

# ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

# GEOSPHERE RESEARCH

---

*Научный журнал*

---

2023

№ 3

Зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере  
связи, информационных технологий и массовых коммуникаций  
(свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-66443 от 14 июля 2016 г.)

Журнал индексируется в Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index и SCOPUS.  
The Journal is indexed in the Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index and SCOPUS.



Томский государственный университет  
2023

**Учредитель – Томский государственный университет**

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет, ауд. 242. Сайт: <http://journals.tsu.ru/geo/>

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**

*Главный редактор:* **Врублевский В.В.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

E-mail: [vasvr@yandex.ru](mailto:vasvr@yandex.ru)

*Заместитель главного редактора:* **Шпанский А.В.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

E-mail: [shpansky@ggf.tsu.ru](mailto:shpansky@ggf.tsu.ru)

*Ответственный секретарь:* **Асочакова Е.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: [ev.asochakova@gmail.com](mailto:ev.asochakova@gmail.com)

**Гордиенко И.В.**, д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

**Гутак Я.М.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского государственного промышленного университета, Новокузнецк, Россия

**Дорошкевич А.Г.**, д-р геол.-минерал. наук, заведующая лабораторией, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

**Евсеева Н.С.**, д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

**Земцов В.А.**, д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

**Изох А.Э.**, д-р геол.-минерал. наук, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

**Конторович А.Э.**, д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

**Коротеев В.А.**, д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

**Крук Н.Н.**, д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, директор, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

**Кузьмин М.И.**, д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

**Парначев В.П.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

**Поздняков А.В.**, д-р геогр. наук, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

**Реведагто В.В.**, д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

**Савичев О.Г.**, д-р геогр. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

**Сазонов А.М.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского федерального университета, Красноярск, Россия

**Склярков Е.В.**, д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

**Соломина О.Н.**, д-р геогр. наук, чл.-кор. РАН, директор Института географии РАН, Москва, Россия

**Худолей А.К.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

**Цыганков А.А.**, д-р геол.-минерал. наук, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

**Чернышов А.И.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

**Ярмолюк В.В.**, д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

**Бэнкс Давид**, CGeol, компания Holymoore Consultancy, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

**Гутierrez-Алонсо Г.**, профессор Университета Саламанки, Саламанка, Испания

**Покровский О.С.**, ведущий научный сотрудник обсерватории Миди-Пиренейз Национального центра научных исследований, Тулуза, Франция

**Чамберлейн К.Р.**, профессор, Университет Вайоминг, Ларами, США

**Чан Чонг Хоа**, Геологический институт Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам

**Эрнст А.А.**, профессор, Гамбургский университет, Гамбург, Германия

**Эрнст Р.Э.**, профессор Карлетонского университета, Оттава, Канада

**РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ**

**Гертнер И.Ф.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Квасникова З.Н.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Краснова Т.С.**, канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Кужевская И.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лещинский С.В.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лычагин Д.В.**, д-р физ.-мат. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Подобина В.М.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Ромашова Т.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Севастьянов В.В.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Татьянин Г.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Тишин П.А.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

## Founder – Tomsk State University

### “Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

Contacts: 36 Lenin Avenue, Tomsk, Russia, 634050. Tomsk State University. Faculty of Geology and Geography;  
<http://journals.tsu.ru/geo>

## EDITORIAL BOARD

*Editor-in-Chief:* **Vassily V. Vrublevskii**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia  
E-mail: [vasvr@yandex.ru](mailto:vasvr@yandex.ru)

*Deputy Editor-in-Chief:* **Andrey V. Shpansky**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: [shpansky@ggf.tsu.ru](mailto:shpansky@ggf.tsu.ru)

*Executive Editor:* **Evgeniya M. Asochakova**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: [ev.asochakova@gmail.com](mailto:ev.asochakova@gmail.com)

**Gordienko I.V.**, Corresponding Member of RAS, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

**Gutak Ya.M.**, Professor of the Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

**Doroshkevich A.G.**, Head of Laboratory, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**Evseeva N.S.**, Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

**Zemtsov V.A.**, Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

**Izokh A.E.**, Professor, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**Kruk N.N.**, Corresponding Member of RAS, Director, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**Kuzmin M.I.**, Member of RAS, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

**Parnachov V.P.**, Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

**Pozdnyakov A.V.**, Professor, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

**Reverdatto V.V.**, Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**Savichev O.G.**, Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

**Sazonov A.M.**, Professor of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

**Sklyarov E.V.**, Corresponding Member of RAS, Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

**Solomina O.N.**, Corresponding Member of RAS, Director of the Geography Institute RAS, Moscow, Russia

**Khudoley A.K.**, Professor of the St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia

**Tsygankov A.A.**, Director of the Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

**Chernyshov A.I.**, Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

**Yarmolyuk V.V.**, Member of RAS, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

**David Banks**, CGeol, Holymoore Consultancy, Chesterfield, UK

**Gabriel Gutierrez-Alonso**, Professor of the Salamanca University, Salamanca, Spain

**Pokrovsky O.S.**, Leading Scientist, the Observatory Midi-Pyrénées of CNRS, Toulouse, France

**Tran Trong Hoa**, Chief Scientist, Geological Institute of the Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam

**Chamberlain K.R.**, Research Professor, Department of Geology & Geophysics, University of Wyoming, Laramie, USA

**Ernst A.A.**, Professor of the Hamburg University, Hamburg, Germany

**Richard E. Ernst**, Professor of the Carleton University, Ottawa, Canada

## EDITORIAL COUNCIL

**Gertner I.F.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Gorbatenko V.P.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Grinev O.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Kvasnikova Z.N.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Krasnova T.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Kuzhevskaya I.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Leshchinskiy S.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Lychagin D.V.**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Podobina V.M.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Romashova T.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Sevast'yanov V.V.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tat'yanin G.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tishin P.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

---

---

## СОДЕРЖАНИЕ

---

### ПЕТРОЛОГИЯ

- Врублевский В.В., Чугаев А.В., Котельников А.Д., Тишин П.А.** Источники палеозойского и мезозойского щелочно-мафитового магматизма в западной части Алтае-Саянской складчатой области (по Pb-Pb изотопным данным) ..... 6
- Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Рампилов М.О.** Гранитоиды Тамирского (Мо) рудопоявления (Западное Забайкалье): состав, возраст и вероятные источники расплавов ..... 13

### ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Лобанов К.В., Макаров В.А., Макеев С.М., Шведов Г.И., Муромцев Е.А., Шадчин М.В., Глушков Ю.В., Самородский П.Н.** Геолого-минералогическая и геохимическая зональность Мо-Au-Cu-порфирирового месторождения Ак-Суг, северо-восточная Тува, Россия ..... 28

### ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

- Гутак Я.М., Фелькер А.С., Силантьев В.В.** Вулканические породы в разрезах пермской системы Кузбасса ..... 52
- Клементьев А.М., Маликов Д.Г.** Енисейский Коридор Миграции Дзерена *Procapra Gutturosa* (*Peryssodactyla*, *Mammalia*) в Северную Азию ..... 58
- Левичева А.В., Гнибиденко З.Н., Смолянинова Л.Г., Маринов В.А.** Магнитостратиграфия верхнего мела центральной части Западной Сибири ..... 70

### ГЕОХИМИЯ, ГИДРОЛОГИЯ

- Абрамова В.А., Замана Л.В.** Редкоземельные элементы в водах геотехногенных объектов редкометалльных месторождений Восточного Забайкалья ..... 86
- Радомская В.И., Юсупов Д.В., Радомский С.М., Павлова Л.М.** Геохимическая характеристика озерных отложений Нижне-Зейской впадины ..... 98

### ГЕОГРАФИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Бляхарчук Т.А., Николаева С.А., Долгих Н.М.** Изменение состава пыльцевых спектров вдоль высотного профиля в бассейне р. Актру (Центральный Алтай) ..... 118
- Просекин С.Н., Амосова А.А., Чубаров В.М., Бычинский В.А.** Оценка эколого-геохимического состояния техногенно-нагруженных пригородных районов г. Шелехов и г. Иркутск по данным снегогеохимического мониторинга ..... 140

---

## CONTENTS

---

### PETROLOGY

- Vrublevskii V.V., Chugaev A.V., Kotel'nikov A.D., Tishin P.A.** Sources of paleozoic and mesozoic alkaline-mafic magmatism in the western part of Altai-Sayan fold region (based on Pb-Pb isotopic data) ..... 6
- Elbaev A.L., Gordienko I.V., Khubanov V.B., Rampilov M.O.** Granitoids of the Tamir (Mo) ore occurrence (Western Transbaikalia): composition, age and probable sources of melts ..... 13

### GEOLOGY OF DEPOSITS

- Lobanov K.V., Makarov V.A., Makeev S.M., Shvedov G.I., Muromtsev E.A., Shadchin M.V., Glushkov Yu.V., Samorodsky P.N.** Geological-mineralogical and geochemical zonation of Mo-Au-Cu-porphyry deposit Ak-Sug, northeast Tuva, Russia ..... 28

### PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

- Gutak Ja.M., Silantiev V.V., Felker A.S.** Volcanic rocks in the Permian system sections of Kuzbass ..... 52
- Klementiev A.M., Malikov D.G.** The Yenisei corridor of Mongolian gazelle (*Procapra gutturosa*) migration to North Asia ..... 58
- Levicheva A.V., Gnibidenko Z.N., Smolyninova L.G., Marinov V.A.** Magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous of the central part of Western Siberia ..... 70

### GEOCHEMISTRY, HYDROLOGY

- Abramova V.A., Zamana L.V.** Rare-earth elements in the waters of geotechnogenic objects of rare metal deposits of Eastern Transbaikalia ..... 86
- Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Radomskii S.M., Pavlova L.M.** Geochemical characteristics of lake deposits in the Lower Zeya depression ..... 98

### PHYSICAL GEOGRAPHY, GEOECOLOGY

- Blyakharchuk T.A., Nikolaeva S.A., Dolgikh N.M.** Change in composition of pollen spectra along the altitude profile in the basin of Aktru River (Central Altai) ..... 118
- Prosekin S.N., Amosova A.A., Chubarov V.M., Bychinsky V.A.** Assessment of the ecological and geochemical state of technogenously loaded suburban districts of Shelekhov and Irkutsk cities according to the data of snow geochemical monitoring ..... 140

## ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 552.11:552.3:550.4(571.513)

doi: 10.17223/25421379/28/1

### ИСТОЧНИКИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО И МЕЗОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНО-МАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (по Pb–Pb изотопным данным)



Василий Васильевич Врублевский<sup>1</sup>, Андрей Владимирович Чугаев<sup>2</sup>,  
Алексей Дмитриевич Котельников<sup>3</sup>, Платон Алексеевич Тишин<sup>4</sup>

<sup>1, 3, 4</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

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

<sup>1</sup> [vasvr@yandex.ru](mailto:vasvr@yandex.ru)

<sup>2</sup> [vassachav@mail.ru](mailto:vassachav@mail.ru)

<sup>3</sup> [geokart@ggf.tsu.ru](mailto:geokart@ggf.tsu.ru)

<sup>4</sup> [tishin\\_pa@mail.ru](mailto:tishin_pa@mail.ru)

**Аннотация.** Изучен изотопный состав свинца в изверженных породах мезозойских (базаниты Минусинского прогиба, ~80–70 млн лет) и палеозойских (габбро-фойдолит-фойяитовые интрузивы Кузнецкого Алатау, ~500–400 млн лет) щелочно-мафитовых комплексов Южной Сибири. Анализ проведен на прецизионном MC-ICP-MS оборудовании Nu Instruments Plasma 021 and Thermo Scientific Neptune Plus. Вариации первичных изотопных отношений Pb в породах ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  17,92–19,09,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15,53–15,57 и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  37,49–39,01) свидетельствуют о гетерогенных мантийных источниках щелочно-мафитовой магмы. Ее главным компонентом могло быть вещество умеренно деплетированной мантии PREMA-типа, характерное для сублитосферных плюмов. В составе более поздних базанитов возрастает доля материала SCLM (субконтинентальная литосферная мантия). Предполагается взаимодействие щелочных расплавов с мантийно-коровыми субстратами, которые участвуют в строении орогенов.

**Ключевые слова:** щелочно-мафитовый магматизм, изотопы свинца, мантийный плюм, субконтинентальная литосферная мантия, Кузнецкий Алатау, Минусинский прогиб, Центрально-Азиатский складчатый пояс

**Благодарности.** Авторы признательны сотрудникам ЦКП «Геохимия природных систем» Томского государственного университета и НИЦ «Курчатовский институт» за помощь в исследованиях.

**Источник финансирования:** работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 22–27–00362).

**Для цитирования:** Врублевский В.В., Чугаев А.В., Котельников А.Д., Тишин П.А. Источники палеозойского и мезозойского щелочно-мафитового магматизма в западной части Алтае-Саянской складчатой области (по Pb–Pb изотопным данным) // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 6–12. doi: 10.17223/25421379/28/1

Original article

doi: 10.17223/25421379/28/1

### SOURCES OF PALEOZOIC AND MESOZOIC ALKALINE MAFIC MAGMATISM IN THE WESTERN PART OF ALTAI-SAYAN FOLD REGION (based on Pb–Pb isotopic data)

Vassily V. Vrublevskii<sup>1</sup>, Andrey V. Chugaev<sup>2</sup>, Aleksey D. Kotel'nikov<sup>3</sup>, Platon A. Tishin<sup>4</sup>

<sup>1, 3, 4</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>1</sup> [vasvr@yandex.ru](mailto:vasvr@yandex.ru)

<sup>2</sup> [vassachav@mail.ru](mailto:vassachav@mail.ru)

<sup>3</sup> [geokart@ggf.tsu.ru](mailto:geokart@ggf.tsu.ru)

<sup>4</sup> [tishin\\_pa@mail.ru](mailto:tishin_pa@mail.ru)

**Abstract.** The lead isotope composition of igneous rocks has been studied in the Mesozoic (Minusa trough basanites, ~80–70 Ma) and Paleozoic (Kuznetsk Alatau gabbro-foioidolite-foyaite intrusions, ~500–400 Ma) alkaline mafic complexes of the

Southern Siberia. The analysis was performed on precision MC–ICP–MS equipment Nu Instruments Plasma 021 and Thermo Scientific Neptune Plus. Variations of initial Pb–Pb isotopic ratios ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  17.92–19.09,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.53–15.57 и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  37.49–39.01) suggest heterogeneous mantle sources of primary alkaline mafic magma. Its main component could be material of moderately depleted PREMA-type mantle of sublithospheric plumes. The amount of SCLM (subcontinental lithospheric mantle) substance increases in the composition of later basanites. We assume the interaction of alkaline melts with mantle-crustal substrates, which are involved in the structure of orogens.

**Keywords:** alkaline-mafic magmatism, lead isotopes, mantle plume, subcontinental lithospheric mantle, Kuznetsk Alatau, Minusa trough, Central Asian fold belt

**Acknowledgements.** The authors are grateful to the staff of the Center for Collective Use Geochemistry of Natural Systems at National Research Tomsk State University and the National Research Center Kurchatov Institute for their assistance in the studies.

**Source of financing:** this study was supported by the Russian Science Foundation, project no. 22-27-00362.

**For citation:** Vrublevskii V.V., Chugaev A.V., Kotel'nikov A.D., Tishin P.A. (2023) Sources of paleozoic and mesozoic alkaline mafic magmatism in the western part of Altai-Sayan fold region (based on Pb–Pb isotopic data). *Geosfernyye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 6–12. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/28/1

## Введение

В Алтае-Саянском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса отмечаются ареалы палеозойского и мезозойского щелочно-мафитового магматизма, развитие которого связывают с плюм-литосферным взаимодействием [Яшина, 1982; Андреева и др., 1984; Malkovets et al., 2003; Крупчатников и др., 2015; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019; Врублевский, Гертнер, 2021; Врублевский и др., 2012, 2022a; Vrublevskii et al., 2019, 2020; Vorontsov et al., 2021]. Разновозрастные проявления подобного магматизма образуют небольшие кембрийские и девонские (~500–400 млн лет) интрузивы габброидов, фойдолитов и нефелиновых сиенитов в каледонидах на северо-востоке Кузнецкого Алатау, а также диатремы позднемеловых (~80–70 млн лет) базанитов в обрамляющем Минусинском прогибе. Независимо от времени извержений изотопный состав Nd в них свидетельствует о мантийном происхождении первичных расплавов и участии в магмогенезисе общего компонента, подобного PREMA (Prevalent Mantle) [Литасов и др., 2001; Врублевский, Гертнер, 2021]. На основании полученных нами Pb–Pb-изотопных данных предполагается взаимодействие умеренно-деплетированной мантии с веществом других sublithospheric резервуаров в генерации щелочной магмы.

## Изотопный Pb–Pb анализ пород и обсуждение результатов

**Объекты исследований и аналитические данные.** Для выявления возможных источников вещества и генетического родства первичных мафитовых расплавов изучен изотопный состав Pb разновозрастных магматических комплексов Южной Сибири. Исследования проведены в породах (субщелочное габбро, ийолит, уртит) и минералах (микроклин, пирротин) ранне-среднепалеозойских Верхнепетропавловского

и Кия-Шалтырского габбро-фойдолит-фойяитовых интрузивов в Кузнецком Алатау [Врублевский и др., 2018; Врублевский, Гертнер, 2021] и в позднемеловых базанитовых диатремах Минусинского прогиба (район Копьевского вулканического купола) [Malkovets et al., 2003; Врублевский и др., 2022a].

Изотопный Pb–Pb анализ выполнен на прецизионном MC–ICP–MS оборудовании Nu Instruments Plasma 021 (Тихоокеанский центр изотопных и геохимических исследований Университета Британской Колумбии, Ванкувер, Канада), Thermo Scientific Neptune (ИГЕМ РАН, Москва) и Thermo Scientific Neptune Plus (НИЦ «Курчатовский институт», Москва). Оценка достоверности измерений производилась по стандартам NIST SRM 981, AGV–2 и BCR–1. Полученные значения изотопных отношений Pb были скорректированы на присутствие радиогенной добавки  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$  с учетом ICP–MS-данных о содержании U, Th и Pb в породах. Рассчитанные на возраст первичные отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  варьируют, соответственно, от 18,63 до 19,09, от 15,54 до 15,56, от 38,40 до 39,01 в базанитах Минусинского прогиба и от 17,92 до 18,36, от 15,53 до 15,57, от 37,49 до 37,83 в породах и минералах щелочных плутонов Кузнецкого Алатау (таблица).

Для базанитов характерно обогащение радиогенным  $^{208}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}$ . На диаграмме  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  составы всех изученных образцов, как и большинства базальтов позднепалеозойских изверженных провинций Азии, расположены между эволюционными кривыми «мантия» и «ороген», что указывает на возможное поступление Pb из разных источников (рис. 1, а). Доля компонента типа «ороген» в плутонических комплексах заметно больше. Величина  $\Delta 8/4$ , рассчитанная для базанитов (от +13 до +39; среднее +26) и производных щелочно-габброидной ассоциации (от –11 до +20), отражает незначительное обогащение пород относительно изотопных составов Pb океанических базальтов (MORB, OIB) северного

полушария Земли (Northern Hemisphere Reference Line = NHRL) (рис. 1, b).

**Мантийные источники щелочно-мафитовых магм.** Согласно современным представлениям, развитие внутриплитного базитового магматизма вызвано деятельностью сублитосферных плюмов и(или) плавлением материала обогащенной литосферной мантии [Ernst, 2014; Ярмолюк и др., 2020]. При этом особенности состава изверженных пород могут зависеть от масштабов и условий магмогенерации. По изотопным Nd–Pb данным, главным компонентом

палеозойских щелочных плутонов Кузнецкого Алатау является вещество, подобное PREMA [Врублевский, Гертнер, 2021]. Однако, как и при образовании траппов – производных Сибирского сублитосферного плюма, генерация первичной магмы могла сопровождаться взаимодействием материала деплетированной и обогащенной мантии (рис. 1, c). Наблюдаемые вариации  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в щелочных породах также не исключают совместного участия в петрогенезисе разнородного мантийного и корового вещества, характерного для орогенов (рис. 1, a).

**Концентрации U, Th, Pb (г/т) и первичные Pb–Pb изотопные отношения в породах и минералах щелочно-мафитовых комплексов**

**U, Th, Pb concentrations (ppm) and the initial Pb–Pb isotope ratios in rocks and minerals of alkaline mafic complexes**

| U  | Th    | Pb   | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|--|-------|------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| <i>Диатремы Минусинского прогиба*</i>                      |       |      |                                   |                                   |                                   |
| 1,44   | 6,47  | 4,31 | 18,663                            | 15,549                            | 38,472                            |
| 1,50   | 6,60  | 4,17 | 18,632                            | 15,539                            | 38,398                            |
| 1,74   | 7,72  | 3,98 | 19,087                            | 15,553                            | 39,013                            |
| 2,17   | 9,56  | 4,67 | 18,999                            | 15,548                            | 38,903                            |
| 2,09   | 9,26  | 5,17 | 18,915                            | 15,559                            | 38,784                            |
| 1,62   | 6,93  | 3,58 | 18,824                            | 15,543                            | 38,667                            |
| 2,07   | 8,71  | 4,07 | 18,851                            | 15,546                            | 38,659                            |
| 2,23   | 10,04 | 4,83 | 19,009                            | 15,549                            | 38,918                            |
| 0,39   | 1,59  | 1,69 | 18,782                            | 15,550                            | 38,484                            |
| 1,90   | 8,32  | 4,57 | 18,830                            | 15,553                            | 38,691                            |
| 1,38   | 7,98  | 5,64 | 18,813                            | 15,560                            | 38,560                            |
| <i>Кия-Шалтырский интрузив, Кузнецкий Алатау**</i>         |       |      |                                   |                                   |                                   |
| 0,61 <sup>1</sup>  | 0,71  | 2,61 | 18,048                            | 15,529                            | 37,650                            |
| 1,72 <sup>2</sup>  | 1,80  | 3,41 | 18,358                            | 15,564                            | 37,722                            |
| 0,97 <sup>3</sup>  | 1,00  | 1,25 | 18,339                            | 15,572                            | 37,829                            |
| 0,49 <sup>4</sup>  | 0,68  | 7,4  | 18,215                            | 15,552                            | 37,598                            |
| 0,011 <sup>5</sup>   | 0,016 | 2,2  | 18,187                            | 15,549                            | 37,590                            |
| 0,016 <sup>6</sup>   | 0,026 | 2,8  | 18,191                            | 15,548                            | 37,585                            |
| <i>Верхнепетропавловский интрузив, Кузнецкий Алатау***</i> |       |      |                                   |                                   |                                   |
| 2,01 <sup>7</sup>  | 2,76  | 6,10 | 17,924                            | 15,531                            | 37,494                            |

*Примечание.* Концентрации U, Th и Pb приведены по данным ICP–MS. Первичные Pb–Pb изотопные отношения рассчитаны на возраст 75 млн лет\*, 400 млн лет\*\* и 500 млн лет\*\*\*. <sup>1</sup>габбро, <sup>2</sup>ийолит, <sup>3</sup>уртит, <sup>4</sup>K-полевой шпат из нефелинового сyenита, <sup>5,6</sup>пирротин, <sup>7</sup>полевошпатовый ийолит.

*Note.* U, Th, and Pb concentrations are given from ICP–MS data. The initial Pb–Pb isotopic ratios are calculated for ages of 75 Ma\*, 400 Ma\*\* and 500 Ma\*\*\*. <sup>1</sup>gabbro, <sup>2</sup>ijolite, <sup>3</sup>urtite, <sup>4</sup>K feldspar from nepheline syenite, <sup>5,6</sup>pyrotite, <sup>7</sup>feldspar ijolite.

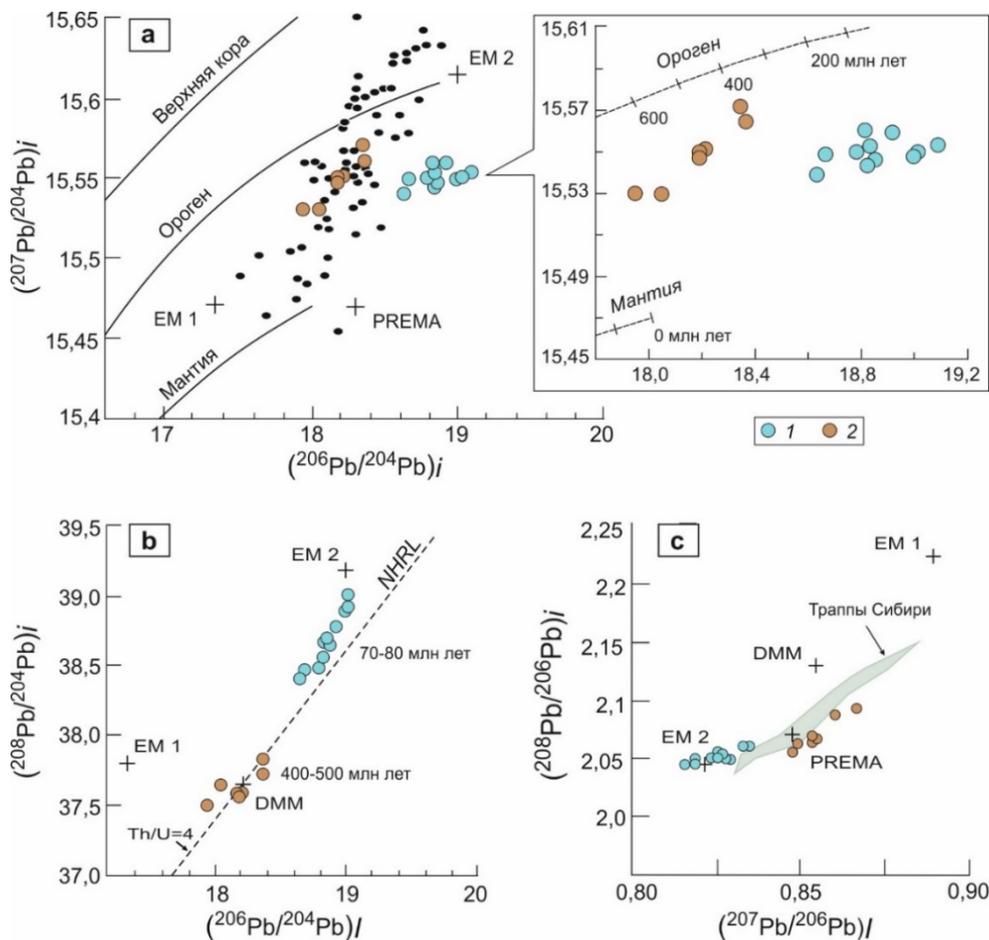
Параметры первичного изотопного состава Nd и Sr позднемеловых базанитов Минусинского прогиба ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  от  $\sim 4,4$ – $6,3$  до  $\sim 7,4$ – $9,1$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,703–0,704 [Литасов и др., 2001], а также по неопубликованным данным) указывают на магматическом источник в мантии, сходной с PREMA-компонентом сублитосферного плюма. Однако породы относительно обогащены радиогенными  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ , что согласуется с повышенными концентрациями HFS-элементов в базанитах [Врублевский и др., 2022a] и свидетельствует о мантийном происхождении их первичного расплава с возможным участием материала EM 2 (рис. 1, c). На этом основании предполагается генерация щелочно-

базальтовой магмы за счет плавления субконтинентальной литосферной мантии (SCLM-тип), модифицированной под влиянием Сибирского PREMA-плюма. Наряду с его компонентами в расплав могло дополнительно поступать вещество из амфиболовых или флогопитовых жил, образующихся при метасоматических изменениях субстрата SCLM. По-видимому, вовлечением в процессы плавления такого разнородного материала обусловлены широкие вариации значений Th/U (4,1–5,8) и возраста протолита  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) \sim 320$ – $430$  млн лет для базанитов.

