}\text{Ra}(18.2)$, в целинном чернозёме обыкновенном – $^{40}\text{K}(537) > ^{232}\text{Th}(37.9) > ^{226}\text{Ra}(20.0)$.

По средней величине удельной активности ^{40}K в пахотных черноземах выщелоченных (539 Бк/кг), типичных (544 Бк/кг) и обыкновенных (573 Бк/кг) существенных различий установлено не было, однако прослеживалась тенденция увеличения данного параметра в черноземах обыкновенных, обусловленная более высоким содержанием физической глины в последних. Средняя удельная активность ^{40}K в данных подтипах черноземов была в 2.60–2.77 раза выше, чем в черноземах остаточно-карбонатных (207 Бк/кг). Это связано с более низким содержанием валового калия в почвах, сформированных на элювии мела, по сравнению с черноземами, где почвообразующими породами являются лессовидные суглинки и глины (рис. 2). В окружающей среде соотношение $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ является постоянным для всей планеты [1].

Средняя величина удельной активности ^{232}Th в черноземах выщелоченных (39.2 Бк/кг) и типичных (42.9 Бк/кг) существенно не отличалась, а в чернозёмах обыкновенных (46.7 Бк/кг) была

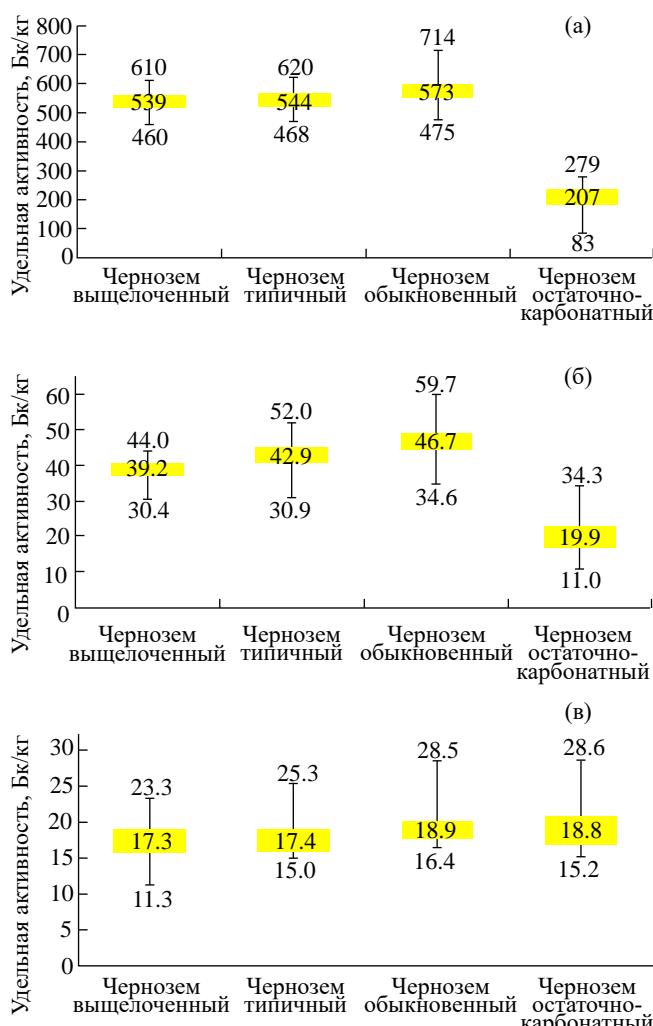


Рис. 2. Удельная активность естественных радионуклидов ^{40}K (а), ^{232}Th (б), ^{226}Ra (в) в пахотном слое почв, Бк/кг.

выше, чем в выщелоченных. Средняя удельная активность ^{232}Th в данных подтипах черноземов была в 1.97–2.35 раза выше, чем в черноземах остаточно-карбонатных (19.9 Бк/кг). Установленные различия обусловлены свойствами почвообразующих пород.

Изучаемые подтипы черноземов существенно не отличались по средней удельной активности ^{226}Ra . Величина данного параметра была в пределах 17.3–18.9 Бк/кг при варьировании в интервале от 11.3 до 28.6 Бк/кг.

В исследованиях, проведенных на серых лесных почвах Владимирской области с содержанием физической глины на уровне 34%, средняя величина данного параметра была в пределах 490–582 Бк/кг, что хорошо согласуется

с удельной активностью этого радионуклида в пахотных черноземах выщелоченных, типичных и обыкновенных Белгородской области [5]. В то же время средняя удельная активность ^{40}K в пахотных черноземах южных Волгоградской области составляла 625 Бк/кг при варьировании в пределах 523–798 Бк/кг, что несколько выше, чем установленная в наших исследованиях [2]. В этих же почвах удельная активность ^{232}Th составляла 40.2 Бк/кг при варьировании от 29.0 до 52.6 Бк/кг, а ^{226}Ra – 21.1 Бк/кг при варьировании в пределах 13.1–39.8 Бк/кг, что хорошо согласуется с величиной данных параметров в черноземах выщелоченных, типичных и обыкновенных Белгородской области.

По оценкам [1], средняя удельная активность ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra в черноземах России составляет 500, 31.7, 23.1, а стандартный интервал – 390–610, 22–42, 12–34 Бк/кг соответственно. Для почв планеты средняя удельная активность ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra составляет 370, 26 и 26, а типичный диапазон – 110–740, 7–48, 11–52 Бк/кг соответственно [11].

Особенностью радиоактивного загрязнения почв ^{137}Cs в результате Чернобыльской катастрофы является “ пятнистость ” и высокая неравномерность [3, 5]. В Белгородской области было выявлено около 140 тыс. га земель сельскохозяйственного назначения, подвергшихся загрязнению ^{137}Cs в пределах 37–185 кБк/м². В основном эти земли находятся в восточных районах области и для них характерна более высокая вариабельность удельной активности ИРН, чем для почв западных районов (рис. 3).



Рис. 3. Картограмма загрязнения ^{137}Cs земель сельскохозяйственного назначения Белгородской области (по состоянию на 01.01.2004).

Как свидетельствуют архивные данные ФГБУ “ЦАС “Белгородский”, до Чернобыльской катастрофы в 1985 году мощность дозы гамма-излучения на реперных объектах была в пределах 7–12 мкР/час. После аварии в 1986 году на реперных объектах западной части области величина данного параметра была в пределах 9–52, а в восточной части, например, в МО “Алексеевский городской округ”, достигала 130–200 мкР/час. Поэтому на загрязненных полях была проведена вспашка на глубину 30 см, а на некоторых – глубокая вспашка плантажными плугами (более 40 см) с целью заглубления ИРН и экранирования вызываемого ими излучения. В 1987 году мощность дозы гамма-излучения была уже в пределах 11–24 мкР/час. Удельная активность ^{137}Cs в почвах западных районов была в пределах 15–96, ^{90}Sr – 9–24 Бк/кг. В почвах восточной части области варьирование удельной активности ^{137}Cs составляло 99–279, ^{90}Sr – 13–32 Бк/кг.

По итогам радиологического обследования 2023–2024 гг. мощность дозы гамма-излучения на реперных объектах была в пределах 8–14 мкР/час. В западной части области (МО “Ракитянский район”) на черноземах типичных и выщелоченных средняя удельная активность ^{137}Cs составляла 11 Бк/кг с колебаниями в пределах 5.9–19.6 Бк/кг, а удельная активность ^{90}Sr была менее 3 Бк/кг. В восточной части области на черноземах обыкновенных (МО “Вейделевский район”) средняя удельная активность ^{137}Cs составляла 35.3 Бк/кг с варьированием от 22.2 до 43.8 Бк/кг, а на черноземах остаточно-карбонатных (МО “Ровеньский район”) – 39.4 Бк/кг при варьировании от 16.3 до 87.2 Бк/кг. Удельная активность ^{90}Sr в почвах реперных объектов восточной части области была менее 5 Бк/кг.

Радионуклиды в растениях. Величина удельной активности радионуклидов в растениях изменяется в широком диапазоне и обусловлена химическими свойствами самих радионуклидов, биологическими особенностями различных видов и сортов растений, условиями вегетации, эколого-агрохимической характеристикой почв, в частности уровнем содержания в них самих радионуклидов и элементов антагонистов.