**Роль коровой контаминации в петрогенезисе.** Формирование щелочно-мафитовых вулкано-

плутонических комплексов в Центрально-Азиатском складчатом поясе нередко сопровождается мантийно-коровым взаимодействием, которое приводит к изменению изотопного состава изверженных пород [Врублевский и др., 2012; Doroshkevich et al., 2012; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019; Vrublevskii et al., 2019, 2020, 2021; Врублевский, Гертнер, 2021]. В изученных палеозойских щелочных базитах Кузнецкого

Алатау фиксируется высокий уровень коровой контаминации ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,705\text{--}0,706$ ;  $\delta^{18}\text{O} \sim 8\text{--}10\%$ ) [Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2018], но первоначальный баланс радиогенных изотопов Nd и Pb, соответствующий PREMA, не изменяется. В связи с этим предполагается относительная однородность материала умеренно деплетированной мантии в очаге магмогенерации.



**Рис. 1. Изотопный состав свинца в базитах Минусинского прогиба (1), габбро, фойдолитах и породообразующих минералах Кузнецкого Алатау (2)**

$a - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  диаграмма: на врезке показан увеличенный фрагмент. Линии изотопной эволюции свинца для различных земных (верхняя кора, ороген, мантия) резервуаров, по [Zartman, Haines, 1988]. PREMA – преобладающая мантия (Prevalent Mantle) по [Zindler, Hart, 1986]. Черными точками обозначены преобладающие составы плюмовых базальтоидов позднепалеозойских изверженных провинций Азии (Эмейшань, Таримская) [Xu et al., 2007; Zhang et al., 2010] и пермско-триасовых траппов Сибирского кратона [Sharma et al., 1992];  $b - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  диаграмма: линия изотопных составов Pb океанических базальтов северного полушария Земли (Northern Hemisphere Reference Line = NHRL) по [Hart, 1984];  $c - (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i - (^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i$  диаграмма: компоненты PREMA, DMM (деплетированная MORB-мантия), EM 1 (обогащенная мантия 1) и EM 2 (обогащенная мантия 2) по [Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005].

**Fig. 1. Lead isotopic composition in basanites of the Minusa Trough (1), gabbro, foidolites and rock-forming minerals of the Kuznetsk Alatau (2)**

$a - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  diagram: the inset shows an enlarged fragment. Lead isotopic evolution lines for different terrestrial (upper crust, orogen, mantle) reservoirs, by [Zartman, Haines, 1988]. PREMA – Prevalent Mantle, according to [Zindler, Hart, 1986]. Black dots indicate the prevalent compositions of plume basaltoids of Late Paleozoic igneous provinces of Asia (Emeishan, Tarim), [Xu et al., 2007; Zhang et al., 2010] and Permian-Triassic traps of the Siberian craton [Sharma et al., 1992];  $b - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  diagram: Pb isotope compositions line of oceanic basalts of the northern hemisphere of the Earth (Northern Hemisphere Reference Line = NHRL), according to [Hart, 1984];  $c - (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i - (^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i$  diagram: PREMA, DMM (depleted MORB mantle), EM 1 (enriched mantle 1), and EM 2 (enriched mantle 2) components, by [Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005].

Вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  (~5,4–7,1 ‰) в базанитах Минусинского прогиба [Врублевский и др., 2022б] сопоставимы с «мантийным» интервалом  $5,5 \pm 0,5$  ‰, что может свидетельствовать о незначительной контаминированности пород. На преобладание в них вещества обогащенной мантии указывают первичные отношения изотопов Pb.

Таким образом, выявленные особенности изотопного состава разновозрастных изверженных пород свидетельствуют о гетерогенных мантийных источниках первичных щелочно-мафитовых расплавов и различной степени их взаимодействия с коровым материалом орогена. В более молодых магматических породах доля вещества обогащенной литосферной мантии возрастает.

#### Список источников

- Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Щелочные породы. Магматические горные породы. Т. 2. М.: Наука, 1984. 415 с.
- Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 488–515.
- Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 8. С. 945–963.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Чугаев А.В. Источники вещества высокоглиноземистых щелочных магм по данным изотопной (Nd, Sr, Pb, O) геохимии пород Кия-Шалтырского габбро-уртитового интрузива девонского возраста, Южная Сибирь // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479, № 6. С. 666–672.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Палеозойские щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, их источники и условия образования расплавов // Петрология. 2021. Т. 29, № 1. С. 31–63.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Тишин П.А., Изох А.Э., Казенова Ф., Кремер И.О. Геохимические признаки раннеглубинной генерации магм пермско-триасовых долеритов и позднемеловых базанитов Минусинского палеорифта, Сибирь // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022а. Т. 506, № 2. С. 158–162.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Казенова Ф., Кремер И.О., Тишин П.А. Природа изотопно-кислородной неоднородности в щелочных и субщелочных базальтах Северо-Минусинской впадины, Южная Сибирь // Геосферные исследования. 2022б. № 4. С. 36–47.
- Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Раннемезозойские лампроиты и монцитонитиды юго-востока Горного Алтая: геохимия, Sr-Nd изотопный состав, источники расплавов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 6. С. 1057–1079.
- Литасов Ю.Д., Мальковец В.Г., Литасов К.Д., Агашев А.М., Орихаши Ю. Петрогенезис базанитов из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины // Материалы Всероссийской научной конференции «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 343–345.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28, № 6. С. 563–590.
- Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 274 с.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos. 2012. V. 152. P. 157–172.
- Ernst R.E. Large igneous provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 630 p.
- Hart S.R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 753–757.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science. 1992. V. 256. P. 517–520.
- Malkovets V.G., Litasev Yu.D., Travin A.V., Litasev K.D., Taylor L.A. Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar-Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // International Geology Review. 2003. V. 45. P. 133–142.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // Gondwana Research. 2019. V. 69. P. 56–72.
- Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics // Earth and Planetary Science Letters. 1992. V. 113. P. 365–381.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2005. V. 6. P. Q05007.
- Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan rift system: geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // Gondwana Research. 2021. V. 89. P. 193–219.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E., Izokh A.E., Vishnevskii A.V. The Overmarat-Gol alkaline pluton in Northern Mongolia: U–Pb age and preliminary implications for magma sources and tectonic setting // Minerals. 2019. V. 9 (3). P. 170.
- Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V. Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline-carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 188. P. 104163.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Mustafaev A. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Paleozoic Kuznetsk Alatau alkaline province, Southern Siberia: geochemistry and Permian U–Pb, Sm–Nd ages in the Goryachegorsk ijolite-foyaite intrusion // International Geology Review. 2021. V. 63. N 18. P. 2215–2231.
- Xu J.-F., Suzuki K., Xu Y.-G. et al. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 2104–2119.

Zhang Y., Liu J., Guo Z. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: implications for plume–lithosphere interaction // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. P. 596–610.

Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bidirectional transport // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. P. 1327–1339.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Annual Review Earth and Planetary Sciences*. 1986. V. 14. P. 493–571.

### References

Andreeva E.D., Kononova V.A., Sveshnikova E.V., Yashina, R.M. *Shchelochmyye porody. Magmatischekiye gornyye porody* [Alkaline rocks. Book 2. Igneous rocks]. Moscow : Nauka, 1984. 415 p. In Russian

Vrublevskii V.V. Sources and geodynamic setting of petrogenesis of the Middle Cambrian Upper Petropavlovka alkaline basic pluton (Kuznetsk Alatau, Siberia) // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2015. V. 56. No 3. pp. 488–515. In Russian

Vrublevskii V.V., Krupchatnikov V.I., Izokh A.E., Gertner I.F. The alkaline and carbonatitic rocks of Gorny Altai (Edel’veis complex) as indicators of Early Paleozoic plume magmatism in the Central Asian Fold Belt // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2012. V. 53. No 8. pp. 945–963. In Russian

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Chugaev A.V. Parental sources of high–alumina alkaline melts: Nd, Sr, Pb, and O isotopic evidence from the Devonian Kiya–Shaltyr gabbro–urtite intrusion, South Siberia // *Doklady Akademii nauk* [Doklady of Earth Sciences]. 2018. V. 479. Part 2. pp. 666–672. In Russian

Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Paleozoic alkaline–mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau, their sources, and conditions for magma generation // *Petrology*. 2021. V. 29. No 1. pp. 31–63. In Russian

Vrublevskii V.V., Kotel’nikov A.D., Tishin P.A., Izokh A.E., Kazenova F., Kremer I.O. Geochemical Evidence for Multi-Depth Magma Generation for Permian–Triassic Dolerite and Late Cretaceous Basanite of the Minusa Paleorift, Siberia // *Doklady Akademii nauk* [Doklady of Earth Sciences]. 2022a. V. 506. Part 2. pp. 729–733.

Vrublevskii V.V., Kotel’nikov A.D., Kazenova F., Kremer I.O., Tishin P.A. Origin of the oxygen isotope heterogeneity for alkaline and subalkaline basalts in the Northern Minusa depression, Southern Siberia // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2022b. No 4. pp. 36–47. In Russian

Krupchatnikov V.I., Vrublevskii V.V., Kruk N.N. Early Mesozoic lamproites and monzonitoids of south-eastern Gorny Altai: geochemistry, Sr–Nd isotope composition, and sources of melts // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2015. V. 56. No 6. pp. 1057–1079. In Russian

Litasov Yu.D., Malkovets V.G., Litasov K.D., Agashev A.M., Orichashi Yu. *Petrogenesis bazanitov iz trubok vzryva Severo-Minusinskoj vpadiny* [Petrogenesis of basanite pipes of the Northern Minusa depression] // *Materialy Vserossiyskoj nauchnoy konferentsii «Geologiya, geokhimiya i geofizika na rubezhe XX i XXI vekov»* [Geology, geochemistry, and geophysics at the turn of the XX and XXI centuries]. Irkutsk: Institute of the Earth’s crust SB RAS, 2001. pp. 343–345. In Russian

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Savatenkov V.M, Kudryashova E.A., Kuznetsov M.V. Late Mesozoic Eastern Mongolia Volcanic Area: Structure, Magmatic Associations, and Sources of Melts // *Petrology*. 2020. V. 28. No 6. pp. 563–590. In Russian

Yashina R.M. *Shchelochnoy magmatizm skladchato-glybovykh oblastey (na primere yuzhnogo obramleniya Sibirskoy platformy)*. [Alkaline magmatism in orogenic areas (case of the southern periphery of the Siberian Craton)]. Moscow: Nauka, 1982. 274 p. In Russian.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // *Lithos*. 2012. V. 152. pp. 157–172.

Ernst R.E. Large igneous provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 630 p.

Hart S.R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature*. 1984. V. 309. pp. 753–757.

Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*. 1992. V. 256. pp. 517–520.

Malkovets V.G., Litasov Yu.D., Travin A.V., Litasov K.D., Taylor L.A. Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar–Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // *International Geology Review*. 2003. V. 45. pp. 133–142.

Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // *Gondwana Research*. 2019. V. 69. pp. 56–72.

Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. V. 113. pp. 365–381.

Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2005. V. 6. Q05007.

Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai–Sayan rift system: geological and geochemical evidence for diverse plume–lithosphere interactions // *Gondwana Research*. 2021. V. 89. pp. 193–219.

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E., Izokh A.E., Vishnevskii A.V. The Overmarat–Gol alkaline pluton in Northern Mongolia: U–Pb age and preliminary implications for magma sources and tectonic setting // *Minerals*. 2019. V. 9(3). 170.

Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V. Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline–carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. V. 188. 104163.

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M. Mustafaeiev A. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Paleozoic Kuznetsk Alatau alkaline province, Southern Siberia: geochemistry and Permian U–Pb, Sm–Nd ages in the Goryachegorsk ijolite–foyaite intrusion // *International Geology Review*. 2021. V. 63. N 18. pp. 2215–2231.

Xu J.-F., Suzuki K., Xu Y.-G. et al. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. pp. 2104–2119.

Zhang Y., Liu J., Guo Z. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: implications for plume–lithosphere interaction // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. pp. 596–610.

Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bidirectional transport // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. pp. 1327–1339.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Annual Review Earth and Planetary Sciences*. 1986. V. 14. pp. 493–571.

**Информация об авторах:**

**Врублевский В.В.**, доктор геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой динамической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: vasvr@yandex.ru

**Чугаев А.В.**, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия.

E-mail: vassachav@mail.ru

**Котельников А.Д.**, заведующий лабораторией, НИЛ «Геокарт», геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: geokart@ggf.tsu.ru

**Тишин П.А.**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, декан геолого-географического факультета, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: tishin\_pa@mail.ru

*Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.*

*Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.*

**Information about authors:**

**Vrublevskii V.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Department of Dynamical Geology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: vasvr@yandex.ru

**Chugaev A.V.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), leading researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: vassachav@mail.ru

**Kotel'nikov A.D.**, Head of Laboratory of Geokart, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: geokart@ggf.tsu.ru

**Tishin P.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Dean of the Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: tishin\_pa@mail.ru

*Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.*

*The authors declare no conflicts of interests.*

*Статья поступила в редакцию 10.05.2023; одобрена после рецензирования 25.07.2023; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 10.05.2023; approved after reviewing 25.07.2023; accepted for publication 18.09.2023*

Научная статья  
УДК 552.31:552.111  
doi: 10.17223/25421379/28/2



## ГРАНИТОИДЫ ТАМИРСКОГО (Mo) РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

Алексей Леонидович Елбаев<sup>1</sup>, Иван Власович Гордиенко<sup>2</sup>,  
Валентин Борисович Хубанов<sup>3</sup>, Михаил Олегович Рампилов<sup>4</sup>

<sup>1, 2, 3, 4</sup> Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

<sup>1</sup> elbaev@ginst.ru

<sup>2</sup> gord@pres.bsnet.ru

<sup>3</sup> khubanov@mail.ru

<sup>4</sup> rampilov@ginst.ru

**Аннотация.** Гранитоиды Тамирского рудопоявления молибдена по особенностям минералогии и петрогеохимическим характеристикам соответствуют высокодифференцированным гранитам. Установлено, что становление гранитоидов происходило в течение двух этапов эндогенной активности – поздне триасового (237 млн лет) и раннеюрского (176 млн лет). Формирование расплавов разновозрастных гранитоидов было следствием плавления корового материала, соответствующего каледонской изотопной провинции.

**Ключевые слова:** гранитоидный магматизм, лейкограниты, лейкогранит-порфиры, молибденовое оруденение, бичурский интрузивный комплекс, Западное Забайкалье

**Источник финансирования:** исследование выполнено по государственному заданию ГИН СО РАН (проект ААА-А21-121011890029-4).

**Для цитирования:** Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Рампилов М.О. Гранитоиды Тамирского (Mo) рудопоявления (Западное Забайкалье): состав, возраст и вероятные источники расплавов // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 13–27. doi: 10.17223/25421379/28/2

Original article  
doi: 10.17223/25421379/28/2

## GRANITOIDS OF THE TAMIR (MO) ORE OCCURRENCE (WESTERN TRANSBAIKALIA): COMPOSITION, AGE AND PROBABLE SOURCES OF MELTS

Alexey L. Elbaev<sup>1</sup>, Ivan V. Gordienko<sup>2</sup>, Valentin B. Khubanov<sup>3</sup>, Michael O. Rampilov<sup>4</sup>

<sup>1, 2, 3, 4</sup> Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia

<sup>1</sup> elbaev@ginst.ru

<sup>2</sup> gord@pres.bsnet.ru

<sup>3</sup> khubanov@mail.ru

<sup>4</sup> rampilov@ginst.ru

**Abstract.** This paper presents new data on the composition, age, and formation conditions of granitoids from the Tamir molybdenum ore occurrence. The object of study is located on the area of the Tamir volcano-tectonic structure and within the Chikoy-Ingoda structural-mineralogical zone of Western Transbaikalia. In terms of mineralogy, petro- and geochemical characteristics, the granitoids of the ore occurrence are correspond to fractionated granites. They have an ultra-acidic composition, increased alkalinity and iron content, moderate alumina content, and subrare-metal geochemical specialization. Two groups of leucogranite-porphyry have been identified. One group of dikes has an asymmetric REE spectrum similar to that of leucogranite host rocks with a predominance of light lanthanides over heavy ones ( $(La/Yb)_N = 16.2–36.7$ ), and the other group is characterized by a V-shaped distribution spectrum ( $(La/Yb)_N = 0.4–1.7$ ), with a reduced content of all REE, compared with dikes of the first type. According to U-Pb LA-ICP-MS dating of zircon, the formation of granitoids occurred in two stages – Late Triassic (237 Ma) and Early Jurassic (176 Ma). The formation of leucogranites host rocks (enclosing ore) and dikes of leucogranite-porphyries of the first type is associated with the early stage, and the formation of ore-bearing leucogranite-porphyries of the second type is associated with the late stage. The ore prospect of the object has not been fully established. It is likely that the flat-dipping, short and thin quartz-molybdenum veins of the ore occurrence uncovered by mine workings are the apophyses of the main steeply dipping veins to which ore

bodies richer in molybdenum can be associated. In addition, in terms of the mineral composition of ore veinlets, the salt composition of solutions, and the temperature of formation, the Tamir ore occurrence is comparable to the Pervomaisky molybdenum deposit, the largest in the region. For leucogranites, the established values of the primary  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70401$  ratio, and for the Early Jurassic leucogranite-porphyrates is 0.70568. The study of the Nd isotope composition in granitoids showed that the rocks of both stages are characterized by close positive  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 1.9-1.7$ ,  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2) = 0.87-0.83$  Ga values, which indicates the absence of the Tamir volcanotectonic structures of rocks of the ancient continental crust and the granitoids formation due to the melting of the source of the corresponding Caledonian isotopic province.

**Keywords:** *granitoid magmatism, leucogranites, leucogranite-porphyrates, molybdenum mineralization, Bichura intrusive complex, Western Transbaikalia*

**Source of funding:** the study was carried out according to the State task of the Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (project AAA-A21-121011890029-4).

**For citation:** Elbaev A.L., Gordienko I.V., Khubanov V.B., Rampilov M.O. (2023) Granitoids of the Tamir (Mo) ore occurrence (Western Transbaikalia): composition, age and probable sources of melts. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 13–27. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/28/2

## Введение

Определение возраста рудно-магматических систем остается важной и актуальной задачей геологии и металлогении, так как необходимо для выработки научно обоснованных методов прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Большинство исследователей молибденовая минерализация Западного Забайкалья рассматривается как плутоногенно-гидротермальная и генетически связывается с небольшими интрузиями гранит-порфиров. В настоящее время в Джидинской и Селенгино-Витимской структурно-минералогических зонах (СМЗ) Западного Забайкалья установлена временная и структурная связь молибденового оруденения с проявлениями гранитоидного магматизма и выделяются три этапа рудообразования – раннепермский, раннеюрский и поздне меловой [Чернышев и др., 1998; Сотников и др., 2005; Хубанов и др., 2017; Савченко и др., 2018; Damdinova et al., 2019]. Тогда как в Чикой-Ингодинской СМЗ Западного Забайкалья, где выявлены крупные рудопроявления: Тамирское, Ивановское, Гуджиртуйское, Кударинское [Кошкин и др., 2003; Ефимов, 2010; Гордиенко и др., 2019], возрасты рудовмещающих и рудогенерирующих гранитоидов достоверно не установлены. По одним данным он рассматривается как раннемезозойский [Яблоков, Гаврилова, 1956; Новиков и др., 1973; Гордиенко и др., 2019], по другим – как позднепалеозойский [Кошкин и др., 2003]. Таким образом, вопросы возраста, геодинамического положения и источников большинства «молибденоносных» гранитоидов южной части Западного Забайкалья во многом остаются нерешенными из-за отсутствия геохронологических и изотопно-геохимических данных, полученных прецизионными методами исследования.

В статье обсуждаются результаты изучения магматизма Тамирского проявления молибдена. Целью исследований были: определение U-Pb изотопных возрастов магматических образований и выяснение

на их основе сопряженности во времени магматизма и рудопроявлений с геодинамическим режимом в регионе; изучение изотопного Nd, Sr и редкоэлементного составов магматических образований и установление источников расплавов гранитоидов вмещающих молибденовое оруденение.

## Краткий геологический очерк

Тамирское проявление расположено в пределах Тамирской вулканотектонической структуры (ВТС), являющейся одной из наиболее крупных структур позднепалеозойского Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса рифтогенного типа [Гордиенко и др., 1998]; в поле развития среднерннстных биотитовых лейкогранитов одноименного массива бичурского комплекса поздней перми [Кошкин и др., 2003; Гордиенко и др., 2019]. Тамирский массив (рис. 1, а) находится на водоразделе и южных склонах одноименного хребта, и вытянут в субширотном направлении на расстоянии 30 км при ширине 4–8 км. Площадь массива с учетом сателлитов составляет около 200 км<sup>2</sup>. В северо-западной части он соединяется с крупным Южно-Бичурским массивом. В строении массива участвуют породы трех фаз бичурского интрузивного комплекса [Кошкин и др., 2003].

Породы первой фазы встречаются ограничено и образуют небольшое тело-ксенолит амфиболовых габбро среди гранитоидов в верховьях пади Варламова. Породы второй фазы развиты в восточной, северной и южной частях массива. Они тяготеют к его эндоконтактам и представлены разнообразными породами – от кварцевых монцонитов и монцодиоритов до двуполевошпатовых сиенитов и сиенит-порфиров. Для них характерно наличие меланократовых включений и значительные колебания в содержании темноцветных минералов. Граниты третьей фазы слагают большую часть массива и имеют зональное строение. В центральной части преобладают средне-, равномернозернистые, реже

порфировидные двуполевошпатовые биотитовые граниты и граносиениты. Внешняя оторочка более лейкократовая мелкозернистая. В породах массива широко развиты дайки гранит-порфиров и аплитов.

В верховье рч. Мал. Габалюн правого притока р. Тамир на относительно небольшой площади (0,25 км<sup>2</sup>) сконцентрирована серия даек гранит-порфиров (рис. 1, b).

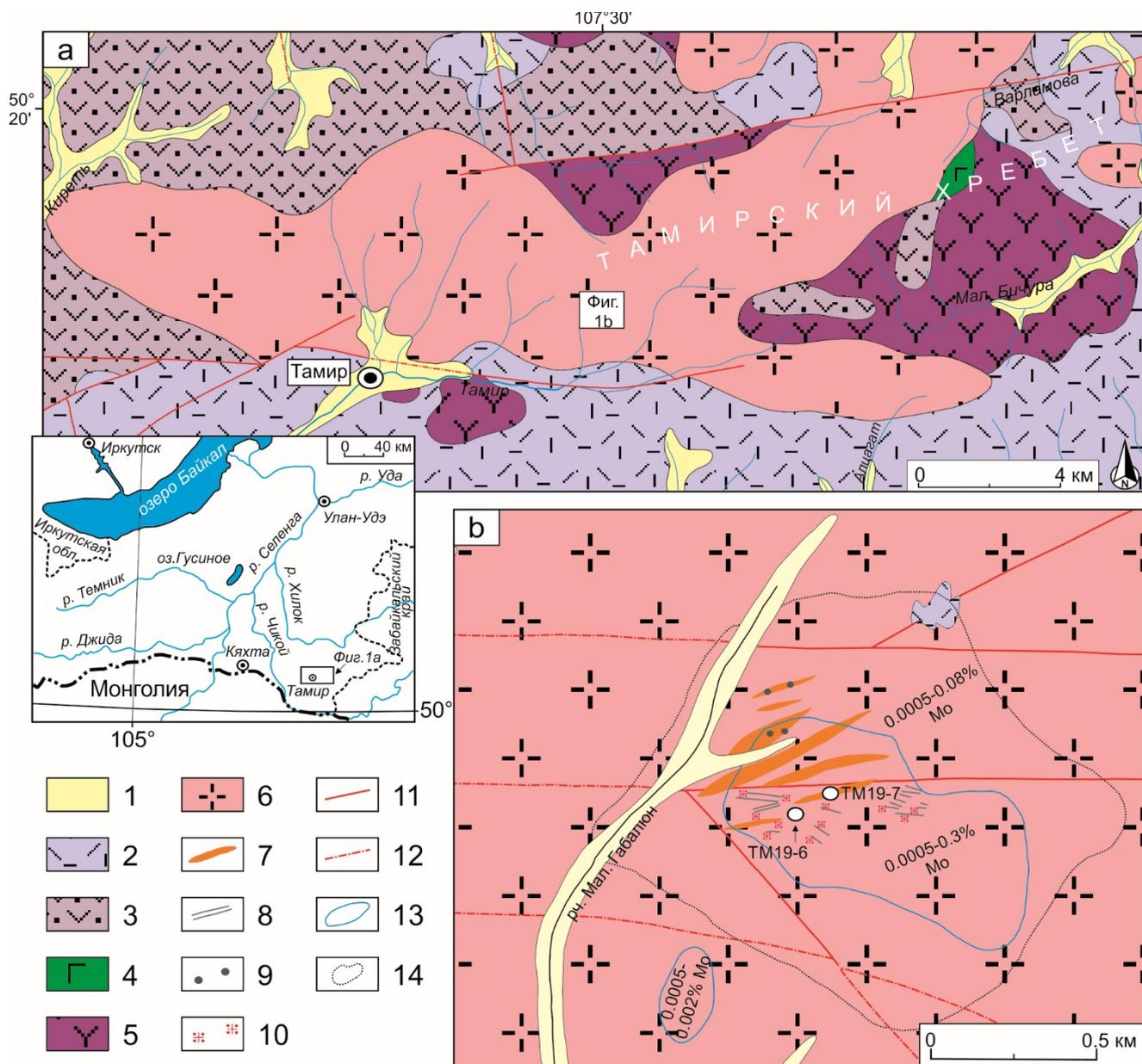


Рис. 1. Схема геологического строения: а – гранитоидов Тамирского массива [Кошкин и др., 2003]; б – Тамирского рудопоявления молибдена [Новиков и др., 1973]

1 – четвертичные отложения; 2 – раннепермские вулканы унгуркуйской свиты; 3 – позднепермские вулканы тамирской свиты; 4–6 – позднепермские гранитоиды бичурского комплекса: 4 – габброиды первой фазы; 5 – монзонитоиды второй фазы; 6 – умеренно-щелочные граниты, лейкограниты двуполевошпатовые; 7 – гранит-порфиры; 8 – кварцевые жилы с молибденитом; 9 – вкрапленность молибденита в гранит-порфирах; 10 – грейзенизация; 11 – разрывные нарушения; 12 – предполагаемые разрывные нарушения; 13 – первичные ореолы молибдена (до 0,3%), 14 – вторичные (до 0,08%)

Fig. 1. Scheme of the geological structure: а – granitoids of the Tamir massif [Koshkin et al., 2003]; б – Tamir molybdenum ore occurrence [Novikov et al., 1973]

1 – Quaternary deposits; 2 – Early Permian volcanic rocks of the Ungurkuy Formation; 3 – Late Permian volcanics of the Tamir Formation; 4–6 – Late Permian granitoids of the Bichur complex: 4 – gabbroids of the first phase; 5 – monzonitoids of the second phase; 6 – moderately alkaline granites, bifeldspar leucogranites; 7 – granite-porphyry; 8 – quartz veins with molybdenite; 9 – dissemination of molybdenite in granite porphyries; 10 – greisenization; 11 – discontinuous violations; 12 – alleged discontinuous faults; 13 – primary molybdenum halos (up to 0,3%), 14 – secondary (up to 0,08%)

Дайки имеют северо-восточное простирание с углами падения близкими к вертикальным (80–90°). Протяженность их колеблется в широких пределах от 30 до 500 м при мощности от нескольких сантиметров до 6 м. Близкое простирание имеют разрывные нарушения, кварцевые жилы и прожилки, с которыми и связано молибденовое (Тамирское) оруденение. По данным поисково-разведочных работ [Яблоков, Гаврилова, 1956; Новиков и др., 1973], на Тамирском рудопроявлении вскрыто 24 кварцево-молибденовых жилы, которые образуют три группы – западную, восточную и центральную. Расстояние между ними – около 150 м. В пределах каждой группы жилы имеют сближенное кулисообразное расположение в плане. Кварц-молибденитовые жилы имеют пологие углы падения – не превышают 12°. Протяженность их – 30–40 м, однако единичные жилы прослежены на 80 и 150 м. Мощность жил незначительна – 0,1–0,3 м. На западном фланге рудопроявления наблюдаются частые пересечения гранит-порфиров рудоносными кварцевыми жилами. Однако отметим, что в дайках гранит-порфиров местами устанавливается молибденовая минерализация в виде мелкой рассеянной вкрапленности, приуроченная к зальбандам даек. Это позволяет считать, что молибденовое оруденение находится в тесной связи во времени с образованием даек гранит-порфиров.

В настоящее время перспективность объекта до конца не установлена, так как вполне вероятно, что вскрытые горными выработками пологопадающие, короткие и маломощные кварцево-молибденовые жилы рудопроявления являются «отпрысками» основных крутопадающих жил, к которым могут быть приурочены богатые молибденитом рудные тела. К тому же по минеральному составу рудных прожилков, солевому составу растворов и температуре формирования Тамирское рудопроявление сопоставимо с крупнейшим в регионе Первомайским месторождением молибдена [Дамдинова, Елбаев, 2022].

#### Аналитические методы

Основная часть аналитических исследований проведена с использованием оборудования центра коллективного пользования (ЦКП) «Геоспектр» ГИН СО РАН (Улан-Удэ): петрогенные элементы методом химического анализа (Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун), редкие элементы рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ЭДПС-1 (Б.Ж. Жалсараев), состав минералов изучался на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 (Е.А. Хромова, Е.В. Ходырева). U-Pb (LA-ICP-MS)-исследования цирконов выполнены на масс-

спектрометре высокого разрешения Element XR с системой лазерного пробоотбора UP-213, по методике, описанной в [Хубанов и др., 2016; Буянтуев и др., 2017]. Первичная обработка масс-спектрометрического сигнала проводилась с помощью программы Glitter [Griffin et al., 2008]. Расчет возраста и построение графиков – с помощью Microsoft Excel с надстройкой Isoplot [Ludwig, 2008]. Содержания редких элементов определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск, О.В. Зарубина). Определение изотопного состава неодима и стронция получено в Институте геологии и геохронологии докембрия (Санкт-Петербург) на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Подготовка проб для изотопных анализов, включая химическое разложение и последующее выделение элементов методом ионообменной хроматографии, подробно описана в работе [Саватенков и др., 2004].

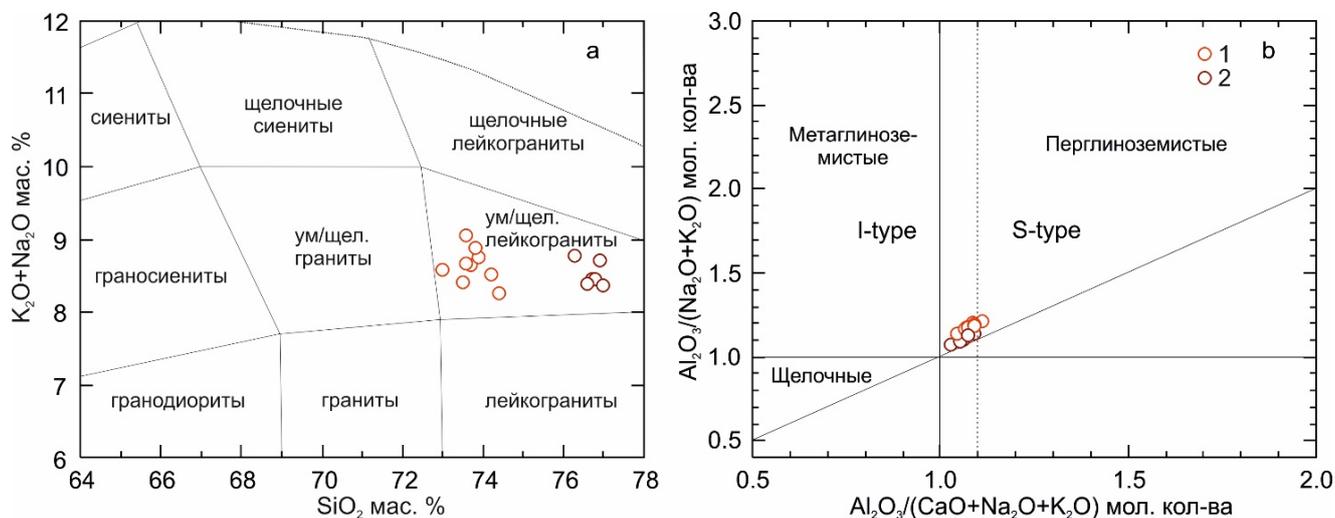
#### Петро- и геохимическая характеристика гранитоидов

**Петрография.** Большая часть территории рудопроявления сложена среднезернистыми лейкогранитами, которые представляют собой серые, розовато-серые массивные породы и состоят на 45–50 об. % из пертитового K-Na полевого шпата, кварца (30–35 об. %), кислого плагиоклаза (15–20 об. %) и биотита (антит-флогопит) (3–5 об. %). В них выявлены следующие акцессорные минералы: титанит (содержит до 4,5 мас. % оксидов LREE), фтор-апатит (содержит до 4,9 мас. % F), циркон, магнетит, манганоильменит-железистый пиррофанит (MnO = 13,18–32,14 мас. %). Лейкограниты прорваны серией даек гранит-порфиров, занимающих примерно 30% площади рудопроявления (см. рис. 1, b). Субвулканические образования представляют собой розовато-серые породы с тонкокristаллической основной массой и порфировыми вкрапленниками кварца, реже K-Na полевого шпата. Основная масса состоит из кварца и калиевого полевого шпата с подчиненным количеством плагиоклаза и биотита. Гранит-порфиры характеризуются узким набором акцессорных минералов, включающем магнетит и циркон, в редких случаях встречаются титанит, апатит и молибденит. Минералогический состав рудоносных кварцевых жил относительно прост и в них кроме молибденита присутствуют в незначительном количестве рутил, пирит, берилл, мусковит, серицит, калиевый полевой шпат, монацит-(Ce), ксенотим, циркон, барит и титанбетафит (Ca,U)<sub>2</sub>(Ti,Nb,Ta)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>(OH). Также встречаются гипергенные минералы – каолинит, ярозит (KFe<sub>3</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>), сванбергит (SrAl<sub>3</sub>(SO<sub>4</sub>)(PO<sub>4</sub>)(OH)<sub>6</sub>)

развивавшиеся скорее всего по полевым шпатам, пириту и апатиту соответственно.

**Петрогенные и редкие элементы.** По петрохимическому составу гранитоиды, слагающие Тамирское

рудное поле, отвечают семейству умеренно-щелочных лейкогранитов, при этом наиболее насыщенными кремнеземом ( $\text{SiO}_2 > 75$  мас. %) являются дайковые образования (рис. 2, а).



**Рис. 2. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Тамирского рудного поля**

а – сумма щелочей – кремнезем [Шарпенюк и др., 2013]; б –  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  [Maniar, Piccoli, 1989]. 1 – гранитоиды рудного поля, 2 – дайковые образования

**Fig. 2. Petrochemical diagrams for granitoids of the Tamir ore field**

а – the sum of alkalis – silica [Sharpenok et al., 2013]; б –  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  [Maniar, Piccoli, 1989] 1 – granitoids of the ore field, 2 – dike formations

Отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  варьирует от 0,89 до 1,02 в лейкогранитах, а в лейкогранит-порфирах от 1,07 до 1,22, что в целом свидетельствует о калий-натриевой специализации щелочей. Лейкограниты характеризуются низкими содержаниями фемических элементов, кальция и фосфора (табл. 1). Исследованные лейкограниты и лейкогранит-порфиры довольно близки по геохимическим классификационным признакам [Frost et al., 2001] и рассматриваются как железистые ( $\text{Fe}^* = 0,83-0,87$  и  $0,85-0,95$ ), щелочно-известковистые ( $\text{MALI} = 7,69-8,45$  и  $8,08-8,51$ ) и слабоглинозёмистые ( $\text{ASI} = 1,03-1,13$  мол %) образования (см. табл. 1), по значению индекса Шенда ( $A/\text{CNK}$ ) тяготеют к границе I- и S-типов гранитов (см. рис. 2, б). Индекс агпайтности ( $\text{NK}/A$ ) меняется от 0,82–0,87 в лейкогранитах до 0,88–0,93 в лейкогранит-порфирах, т.е., увеличиваясь с ростом кремнекислотности. Такая тенденция отмечается (среднее, г/т) для Rb от 104 до 125, Ga от 15 до 17, Nb от 10 до 16, Th от 12 до 23 и обратная для Ba от 744 до 63, Sr от 118 до 22, Zr от 159 до 96.

Полученные данные по содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранитоидах показали различный характер их распределения (рис. 3, а). Во-первых, установлено, что редкие земли в лейкогранитах

характеризуются асимметричным, с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми типом распределения ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2,7-8,8$ ) и в них фиксируется отчетливая европиевая аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,38-0,52$ ). Во-вторых, выявлено две группы лейкогранит-порфиров. Одна группа даек имеет схожий спектр РЗЭ с вмещающими лейкогранитами ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 16,2-36,7$ ), а другая характеризуется V-образным спектром распределения ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0,4-1,7$ ) и пониженным содержанием всех РЗЭ, по сравнению с дайками первого типа.

Форма мультиэлементных спектров большинства лейкогранитов имеет сходный вид: фиксируются минимумы по Sr, Eu и Ti, иногда La, Ce, небольшие максимумы по Rb, Ba, Th, U и K относительно состава континентальной коры (рис. 3, б). Лейкогранит-порфиры по форме спектров отличны: присутствуют глубокие минимумы по Ba, Sr, Eu, Ti и РЗЭ.

### Результаты исследования возраста и изотопного состава гранитоидов

**U-Pb изотопная геохронология.** Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) анализа цирконов приведены в табл. 2 и на рис. 4–5.

## Химический состав гранитоидов Тамирского проявления молибдена

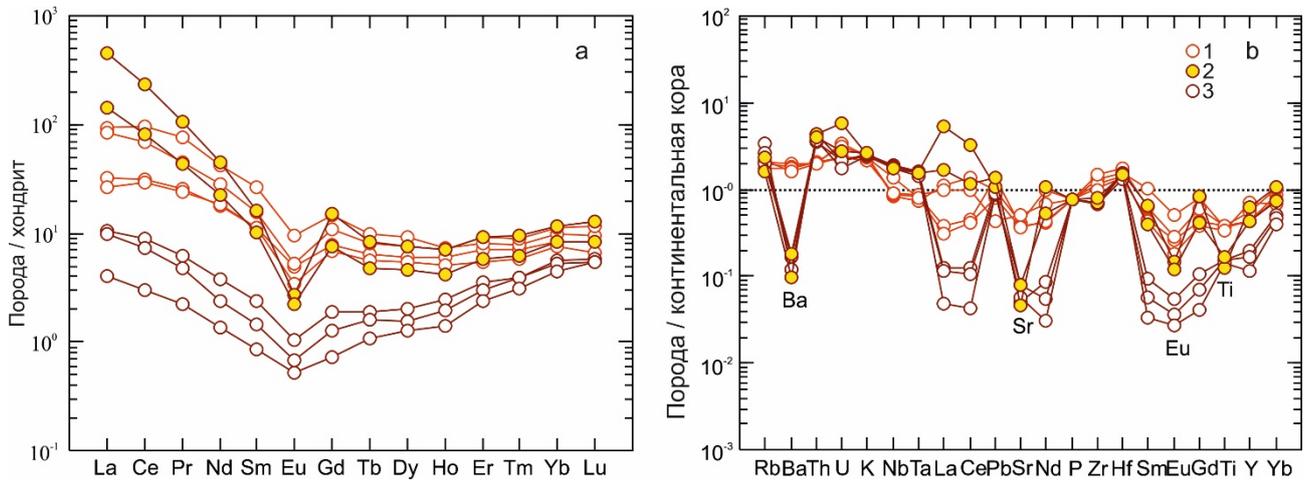
Table 1

## Chemical composition of granitoids of the Tamir occurrence of molybdenum

| № пробы                        | TM17-2 | TM17-6/1 | TM17-6 | TM17-8 | TM17-9 | TM17-10 | TM19-1 | TM19-10 | TM19-6 | TM17-12 | TM19-2 | TM19-3 | TM19-5 | TM19-7 | TM19-14 |
|--------------------------------|--------|----------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|---------|
|                                | 1*     | 2*       | 3*     | 4*     | 5*     | 6       | 7      | 8       | 9      | 10*     | 11     | 12     | 13     | 14     | 15      |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,8   | 73,9     | 73,6   | 74,4   | 74,2   | 73      | 73,5   | 73,7    | 73,6   | 77      | 76,7   | 76,9   | 76,8   | 76,6   | 76,3    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,3    | 0,23     | 0,23   | 0,28   | 0,21   | 0,24    | 0,27   | 0,28    | 0,26   | 0,12    | 0,1    | 0,09   | 0,11   | 0,11   | 0,12    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,8   | 14,2     | 14     | 13,4   | 13,6   | 14,2    | 14     | 13,8    | 14,1   | 12,7    | 12,7   | 12,5   | 12,5   | 12,7   | 13      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,03   | 0,96     | 0,92   | 1,28   | 0,87   | 0,98    | 1,09   | 1,52    | 1,13   | 0,46    | 0,61   | 0,66   | 0,7    | 0,38   | 0,53    |
| FeO                            | 0,78   | 0,66     | 0,7    | 0,53   | 0,98   | 0,82    | 0,36   | 0,1     | 0,12   | 0,18    | 0,1    | 0,1    | 0,1    | 0,16   | 0,1     |
| MnO                            | 0,07   | 0,02     | 0,03   | 0,01   | 0,03   | 0,04    | 0,02   | 0,04    | 0,02   | 0,01    | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01    |
| MgO                            | 0,27   | 0,23     | 0,24   | 0,25   | 0,27   | 0,29    | 0,26   | 0,23    | 0,21   | 0,1     | 0,06   | 0,03   | 0,05   | 0,09   | 0,04    |
| CaO                            | 0,6    | 0,59     | 0,54   | 0,57   | 0,62   | 0,58    | 0,69   | 0,63    | 0,6    | 0,29    | 0,32   | 0,25   | 0,23   | 0,25   | 0,27    |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,43   | 4,73     | 4,43   | 4,08   | 4,33   | 4,32    | 4,45   | 4,28    | 4,62   | 3,98    | 4      | 4,05   | 4,07   | 3,77   | 4,03    |
| K <sub>2</sub> O               | 4,46   | 4,02     | 4,23   | 4,18   | 4,19   | 4,27    | 3,97   | 4,37    | 4,43   | 4,39    | 4,45   | 4,66   | 4,39   | 4,62   | 4,75    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,1    | 0,1      | 0,1    | 0,1    | 0,1    | 0,1     | 0,1    | 0,1     | 0,1    | 0,1     | 0,1    | 0,1    | 0,1    | 0,1    | 0,1     |
| п.п.п.                         | 0,35   | 0,47     | 0,38   | 0,6    | 0,29   | 0,49    | 0,48   | 0,42    | 0,57   | 0,2     | 0,22   | 0,24   | 0,28   | 0,48   | 0,32    |
| Сумма                          | 99,99  | 100,11   | 99,4   | 99,68  | 99,69  | 99,33   | 99,19  | 99,47   | 99,76  | 99,53   | 99,37  | 99,59  | 99,34  | 99,27  | 99,57   |
| Ga                             | 15     | 16       | 15     | 15     | 15     | 16      | 14,5   | 13,5    | 14,2   | 19      | 17     | 17     | 17     | 17     | 16      |
| Rb                             | 99     | 116      | 99     | 129    | 98     | 106     | 86     | 99      | 100    | 168     | 128    | 79     | 97     | 163    | 115     |
| Sr                             | 112    | 89       | 112    | 96     | 117    | 115     | 165    | 123     | 134    | 33      | 18     | 15     | 25     | 16     | 25      |
| Ba                             | 685    | 599      | 743    | 653    | 752    | 742     | 807    | 823     | 889    | 63      | 55     | 45     | 75     | 54     | 83      |
| Y                              | 17     | 6        | 9,6    | 6,2    | 20,5   | 13,7    | 10,6   | 8,3     | 8,3    | 7       | 2,21   | 12,1   | 3,13   | 3,69   | 8,2     |
| Zr                             | 172    | 133      | 142    | 196    | 139    | 136     | 194    | 153     | 172    | 105     | 93     | 94     | 88     | 88     | 104     |
| Hf                             | 6      | 6,5      | 6,8    | 6,4    | 6,8    | 6       | 6,6    | 5,3     | 5,8    | 7,2     | 5,5    | 5,8    | 4,84   | 5,4    | 5,4     |
| Nb                             | 11,6   | 11,7     | 10     | 13,4   | 10,3   | 8,4     | 7,3    | 6,9     | 6,7    | 26      | 15     | 14,7   | 13,8   | 15     | 13,9    |
| Ta                             | 2,4    | 1,8      | 2,8    | 4,2    | 4,2    | 0,61    | 0,61   | 0,58    | 0,51   | 2,3     | 1,07   | 1,13   | 1      | 1,13   | 1,1     |
| Mo                             | 0,8    | 1,3      | 0,8    | 0,6    | 1,8    | 1,1     | 1,5    | 1,9     | 1,7    | 4,3     | 4,31   | 2,39   | 2,77   | 1,54   | 4,01    |
| Pb                             | 15,6   | 5,9      | 8,8    | 8,6    | 8,5    | 7,3     | 4,76   | 14,9    | 10,8   | 7,2     | 10     | 11,9   | 9,5    | 11,3   | 14,8    |
| Th                             | 13     | 10       | 11,7   | 14,3   | 10     | 11      | 11,6   | 11,5    | 11,2   | 27      | 21     | 24     | 20     | 24     | 22      |
| U                              | 3,3    | 2,3      | 5      | 2,7    | 3      | 3       | 2      | 4,03    | 7,4    | 1       | 2,27   | 7,4    | 2,8    | 2,81   | 3,57    |
| La                             | -      | -        | -      | -      | -      | 4,31    | 20     | 7,6     | 22     | -       | 0,47   | 108    | 2,3    | 2,49   | 34      |
| Ce                             | -      | -        | -      | -      | -      | 18      | 42     | 19      | 59     | -       | 1,85   | 142    | 4,53   | 5,4    | 49      |
| Pr                             | -      | -        | -      | -      | -      | 2,29    | 4,26   | 2,44    | 7,3    | -       | 0,21   | 10,2   | 0,46   | 0,59   | 4,15    |
| Nd                             | -      | -        | -      | -      | -      | 8,7     | 13,4   | 8,2     | 22     | -       | 0,63   | 21     | 1,12   | 1,75   | 10,4    |
| Sm                             | -      | -        | -      | -      | -      | 1,71    | 2,39   | 1,72    | 4,03   | -       | 0,13   | 2,5    | 0,22   | 0,37   | 1,58    |
| Eu                             | -      | -        | -      | -      | -      | 0,2     | 0,31   | 0,29    | 0,56   | -       | 0,03   | 0,16   | 0,04   | 0,06   | 0,13    |
| Gd                             | -      | -        | -      | -      | -      | 1,4     | 2,25   | 1,63    | 3,01   | -       | 0,15   | 3,12   | 0,26   | 0,39   | 1,53    |
| Tb                             | -      | -        | -      | -      | -      | 0,21    | 0,3    | 0,24    | 0,37   | -       | 0,04   | 0,31   | 0,06   | 0,08   | 0,18    |
| Dy                             | -      | -        | -      | -      | -      | 1,4     | 1,94   | 1,54    | 2,32   | -       | 0,32   | 1,94   | 0,4    | 0,51   | 1,17    |
| Ho                             | -      | -        | -      | -      | -      | 0,29    | 0,4    | 0,34    | 0,41   | -       | 0,08   | 0,4    | 0,11   | 0,14   | 0,24    |
| Er                             | -      | -        | -      | -      | -      | 0,91    | 1,52   | 1,17    | 1,33   | -       | 0,4    | 1,54   | 0,49   | 0,58   | 0,96    |
| Tm                             | -      | -        | -      | -      | -      | 0,15    | 0,23   | 0,18    | 0,2    | -       | 0,08   | 0,24   | 0,1    | 0,1    | 0,16    |
| Yb                             | -      | -        | -      | -      | -      | 1,07    | 1,93   | 1,44    | 1,67   | -       | 0,77   | 1,99   | 0,89   | 0,95   | 1,41    |
| Lu                             | -      | -        | -      | -      | -      | 0,17    | 0,3    | 0,21    | 0,24   | -       | 0,14   | 0,33   | 0,14   | 0,15   | 0,21    |
| Fe*                            | 0,86   | 0,86     | 0,84   | 0,87   | 0,86   | 0,86    | 0,83   | 0,85    | 0,84   | 0,85    | 0,91   | 0,95   | 0,93   | 0,85   | 0,93    |
| MALI                           | 8,29   | 8,16     | 8,12   | 7,69   | 7,9    | 8,01    | 7,73   | 8,02    | 8,45   | 8,08    | 8,13   | 8,46   | 8,23   | 8,14   | 8,51    |
| ASI                            | 1,05   | 1,08     | 1,1    | 1,1    | 1,07   | 1,12    | 1,09   | 1,07    | 1,05   | 1,08    | 1,07   | 1,03   | 1,06   | 1,1    | 1,07    |

Примечание. 1–9 – лейкограниты; 10–15 – лейкогранит-порфиры. \* – данные РФА; «-» – нет данных. Fe\* = FeOT/(FeOT + MgO), FeOT = FeO + 0,8998 × Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; MALI = (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – CaO; ASI (мол.) = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO – 1,67 × P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O).

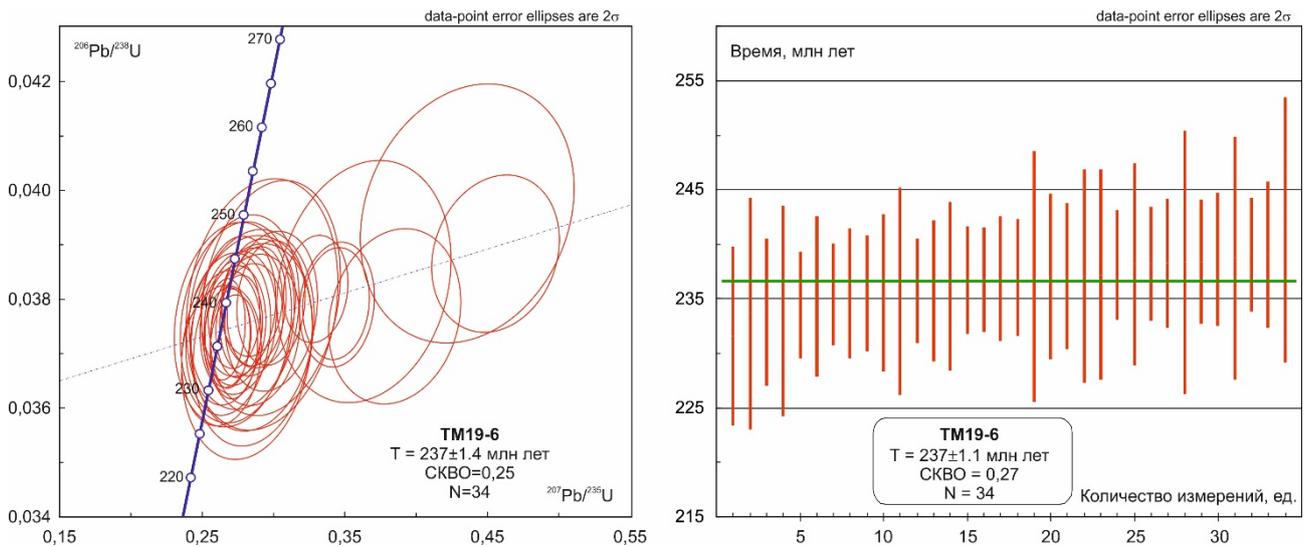
Note. 1–9 – leucogranites; 10–15 – granite porphyries. \* – XRF data; «-» – there is no data. Fe\* = FeOT/(FeOT + MgO), FeOT = FeO + 0,8998 × Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; MALI = (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – CaO; ASI (mol.) = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO – 1,67 × P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O).



**Рис. 3.** Редкоземельные спектры, нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] (a) и мультиэлементные спектры, нормированные по средней континентальной коре [Rudnick, Gao, 2003] (b) для гранитоидов Тамирского рудного поля

1 – лейкограниты; 2 – лейкогранит-порфиры I; 3 – лейкогранит-порфиры II

**Fig. 3.** Chondrite-normalized REE spectra [Sun, McDonough, 1989] (a) and multi-element diagram spectra normalized to the middle continental crust [Rudnick and Gao, 2003] (b) for granitoids of the Tamir ore field  
1 – leucogranites; 2 – leucogranite-porphyrus I; 3 – leucogranite-porphyrus II



**Рис. 4.** Диаграмма с конкордией и диаграмма средневзвешенного  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста, скорректированного на обыкновенный свинец  $^{207}\text{Pb}$ -методом, для цирконов из лейкогранитов Тамирского массива. Здесь и на рис. 5 оценки погрешностей возраста приведена на уровне  $2\sigma$

**Fig. 4.** Diagram with concordia and diagram of weighted average  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age corrected for ordinary lead by  $^{207}\text{Pb}$  using the method for zircons from leucogranites of the Tamir massif. Here and in the Fig. 5 error is as  $2\sigma$

Для геохронологических исследований использовались две пробы, отобранные из центральной части рудопоявления. Одна проба характеризует лейкограниты ТМ19-6 ( $50^{\circ}16'55.6''$  с.ш.;  $107^{\circ}30'12.2''$  в.д.), вторая представляет широко развитые на участке лейкогранит-порфиры (II) ТМ19-7 ( $50^{\circ}16'55.3''$  с.ш.;  $107^{\circ}30'15.6''$  в.д.). Выделение циркона из проб

проводили по стандартной методике, но без использования тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и приполированы.

Аксессуарный циркон, выделенный из лейкогранита, представлен субидiomорфными призматич-

ческими, реже длиннопризматическими, прозрачными, полупрозрачными кристаллами желтого цвета с размером 50–170 мкм. Иногда он содержит минеральные включения апатита и монацита. Возраст цирконов, оцененный методом пересечения по 34 точкам с

конкордией, составляет  $237 \pm 1,4$  млн лет (СКВО=0,25). Средневзвешенное значение, рассчитанное по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  с  $^{207}\text{Pb}$ -поправкой на не радиогенный свинец, показывает аналогичный поздне триасовый возраст  $237 \pm 1,1$  млн лет при СКВО 0,27 (см. рис. 4).