На черноземах обыкновенных в целинном разнотравье, представленном ковылем перистым, типчаком, ежей сборной, кострецом безостым, пыреем ползучим и некоторыми другими видами степной растительности, удельная активность ^{40}K в среднем составляла 375

с колебаниями в пределах 286–470 Бк/кг. Удельная активность этого радионуклида в почве была в 1.43 раза выше, чем в растениях (табл. 1).

На пахотных черноземах обыкновенных в сене эспарцета средняя удельная активность ^{40}K составляла 597 с колебаниями в интервале 316–811 Бк/кг. Величина данного показателя практически соответствовала удельной активности ^{40}K в почве (573 Бк/кг). Средняя удельная активность этого ЕРН в зерне озимой пшеницы составляла 111 при варьировании в пределах 90–130 Бк/кг. Удельная активность ^{40}K в соломе была в 1.6 раза выше, чем в зерне этой культуры. Удельная активность в почве была выше, чем в зерне и соломе озимой пшеницы в 5.2 и 3.1 раза соответственно. По литературным данным, удельная активность ^{40}K в зерне пшеницы в среднем составляет 128 Бк/кг [12].

Средняя удельная активность ^{40}K в эспарцете, выращенном на черноземах остаточно-карбонатных, составляла 402 Бк/кг, что было почти в 1.5 раза ниже, чем на черноземах обыкновенных. Удельная активность данного ЕРН в этой культуре была в 1.9 раза выше, чем в почве.

В растениях Северо-Западного Алтая удельная активность ^{40}K варьирует от 6 до 3985 при среднем значении параметра 740 Бк/кг. Удельная активность этого ЕРН в растениях выше, чем в почвах (487 Бк/кг), что связано с биогенными свойствами элемента [12]. В растениях сухостепной зоны Ростовской области величина данного показателя находится в пределах 28–516 при среднем значении 149 Бк/кг. Удельная активность ^{40}K в растениях примерно в три раза ниже, чем в почвах [13]. На юге Тюменской области в сене многолетних трав удельная активность ^{40}K колеблется в диапазоне от 23.9 до 3977 Бк/кг [14].

В 2023–2024 гг. уровень удельной активности ^{232}Th и ^{226}Ra в растениеводческой продукции не превышал 6 и 8 Бк/кг соответственно. По литературным данным, уровни удельной активности ^{232}Th и ^{226}Ra варьируют в широких пределах. Например, на юге Тюменской области в сене многолетних трав удельная активность ^{232}Th изменялась в пределах от 18.7 до 296 Бк/кг, ^{226}Ra – от 7.3 до 340 Бк/кг [14]. В растениях сухостепной зоны Ростовской области удельная активность ^{232}Th и ^{226}Ra варьирует в пределах 10.9–98.3 и 10.3–82 Бк/кг соответственно [13]. В растениях Северо-Западного Алтая удельная активность ^{232}Th варьирует от 1 до 50 и в среднем составляет 8.13 Бк/кг [12]. Обобщение данных из разных регионов мира показывает, что в растениях,

выращенных на почвах с нормальным фоном, удельная активность ^{232}Th варьирует от 0.5×10^{-5} до 2.8 Бк/кг, а на почвах с высокими концентрациями элемента (ториевые провинции) изменяется в пределах 0.058–80 Бк/кг [15, 16].