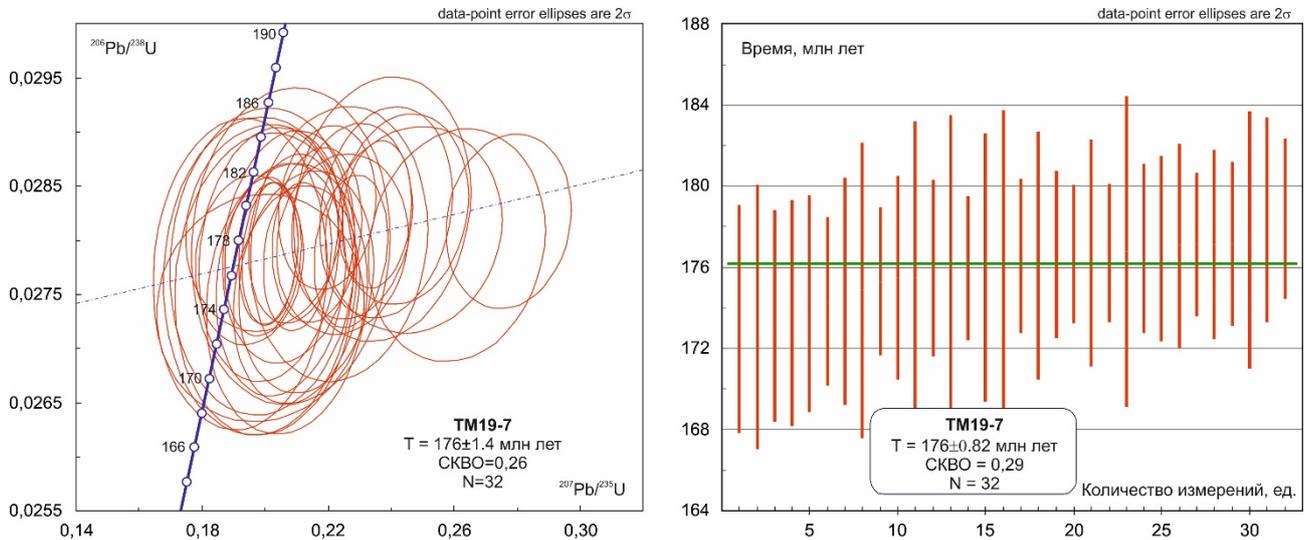


Рис. 5. Диаграмма с конкордией и диаграмма средневзвешенного  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста, скорректированного на обыкновенный свинец  $^{207}\text{Pb}$ -методом для цирконов из лейкогранит-порфиров Тамирского массива

Fig. 5. Diagram with concordia and diagram of weighted average  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age corrected for ordinary lead by  $^{207}\text{Pb}$  using the method for zircons from leucogranite-porphyry of the Tamir massif

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов Тамирского массива LA-ICP-MS методом

Таблица 2

Results of U-Pb isotopic studies of zircons from granitoids of the Tamir massif by the LA-ICP-MS method

Table 2

| № точки  | Th/U | Изотопные отношения              |        |                                  |        | Rho | Возраст, млн лет                 |    |                                 |    | D, % |
|--|------|----------------------------------|--------|----------------------------------|--------|-----|----------------------------------|----|---------------------------------|----|------|
|  |      | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | 1σ     | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 1σ     |     | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | 1σ | $^{206}\text{U}/^{238}\text{U}$ | 1σ |      |
| 1  | 2    | 3                                | 4      | 5                                | 6      | 7   | 8                                | 9  | 10                              | 11 | 12   |
| <i>TM19-6 лейкогранит, 34 точки, средневзвешенный возраст = 237 млн лет, СКВО = 0,25</i> |      |                                  |        |                                  |        |     |                                  |    |                                 |    |      |
| 01   | 0,96 | 0,3296                           | 0,0092 | 0,0382                           | 0,0004 | 0,1 | 289                              | 7  | 242                             | 2  | 20   |
| 02   | 1,25 | 0,3440                           | 0,0096 | 0,0379                           | 0,0004 | 0,1 | 300                              | 7  | 240                             | 3  | 25   |
| 03   | 0,84 | 0,2672                           | 0,0068 | 0,0373                           | 0,0004 | 0,1 | 241                              | 5  | 236                             | 2  | 2    |
| 04   | 0,90 | 0,2843                           | 0,0088 | 0,0379                           | 0,0004 | 0,1 | 254                              | 7  | 240                             | 3  | 6    |
| 05   | 1,00 | 0,2838                           | 0,0091 | 0,0376                           | 0,0004 | 0,1 | 254                              | 7  | 238                             | 3  | 7    |
| 06   | 0,84 | 0,2691                           | 0,0057 | 0,0373                           | 0,0004 | 0,1 | 242                              | 5  | 236                             | 2  | 3    |
| 07   | 0,87 | 0,2715                           | 0,0069 | 0,0371                           | 0,0004 | 0,1 | 244                              | 5  | 235                             | 2  | 4    |
| 08   | 0,97 | 0,2751                           | 0,0067 | 0,0375                           | 0,0004 | 0,1 | 247                              | 5  | 237                             | 2  | 4    |
| 09   | 0,69 | 0,2718                           | 0,0075 | 0,0377                           | 0,0004 | 0,1 | 244                              | 6  | 239                             | 3  | 2    |
| 10   | 0,87 | 0,2656                           | 0,0057 | 0,0374                           | 0,0004 | 0,1 | 239                              | 5  | 237                             | 2  | 1    |
| 11   | 0,81 | 0,2722                           | 0,0090 | 0,0375                           | 0,0005 | 0,1 | 244                              | 7  | 237                             | 3  | 3    |
| 12   | 0,83 | 0,3421                           | 0,0117 | 0,0379                           | 0,0005 | 0,1 | 299                              | 9  | 240                             | 3  | 25   |
| 13   | 0,58 | 0,2894                           | 0,0106 | 0,0379                           | 0,0005 | 0,1 | 258                              | 8  | 240                             | 3  | 8    |
| 14   | 0,72 | 0,2875                           | 0,0085 | 0,0379                           | 0,0005 | 0,1 | 257                              | 7  | 240                             | 3  | 7    |
| 15   | 0,68 | 0,2980                           | 0,0098 | 0,0379                           | 0,0005 | 0,1 | 265                              | 8  | 240                             | 3  | 10   |
| 16   | 1,14 | 0,2660                           | 0,0103 | 0,0373                           | 0,0005 | 0,1 | 240                              | 8  | 236                             | 3  | 1    |
| 17   | 0,96 | 0,2631                           | 0,0115 | 0,0370                           | 0,0005 | 0,1 | 237                              | 9  | 234                             | 3  | 1    |
| 18   | 0,91 | 0,2749                           | 0,0109 | 0,0379                           | 0,0005 | 0,1 | 247                              | 9  | 240                             | 3  | 3    |
| 19   | 0,95 | 0,2744                           | 0,0110 | 0,0376                           | 0,0005 | 0,1 | 246                              | 9  | 238                             | 3  | 4    |
| 20   | 0,98 | 0,2867                           | 0,0128 | 0,0374                           | 0,0006 | 0,1 | 256                              | 10 | 237                             | 4  | 8    |
| 21   | 1,36 | 0,4559                           | 0,0185 | 0,0388                           | 0,0006 | 0,2 | 381                              | 13 | 246                             | 4  | 55   |

| № точки | Th/U | Изотопные отношения                 |        |                                     |        | Rho | Возраст, млн лет                    |    |                                    |    | D, % |
|---------|------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|-----|-------------------------------------|----|------------------------------------|----|------|
|         |      | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | 1σ     | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U | 1σ     |     | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | 1σ | <sup>206</sup> U/ <sup>238</sup> U | 1σ |      |
| 1       | 2    | 3                                   | 4      | 5                                   | 6      | 7   | 8                                   | 9  | 10                                 | 11 | 12   |
| 22      | 0,78 | 0,2980                              | 0,0132 | 0,0378                              | 0,0006 | 0,2 | 265                                 | 10 | 239                                | 4  | 11   |
| 23      | 0,81 | 0,2678                              | 0,0123 | 0,0374                              | 0,0006 | 0,2 | 241                                 | 10 | 236                                | 4  | 2    |
| 24      | 0,94 | 0,3851                              | 0,0190 | 0,0377                              | 0,0007 | 0,2 | 331                                 | 14 | 238                                | 4  | 39   |
| 25      | 1,05 | 0,2848                              | 0,0177 | 0,0374                              | 0,0008 | 0,1 | 255                                 | 14 | 237                                | 5  | 7    |
| 26      | 0,86 | 0,2793                              | 0,0157 | 0,0378                              | 0,0007 | 0,2 | 250                                 | 12 | 239                                | 5  | 5    |
| 27      | 1,11 | 0,2707                              | 0,0168 | 0,0375                              | 0,0008 | 0,2 | 243                                 | 13 | 238                                | 5  | 2    |
| 28      | 0,99 | 0,2743                              | 0,0164 | 0,0376                              | 0,0008 | 0,2 | 246                                 | 13 | 238                                | 5  | 3    |
| 29      | 1,16 | 0,2846                              | 0,0169 | 0,0372                              | 0,0008 | 0,2 | 254                                 | 13 | 235                                | 5  | 8    |
| 30      | 1,16 | 0,2809                              | 0,0187 | 0,0371                              | 0,0008 | 0,2 | 251                                 | 15 | 235                                | 5  | 7    |
| 31      | 0,90 | 0,2974                              | 0,0199 | 0,0380                              | 0,0009 | 0,2 | 264                                 | 16 | 241                                | 5  | 10   |
| 32      | 1,10 | 0,3628                              | 0,0252 | 0,0383                              | 0,0009 | 0,2 | 314                                 | 19 | 242                                | 6  | 30   |
| 33      | 0,77 | 0,4360                              | 0,0308 | 0,0396                              | 0,0010 | 0,2 | 367                                 | 22 | 250                                | 6  | 47   |
| 34      | 0,96 | 0,2914                              | 0,0217 | 0,0379                              | 0,0010 | 0,2 | 260                                 | 17 | 240                                | 6  | 8    |

ТМ19-7 лейкогранит-порфир, 32 точки, средневзвешенный возраст = 176 млн лет, СКВО = 0,26

|    |      |        |        |        |        |     |     |    |     |   |    |
|----|------|--------|--------|--------|--------|-----|-----|----|-----|---|----|
| 01 | 2,08 | 0,2016 | 0,0036 | 0,0279 | 0,0003 | 0,2 | 187 | 3  | 177 | 2 | 5  |
| 02 | 2,42 | 0,2010 | 0,0038 | 0,0279 | 0,0003 | 0,2 | 186 | 3  | 177 | 2 | 5  |
| 03 | 1,16 | 0,2355 | 0,0045 | 0,0282 | 0,0003 | 0,2 | 215 | 4  | 180 | 2 | 20 |
| 04 | 1,27 | 0,1949 | 0,0070 | 0,0278 | 0,0003 | 0,1 | 181 | 6  | 177 | 2 | 2  |
| 05 | 1,09 | 0,2101 | 0,0044 | 0,0279 | 0,0003 | 0,2 | 194 | 4  | 177 | 2 | 9  |
| 06 | 1,42 | 0,1993 | 0,0050 | 0,0279 | 0,0003 | 0,1 | 185 | 4  | 177 | 2 | 4  |
| 07 | 1,59 | 0,2197 | 0,0063 | 0,0283 | 0,0003 | 0,1 | 202 | 5  | 180 | 2 | 12 |
| 08 | 1,19 | 0,2244 | 0,0085 | 0,0280 | 0,0003 | 0,1 | 206 | 7  | 178 | 2 | 16 |
| 09 | 1,16 | 0,2272 | 0,0047 | 0,0279 | 0,0003 | 0,2 | 208 | 4  | 177 | 2 | 17 |
| 10 | 1,14 | 0,2772 | 0,0082 | 0,0282 | 0,0003 | 0,1 | 248 | 6  | 179 | 2 | 39 |
| 11 | 0,84 | 0,2088 | 0,0058 | 0,0280 | 0,0003 | 0,2 | 193 | 5  | 178 | 2 | 8  |
| 12 | 1,42 | 0,2165 | 0,0058 | 0,0281 | 0,0003 | 0,2 | 199 | 5  | 178 | 2 | 12 |
| 13 | 0,79 | 0,1983 | 0,0135 | 0,0274 | 0,0004 | 0,1 | 184 | 11 | 174 | 3 | 6  |
| 14 | 0,86 | 0,2471 | 0,0115 | 0,0281 | 0,0004 | 0,1 | 224 | 9  | 179 | 2 | 25 |
| 15 | 1,16 | 0,2439 | 0,0085 | 0,0283 | 0,0004 | 0,1 | 222 | 7  | 180 | 2 | 23 |
| 16 | 0,84 | 0,2276 | 0,0079 | 0,0282 | 0,0004 | 0,1 | 208 | 7  | 179 | 2 | 16 |
| 17 | 1,38 | 0,1997 | 0,0102 | 0,0281 | 0,0004 | 0,1 | 185 | 9  | 179 | 2 | 3  |
| 18 | 1,02 | 0,2608 | 0,0115 | 0,0280 | 0,0004 | 0,1 | 235 | 9  | 178 | 3 | 32 |
| 19 | 1,14 | 0,2382 | 0,0086 | 0,0283 | 0,0004 | 0,2 | 217 | 7  | 180 | 2 | 21 |
| 20 | 0,98 | 0,2098 | 0,0082 | 0,0275 | 0,0004 | 0,2 | 193 | 7  | 175 | 3 | 11 |
| 21 | 1,18 | 0,2130 | 0,0088 | 0,0276 | 0,0004 | 0,2 | 196 | 7  | 176 | 3 | 12 |
| 22 | 1,87 | 0,2074 | 0,0085 | 0,0279 | 0,0004 | 0,2 | 191 | 7  | 178 | 3 | 8  |
| 23 | 1,43 | 0,2049 | 0,0084 | 0,0276 | 0,0004 | 0,2 | 189 | 7  | 176 | 3 | 8  |
| 24 | 1,43 | 0,2012 | 0,0092 | 0,0279 | 0,0005 | 0,1 | 186 | 8  | 177 | 3 | 5  |
| 25 | 1,11 | 0,2372 | 0,0114 | 0,0283 | 0,0005 | 0,1 | 216 | 9  | 180 | 3 | 20 |
| 26 | 1,35 | 0,2235 | 0,0115 | 0,0280 | 0,0005 | 0,1 | 205 | 10 | 178 | 3 | 15 |
| 27 | 1,02 | 0,2068 | 0,0104 | 0,0275 | 0,0005 | 0,1 | 191 | 9  | 175 | 3 | 9  |
| 28 | 0,93 | 0,2001 | 0,0117 | 0,0276 | 0,0006 | 0,1 | 185 | 10 | 176 | 4 | 6  |
| 29 | 1,23 | 0,1990 | 0,0120 | 0,0278 | 0,0006 | 0,1 | 184 | 10 | 177 | 4 | 4  |
| 30 | 1,12 | 0,2079 | 0,0129 | 0,0280 | 0,0006 | 0,1 | 192 | 11 | 178 | 4 | 8  |
| 31 | 0,74 | 0,1921 | 0,0113 | 0,0277 | 0,0006 | 0,1 | 178 | 10 | 176 | 4 | 1  |
| 32 | 1,13 | 0,1977 | 0,0123 | 0,0277 | 0,0006 | 0,0 | 183 | 10 | 176 | 4 | 4  |

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. D – дискордантность: D = (возраст (<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U)/возраст (<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U) – 1)100.

Note. Rho – correlation coefficient between errors in determining relationships <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U and <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. D – discordance: D = (age (<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U)/age (<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U) – 1)100.

В лейкогранит-порфире (II) акцессорный циркон образует прозрачные идиоморфные и субидиоморфные призматические и короткопризматические кристаллы ( $K_{удл.} = 1,12-2,10$ ) светло-желтого цвета. Возраст цирконов, полученный по 32 точкам методом пересечения, составляет  $176 \pm 1,4$  млн лет ( $J_1$ ). Средневзвешенный <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U возраст, скорректированный на

обыкновенный свинец (<sup>207</sup>Pb-метод), составляет  $176 \pm 0,82$  млн лет при СКВО = 0,29 (рис. 5) и соответствует ранней юре.

#### **Sm-Nd и Rb-Sr изотопный состав гранитоидов.**

Результаты изотопных исследований гранитоидов Тамирского рудного поля представлены в табл. 3 и 4. Полученные данные свидетельствует о том, что

лейкограниты и лейкогранит-порфиры (II) характеризуются близкими положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  и довольно близкими значениями модельного возраста  $T_{Nd}(DM-2)$ . Для лейкогранитов рассчитанные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  составляют + 1,9, а для

лейкогранит-порфиров  $\epsilon_{Nd}(T) + 1,7$ . Двустадийный Nd модельный возраст рассчитан как 0,87 и 0,83 млрд лет для лейкогранитов и лейкогранит-порфиров соответственно и предполагает близкий неопротерозойский (тонский) источник.

Таблица 3

**Результаты определений изотопного состава Nd гранитоидов Тамирского проявления**

Table 3

**Results of determinations of the Nd isotopic composition of granitoids of the Tamir occurrence**

| № п/п | № образца | Sm   | Nd   | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$ | $\epsilon_{Nd}(0)$ | t, млн лет | $\epsilon_{Nd}(t)$ | $t_{Nd}(DM)$ | $t_{Nd}(DM-2)$ |
|-------|-----------|------|------|-----------------------------------|---|--------------------|------------|--------------------|--------------|----------------|
|       |           | ppm  |      |                                   |   |                    |            |                    |              |                |
| 1     | TM19-10   | 1,32 | 7,35 | 0,1088                            | $0,512600 \pm 6$                                | -0,74              | 237        | +1,9               | 802          | 869            |
| 2     | TM19-5    | 0,38 | 2,41 | 0,0940                            | $0,512609 \pm 7$                                | -0,57              | 176        | +1,7               | 691          | 834            |

Таблица 4

**Результаты определений изотопного состава Sr гранитоидов Тамирского проявления**

Table 4

**Results of determinations of the Sr isotopic composition of granitoids of the Tamir occurrence**

| № п/п | № образца | Rb    | Sr     | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 2\sigma)$ | I(Sr)   |
|-------|-----------|-------|--------|---------------------------------|---|---------|
|       |           | ppm   |        |                                 |   |         |
| 1     | TM19-10   | 99,0  | 119,22 | 2,5161                          | $0,71246 \pm 3$                               | 0,70401 |
| 2     | TM19-5    | 109,8 | 26,94  | 11,8266                         | $0,73527 \pm 5$                               | 0,70568 |

Для поздне триасовых лейкогранитов установлены значения первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70401$ , а для раннеюрских лейкогранит-порфиров 0,70568, указывающие на их образование из относительно близких источников.

### Обсуждение результатов

По результатам U-Pb-изотопно-геохронологических исследований гранитоидов Тамирского рудопроявления получен не позднепалеозойский, как предполагалось [Кошкин и др., 2003; Гордиенко и др., 2019], а раннемезозойский возраст. При этом установлено, что формирование гранитоидов происходило с разрывом в 60 млн лет, в два этапа – поздне триасовый и раннеюрский. Отметим, что раннемезозойский цикл геологической истории Западного Забайкалья и Северной Монголии остается дискуссионным и существуют разные геодинамические интерпретации. Одни исследователи считают, что поздне триасовый-раннеюрский этап характеризуется формированием крупного зонально-симметричного магматического ареала (области) [Ярмолук и др., 2002; Коваленко и др., 2003а], формирование которого связывается с воздействием плюма на участок литосферы, находящейся в условиях коллизионного сжатия [Ярмолук и др., 2002; Воронцов и др., 2007], где

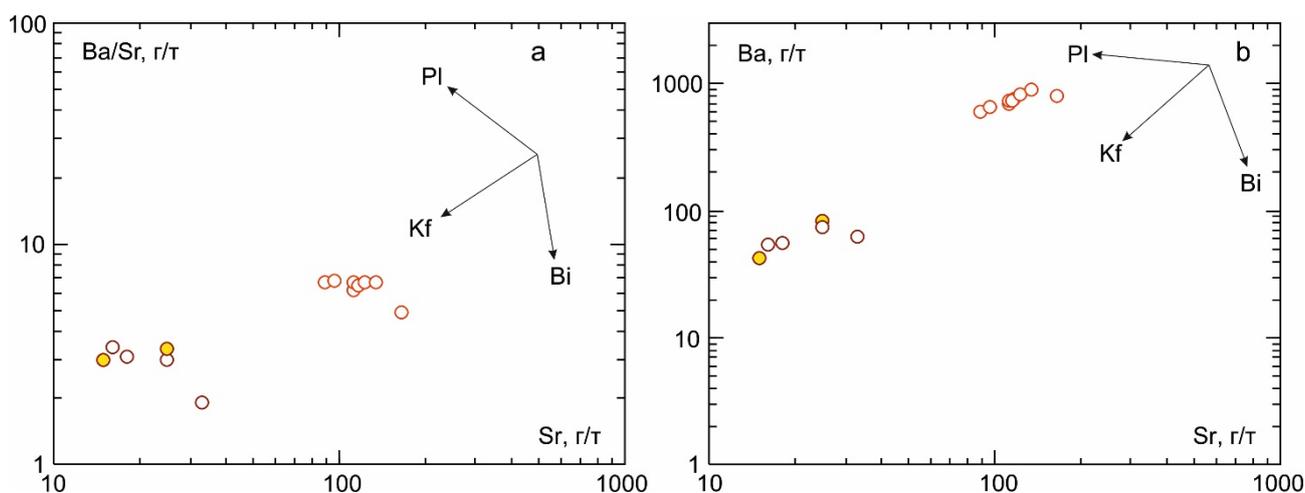
наиболее поздние редкометалльные гранитоиды (A<sub>2</sub>-типа) имеют возраст 183 млн лет [Dostal et al., 2020]. По другим данным, в триасе продолжала существовать активная континентальная окраина Сибирского континента, заложенная в девоне и связанная с эволюцией Монголо-Охотского океана, а в юре в условиях внутриконтинентального растяжения на фоне смены субдукционного режима на коллизионный формировались гранитоиды A-типа с возрастом 178–152 млн лет [Donskaya et al., 2013; Донская и др., 2014].

Полученные новые геохронологические данные по гранитоидам свидетельствуют о более широком проявлении раннемезозойского гранитоидного магматизма в пределах Тамирской вулканотектонической структуры, и остаются вопросы о масштабах его проявления и геодинамических условиях формирования.

Петрохимические данные показали, что исследованные гранитоиды представлены исключительно умеренно-щелочными лейкогранитами ( $\text{SiO}_2 = 73\text{--}77$  мас. %). Их геохимические особенности проявляются в повышенных содержаниях рубидия, тория, урана и в очень низких содержаниях стронция, титана, иттрия, наличия глубокого Eu-минимума. Из минералогических особенностей следует отметить присутствие в лейкогранитах манганоильменита и железистого пиррофанита минералов, встречающихся

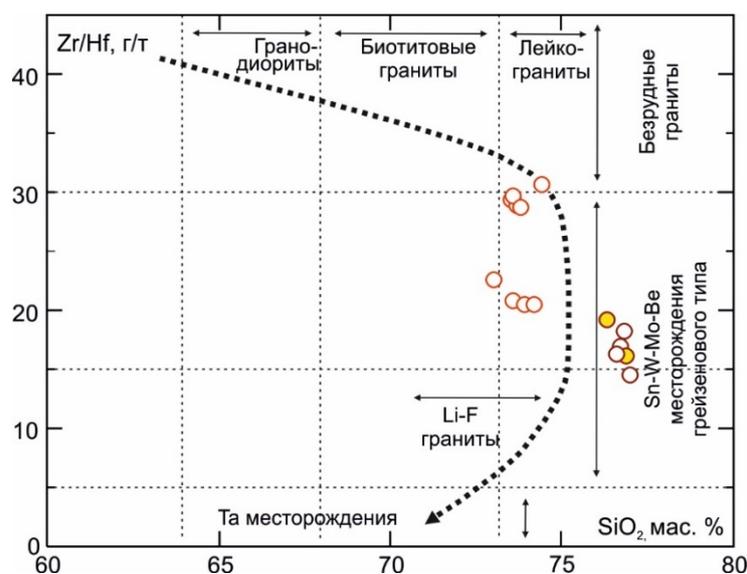
в поздних дифференцированных разностях гранитоидов [Sasaki et al., 2003; Елбаев и др., 2021]. Таким образом, лейкогранитовая магма могла формироваться на поздних стадиях эволюции сиенит-монцитонитового расплава, что вполне согласуется с геологическим строением Тамирского массива. При этом лейкогранит-порфиры первого типа скорее всего генетически связаны с вмещающими лейкогранитами так как отмечается одновременное снижение Ba и Sr от лейкогранитов к лейкогранит-порфирам, вызванное фракционированием калиевого полевого шпата (рис. 6), а также наблюдается углубление европиевой аномалии

(см. рис. 3, а), обусловленное ранней кристаллизацией плагиоклаза. Фракционная кристаллизация продолжала играть существенную роль в эволюции весьма кремнекислой (лейкогранитной) магмы, что является важным признаком при оценке рудоносности гранитоидов (рис. 7), однако не привела к образованию редкометальных (Li-F) гранитов [Зарайский и др., 2009]. Тем не менее Zr/Hf отношение в лейкогранит-порфирах двух геохимических типов лежит в диапазоне от 20 до 15 и оценивает их как потенциально рудопродуктивные на молибденовое оруденение.



**Рис. 6. Диаграммы Ba/Sr – Sr (a) и Ba – Sr (b) для гранитоидов Тамирского рудного поля**  
Стрелки показывают тренды фракционной кристаллизации плагиоклаза (Pl), калиевого полевого шпата (Kf) и биотита (Bi)

**Fig. 6. Ba/Sr – Sr (a) and Ba – Sr (b) diagrams for granitoids of the Tamir ore field**  
The arrows show trends in fractional crystallization of plagioclase (Pl), potassium feldspar (Kf), and biotite (Bi)



**Рис. 7. Классификационно-прогностическая диаграмма Zr/Hf–SiO<sub>2</sub> [Зарайский и др., 2009] и тренд кристаллизационной дифференциации редкометального гранитоидного расплава**

**Fig. 7. Classification and prediction diagram of Zr/Hf–SiO<sub>2</sub> [Zaraisky et al., 2009] and trend of crystallization differentiation of rare-metal granitoid melt**

Раннеюрские лейкогранит-порфиры второго типа слагают большее количество даек на рудопроявлении (около 90 %). Они характеризуются крайне узким набором акцессорных минералов (циркон, магнетит, молибденит), пониженной концентрацией Ba, Sr, Ti, Y и лантаноидов, что, возможно, связано с отделением остаточного расплава после кристаллизации основной массы акцессорных минералов и полевых шпатов, либо ведущим механизмом эволюции гранитоидной магмы была эманационная дифференциация, то есть практически вынос редких элементов флюидом в надинтрузивную зону в виде рудоносных кварцевых жил и околожильных метасоматитов.

При оценке состава источников гранитоидного расплава часто используется изотопный состав неодима и стронция. Позднетриасовые и раннеюрские гранитоиды имеют относительно близкие невысокие значения первичных отношений изотопов Sr (0,70401–0,70568), а также положительные значения величин  $\epsilon_{Nd}(T)$  (1,9–1,7), что позволяет исключить участие зрелой континентальной коры в магмагенерации. Изотопные значения неодима в исследованных породах отвечают коре «каледонской»

изотопной провинции [Коваленко и др., 1996, 2003б; Гордиенко, 2021].

## Выводы

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Гранитоиды Тамирского рудопроявления сформировались в раннемезозойский цикл эндогенной активности региона в два этапа: позднетриасовый (237 млн лет) и раннеюрский (176 млн лет).

2. Лейкограниты, вмещающие оруденение, и лейкогранит-порфиры характеризуются ультракислым составом, повышенной щелочностью и железистостью, умеренной глиноземистостью, субредкометалльной геохимической специализацией и образовались из дифференцированных кремнекислых расплавов.

3. Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов свидетельствуют о существенном вкладе каледонской континентальной коры в раннемезозойском гранитообразовании в южной части Западного Забайкалья.

## Список источников

- Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 369–384.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандмирова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. 2007. Т. 15, № 1. С. 37–60.
- Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцина Л.Г., Климух В.С., Пахольченко Ю.А. Бимодальные вулcano-плутонические ассоциации позднего палеозоя Западного Забайкалья и геодинамические условия их формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. С. 190–203.
- Гордиенко И.В., Бадмацзыренова Р.А., Ланцева В.С., Елбаев А.Л. Селенгинский рудный район Западного Забайкалья: структурно-минералогическое районирование, генетические типы месторождений и геодинамические условия их образования // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61, № 5. С. 3–36.
- Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 1–47.
- Дамдинова Л.Б., Елбаев А.Л. Тамирское молибденовое проявление (Западное Забайкалье): первые данные о физико-химических параметрах формирования // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 64, № 6. С. 617–622.
- Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Геохимия и возраст пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер (Северная Монголия – Западное Забайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 3. С. 683–701.
- Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Орсов Д.А., Ходырева Е.В. Пирофанит и манганоильменит в гранитоидах Хамнигадайского массива (Центральное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2021. № 4. С. 50–61.
- Ефимов И.И. Кударинское молибден-медно-порфировое рудопроявление // Глобус (геология и бизнес). 2010. № 5 (13). С. 42–46.
- Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удоратина О.В., Чевычелов В.Ю. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17, № 1. С. 28–50.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. Т. 34, № 8. С. 699–712.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектомагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003а. Т. 11, № 2. С. 164–178.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В., Ханчук А.И. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектомагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. 2003б. Т. 11, № 3. С. 227–254.

**Кошкин В.В., Шелгачев К.М., Дорошкевич Л.С., Шатковская Л.В.** Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Селенгинская. Лист М-48-ХVIII (Бичура) / под ред. В.А. Новикова. СПб., 2002. 111 с.

**Новиков В.А., Богатырь В.Я., Кузнецова Л.К., Шатковская Л.В., Извекова Г.Г., Верник В.Л.** Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Хилок-Чикойского междуречья (бассейн рр. Кудары, Тамира и Бичуры) Листы М-48-60-В (в, г) – 71-В и 72-А. (Отчет Кударинской геолого-съемочной партии за 1970-72 гг.) Т. 1. Улан-Удэ, 1973. 477 с.

**Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К.** Поведение изотопных систем (Sm – Nd; Rb – Sr; K – Ar; U – Pb) при щелочном метасоматозе (фениты экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии). // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.

**Савченко А.А., Рипп Г.С., Избродин И.А., Посохов В.Ф.** Возраст и изотопная характеристика Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения (Республика Бурятия) // Известия Сибирского отделения Секция наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. 2018. Т. 41, № 4. С. 7–21.

**Сотников В.И., Пономарчук В.А., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Гимон В.О.** Возрастные рубежи Cu-Мо-порфировых месторождений в структурах обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса // Доклады Академии наук. 2005. Т. 403, № 4. С. 522–525.

**Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.** U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ<sub>3</sub>-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.

**Хубанов В.Б., Дугданова Е.Е., Цыганков А.А., Буянтуев М.Д.** Возрастные соотношения щелочных и молибденитсодержащих гранитоидов Селенгинского молибденоворудного района (Западное Забайкалье) // Граниты и эволюция Земли : материалы III Междунар. геол. конф. Екатеринбург, 2017. С. 330.

**Чернышев И.В., Гольцман Ю.В., Байрова Э.Д., Иванова Г.Ф.** Rb-Sr геохронология процессов последовательности формирования гранитов, грейзенизации и гидротермальной минерализации: Джидинское W-Мо месторождение, Западное Забайкалье // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360, № 4. С. 537–540.

**Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.** TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.

**Яблоков Я.М., Гаврилова Н.П.** Отчет о результатах Тамирской партии на молибден в пределах Тамирской и Бичурской грив 1954–1955 гг. Т. 1. Иркутск, 1956. 104 с.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А.** Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 293–311.

**Damdinova L.B., Damdinov V.B., Huang X.-W., Bryansky N.V., Khubanov V.B., Yudin D.S.** Age, Conditions of Formation, and Fluid Composition of the Pervomaiskoe Molybdenum Deposit (Dzhidinskoe Ore Field, South-Western Transbaikalia, Russia) // Minerals. 2019. V. 9.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.** Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 52. P. 79–97.

**Dostal J., Svojtka M., Gerel O., Corney R.** Early Jurassic Rare Metal Granitic Pluton of the Central Asian Orogenic Belt in North-Central Mongolia: Tungsten Mineralization, Geochronology, Petrogenesis and Tectonic Implications // Frontiers in Earth Science. 2020. V. 8. P. 1–17.

**Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

**Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues. Mineralogical association of Canada short course series. 2008. V. 40. P. 308–311.

**Ludwig K.R.** User's Manual for Isoplot 3.70: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 2008. Special Publication V. 4. P. 1–76.

**Maniar P.D., Piccoli P.M.** Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. V. 101. P. 635–643.

**Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. The Crust, Elsevier, Oxford. 2003. P. 1–64.

**Sasaki K., Nakashima K., Kanisawa S.** Pyrophanite and high Mn ilmenite discovered in the Cretaceous Tono pluton, NE Japan // Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte. 2003. V. 7. P. 302–320.

**Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes Magmatism in the ocean basins // Geological Society. London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.

### References

Buyantuev M.D., Khubanov V.B., Vrublevskaia T.T. U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from subvolcanics of the bimodal dyke series of the Western Transbaikalia: Technique, and evidence of the Late Paleozoic extension of the crust // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8 (2). pp. 369–384. In Russian

Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Lykhin D.A., Dril S.I., Tatarnikov S.A., Sandimirova G.P., Magmatic sources and geodynamics of the early Mesozoic Northern Mongolia – Western Transbaikalia rift zone // Petrology. 2007. V. 15 (1). pp. 37–60. In Russian

Gordienko I.V., Bayanov V.D., Zhamoitsina L.G., Klimuk V.C., Pakholchenko Yu.A. Bimodal volcano-plutonic associations of the Late Paleozoic of Western Transbaikalia and geodynamic conditions of their formation // Geologija i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 1998. V. 39 (2). pp. 190–203. In Russian

Gordienko I.V., Badmatsyrenova R.A., Lantseva V.S., Elbaev A.L. Selenga ore district in Western Transbaikalia: structural and mineralogical zoning, genetic types of deposits and geodynamic settings of ore localization // Geology of Ore Deposits. 2019. V. 61 (5). pp. 3–36. In Russian

- Gordienko I.V. The role of island-arc oceanic, collisional and intraplate magmatism in the formation of continental crust in the Mongolia-Transbaikalia region: geostructural, geochronological and Sm-Nd isotope data // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021. V. 12 (1). pp. 1–47. In Russian
- Damdinova L.B., Elbaev A.L. Tamir molybdenum deposit (Western Transbaikalia, Russia): the first data on the physicochemical parameters of formation // *Geology of Ore Deposits*. 2022. V. 64 (6). pp. 617–622. In Russian
- Donskaya T.V., Mazukabzov A.M. *Geokhimiya i vozrast porod niznikh plastin Butuliyn-Nurskogo i Zaganskogo kompleksov metamorficheskikh yader (severnaya Mongoliya – Zapadnoye Zabaykal'ye)* [The geochemistry and age of rocks in the footwall of the Butulin-Nur and Zagan metamorphic core complexes (North Mongolia-Western Transbaikalia)] // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5 (3). pp. 683–701. In Russian
- Elbaev A.L., Gordienko I.V., Orsoev D.A., Khodyreva E.V. Pyrophanite and manganioilmenite in the granitoids of the Khamnigadai massif (Central Transbaikalia) // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2021. No 4. pp. 50–61. In Russian
- Efimov I.I. The Kudara molybdenum-copper-porphyry ore occurrence // *Globus (geologiya i biznes)* [Globe]. 2010. No. 5 (13). pp. 42–46. In Russian.
- Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Yu. The Zr/Hf ratio as a fractionation indicator of rare-metal granites // *Petrology*. 2009. V. 17 (1). pp. 28–50. In Russian
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., 1996. Sources of Phanerozoic Granitoids in Central Asia: Sm-Nd Isotope Data // *Geokhimiya* [Geochemistry International]. V. 34 (8). pp. 699–712. In Russian
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Budnikov S.V., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Kozlov V.D., Vladykin N.V. Sources of igneous rocks and genesis of the Early Mesozoic tectonomagmatic area of the Mongolia-Transbaikalia magmatic region: 1. Geology and isotope geochronology // *Petrology*. 2003. V. 11 (2). pp. 164–178. In Russian
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Budnikov S.V., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Kozlov V.D., Vladykin N.V., Khanchuk A.I. Sources of igneous rocks and genesis of the Early Mesozoic tectonomagmatic area of the Mongolia-Transbaikalia magmatic region: 2. Geology and isotope geochemistry // *Petrology*. 2003. V. 11 (3). pp. 227–254. In Russian
- Koshkin V.V., Shelgachev K.M., Doroshkevich L.S., Shatkovskaya L.V. *Poyasitel'naya zapiska k gosudarstvennoy geologicheskoy karte Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. 2-ye izd. Selenginskaya seriya. List M-48-XVIII (Bichura)* [Explanatory note to the state geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200,000. 2nd ed. Selenginskaya series. Sheet M-48-XVIII (Bichura)] / ed. V.A. Novikova. St. Petersburg, 2002. 111 p. In Russian
- Novikov V.A., Bogatyr V.Ya., Kuznetsova L.K., Shatkovskaya L.V., Izvekova G.G., Vernik V.L. *Geologicheskoye stroyeniye i poleznyye iskopayemyye tsentral'noy chasti Khilok-Chikoyskogo mezhdurech'ya (basseyn rr. Kudary, Tamira i Bichury) Listy M-48-60-V (v, g) – 71-V i 72-A. (Otchet Kudarinskoy geologo-s'yemochnoy partii za 1970-72 gg.)* [Geological structure and mineral resources of the central part of the Khilok-Chikoy interfluvium (basin of the Kudary, Tamir and Bichura rivers) Sheets M-48-60-B (c, d) – 71-B and 72-A. (Report of the Kudarino geological survey party for 1970-72)] T. 1. Ulan-Ude. 1973. 477 p. In Russian
- Savatenkov V.M., Morozova I.M., Levsky L.K. Behavior of the Sm – Nd, Rb – Sr, K – Ar, U – Pb isotope systems during alkaline metasomatism: phenites in the outer-contact zone of an ultramafic-alkaline intrusion // *Geokhimiya* [Geochemistry International]. 2004. No. 10. pp. 1027–1049. In Russian
- Savchenko A.A., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Posokhov V.F. *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya Sektsiya nauk o Zemle Rossiyskoy akademii rasshirenykh nauk. Geologiya, poiski i razvedka mestorozhdeniy poleznykh iskopayemykh* [Age and isotopic characteristics of the Bulukhtai Mo-W deposit (Republic of Buryatia)] // *Proceedings of the Siberian Branch Section of the Earth Sciences of the Russian Academy of Advanced Sciences. Geology, prospecting and exploration of mineral deposits*. 2018. V. 41 (4). pp. 7–21. In Russian
- Sotnikov V.I., Ponomarchuk V.A., Sorokin A.A., Sorokin A.P., Gimon V.O. Age boundaries of the formation of porphyry Cu-Mo deposits in framing structures of the Mongol-Okhotsk orogenic belt // *Doklady Earth Sciences*. 2005. V. 403 (6). pp. 522–525. In Russian
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. U-Pb dating of zircons from PZ3-MZ igneous complexes of Transbaikalia by sector-field mass spectrometry with laser sampling: technique and comparison with shrimp // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2016. V. 57 (1). pp. 241–258. In Russian
- Khubanov V.B., Dugdanova E.E., Tsygankov A.A., Buyantuev M.D. *Vozrastnyye sootnosheniya shchelochnykh i molibdenitoderzhashchikh granitoidov Selenginskogo molibdenovorudnogo rayona (Zapadnoye Zabaykal'ye)* [Age ratios of alkaline and molybdenite-bearing granitoids of the Selenga molybdenum ore region (Western Transbaikalia)] // *Granites and evolution of the Earth: Proceedings of the III Intern. geol. conf. Ekaterinburg*. 2017. p. 330. In Russian
- Chernyshev I.V., Gol'tsman Yu.V., Bairova E.D., Ivanova G.F. Rb-Sr geochronometry of sequential granite formation, greisenization, and hydrothermal mineralization: evidence from the Dzhidia W-Mo deposit, Western Transbaikalian region // *Doklady Earth Sciences*. 1998. V. 360 (4). pp. 537–540. In Russian
- Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukharev E.A. TAS-diagram sum of alkalis – silica for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks // *Regional geology and metallogeny*. 2013. No 56. pp. 40–50. In Russian
- Yablokov Ya.M., Gavrilova N.P. *Otchet o rezul'tatakh Tamirskoy partii na molibden v predelakh Tamirskoy i Bichurskoy griv 1954-1955 gg.* [Report on the results of the Tamir batch for molybdenum within the Tamir and Bichur gravas in 1954-1955]. T. 1. Irkutsk. 1956. 104 p. In Russian
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A. Tectono-Magmatic Zoning, Magma Sources, and Geodynamics of the Early Mesozoic Mongolia-Transbaikalian Province // *Geotectonics*. 2002. V. 36 (4). pp. 293–311. In Russian
- Damdinova L.B., Damdinov B.B., Huang X.-W., Bryansky N.V., Khubanov V.B., Yudin D.S. Age, Conditions of Formation, and Fluid Composition of the Pervomaiskoe Molybdenum Deposit (Dzhidinskoe Ore Field, South-Western Transbaikalia, Russia) // *Minerals*. 2019. V. 9.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 52. pp. 79–97.

Dostal J., Svojtka M., Gerel O., Corney R. Early Jurassic Rare Metal Granitic Pluton of the Central Asian Orogenic Belt in North-Central Mongolia: Tungsten Mineralization, Geochronology, Petrogenesis and Tectonic Implications // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. pp. 1–17.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. pp. 2033–2048.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues*. Mineralogical association of Canada short course series. 2008. V. 40. pp. 308–311.

Ludwig K.R. *User's Manual for Isoplot 3.70: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 2008. Special Publication V. 4. pp. 1–76.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. 1989. V. 101. pp. 635–643.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.). // *Treatise on Geochemistry*. V. 3. The Crust, Elsevier, Oxford. 2003. pp. 1–64.

Sasaki K., Nakashima K., Kanisawa S. Pyrophanite and high Mn ilmenite discovered in the Cretaceous Tono pluton, NE Japan // *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte*. 2003. V. 7. pp. 302–320.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes Magmatism in the ocean basins. (Eds: A.D. Saunders, M.J. Norry) // *Geological Society*. London, Special Publications. 1989. V. 42. pp. 313–345.

#### **Информация об авторах:**

**Елбаев А.Л.**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория геодинамики, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: elbaev@ginst.ru

**Гордиенко И.В.**, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник, лаборатория геодинамики, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: gord@pres.bsnet.ru

**Хубанов В.Б.**, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией геохронологии и геохимии окружающей среды, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: khubanov@mail.ru

**Рампилов М.О.**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: rampilov@ginst.ru

**Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.**

**Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.**

#### **Information about the authors:**

**Elbaev A.L.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of geodynamics, Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: elbaev@ginst.ru

**Gordienko I.V.**, Corresponding Member of RAS, Chief Researcher, Laboratory of geodynamics, Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: gord@pres.bsnet.ru

**Khubanov V.B.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Laboratory of geochronology and geochemistry environment, Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: khubanov@mail.ru

**Rampilov M.O.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of petrology, Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: rampilov@ginst.ru

**Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article. The authors declare no conflicts of interests.**

*Статья поступила в редакцию 27.04.2022; одобрена после рецензирования 13.03.2023; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 27.04.2022; approved after reviewing 13.03.2023; accepted for publication 18.09.2023*

## ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Научная статья  
УДК 553.430  
doi: 10.17223/25421379/28/3

### ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ Mo-Au-Cu-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АК-СУГ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА, РОССИЯ



Константин Васильевич Лобанов<sup>1</sup>, Владимир Александрович Макаров<sup>2</sup>,  
Станислав Михайлович Макеев<sup>3</sup>, Геннадий Иванович Шведов<sup>4</sup>,  
Егор Алексеевич Муромцев<sup>5</sup>, Максим Викторович Шадчин<sup>6</sup>, Юрий Владимирович Глушков<sup>7</sup>,  
Павел Николаевич Самородский<sup>8</sup>

<sup>1, 2, 3, 4, 5, 6, 8</sup> Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

<sup>1</sup> Orsu Metals Corporation, White Rock, Canada

<sup>7</sup> ООО «Тывамедь», Кызыл, Россия

<sup>1</sup> klobanov@yandex.ru

<sup>2</sup> vmakarov58s@mail.ru

<sup>3</sup> smmakeev@mail.ru

<sup>4</sup> g.shvedov@mail.ru

<sup>5</sup> EgorMuromtsevSib@gmail.com

<sup>6</sup> shamamrnr@gmail.com

<sup>7</sup> glushkovyv@mmcintergeo.ru

<sup>8</sup> psamorodskiy@sfu-kras.ru

**Аннотация.** Проведено комплексное изучение крупного Mo-Au-Cu-порфирового месторождения Ак-Суг, расположенного в геологических структурах Восточного Саяна в зоне влияния регионального Кандатского разлома. На основе обобщения информации, накопленной за весь период изучения месторождения и анализа новых данных, уточнены главные особенности его геологического строения, а также создана модель геолого-минералогической и геохимической зональности.

**Ключевые слова:** молибден-золото-медно-порфировое оруденение, геология, минералого-геохимическая зональность, Ак-Суг, Россия

**Источник финансирования:** исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, Правительства Красноярского края, Краевого фонда науки и Акционерного общества «Корпорация развития Енисейской Сибири» в рамках научного проекта № 20-45-242903.

**Для цитирования:** Лобанов К.В., Макаров В.А., Макеев С.М., Шведов Г.И., Муромцев Е.А., Шадчин М.В., Глушков Ю.В., Самородский П.Н. Геолого-минералогическая и геохимическая зональность Mo-Au-Cu-порфирового месторождения Ак-Суг, северо-восточная Тува, Россия // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 28–51. doi: 10.17223/25421379/28/3

Original article  
doi: 10.17223/25421379/28/3

### GEOLOGICAL-MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL ZONALITY OF Mo-Au-Cu-PORPHYRY DEPOSIT AK-SUG, NORTHEAST TUVA, RUSSIA

Konstantin V. Lobanov<sup>1</sup>, Vladimir A. Makarov<sup>2</sup>, Stanislav M. Makeev<sup>3</sup>, Gennagy I. Shvedov<sup>4</sup>,  
Egor A. Muromtsev<sup>5</sup>, Maxim V. Shadchin<sup>6</sup>, Yury V. Glushkov<sup>7</sup>, Pavel N. Samorodsky<sup>8</sup>

<sup>1, 2, 3, 4, 5, 6, 8</sup> Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

<sup>1</sup> Orsu Metals Corporation, White Rock, Canada

<sup>7</sup> ООО "Tuvamed", Kyzyl, Russia

<sup>1</sup> klobanov@yandex.ru

<sup>2</sup> vmakarov58s@mail.ru

<sup>3</sup> smmakeev@mail.ru

<sup>4</sup> g.shvedov@mail.ru

<sup>5</sup> EgorMuromtsevSib@gmail.com

<sup>6</sup> shamamrnr@gmail.com

<sup>7</sup> glushkovyv@mmcintergeo.ru

<sup>8</sup> psamorodskiy@sfu-kras.ru

**Abstract.** A comprehensive study of the large Mo-Au-Cu porphyry Ak-Sug deposit, which belongs to the East Sayan metallogenic province, was carried out. The deposit area belongs to the mountainous country of the East Sayan of the Altai-Sayan folded region and is located in the conjugation zone of the East Tuva and Kizir-Kazyr folded systems, separated by the regional Kandat fault. The geology of the deposit is determined by the structure of the Ak-Sug intrusion, represented by successively intruded rocks from diorites and quartz diorites of early phases to tonalite-porphyry and plagiogranite-porphyry at the later stage of intrusive magmatism.

Based on the information accumulated over the entire period of the study of the deposit, models of geological, mineralogical, geochemical zoning were created. The geochemical halos of most ore elements are controlled by the ore-bearing phases of the Ak-Sug intrusion – tonalite-porphyry and plagiogranite-porphyry and form a ring structure around the "quartz core" formed as a result of metasomatic silicification of the parent rocks, which is a typical pattern for porphyry copper deposits. Hydrothermal alteration of host rocks has a similar ring zonal structure and varies from the periphery to the center from propylite (Propylitic) to quartz-sericite-chlorite (Phyllitic) and chlorite-sericite metasomatites (SCC). Areas of potassium metasomatism are locally reflected in the zone of quartz-chlorite-sericite changes in the central part of the deposit. K-feldspathization is presented as several disjointed halos forming a semicircle to the east of the "quartz core". The zone of hydrothermal biotitization is manifested to the north of the "quartz core", which is one of the main indicators of potassium metasomatism along with metasomatic potassium feldspar. The zonal distribution of ore minerals is manifested by ring halos of pyrite distribution (in the propylitization zone), pyrite with chalcopyrite and molybdenite in the central part of the deposit. Linearly elongated zones of chalcopyrite and bornite-chalcopyrite mineralization are manifested coinciding with biotite development halos in its northern part. A similar location to the north of the "quartz core" is noted for fahlore mineralization, most often represented by arsenic copper sulfosalt – tennantite. Factor analysis revealed 8 isolated associations of chemical elements (host rocks – Al-V-Ti-Mg-Ga-Sc-Y-Na; pyrite – Fe-Co-S; polymetallic – Zn-Cd-Pb; rare earth – Ce-La-Y-P; sulfosalt – Sb-As-(Hg); low-temperature carbonate with barite – Ba-Sr; molybdenum – Mo-Re). Each of the associations corresponds to certain mineral parageneses occurred during the formation of the Ak-Sug molybdenum-copper porphyry deposit. The variability of the associations of elements is shown along the dip of the ore zone and along the lateral, as well as the possibility of an increase in reserves to the depth and on its western flank.

**Keywords:** molybdenum, copper porphyry deposit, geology, mineralogical and geochemical zoning, Ak-Sug, Russia

**Source of financing:** the study was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research, the Government of the Krasnoyarsk Territory, the Regional Fund for Science and the Joint Stock Company "Corporation for the Development of Yenisei Siberia" within the framework of scientific project No. 20-45-242903.

**For citation:** Lobanov K.V., Makarov V.A., Makeev S.M., Shvedov G.I., Muromtsev E.A., Shadchin M.V., Glushkov Yu.V., Samorodsky P.N. (2023) Geological-mineralogical and geochemical zonality of Mo-Au-Cu-porphyry deposit Ak-Sug, northeast Tuva, Russia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 28–51. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/28/3

## Введение

Мо-Ау-Су-порфировое месторождение Ак-Суг расположено в месте сочленения горных систем Западного и Восточного Саяна, в 240 км к северо-востоку от г. Кызыл (Тува, Россия). Оно было выявлено в 1952 г. в результате поисковых работ масштаба 1 : 100000 экспедицией ВИМСа и с тех пор находится в фокусе внимания различных производственных и научно-исследовательских организаций. В разные периоды времени на нем были последовательно проведены поисковые и поисково-оценочные работы (1966–1981 гг.), предварительная разведка (1982–1985 гг.) и доизучение (2007–2019 гг.). В настоящее время месторождение Ак-Суг является одним из наиболее крупных медно-порфировых месторождений на территории России – общие запасы его руды составляют 812,5 млн т со средним содержанием 0,66 % Cu, 0,013 % Mo и 0,15 г/т Au, при этом оно еще

не изучено полностью на глубину и имеет существенный потенциал для роста запасов.

Необходимо отметить, что исследуемое месторождение находится в пределах относительно слабоизученной части Алтае-Саянской складчатой области, которая является в то же время одной из наиболее перспективных в России на выявление порфировых месторождений [John et al., 2010; Мигачев, 2015; Бескин, Алексеева, 2016]. В этом регионе помимо Ак-Суга известно схожее с ним и активно изучаемое в настоящее время месторождение Кызык-Чадр [Гусев и др., 2014], а также ряд рудопроявлений аналогичного генезиса, причем некоторые из них находятся непосредственно в пределах Ак-Сугского рудного узла [Беззубцев и др., 2013]. Все это однозначно свидетельствует о значительном потенциале описываемой территории на выявление месторождений медно-порфирового типа. В связи с этим значение месторождения Ак-Суг, которое на сегодня является

наиболее изученным медно-порфировым объектом Алтае-Саянской области, исключительно велико, так как очевидно, что именно на его основе может быть выработана геолого-поисковая модель, которая позволит эффективно проводить поиски медно-порфировых месторождений в этом регионе.

Целью данной статьи является разработка модели геолого-минералогической и геохимической зональности месторождения Ак-Суг – одной из главных и ключевых черт геологического строения медно-порфировых месторождений. В основе проведенного исследования лежит информация, собранная за весь период изучения месторождения Ак-Суг, львиная доля которой получена в последнее 13 лет в ходе его доизучения. Значительный вклад внесла двухлетняя работа авторского коллектива по созданию геолого-генетической и геолого-поисковой модели эталонного молибден-золото-медно-порфирового месторождения в Восточно-Саянском регионе на примере месторождения Ак-Суг.

Помимо геологической информации, полученной в ходе разведочных работ, была использована база данных, созданная по результатам опробования поверхностных выработок и керна скважин – 61 752 рядовые (длина пробы 2 м) и 7 451 групповая пробы. Количественный анализ проб выполнен в лаборатории ALS (Москва), при этом все рядовые пробы анализировались на 19 элементов (Ag, As, Bi, Ca, Cd, Co, Cu, Fe, Hg, Mg, Mn, Mo, Ni, P, Pb, S, Sb, Tl, Zn, анализ ICP-ORE), групповые (в пределах рудных интервалов) – на 40 элементов (Ag, Al, As, Ba, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Ti, Tl, V, W, Y, Zn, Zr, вид анализов – ICP-AR, PG). Проведена статистическая обработка результатов анализа, а использование специального программного обеспечения (Micromine, Leapfrog) позволило создать 3D-модели распределения элементов в пространстве. Визуализация геохимических данных в совокупности с элементами геологического строения и результатами минералогических исследований позволила во многом по-новому взглянуть на строение месторождения Ак-Суг, выявить ряд важных закономерностей, наметить дальнейшие шаги по его изучению и практическому освоению.