В 1986 году в менее загрязненных западных районах области удельная активность ^{137}Cs и ^{90}Sr в зерне озимых культур была в пределах 9.3–91.8 и 0.3–4.5, а в наиболее пострадавших восточных – 10.1–190 и 2.0–5.5 Бк/кг соответственно. Столь высокий уровень загрязнения продукции, видимо, был связан с попаданием радиоактивных выпадений непосредственно на вегетирующие растения. Однако уже в 1987 году в западных районах области удельная активность ^{137}Cs и ^{90}Sr в зерне озимых и яровых культур была в пределах 1.3–3.4 и 0.8–1.4, восточных – 1.4–5.9 и 1.1–4.6 Бк/кг соответственно, что не превышает допустимых уровней, установленных для пищевой продукции. В последующие годы в ходе радиационного мониторинга растениеводческой продукции с превышением предельных уровней удельной активности ^{137}Cs и ^{90}Sr не выявлялось. В 2023–2024 гг. уровень удельной активности ^{137}Cs и ^{90}Sr в растениеводческой продукции не превышал 3 и 2 Бк/кг соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в ходе исследований было установлено, что по средней величине удельной активности ^{40}K в пахотных чернозёмах выщелоченных (539 Бк/кг), типичных (544 Бк/кг) и обыкновенных (573 Бк/кг) существенных различий не наблюдается, а в черноземах остаточно-карбонатных величина данного параметра (207 Бк/кг) была в 2.60–2.77 раза ниже. Средняя величина удельной активности ^{232}Th в черноземах выщелоченных (39.2 Бк/кг), типичных (42.9 Бк/кг), обыкновенных (46.7 Бк/кг) была выше, чем в остаточно-карбонатных (19.9 Бк/кг) в 1.97–2.35 раза. Изучаемые почвы существенно не отличались по средней удельной активности ^{226}Ra , величина которой была в пределах 17.3–18.9 Бк/кг. В западных районах области варьирование удельной активности ^{137}Cs в почвах находилось в пределах 5.9–19.6, восточных – 16.3–87.2 Бк/кг. Удельная активность ^{90}Sr в почвах западных районов была ниже 3, восточных – ниже 5 Бк/кг. В изучаемой растениеводческой продукции средняя удельная активность ^{40}K была в пределах 111–597 Бк/кг, а ^{232}Th и ^{226}Ra не превышала 6 и 8 Бк/кг соответственно. Удельная активность ^{137}Cs была менее 3, а ^{90}Sr – 2 Бк/кг,

что существенно ниже установленных предельных уровней для данного параметра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Орлов П. М., Сычев В. Г., Аканова Н. И. Естественные радионуклиды в почвах России и фосфатных рудах планеты // Международный сельскохозяйственный журнал. 2020. № 4. С. 62–67. <https://doi.org/10.24411/2587-6740-2020-14074>
2. Aparin B. F., Mingareeva E. V., Sukhacheva E. Y., Sanzharova N. I. Concentrations of Radionuclides (^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K , and ^{137}Cs) in Chernozems of Volgograd Oblast Sampled in Different Years // Eurasian Soil Science. 2017. V. 50. No. 12. P. 1395–1405. <https://doi.org/10.1134/S106422931712002X>
3. Орлов П. М., Гладышева О. В., Лунев М. И., Аканова Н. И. Зависимость содержания техногенных и естественных радионуклидов в почвах Центрального федерального округа от интенсивности применения минеральных удобрений и химических мелиорантов // Международный сельскохозяйственный журнал. 2018. № 1. С. 37–42.
4. Воскресенский В. С. Изучение содержания радионуклидов в почвах городских и природных территорий // Вестник РУДН. Серия Экология и безопасность жизнедеятельности. 2009. № 1. С. 69–73.
5. Уткин А. А. Мониторинг ^{137}Cs , ^{90}Sr и ^{40}K в серых лесных почвах и растениях реперных участков Владимирской области // Радиационная биология. Радиоэкология. 2023. Т. 63. № 2. С. 199–210. <https://doi.org/10.31857/S0869803123020121>
6. Закон Российской Федерации “О социальной защите граждан, подвергшихся воздействию радиации вследствие катастрофы на Чернобыльской АЭС” от 15.05.1991 № 1244–1. URL: https://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_5323/ (дата обращения: 08.04.2024).
7. ТРТС015/2011 Технический регламент Таможенного союза “О безопасности зерна” (с изменениями на 15 сентября 2017 года) Технический регламент Таможенного союза от 09.12.2011 N015/2011. URL: <https://docs.cntd.ru/document/902320395> (дата обращения: 10.04.2024).
8. Соловиченко В. Д. Плодородие и рациональное использование почв Белгородской области. Белгород: Отчий дом, 2005. 292 с.
9. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения / В. Г. Сычёв, А. Н. Аристархов, И. В. Володарская и др. М.: МСХ, 2003. 195 с.
10. Rachkova N. G., Shuktomova I. I., Taskaev A. I. The state of natural radionuclides of uranium, radium,