### Геологическое строение района и месторождения

Месторождение Ак-Суг расположено в пределах Алтае-Саянской области Центрально-Азиатского складчатого пояса в юго-западном обрамлении Сибирского кратона (рис. 1, *B*). Эта территория представляет собой сложную аккреционно-коллизийную структуру, смятую в крупные ороклинальные

складки и нарушенную поперечными и продольными среднепалеозойско-мезозойскими сдвигами [Добрецов, Буслов, 2007]. Она образовалась в результате венд-кембрийской субдукции и позднекембрийско-ордовикской коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с одноименной островной дугой, аккрецированных позднее к южной окраине Сибирского кратона. У других авторов описываемый островодужный структурно-вещественный комплекс фигурирует как Кузнецко-Таннуольская островная дуга [Парфенов и др., 2003; Nokleberg et al., 2010; Руднев и др., 2013], Таннуольско-Хамсаринский или Хамсаринский островодужный террейн [Зоненшайн и др., 1990; Монгуш и др., 2011; Yakubchuk et al., 2012].

Район месторождения Ак-Суг находится в северной части Таннуольско-Хамсаринской зоны (террейна) – Хамсаринской подзоне, вблизи места сочленения субширотного регионального Кандатского разлома с Даштыгойским грабеном, заложенным по системе северо-западных разрывных нарушений, оперяющих главный разлом (рис. 1, *A*). Грабен имеет рифтогенную природу и заполнен терригенно-вулканогенными отложениями нижнего и среднего девона. Основную часть площади в районе месторождения Ак-Суг занимают деформированные и метаморфизованные раннекембрийские породы хамсаринской свиты и рвущие их гранитоиды таннуольского комплекса.

Практически все выявленные к настоящему времени медно-молибденовые проявления находятся вблизи гранитоидов аксугского комплекса или, как месторождение Ак-Суг, непосредственно в них (рис. 1, *A*). Аксугский комплекс прорывает породы хамсаринской свиты и гранитоиды таннуольского комплекса в районе сочленения субширотного Ак-Сугского и северо-западного Челдезрикского разломов. Положение интрузий определяется крупными разломами субширотного и северо-западного направлений. Для рудоносных плутонов аксугского комплекса характерны породы завершающих фаз интрузивного магматизма, представленные порфировыми разностями (тоналит-порфиры, плагиогранит-порфиры), с которыми непосредственно связано оруденение.

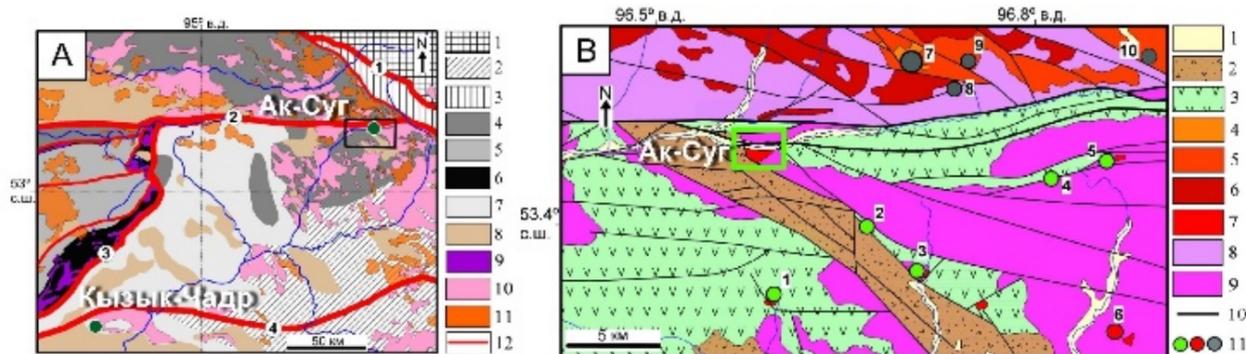
На современном эрозионном уровне Аксугский массив, вмещающий одноименное месторождение, имеет площадь около 3,5 км<sup>2</sup>. Морфологически он представляет собой шток, западный контакт которого круто погружается под девонские отложения Даштыгойского грабена. Массив имеет зональное строение (рис. 2), обусловленное последовательным внедрением трех магматических фаз, образующих гомодромный ряд от диоритов и габбро-диоритов по периферии до плагиогранит-порфиров в его центральной части [Добрянский и др., 1992; Забелин, 1992; Монгуш, Лебедев, 2013]. По внешнему периметру

массива проявлены диориты, габбро-диориты и тоналиты ранней фазы. В центральной его части развиты породы второй и третьей фазы, которые образуют выпянутое в субширотном направлении тело. Северный и южный контакты массива имеют крутое, соответственно, северное и южное падение. Породы завершающей третьей фазы локализованы в самом центре массива и представлены порфировым штоком, в составе которого различаются две фазы внедрения. Так, более молодые порфировые фазы последовательно внедряются в приосевую часть интрузивного штока, образуя вложенные структуры, что является довольно типичной чертой порфировых систем [Sillitoe, 2000].

Помимо пород основных фаз в Аксугском массиве развиты многочисленные разновозрастные дайки,

которые локализованы преимущественно в северной части массива, где они имеют субширотное простирание, трассируя зону Аксугского разлома. Дайковые образования представлены маломощными (0,5–1,5 м) дорудными и синрудными телами кварцевых порфиров, плагиогранит-порфиров, аплитов, гранодиоритов и гранитов, а также пострудными дайками диоритовых, диабазовых и андезитовых бескварцевых порфиров [Добрянский и др., 1992; Забелин, 1992].

По составу породы Аксугского массива относятся к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации известково-щелочной серии пониженной щелочности с доминированием натрия над калием [Berzina, Berzina, 2008; Берзина и др., 2019].



**Рис. 1. Схема размещения основных геодинамических комплексов в Саяно-Тувинском секторе Алтае-Саянской складчатой области в юго-западном обрамлении Сибирской платформы (на основе [Добрецов, Буслов, 2007; Atlas..., 2008] с добавлениями авторов) с положением известных Си-порфировых месторождений (А) и схематическая геологическая карта района месторождения Ак-Суг (В)**

Условные обозначения к А: 1 – Сибирский кратон; 2 – Тувино-Монгольский микроконтинент; комплексы: 3 – рифейский вулканогенный высокометаморфизованный (нерасчлененный); 4–7 – венд-раннепалеозойские (4 – островодужный, 5 – аккреционный, 6 – офиолитовый, 7 – постколлизийный); 8 – средне-позднепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс наложенных рифтогенных впадин; 9 – серпентиниты офиолитового комплекса; 10 – поздневендско-раннепалеозойские гранитоидные комплексы (нерасчлененные); 11 – позднеордовикско-девонские интрузивные комплексы (нерасчлененные); 12 – разломы, в том числе глубинные (1 – Восточно-Саянский, 2 – Кандатский, 3 – Куртушибинский, 4 – Хемчикско-Азасский); черный прямоугольник – контур рис. 1, В.

Условные обозначения к В: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – девонские терригенно-вулканогенные отложения; 3 – нижнекембрийские вулканогенно-осадочные породы хамсаринской свиты; интрузивные комплексы: 4 – окуневский (PZ<sub>3</sub>-MZ<sub>2</sub>?); 5 – сайбарский (O<sub>3</sub>); 6 – беллыкский (O); 7 – аксугский (Є<sub>2</sub>?); 8 – ольховский (Є<sub>2</sub>); 9 – таннуольский (Є<sub>2</sub>); 10 – разломы; 11 – рудопроявления меди (зеленый), молибдена (красный), редких земель (серый), в том числе 1 – Кадыр-Ойское, 2 – Верхне-Даштыгойское, 3 – Биче-Кадыр-Осское, 4 – Красногоркинское, 5 – Даштыгойское, 6 – Улуг-Кадыр-Осское, 7 – месторождение Арыскан, 8 – Истоки, 9 – Соругское, 10 – Левый; зеленый прямоугольник – контур рис. 2 (месторождение Ак-Суг)

**Fig. 1. Scheme of location of the main geodynamic complexes in the Sayano-Tuva sector of the Altai-Sayanka folded area in the southwestern frame of the Siberian Platform (based on [Dobretsov and Buslov, 2007; Atlas..., 2008] with the addition of authors) with the location of known porphyry Cu deposits (A) and a schematic geological map of the Ak-Sug deposit area (B)**

Legend to A: 1 – Siberian craton; 2 – Tuva-Mongolian microcontinent; complexes: 3 – Riphean volcanogenic highly metamorphosed (undivided); 4–7 – Vendian-Early Paleozoic (4 – island arc, 5 – accretionary, 6 – ophiolite, 7 – postcollisional); 8 – Middle-Late Paleozoic volcanic-sedimentary complex of superimposed riftogenic depressions; 9 – serpentinites of the ophiolite complex; 10 – Late Vendian-Early Paleozoic granitoid complexes (undivided); 11 – Late Ordovician-Devonian intrusive complexes (undivided); 12 – faults, incl. deep (1 – East Sayan, 2 – Kandatsky, 3 – Kurtushibinsky, 4 – Khemchik-Azassky); black rectangle – outline of map 1, B.

Legend to B: 1 – Quaternary alluvial deposits; 2 – Devonian terrigenous-volcanic deposits; 3 – Lower Cambrian volcanogenic-sedimentary rocks of the Khamsarinskaya suite; intrusive complexes: 4 – okunevsky (PZ<sub>3</sub>-MZ<sub>2</sub>?); 5 – saibar (O<sub>3</sub>); 6 – bellik (O); 7 – aksug (Є<sub>2</sub>?); 8 – Olkhovsky (Є<sub>2</sub>); 9 – Tannuola (Є<sub>2</sub>); 10 – faults; 11 – ore occurrences of copper (green), molybdenum (red), rare earths (gray), incl. 1 – Kadyr-Oyskoye, 2 – Verkhne-Dashtygoyskoye, 3 – Biche-Kadyr-Osskoye, 4 – Krasnogorkinskoye, 5 – Dashtygoyskoye, 6 – Ulug-Kadyr-Oyskoye, 7 – Aryschan field, 8 – Istoki, 9 – Sorugskoye, 10 – Left; green rectangle – contour Fig. 2 (Ak-Sug field)

Промышленное оруденение на месторождении Ак-Суг размещается исключительно в интрузивных породах двух последних фаз аксугского комплекса. Породы рамы, вмещающие продуктивные фазы интрузии, представлены порфировидными средне-мелкозернистыми тоналитами и плагиогранитами второй фазы, отличительной особенностью которых является наличие порфировидных вкрапленников плагиоклаза размером до 5 мм в мелкозернистой основной массе. Третья фаза аксугского комплекса – порфировая, именно с ней в пространстве и во времени ассоциирована основная и самая богатая часть оруденения. В ее составе уверенно диагностируются два типа порфиров, отчетливо различающихся структурно-текстурными особенностями: ранние «мелковкрапленные» порфиры I – тоналит-порфиры и поздние «крупновкрапленные» порфиры II – плагиогранит-порфиры. Оба типа пород подверглись значительной

гидротермальной проработке, при этом – в ранних порфирах I заметно преобладают серицит-хлоритовые изменения, в поздних – окварцевание и аргиллизация.

Являясь стержневым элементом медно-порфировых систем, порфировые тела своей морфологией, как правило, определяют форму первичных рудных залежей [Lowell, Guilbert, 1970; Hollister et al., 1974; Gustafson, Hunt, 1975; Попов, 1977; Кривцов и др., 2010; Sillitoe, 2010, 2020].

Крупная кольцеобразная залежь медных руд размером 1,2 × 1,3 км, с безрудной центральной частью («кварцевое ядро»), вырисовывается только по изолинии содержания меди 0,3 %. При повышении граничного содержания до 0,5 % она распадается на два фрагмента – северный и южный, пространственно совпадающих с Северной (богатой) и Южной (бедной) рудными залежами.

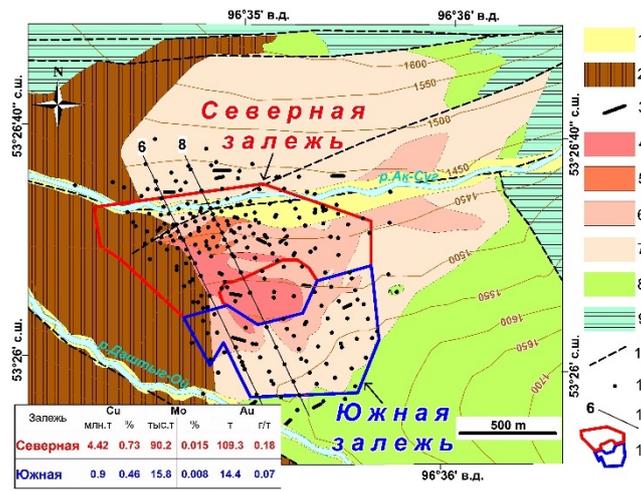


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Ак-Суг. В таблице показаны геологические запасы и содержания главных рудных элементов по состоянию на 01.01.2020

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – девонские красноцветные туфоогенно-осадочные отложения; 3 – дайки (вне масштаба, без разделения); 4–7 – аксугский комплекс: 4 – плагиогранит-порфиры (порфиры II) и 5 – тоналит-порфиры (порфиры I) 3-й фазы; 6 – порфировидные тоналиты и плагиограниты 2-й фазы; 7 – диориты, тоналиты, кварцевые диориты 1-й фазы; 8 – габбро-диориты, диориты (таннуольский комплекс, 2-я фаза); 9 – нижнекембрийские вулканогенно-осадочные отложения хамсаринской свиты; 10 – разломы; 11 – скважины; 12 – линии разрезов, иллюстрированные в статье, и их номера; 13 – контуры проекции на поверхность границ рудных залежей

Fig. 2. Schematic geological map of the Ak-Sug field. The table shows the geological reserves and grades of the main ore elements as of 01/01/2020

1 – Quaternary alluvial deposits; 2 – Devonian red-colored tuffaceous-sedimentary deposits; 3 – dikes (out of scale, no division); 4–7 – Aksugsky complex: 4 – plagiogranite-porphyry (porphyry II) and 5 – tonalite-porphyry (porphyry I) of the 3rd phase; 6 – porphyry tonalites and plagiogranites of the 2nd phase; 7 – diorites, tonalites, quartz diorites of the 1st phase; 8 – gabbro-diorites, diorites (Tannuol complex, 2nd phase); 9 – Lower Cambrian volcanogenic-sedimentary deposits of the Khamsarinskaya suite; 10 – faults; 11 – wells; 12 – cut lines illustrated in the article and their numbers; 13 – contours of projection onto the surface of the boundaries of ore deposits

Очевидно, что морфология и параметры меднорудных залежей месторождения Ак-Суг в полной мере отражают форму и размеры непосредственно предшествующих им интрузий ранних тоналит-порфиров.

Крупная широтно вытянутая Северная залежь соответствует крупному дайкообразному телу тоналит-порфиров, а бедная по содержанию Южная пространственно связана с незначительным по размерам

штокообразным телом, находящимся в этой части месторождения (рис. 3, 4). Это ситуация является типичной для порфировых месторождений, в экзо- и эндоконтактных частях, породы имеют наиболее сильную трещиноватость, которая фиксируется в виде рудоносного штокверка [Кривцов, 1983; Sillitoe, 2010; Audetat, Simon, 2012; Perello et al., 2012; Звездов и др., 2018]. Как видно из рис. 3 и 4, молибденовая минерализация локализуется непосредственно внутри штока плагиогранит-порфиров. Такая пространственная разобщенность медной и части молибденовой

минерализации свидетельствует об их разновременном формировании. При этом локализация молибденового оруденения в порфирах II указывает на её, несомненно, более поздний, относительно медной, ассоциированной с порфирами I, возраст. Более того, существование слабоминерализованного «кварцевого ядра» в центральной части позднего порфира может говорить о наличии еще более позднего, вплоть до пострудного, гидротермального периода формирования месторождения, что нередко отмечается и на других объектах этого типа [Sillitoe, 2010].

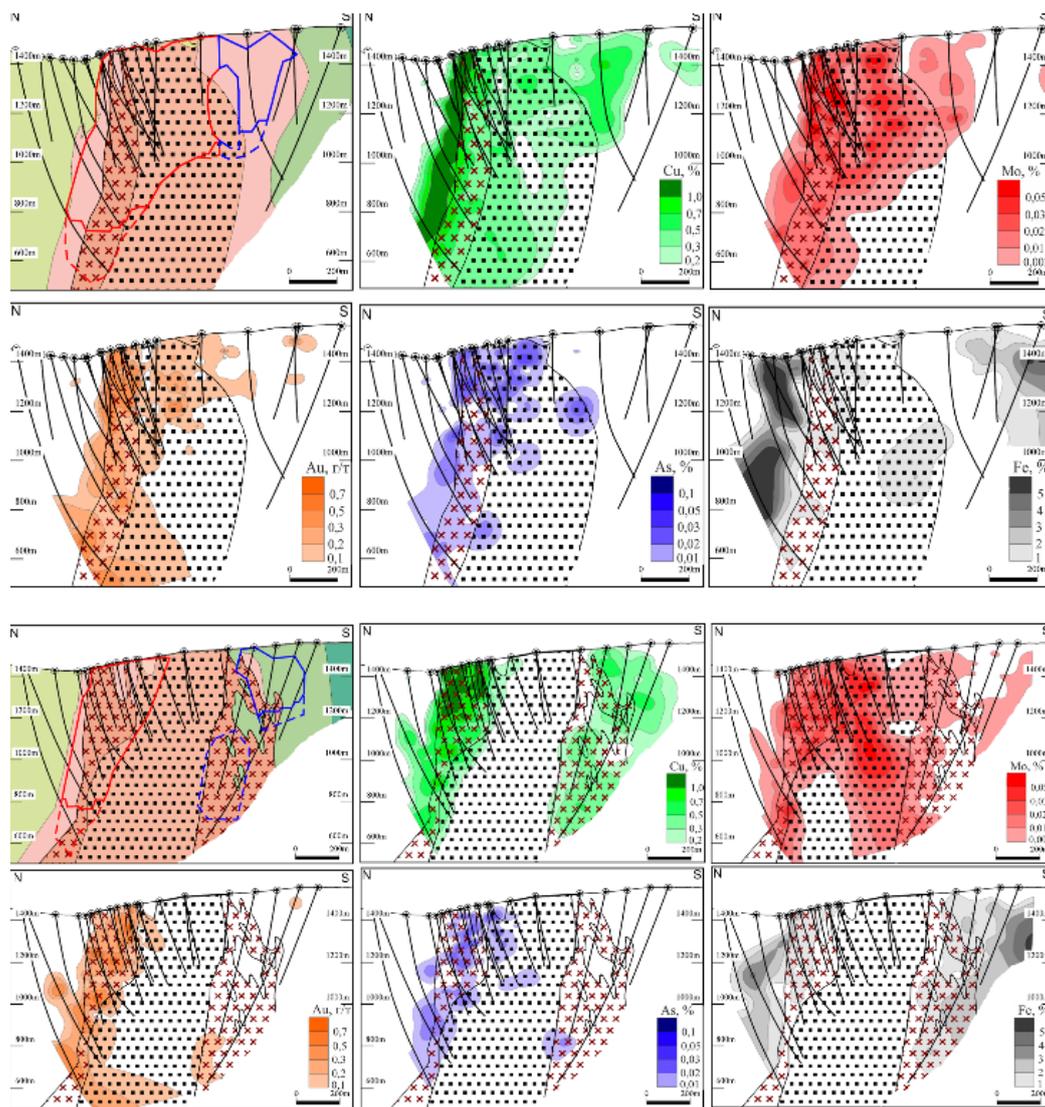


Рис. 3. Месторождение Ак-Суг. Распределение Cu, Mo, Au, As и Fe в плоскости поперечных разрезов.

Вверху – РЛ-6, внизу – РЛ-8

1 – поздние плагиогранит-порфиры; 2 – ранние тоналит-порфиры; 3 – породы рамы, вмещающие Аксугский интрузивный массив; 4 – девонские терригенно-вулканогенные отложения; 5 – устья разведочных скважин и их траектория (на разрезах)

Fig. 3. Ak-Sug field. Distribution of Cu, Mo, Au, As, and Fe in the plane of cross sections.

Above – RL-6, below – RL-8

1 – late plagiogranite-porphyry; 2 – early tonalite porphyry; 3 – enclosing frame rocks; 4 – Devonian terrigenous-volcanic deposits; 5 – wellheads of exploration wells and their trajectory (on the sections). NB: a significant difference in the spatial distribution of copper and molybdenum mineralization is clearly visible

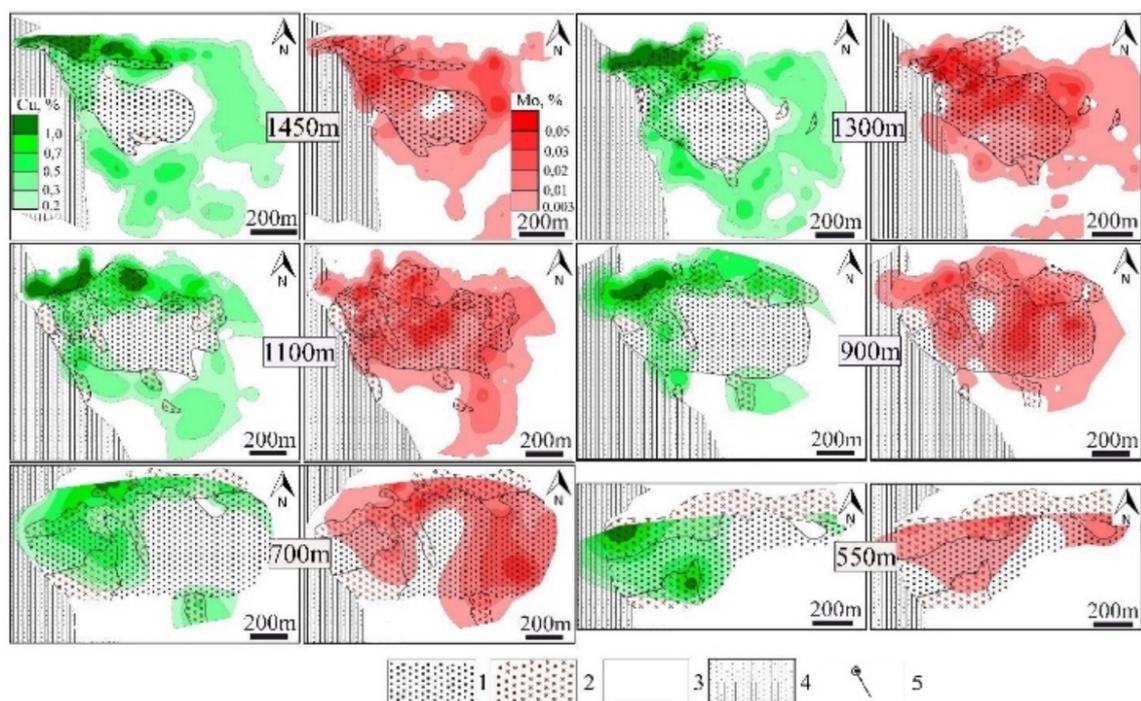


Рис. 4. Распределение Cu и Mo на разных горизонтах месторождения Ак-Суг

Условные обозначения см. на рис. 3

Fig. 4. Distribution of Cu and Mo at different horizons of the Ak-Sug deposit

For conditional see in the Fig. 3

#### Типы гидротермальных изменений и минералогическая зональность месторождения

На Ак-Сугском месторождении хорошо проявляется типичная для этого типа месторождений концентрическая зональность, выраженная как на минеральном, так и на геохимическом уровне. Наблюдается в последовательной смене от периферии к центру различных типов гидротермальных изменений. Наиболее крупная по площади зона измененных пород представлена пропилитами (Propylitic), которые обрамляют внешнюю периферическую часть месторождения и представлены карбонат-хлорит-эпидотовой минеральной ассоциацией (рис. 5). Она охватывает преимущественно породы рамы, в качестве которых чаще всего выступают гранитоиды первой фазы ак-сугского интрузивного комплекса.

В плане зона пропилитовых изменений, маркируемая эпидотом, имеет угловатую форму (рис. 5, B), что, очевидно, связано с влиянием разрывной тектоники, а в объеме – неправильный усеченный конус. При этом на западе месторождения, в пределах красноцветных отложений девона, это кольцо разрывается, что является одним из свидетельств додевонского возраста гидротермальных изменений. Рудная минерализация в пропилитовой зоне представлена

редкими прожилками и вкрапленностью пирита, реже встречаются гематит, магнетит и халькопирит. Концентрация сульфидов заметно возрастает (до 10–15 %) к внутренней части зоны пропилитов.

По направлению к центру пропилиты сменяются кварц-серицитовыми (Phyllitic) и хлорит-серицитовыми (Sericite-Clay-Chlorite, или SCC) метасоматитами, которые часто формируют комплексный кварц-хлорит-серицитовый агрегат и являются доминирующим типом гидротермальных изменений на месторождении, вмещающая около 80 % всех его запасов. Наиболее сильные кварц-хлорит-серицитовые изменения наблюдаются в северной части месторождения, причем нередко их интенсивность настолько велика, что трудно диагностировать первичную породу. Именно это обстоятельство во многом затрудняет распознавание в пределах Северной рудной залежи участков проявления более раннего высокотемпературного калиевого метасоматоза (Potassic), предшествующего кварц-хлорит-серицитовым изменениям. Следы калиевого метасоматоза на месторождении фиксируются в виде вторичного биотита и магнетита, как правило, преобразованного в результате мартитизации в гематит [Pollard et al., 2017].

В южной, менее измененной части месторождения, а также в восточной и юго-восточной его частях

калиевые изменения наблюдаются более отчетливо, причем с глубиной их интенсивность увеличивается. Здесь они проявлены в виде слабоминерализованных зон сантиметровой, редко до первых метров, мощностью, а также в виде кварц-калишпатовых прожилков с рудной минерализацией.

Что касается гидротермального биотита, который наряду с калиевым полевым шпатом является одним из главных индикаторов калиевого метасоматоза порфировых месторождений [Кривцов, 1983; Попов, 1977; Pirajno, 2009; Sillitoe, 2000, 2010], то его визуальная диагностика значительно сложнее, особенно на участках развития более поздних гидротермальных изменений, как это наблюдается на Ак-Суге. Для выделения таких зон особую ценность имеет геохимическая информация. По результатам кернового опробования установлено, что к участкам развития ранних тоналит-порфиров приурочены наиболее интенсивные калиевые аномалии (рис. 5, А), которые в определенной мере могут быть использованы в качестве геохимических маркеров калиевого метасоматоза. Наиболее интенсивные калиевые геохимические аномалии фиксируются в пределах Северной залежи (рис. 5, В), где они находятся в тесной пространственной ассоциации с богатой медной минерализацией [Забелин, 1992; Сотников и др., 2003]. Последнее обстоятельство не случайно, поскольку на многих медно-порфировых месторождениях именно в зонах высокотемпературного калиевого метасоматоза локализируются наиболее богатые халькопирит-борнитовые руды [Sillitoe, 2010; Crane, Cavalieris, 2012; Perello et al., 2012; Porter et al., 2012]. Здесь также фиксируется значительное количество хлорита (более 2%), развитого по биотиту, который представлен двумя разновидностями – зеленого и желтовато-зеленого цвета. Кроме того, обращает на себя внимание, что именно в западной, наиболее богатой части Северной залежи отмечается и наиболее сильная гематитизация (в виде мартита), причем максимальная ее интенсивность приурочена к самым богатым частям залежи.

В пределах Северной залежи на глубине свыше 300 м развиты многочисленные тонкие (1–3 мм) разнообразно ориентированные прожилки ангидрита, обычного минерала высокотемпературных зон калиевых изменений [Sillitoe, 2000, 2010; Perello et al., 2004; Seedorff et al., 2005; Pirajno, 2009; John et al., 2010], которые ассоциируют с богатыми рудами [Забелин, 1992], а вблизи поверхности часто замещаются гипсом.

Все вышесказанное свидетельствует, что в пределах наиболее богатой широтно-вытянутой части Северной залежи преобладают хлорит-серицитовые (Sericitic-Clay-Chlorite, или SCC) изменения, содержащие реликты высокотемпературных калиевых

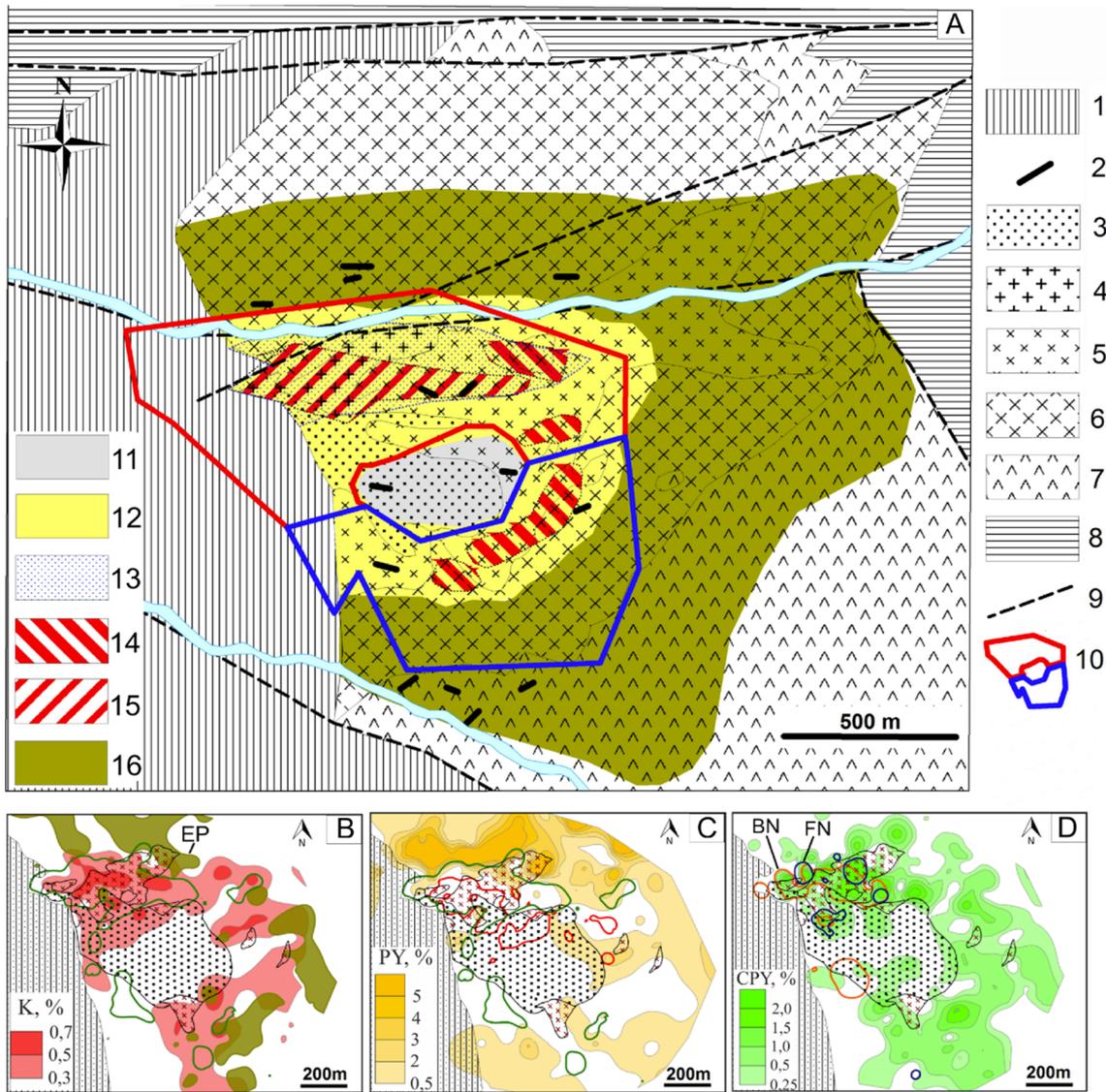
(биотит±магнетит) изменений. На остальной части Северной залежи и на большей части Южной доминируют кварц-серицитовые (Phyllic) изменения. При этом в южной части месторождения интенсивность гидротермальных изменений значительно ниже.

В центральной части месторождения в пределах, главным образом, поздних плагиогранит-порфиров развиты существенно кварцевые метасоматиты, которые формируют слабоминерализованное «кварцевое ядро» овальной формы размером на поверхности 350 × 500 м. Оно представлено штокверком, образованным сетью кварцевых прожилков мощностью от долей миллиметров до 2–5 см, при этом их количество составляет от 10–20 до 100 на погонный метр. Вблизи поверхности эти прожилки не содержат рудной минерализации и лишь на глубине отмечается повышение концентрации и минерализации молибдена (см. рис. 3, 4).

Аргиллизация проявлена локально, не захватывает значительные площади и встречается в виде отдельных, структурно контролируемых участков среди кварц-серицитовых и кварцевых метасоматитов. Наиболее интенсивно она развита вдоль контакта Ак-сугского массива с девонскими вулканогенно-терригенными отложениями, по зонам дробления в последних, а также в виде локальных участков внутри «кварцевого ядра». Для аргиллизитов характерна каолинит-кварц-хлорит-серицит-кальцитовая минеральная ассоциация с пиритом. Кроме того, здесь же отмечаются кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом, молибденитом и другими сульфидами. С ним схожи прожилки кварц-карбонатного состава с редкоземельной минерализацией, которые не связаны с порфировой минерализацией. Они образовались значительно позднее и в пределах месторождения проявлены локально [Шведов и др., 2021].

Таким образом, в пределах месторождения Ак-Суг идентифицируются почти все типы гидротермальных изменений, характерные для порфировых объектов, хотя масштабы проявления каждого из них различны. На фоне типичной для месторождений этого типа концентрической зональности ясно просматривается асимметрия в ее внутреннем строении, которая выражается как в различной интенсивности гидротермальных изменений, так и в качественном наборе самих типов изменений, проявленных в пределах Северной и Южной залежей.

В объеме месторождения рудная минерализация в виде вкрапленности и прожилков развита неравномерно, при этом ее качественное и количественное распределение соответствует метасоматической зональности, являясь в конечном итоге отражением структурно-геологических особенностей месторождения.



**Рис. 5. Месторождение Ак-Суг. Минеральная зональность**

A – Генерализованная схема развития зон гидротермальных изменений месторождения Ак-Суг.

B–D – Взаиморасположение основных геологических элементов (условные обозначения см. на рис. 3), некоторых типов гидротермалитов (A) и главных рудных минералов (C,D) на горизонте 1 300 м (по данным бурения). EP – эпидот, PY – пирит, CPY – халькопирит, BN – борнит (более 0,5%), FN – теннантит (более 0,5%); изолинии: зеленые – 0,5% Cu, красные – 0,03% Mo.

Условные обозначения: 1 – девонские красноцветные туфогенно-осадочные отложения; 2 – дайки (вне масштаба, без подразделения); 3–7 – аксугский комплекс: 3 – плагиигранит-порфиры (порфиры II) и 4 – тоналит-порфиры (порфиры I) 3-й фазы; 5 – порфиroidные тоналиты и плагииграниты 2-й фазы; 6 – диориты, тоналиты, кварцевые диориты 1-й фазы; 7 – габбро-диориты, диориты (таннуольский комплекс, 2-я фаза); 8 – нижнекембрийские вулканогенно-осадочные отложения хамсаринской свиты; 9 – разломы; 10 – контуры проекции на поверхность границ рудных залежей; 11–16 – типы гидротермальных изменений: 11 – интенсивное окварцевание («кварцевое ядро»); 12 – кварц-хлорит-серицитовые; 13 – кварц-серицит-хлоритовые; 14 и 15 – калиевые (14 – калишпатизация, 15 – реликты зоны биотитизации); 16 – пропилиты

**Fig. 5. Ak-Sug field. Mineral zoning**

A – Generalized scheme of hydrothermal zoning of the Ak-Sug field. B–D – The interposition of the main geological elements (conditional, see in the Fig. 3), some types of hydrothermalites (A) and main ore minerals (C, D) at a horizon of 1300 m (according to drilling data). EP – epidote, PY – pyrite, CPY – chalcopyrite, BN – bornite (over 0.5%), FN – tennantite (over 0.5%); contours: green – 0.5% Cu, red – 0.03% Mo.

Conventions: 1 – Devonian red-colored tuffaceous-sedimentary deposits; 2 – dikes (out of scale, no division); 3–7 – Aksugsky complex: 3 – plagiogranite-porphyry (porphyry II) and 4 – tonalite-porphyry (porphyry I) of the 3rd phase; 5 – porphyroid tonalites and plagiogranites of the 2nd phase; 6 – diorites, tonalites, quartz diorites of the 1st phase; 7 – gabbro-diorites, diorites (Tannuol complex, 2nd phase); 8 – Lower Cambrian volcanic-sedimentary deposits of the Khamsarinskaya suite; 9 – faults; 10 – contours of projection onto the surface of the boundaries of ore deposits; 11–16 types of hydrothermal alteration: 11 – intense silicification (“quartz core”); 12 – quartz-chlorite-sericite; 13 – quartz-sericite-chlorite; 14 and 15 – potassium (14 – potassium feldspar, 15 – relics of the biotitization zone); 16 – sawn through

Во внутренней части пропилитовой зоны, в области ее перехода в кварц-хлорит-серицитовую, развит пиритовый ореол (рис. 6). Он хорошо выделяется на геохимическом уровне по аномально высокому содержанию железа, а на минеральном – по значительному количеству (до 10–25 %) пирита, при этом область его максимального развития находится в северной части месторождения – вблизи северного висячего бока интрузии ранних тоналит-порфиров (см. рис. 5, С). Как и все гидротермальные и минералогическо-геохимические зоны месторождения Ак-Суг, пиритовое кольцо разрывается в девонских красноцветных отложениях, в которых сульфидная вкрапленность отсутствует.

Халькопирит образует кольцообразный ореол, схожий по морфологии с пиритовым, но более смещенный к «кварцевому ядру» в центре месторождения (рис. 5, D). По количественному соотношению халькопирита с другими сульфидами выделяются три последовательно сменяющие друг друга зоны. Самая крупная из них – пирит-халькопиритовая, своей внешней частью граничащая с пиритовой, от которой отличается по существенно более высокому количеству халькопирита относительно пирита. Она охватывает как Северную, так и Южную залежи, соответствуя в основном бедным рудам с содержанием на уровне 0,3–0,4 % меди. В центре месторождения пирит-халькопиритовая зона сменяется безрудным «кварцевым ядром», в пределах которого рудные минералы содержатся в незначительном количестве. Здесь они, как правило, представлены тонкой бедной вкрапленностью сульфидов и редкими кварц-карбонат-баритовыми прожилками с галенитом и сфалеритом. С глубиной в «кварцевом ядре» наблюдается увеличение содержания молибденита при неизменно низких содержаниях меди (см. рис. 3, 4).

В пределах западной и центральной частях Северной залежи выделяется область с наиболее высокой концентрацией халькопирита, внутри которой находятся участки с аномально высоким количеством и других медных минералов – борнитом, теннантитом (см. рис. 5, D), энаргитом, гипогенным халькозином и дигенитом. Именно здесь находятся наиболее богатые на месторождении Mo-Au-Cu руды, которые слагают широтно-вытянутое крутопадающее (70–85°) на север плитообразное тело длиной более 900 м при горизонтальной мощности около 100 м (по изолинии меди 1 %). По падению отдельными скважинами оно прослежено на 750–900 м и на глубину остается открытым (см. рис. 4, 6). В восточном направлении интенсивность оруденения и мощность рудной залежи уменьшаются постепенно, в отличие от западного фланга, где наиболее богатая часть Северной рудной залежи утыкается в контакт с красноцветными

девонскими отложениями, заполняющими Даштыгойский грабен, и «ныряет» под них. Плоскость контакта тектонизирована и круто падает в западном направлении, куда погружается и оруденение, размещающаяся исключительно в интрузивных породах аксугского комплекса. При этом, по данным бурения, уменьшения мощности рудной залежи и снижения содержания полезных компонентов в ней с глубиной не наблюдается. Геофизические данные указывают на то, что с глубиной контакт постепенно выполаживается, что открывает хорошие перспективы для прослеживания оруденения в западном направлении и на глубину.

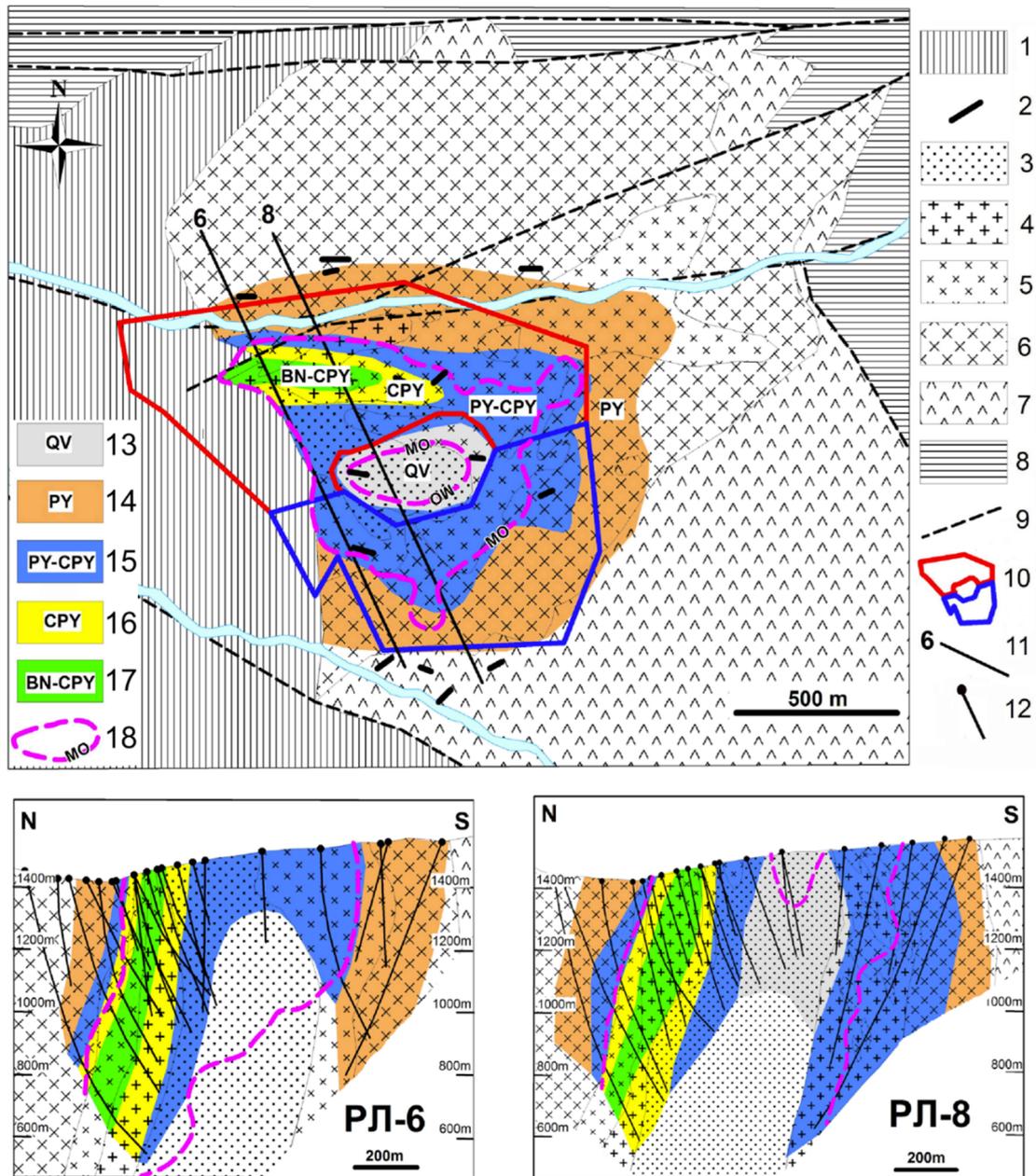
Пространственно богатое ядро соответствует борнит-халькопиритовой зоне (рис. 6), с примерно равным количеством халькопирита и борнита, причем с последним постоянно ассоциирует первичный халькозин. Следует отметить, что такая низкосернистая халькопирит-халькозин-борнитовая минеральная ассоциация характерна для руд раннего этапа формирования порфировых месторождений, и связана с наиболее высокотемпературными калиевыми гидротермальными изменениями. Положение этого богатого ядра совпадает с субширотной ориентировкой, крутым северным падением и западным склонением Северной залежи, морфология которой определяется дайкообразным телом ранних тоналит-порфиров, а в конечном итоге – широтно-вытянутой зоной трещиноватости развитой вдоль Аксугского разлома. По краям борнит-халькопиритовая зона окружена оболочкой с преобладающим содержанием халькопирита, которая сменяется на периферии пирит-халькопиритовым, а затем пиритовым ореолом, что является типичной зональностью, наблюдаемой на многих других порфировых месторождениях со значительным количеством борнита [Rivera et al., 2004; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010; Porter et al., 2012].

Схожая по составу, но значительно меньшая по масштабу проявления борнит-халькопиритовая ассоциация отмечается в пределах участка северо-западного простирания, примыкающего к западному флангу Северной залежи. Этот участок находится западнее «кварцевого ядра» вблизи контакта с девонскими красноцветами и хорошо выделяется по содержанию меди 0,5–0,7 % (см. рис. 3, 4). На контакте с отложениями девона здесь отмечается широкое развитие вкрапленности и прожилков самородной меди, а также тонкие прожилки халькозина. Полоса с гипергенной медной минерализацией шириной 10–100 м прослеживается вдоль всего контакта, как на поверхности, так и на глубинах 100–350 м.

На отдельных участках, особенно в гипсометрически верхней части Северной залежи, в пределах

борнит-халькопиритовой и халькопиритовой зон отмечается значительное количество более поздней наложенной сульфосолевой минерализации в виде теннантита и энаргита, с которыми связано повышенное количество серебра в рудах и геохимические аномалии мышьяка.

Основная масса золота на месторождении Ак-Суг пространственно тесно ассоциирует с медной минерализацией (см. рис. 4, 7) – халькопиритом, борнитом и теннантитом, образуя в этих минералах мелкие (1–10 мкм) включения неправильной формы [Монгуш, Лебедев, 2013; Кужугет и др., 2015].

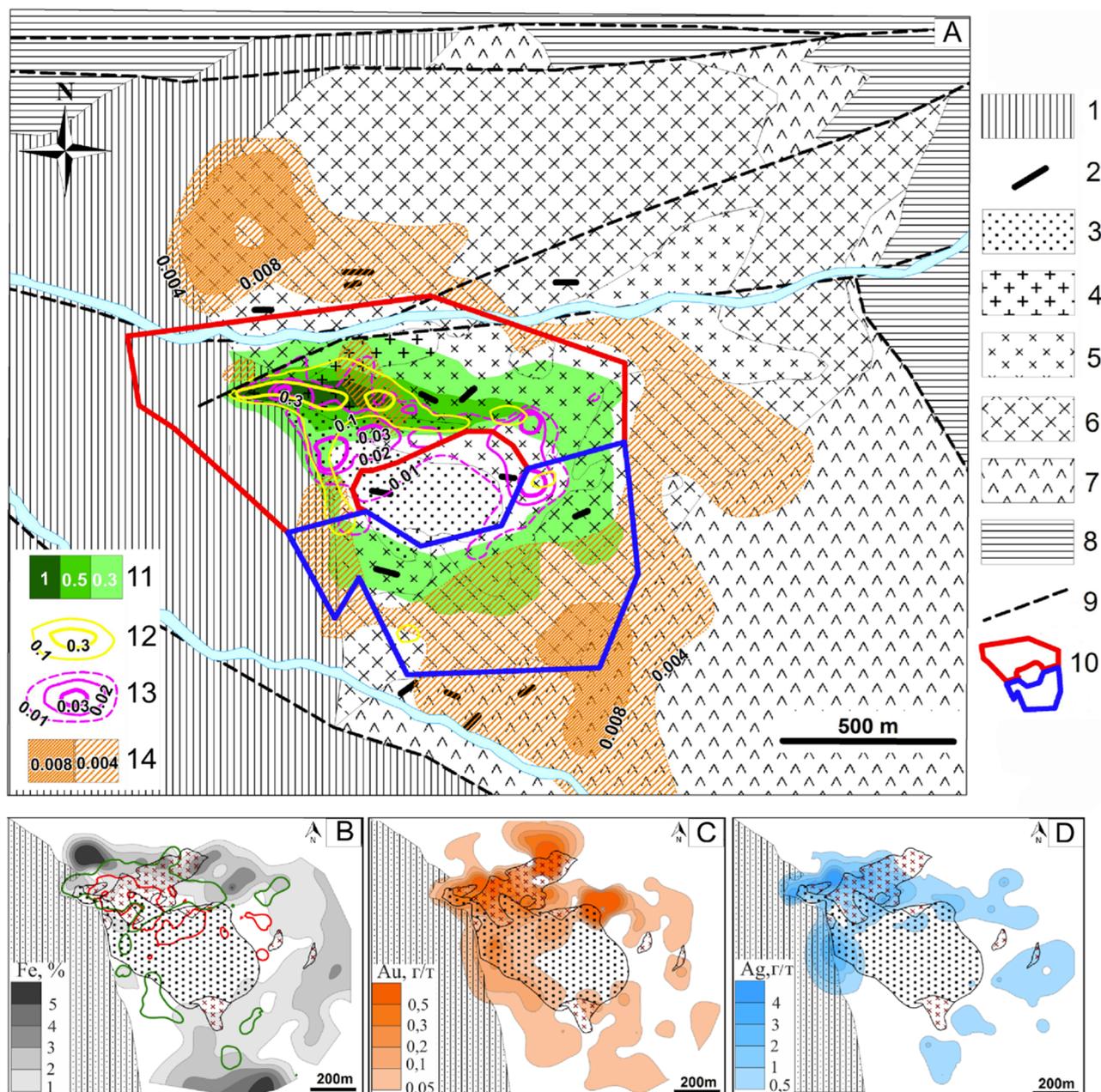


**Рис. 6. Генерализованная схема минералогической зональности месторождения Ак-Суг в плане и на разрезах**

Условные обозначения: 1–10 – см. рис. 5; 11 – разведочная линия и ее номер, 12 – скважина; 13–18 – минеральные зоны: 13 – интенсивное окварцевание («кварцевое ядро»); 14 – пиритовая (PY >> CPY); 15 – пирит-халькопиритовая; 16 – халькопиритовая (CPY > PY); 17 – борнит-халькопиритовая; 18 – ореол развития молибденита (Mo > 0,003 %). QV – кварц, PY – пирит, CPY – халькопирит, BN – борнит, MO – молибденит

**Fig. 6. Generalized scheme of mineralogical zoning of the Ak-Sug deposit in plan and on sections**

1–10 – see Fig. 5; 11 – exploration line and its number, 12 – well; 13–18 mineral zones: 13 – intense silicification (“quartz core”); 14 – pyrite (PY >> CPY); 15 – pyrite-chalcopyrite; 16 – chalcopyrite (CPY > PY); 17 – bornite-chalcopyrite; 18 – halo of molybdenite development (Mo > 0.003 %). QV – quartz, PY – pyrite, CPY – chalcopyrite, BN – bornite, MO – molybdenite



**Рис. 7. А – Схема распределения Cu, Mo, Au и Zn в пределах месторождения Ак-Суг по данным кернавого опробования, с учетом материалов [Забелин, 1992]**

Условные обозначения: 1–10 – см. рис. 5; 11–14 – содержание элементов: 11 – Cu (%), 12 – Au (г/т), 13 – Mo (%), 14 – Zn (%). В–D – взаиморасположение основных геологических элементов (условные см. рис. 3), ореолов железа (В), золота (С) и серебра (D) на горизонте 1300м (по данным бурения). Изолинии на В: зеленые – 0,5 % Cu, красные – 0,03 % Mo

**Fig. 7. A – Scheme of distribution of Cu, Mo, Au and Zn within the Ak-Sug deposit (based on core sampling data, taking into account materials from [Zabelin, 1992])**

1–10 – see Fig. 5; 11 – Cu (%), 12 – Au (ppm), 13 – Mo (%), 14 – Zn (%). B–D – the interposition of the main geological elements (conditional, see Fig. 3), halos of iron (B), gold (C) and silver (D) at a horizon of 1,300m (according to drilling data). Contours on B: green – 0,5 % Cu, red – 0,03 % Mo

Молибденит на месторождении Ак-Суг входит в число наиболее распространенных минералов. В основном он развит в пределах Северной залежи, а в Южной встречается в относительно небольших

количествах. Чаще всего молибденит ассоциирует с халькопиритом, однако область его развития далеко не всегда совпадает с участками развития медной минерализации (см. рис. 3–5, 7). Это связано с тем, что

молибденит здесь представлен как минимум двумя генерациями [Забелин, 1992; Pollard et al., 2017; Кужугет и др., 2019]. Первая ассоциирует с продуктами раннего этапа формирования месторождения Ак-Суг, с которым связано образование основного объема Мо-Ау-Си оруденения. Вторая представлена более поздними наложенными мономинеральными молибденитовыми прожилками, выполняющими «сухие» трещины, рассекающими халькопиритовые руды и локализованными, главным образом, в пределах штока плагиогранит-порфиоров и прилегающего к нему пространства. Она, вероятно, связана со штокверком, образующим, в том числе, и «кварцевое ядро» [Pollard et al., 2017]. Эти две генерации отчетливо отличаются по содержанию рения [Забелин, 1992; Pollard et al., 2017]. В пластинчатом молибдените его содержание варьирует от 400 до 650 г/т (в среднем 500 г/т). В позднем мелкочешуйчатом молибдените содержание рения в два раза ниже – от 100 до 400 г/т, в среднем 260 г/т.

#### Особенности геохимической зональности месторождения

Основными элементами, определяющими промышленную ценность месторождения Ак-Суг, являются медь, золото и молибден. Из других компонентов в экономически значимом количестве присутствуют серебро и рений. Кроме того, в сульфидных концентратах установлены повышенные концентрации платиноидов (Pd 924 мг/т, Pt 96 мг/т), а в борнит-халькопирит-теллуридных рудах выявлены минералы Pd – меренскит и арсенопалладинит [Берзина и др., 2021]. Таким образом, по своему элементному составу Ак-Суг относится к Мо-Ау-Си-порфировым месторождениям и обладает многими геохимическими чертами, присущими этому типу месторождений.