- and thorium in soils // Eurasian Soil Science. 2010. V. 43. № 6. P. 651–658.
<https://doi.org/10.1134/S1064229310060050>
11. United Nations. Istochniki i deistvie ioniziruyushchei radiatsii. Nauchnyi komitet Organizatsii Ob"edinennykh Natsii po deistviyu atomnoi radiatsii: Doklad za 1977 god General'noi Assamblei s prilozheniyami [The sources and effects of ionizing radiation. The United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. Report for 1977 to the General Assembly with annexes]. New York, 1978. V. 1. P. 233–260.
 12. Егорова И. А., Кислицина Ю. В., Пузанов А. В. Особенности накопления радионуклидов в растениях Северо-западного Алтая // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. № 11 (61). 2009. С. 32–38.
 13. Бураева Е. А. Удельная активность естественных радионуклидов и искусственного ^{137}Cs в почвах и травянистых растениях Ростовской области // Аридные экосистемы. 2023. Т. 29. № 1(94). С. 77–84.
<https://doi.org/10.24412/1993-3916-2023-1-77-84>.
 14. Бурлаенко В. З., Игашева С. П. Анализ активности природных радионуклидов в почвенно-растительном покрове на территории юга Тюменской области // Самарский научный вестник. 2020. Т. 9. № 3. С. 32–36.
 15. Фесенко С. В., Емлютина Е. С. Содержание тория в растениях: Обзор мировых данных // Радиационная биология. Радиоэкология. 2022. Т. 62. № 4. С. 434–445.
<https://doi.org/10.31857/S086980312204004X>.
 16. Kritsananuwat R., Sahoo S. K., Arae H., Fukushi M. Distribution of ^{238}U and ^{232}Th in selected soil and plant samples as well as soil to plant transfer // Radianal. Nucl. Chem. 2015. V. 303. P. 2571–2577.

RADIONUCLIDES (^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{137}Cs , ^{90}Sr) IN AGROECOSYSTEMS OF THE CENTRAL CHERNOZEM REGION

S. V. Lukin^{a,b, #}

Presented by Academician of the RAS V.I. Kiryushin on June 18, 2024.

^a*Belgorod Center for Agrochemical Service, Belgorod, Russian Federation*

^b*Belgorod State National Research University, Belgorod, Russian Federation*

[#]*E-mail: serg.lukin2010@yandex.ru*

Research was conducted in 2023–2024 on the defining areas of the Belgorod region. Our research technique is conventional within the agrochemical service. The goal of this project was to study the specific activity of ^{40}K natural and artificial radionuclides in soils and plants of certain agroecosystems. Studies have shown that specific activity does not vary significantly between leached arable (539 Bq/kg), typical (544 Bq/kg) and ordinary (573 Bq/kg), while in residual carbonate chernozems the value of said measurement (207 Bq/kg) was 2.60–2.77 times lower. The average specific activity of ^{223}Th in leached, typical and ordinary chernozems was 1.97–2.35 times higher than the other residual carbonat chernozems. The average specific activity of Ra in studied soils did not differ significantly, staying within 17.3–18.9 Bq/kg. In soils of the region's western areas, specific activity of ^{137}Cs ranged from 5.9 to 19.6, southern – 16.3–87.2 Bq/kg, while eastern sections of the region varied from 15.3–87.2 Bq/kg. Specific activity of ^{90}Sr in western soils was below 3, whereas the south extended from 16.3 to 87.2 Bq/kg. An average of ^{40}K specific activity altered from 111 Bq/kg to 597 Bq/kg was recorded within studied crop production, while ^{232}Th 's and ^{226}Ra 's ranges did not exceed 6 and 8 Bq/kg respectively. ^{136}Cs ' specific activity was less than 3, while ^{90}Sr stayed at less than 2 Bq/kg, which is significantly lower than the established limit for said parameter.

Keywords: natural radionuclides, artificial radionuclides, specific activity, chernozem, winter wheat, sainfoin