На современном эрозионном уровне месторождение Ак-Суг выделяется вторичными геохимическими аномалиями меди и молибдена с изоконцентрами, соответственно, 0,01 и 0,0003 % [Забелин, 1992], которые охватывают практически все охарактеризованные выше минеральные и гидротермальные (включая пропилиты) зоны. Строение первичного геохимического поля месторождения Ак-Суг полностью отражает основные особенности его минеральной зональности.

Приповерхностный первичный ореол меди, очерченный по изолинии 0,3 %, имеет кольцеобразную форму с «пустой» центральной частью («кварцевое ядро») и пространственно соответствует пирит-халькопиритовой минеральной зоне (см. рис. 7). Широко-вытянутый ореол меди по изолинии 0,5 % фиксирует наиболее богатую часть Северной залежи, при

этом изолиния 1,0 % отвечает борнит-халькопиритовой минеральной зоне.

Ореолы молибдена далеко не всегда перекрывают медные и, как правило, смещены относительно них ближе к геометрическому центру месторождения (см. рис. 3, 4, 7), которое занимает шток плагиогранит-порфиоров (порфиоров-II), а наиболее яркие из них (0,02 и 0,03 % соответственно) группируются в его эндо- и экзоконтактной части.

Ореолы золота (см. рис. 4, 8) развиты в пределах наиболее богатых ореолов меди, соответствующих борнит-халькопиритовой минеральной ассоциации, визуализируя тем самым существующую на минеральном уровне пространственную взаимосвязь этих элементов. Примечательно, что с ореолами золота совпадают и ореолы мышьяка (см. рис. 4), что свидетельствует о золотоносности поздней блеклорудной ассоциации. По всей вероятности, с ней же связано и серебро, ореолы которого принципиально схожи с медными и золотыми (см. рис. 7, D).

Свинец и цинк (см. рис. 7) образуют внешние ореолы, причем их наиболее яркие аномалии развиты в пропилютовой зоне. Железо образует кольцеобразный ореол, при этом участки с наиболее высоким его содержанием отвечают внутренней части пропилютовой зоны и пиритовому ореолу (см. рис. 4–6, 7, B).

С целью изучения особенностей распределения элементов в геохимическом пространстве месторождения Ак-Суг была проведена статистическая обработка результатов количественного анализа всех рядовых и групповых проб, отобранных из поверхностных выработок и керн скважин. Количество анализируемых в каждой пробе химических элементов (19 в рядовой и 40 в групповой) позволило охватить не только экономически значимые (Cu, Mo, Au, Ag, Re) и сопутствующие им (As, Bi, Cd, Co, Fe, Mn, Hg, Ni, P, Pb, S, Sb, Tl, Zn, Ba, Ce, Cr, Ga, La, Li, Nb, Sc, Se, Sn, Ta, Te, Ti, V, W, Y, Zn, Zr) рудные, но и основные породобразующие (Ca, Mg, Al, K, Na) их представители.

Проведенный факторный анализ (метод главных компонент) выявил восемь групп элементов, которые образуют хорошо выраженные геохимические ассоциации (таблица).

Каждая из ассоциаций отвечает определенному минеральному парагенезису, образовавшемуся в процессе формирования месторождения Ак-Суг:

F1 (породная) – Al-V-Ti-Mg-Ga-Sc-Y-Na;

F2 (пиритовый ореол) – Fe-Co-S;

F3 (полиметаллическая) – Zn-Cd-Pb;

F4 (редкоземельная) – Ce-La-Y-P;

F5 (медная) – Cu-Bi-Ag-Se-(As-K-Au);

F6 (сульфосольная) – Sb-As-(Hg);

F7 (низкотемпературная карбонатная с баритом) – Ba-Sr;

F8 (молибденовая) – Mo-Re.

## Результаты факторного анализа данных опробования разведочных выработок месторождения Ак-Суг

## Factor analysis resultssampling data of exploration workings of the Ak-Sug field

| Элемент | F1          | F2          | F3          | F4          | F5          | F6          | F7          | F8          |
|---------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Ag      | 0,10        | 0,02        | 0,09        | 0,12        | <b>0,76</b> | 0,32        | 0,02        | 0,08        |
| Al      | <b>0,91</b> | 0,04        | 0,00        | 0,18        | 0,03        | 0,02        | 0,07        | 0,09        |
| As      | 0,12        | 0,05        | 0,09        | 0,19        | 0,30        | <b>0,64</b> | 0,06        | 0,15        |
| Ba      | 0,32        | 0,19        | 0,00        | 0,06        | 0,13        | 0,16        | <b>0,54</b> | 0,03        |
| Bi      | 0,07        | 0,02        | 0,01        | 0,05        | <b>0,69</b> | 0,04        | 0,04        | 0,02        |
| Ca      | 0,21        | 0,31        | 0,02        | 0,20        | 0,16        | 0,06        | 0,32        | 0,11        |
| Cd      | 0,02        | 0,00        | <b>0,93</b> | 0,01        | 0,01        | 0,17        | 0,02        | 0,01        |
| Ce      | 0,17        | 0,02        | 0,01        | <b>0,92</b> | 0,07        | 0,03        | 0,01        | 0,04        |
| Co      | 0,15        | <b>0,90</b> | 0,02        | 0,02        | 0,07        | 0,01        | 0,07        | 0,06        |
| Cu      | 0,20        | 0,04        | 0,01        | 0,02        | <b>0,77</b> | 0,09        | 0,08        | 0,06        |
| Fe      | 0,30        | <b>0,88</b> | 0,00        | 0,06        | 0,02        | 0,02        | 0,08        | 0,07        |
| Ga      | <b>0,88</b> | 0,06        | 0,00        | 0,21        | 0,11        | 0,02        | 0,08        | 0,08        |
| Hg      | 0,01        | 0,00        | 0,11        | 0,01        | 0,02        | <b>0,89</b> | 0,00        | 0,01        |
| K       | 0,30        | 0,15        | 0,01        | 0,33        | 0,32        | 0,02        | 0,02        | 0,21        |
| La      | 0,27        | 0,01        | 0,01        | <b>0,90</b> | 0,04        | 0,02        | 0,01        | 0,04        |
| Mg      | <b>0,86</b> | 0,13        | 0,02        | 0,02        | 0,04        | 0,04        | 0,00        | 0,05        |
| Mn      | 0,35        | 0,11        | 0,09        | 0,20        | 0,02        | 0,05        | 0,04        | 0,11        |
| Mo      | 0,23        | 0,13        | 0,01        | 0,11        | <b>0,15</b> | 0,07        | 0,05        | <b>0,74</b> |
| Na      | <b>0,61</b> | 0,14        | 0,03        | 0,31        | 0,25        | 0,04        | 0,00        | 0,21        |
| P       | 0,52        | 0,42        | 0,01        | <b>0,40</b> | 0,11        | 0,01        | 0,11        | 0,18        |
| Pb      | 0,05        | 0,05        | <b>0,60</b> | 0,04        | 0,07        | 0,07        | 0,07        | 0,00        |
| S       | 0,20        | <b>0,86</b> | 0,02        | 0,03        | 0,07        | 0,01        | 0,01        | 0,03        |
| Sb      | 0,03        | 0,00        | 0,15        | 0,00        | 0,07        | <b>0,88</b> | 0,03        | 0,01        |
| Sc      | <b>0,77</b> | 0,08        | 0,01        | 0,09        | 0,00        | 0,00        | 0,02        | 0,07        |
| Se      | 0,03        | 0,04        | 0,00        | 0,03        | <b>0,56</b> | 0,09        | 0,12        | 0,17        |
| Sr      | 0,17        | 0,10        | 0,03        | 0,01        | 0,10        | 0,02        | <b>0,82</b> | 0,02        |
| Ti      | <b>0,89</b> | 0,01        | 0,01        | 0,07        | 0,06        | 0,01        | 0,05        | 0,01        |
| V       | <b>0,94</b> | 0,06        | 0,01        | 0,10        | 0,07        | 0,02        | 0,07        | 0,02        |
| Y       | <b>0,63</b> | 0,00        | 0,01        | <b>0,50</b> | 0,02        | 0,04        | 0,07        | 0,05        |
| Zn      | 0,00        | 0,02        | <b>0,95</b> | 0,02        | 0,02        | 0,10        | 0,01        | 0,01        |
| Au      | 0,05        | 0,05        | 0,06        | 0,02        | <b>0,32</b> | 0,03        | 0,05        | 0,07        |
| Re      | 0,10        | 0,04        | 0,01        | 0,00        | 0,06        | 0,02        | 0,04        | <b>0,76</b> |

Очевидно, что выделенные ассоциации являются далеко не исчерпывающими, однако они вполне определенно указывают на обособленность в пространстве отдельных групп химических элементов, тем самым подтверждая описанные выше основные минералогические особенности оруденения, в том числе его зональное распределение.

Пиритовому ореолу отвечает фактор F2, объединивший триаду элементов Fe-Co-S – пирит с кобальтом в виде изоморфной примеси. Содержание Co в пиритах из зоны пропилитизации на месторождении Ак-Суг достигает 0,1–0,5 % [Забелин, 1992].

Полиметаллическая ассоциация Pb-Zn-Cd (F3) на порфириновых месторождениях относится к группе околорудных (надрудных) элементов. Как правило, они развиты на периферии, пространственно совпадая с пропиловым ореолом [Sillitoe, 2010; Catchpole

et al., 2015]. В ряду зональности на Ак-Суге они имеют такую же периферическую позицию – ореол цинка с содержанием более 0,04 % почти полностью опоясывает рудный контур месторождения (см. рис. 7).

Обособившаяся группа редкоземельных элементов (F4), как показывают недавно проведенные исследования [Шведов и др., 2021], связана с немногочисленными в масштабах месторождения прожилками кварц-карбонатного состава, содержащими фторапатит, Y-ксенотим, Се-флоренсит и другие минералы редких земель. Их образование предположительно связывается с позднепалеозойской-мезозойской активизацией региона, в результате которой сформировались объекты с редкоземельной минерализацией, к которым относится месторождение Арыскан, находящееся в 10 км к северо-востоку от Ак-Суга (см. рис. 1).

Выделившаяся в результате факторного анализа сульфосольная с ртутью ассоциация (F6) отражает относительно широкое присутствие в рудах Северной залежи энаргит-блеклорудной минерализации, характерной для верхнего уровня порфирировых систем [Попов, 1977; Кривцов и др., 2010; Sillitoe, 2010].

Основные элементы месторождения Ак-Суг – медь, молибден и золото. Факторный анализ показал, что эти элементы образуют две отдельные ассоциативные группы – молибденовую (F8) и золото-медную (F5). Это полностью подтверждает отмеченную ранее пространственную обособленность некоторых участков с молибденовым оруденением, развитых в пределах поздних плагиогранит-порфириров, от наиболее богатого медного оруденения, связанного с ранними тоналит-порфирами (см. рис. 3, 4, 7).

Принципиально важное значение имеет присутствие в медной ассоциации (F5) калия и золота, что, по всей видимости, связано с их общим образованием на этапе раннего высокотемпературного калиевого метасоматоза, о чем уже упоминалось ранее.

Результаты исследования самородного золота в рудных ассоциациях месторождения Ак-Суг свидетельствуют, что оно связано в основном с сульфидами меди (борнитом и халькопиритом) и мышьяковистой сульфосолью меди (теннантитом), кроме того оно присутствует в пирите и в виде теллуридов [Забелин, 1992; Кужугет и др., 2015]. При этом существует явная пространственная связь между наиболее богатыми медными рудами (Cu 0,7–1 % и более) и золотом (Au 0,3–0,5 г/т и более) (см. рис. 7). Такая связь основной массы золота с борнит-халькопиритовой минеральной ассоциацией вполне закономерна и наблюдается на всех обогащенных золотом медно-порфирировых месторождениях [Sillitoe, 2000; Rivera et al., 2004; Seedorff et al., 2008; Porter et al., 2012]. Тесная взаимосвязь меди и золота проявляется в том, что мелкие зерна самородного золота (менее 20 мкм) высокой пробыности (745–871 ‰) находятся в виде включений неправильной формы в борните и халькопирите [Кужугет и др., 2015]. Подобное наблюдается практически на всех содержащих высокое количество борнита Cu-порфирировых месторождениях, при этом следует отметить, что содержания золота в калиевых ассоциациях, богатых борнитом, могут быть в 1,5 раза выше, чем в богатых халькопиритом [Sillitoe, 2010].

Ассоциация Mo-Re (F8) является типичной для медно-порфирировых месторождений. Относительно высокое значение этого фактора дает основание предполагать, что существенная доля молибденовой минерализации на месторождении Ак-Суг формировалась в основном автономно от главной медной

ассоциации. Пространственная разобщенность в геохимическом поле значительной части молибденовых аномалий от медных свидетельствуют о том же (см. рис. 3, 4, 7).

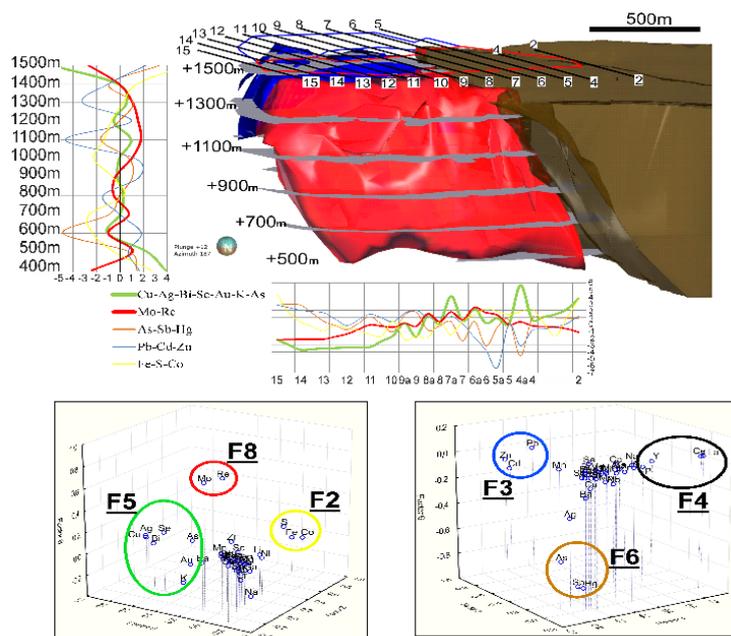
Анализ графиков изменения веса основных рудных ассоциаций в изученной части месторождения (рис. 8) выявил ряд существенных закономерностей в поведении некоторых из них по падению и простиранию (изучены отдельные выборки проб по разведочным линиям и горизонтам). Так, на фоне естественного уменьшения с глубиной веса фактора F2, связанного с увеличивающейся долей малосернистой халькопирит-борнитовой ассоциации, наблюдается его всплеск ниже отметки 600 м, который связан с появлением на глубоких горизонтах сульфатной серы в виде прожилков ангидрита [Забелин, 1992]. С глубиной и в западном направлении наблюдается отчетливый тренд к увеличению веса основного рудного «золото-медного» (F5) фактора. В противовес ему «молибденовый» фактор (F8) имеет наибольшее свое значение в интервале высот 1 000–1 300 м, после чего на глубину наблюдается тенденция к его уменьшению. Что касается его поведения по латерали, то в этом измерении он имеет максимальный вес между разведочными линиями 4а и 9. «Сульфосольный» фактор (F6) имеет наибольший вес в самой верхней части месторождения и с глубиной закономерно снижается. Полиметаллическая группа (F3) увеличивает свое значение в восточном направлении, что вполне согласуется с их периферическим местом в ряду геохимической зональности.

### Обсуждение результатов

Метасоматическая зональность месторождения Ак-Суг согласуется как с положением в пространстве обеих разновидностей порфирировых пород 3-й фазы аксугского комплекса, так и с парагенетически связанным с ними оруденением. Интенсивность гидротермальных изменений в северной части месторождения значительно выше, чем в южной.

Взаимотношение зон метасоматоза и характер распределения вторичных минералов свидетельствуют о длительном полистадийном формировании метасоматической зональности.

На проявление раннего калиевого метасоматоза указывает наличие в пределах борнит-халькопиритовой и халькопиритовой минеральных зон присутствие реликтов высокотемпературных калиевых изменений в виде вторичного биотита (в том числе замещенного хлоритом), магнетита (в результате мартитизации преобразованного в гематит). Пространственно с такими участками совпадают наиболее яркие калиевые геохимические аномалии.



**Рис. 8. Геохимические ассоциации рудных элементов месторождения Ак-Суг по результатам факторного анализа**

Основные группы элементов (внизу) и их вариационные графики по падению и простиранию месторождения Ак-Суг (вверху). 3D-модель рудных залежей месторождения Ак-Суг (вид с севера): красным – Северная, синим – Южная; коричневым – девонские терригенно-вулканогенные отложения. Номера разведочных профилей соответствуют номерам на графиках. Содержания факторов нормированы к их среднему по месторождению

**Fig. 8. Geochemical associations of ore elements of the Ak-Sug deposit according to the results of factor analysis**

The main groups of elements (below) and their variation graphs along the dip and strike of the Ak-Sug deposit (above). 3D model of ore deposits of the Ak-Sug deposit (view from the north): red – North, blue – South; brown – Devonian terrigenous-volcanic deposits. The numbers of the exploration profiles correspond to the numbers on the graphs. The contents of the factors are normalized to their average for the deposit

Здесь же формируется наиболее богатое низкосернистое медное оруденение [Sillitoe, 2010; Crane, Cavalieris, 2012; Perello et al., 2012; Porter et al., 2012]. Ранние зоны калиевых метасоматитов полностью уничтожены последующими кварц-хлорит-серицитовыми изменениями. Последние являются доминирующими на этом месторождении и накладываются в разной степени на все ранее сформированные минеральные зоны.

Такое замещение ранних гидротермальных ассоциаций более поздними является закономерным явлением, связанным с естественной эволюцией порфировой системы [Richards, 2003; Seedorff et al., 2005; Кривцов и др., 2010; John et al., 2010; Sillitoe, 2010], и наблюдается на всех без исключения месторождениях порфирового семейства. Наложение хлорит-серицитовых (SCC) или еще более поздних кварц-серицитовых (Phyllitic) изменений на предшествующие им калиевые и(или) хлорит-серицитовые ассоциации разрушают частично или полностью последние.

Окончательное оформление области развития кварц-серицитовых изменений (Phyllitic) произошло на втором этапе формирования месторождения и связано с постмагматическими процессами, сопровождавшими становление поздних плагиогранит-порфиров. Последние являлись главным энергетическим центром, вокруг которого сформировалась в окончательном виде минералого-геохимическая зональность, в центре которой находится слабоминерализованное «кварцевое ядро», что нередко наблюдается и на других порфировых месторождениях (El Salvador, San Manuel–Kalamazoo, Bingham Canyon, Batu Hijau). На месторождении Ак-Суг более кислые низкотемпературные растворы использовали те же зоны повышенной проницаемости, контролируемые субширотной зоной трещиноватости, что и предшествующие им высокотемпературные щелочные. Именно поэтому интенсивность гидротермальных изменений в северной части месторождения существенно выше, чем в южной, а все известные к настоящему времени на месторождении Ак-Суг руды представлены кварц-

хлорит-серицитовыми метасоматитами, вмещающими прожилково-вкрапленную рудную минерализацию с разным набором основных рудных элементов.

Последовательное наложение хлорит-серицитовых (SCC) и более поздних кварц-серицитовых (Phyllitic) изменений на предшествующие им калиевые ассоциации разрушает частично или полностью последние. В одних случаях это приводит к истощению ранее сформированных рудных скоплений, в других – они сохраняются в виде низкосульфидной борнит-халькопиритовой ассоциации среди более низкотемпературного гидротермального окружения, при этом иногда даже обогащаются за счет привноса дополнительного металла из окружающих минерализованных пород [Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010; Rivera et al., 2012]. Именно последний случай наблюдается на месторождении Ак-Суг, являясь одной из его характерных особенностей.

Особенности пространственного распределения основных рудных минералов и зон гидротермально измененных пород отражаются в геохимических полях. Хорошо заметна избирательность в поведении меди и молибдена относительно двух типов порфириров в геохимических полях. Медное оруденение тяготеет к ранним порфирам, локализуясь в них и в прилегающем к ним пространстве. В отличие от меди молибден образует аномальные участки в пределах обеих разновидностей порфириров. Однако если в ранних порфирах его количество вниз по падению Северной залежи снижается незначительно, то в пределах тела поздних плагиогранит-порфириров содержание молибдена с глубиной резко падает. Это связано с тем, что первая генерация молибденита ассоциирует с продуктами раннего этапа формирования месторождения Ак-Суг, в течение которого образовался основной объем Mo-Au-Cu оруденения. Вторая представлена более поздними наложенными молибденитовыми прожилками, выполняющими «сухие» трещины в пределах штока плагиогранит-порфириров и прилегающего к нему пространства. В геохимическом поле поздняя разновидность проявлена моноэлементными молибденовыми аномалиями за пределами медных залежей. Подобное пространственное несовпадение медной и определенной части молибденовой минерализации является довольно типичным явлением, наблюдаемым на многих медно-порфирировых месторождениях, особенно обогащенных золотом [Perello et al., 2004; Rivera et al., 2004; Sillitoe, 2000].

Основная доля золота и мышьяка находится в пределах Северной залежи, однако уровень содержания последнего заметно уменьшается по падению. Динамика изменений содержания золота схожа с медной, так как подавляющая часть золота в золотосодержащих порфирировых месторождениях поступает в

систему совместно с медью в процессе формирования калиевых изменений, что обуславливает их тесную корреляцию в пространстве. При этом следует учесть, что на некоторых месторождениях содержание и отношение Au/Cu имеет тенденцию увеличиваться (даже удваиваться) с глубиной на расстоянии нескольких сотен метров [Sillitoe, 2000]. Ореолы золота развиты в пределах наиболее богатых ореолов меди, соответствующих борнит-халькопиритовой минеральной ассоциации, визуализируя тем самым существующую на минеральном уровне пространственную взаимосвязь этих элементов. Совпадение некоторых ореолов золота с ореолами мышьяка свидетельствует о золотоносности поздней энаргит-теннантовой ассоциации, которая характерна для верхов порфирировых месторождений [Попов, 1977; Sillitoe, 2010], а на месторождении Ак-Суг развита в основном в гипсометрически верхней западной части Северной залежи. Низкосернистая халькозин-борнитовая минеральная ассоциация в отличие от сульфосольной, по данным [Монгуш, Лебедев, 2013], больше характерна для нижней части месторождения Ак-Суг. Наиболее яркие ореолы железа расположены на удалении от порфирирового комплекса и соответствуют области развития пиритового ореола.

На основании характера поведения ведущих рудных элементов, анализа их минеральных форм, с учетом гидротермально-метасоматических особенностей, проявленных на разных гипсометрических уровнях, можно сделать предположение о среднем уровне эродированности рудно-магматической системы месторождения Ак-Суг. К такому же выводу пришли [Кужугет и др., 2018] на основе изучения эволюции состава блеклорудной минерализации в рудах этого месторождения. На сегодня вертикальный размах оруденения на месторождении Ак-Суг составляет около 900 м, при этом самая глубокая скважина в интервале 847–983 м вскрыла рудный интервал 136 м стволовой мощности со средним содержанием 1,51 % Cu и 0,011 % Mo. Для сравнения: установленный в ходе добычных и разведочных работ вертикальный размах оруденения на некоторых порфирировых месторождениях (Bingham Canyon, Escondida, Chuquicamata, Los Pelambres, Oyu Tolgoi, Grasberg, Pebble) составляет от 1,2 до 2,0 км [Ossandon et al., 2001; Perello et al., 2004; Singer et al., 2008; Crane, Kavalieris, 2012; Herve et al., 2012; Lang, Gregory, 2012; Leys et al., 2012; Mpodozis and Cornejo, 2012; Perello et al., 2012; Porter et al., 2012; Rivera et al., 2012].

Заключительный (пострудный) этап формирования месторождения Ак-Суг связан с образованием Даштыгойского грабена, восточной границей которого является реактивированный в девонское время Челдезрикский разлом. В период заполнения грабена

осадками и после него граница между рудовмещающими породами аксугского интрузивного комплекса и красноцветными девонскими отложениями являлась областью активной циркуляции поверхностных вод. В результате самые западные, контактирующие с красноцветами части оруденения попали в зону гипергенеза, вследствие чего вдоль контакта рудовмещающих интрузивных пород и девонских отложений до глубины 300 м образовался участок шириной от 10 до 100 м с вкрапленностью и прожилками самородной меди. Переходная зона от него к гипогенным борнит-халькопиритовым рудам представлена тонкопрожилковыми халькозиновыми рудами, которая может быть интерпретирована в качестве палеозоны вторичного сульфидного обогащения.

Локально проявленные в пределах месторождения немногочисленные прожилки кварц-карбонатного состава с редкоземельной минерализацией предположительно относятся к наиболее позднему проявлению эндогенной активности в пределах месторождения, связанному с этапом тектоно-магматической активизации региона в позднем палеозое – мезозое.

Комплексный анализ геологической, минералогической и геохимической информации, с учетом описанных выше геологических особенностей и минералого-геохимической зональности месторождения Ак-Суг, свидетельствует о высоком рудном потенциале Северной залежи в западном направлении и на глубину. Особенно это относится к району её сопряжения с оруденением, развитым вдоль рудного тренда северо-западного простирания, параллельно контакту аксугского массива с девонскими отложениями. Здесь, по совокупности геолого-геохимических данных, может находиться рудоподводящий канал, по которому поступал рудоносный флюид, сформировавший основной объем Мо-Ау-Си-порфирового оруденения на месторождении Ак-Суг. Имеющееся на сегодня наиболее глубокое рудное пересечение в этой части Северной залежи является хорошим дополнительным аргументом в пользу этого факта.

### Заключение

Анализ информации, накопленной за весь период изучения месторождения Ак-Суг, включая новые результаты, полученные за последнее 13 лет в ходе его доизучения, позволил существенно уточнить главные особенности его геологического строения и минералого-геохимической зональности.

Главной рудоконтролирующей структурой на месторождении является зона Аксугского разлома, представленная субширотной крутопадающей полосой хрупко-пластичных деформаций шириной

первые сотни метров. Вместе с опережающим северо-западным Челдезрикским разломом они являлись ведущими структурными элементами, взаимодействие которых на протяжении всей истории формирования месторождения Ак-Суг определило его окончательный геологический облик. На участке их сочленения сформировался одноименный зональный интрузивный массив, с завершающей порфировой фазой которого пространственно и парагенетически связано Мо-Ау-Си-порфировое оруденение. В истории его формирования отчетливо выделяются два этапа, ассоциирующие с двумя типами порфиров, становление каждого из которых сопровождалось своим проявлением постмагматической гидротермальной активности. С порфирами ранней генерации связано формирование основной массы молибден-золото-медного оруденения, при этом морфология и параметры рудных залежей отражают форму и размеры ассоциирующих с ними интрузий. Поздняя генерация является менее продуктивной, с ней связаны существенно молибденитовая минерализация и частичная регенерация ранее сформированного оруденения.

Двухэтапность формирования месторождения в совокупности с центрально расположенным штоком поздних порфиров наложили отпечаток на общую картину минералого-геохимической зональности, существенно усложнив ее. На фоне типичной для месторождений этого типа концентрической зональности ясно просматривается асимметрия в ее внутреннем строении, что является специфической чертой месторождения Ак-Суг. Она выражается в неравномерном распределении рудной минерализации в объеме месторождения, различной интенсивности гидротермальных изменений и в их качественном наборе. Все это подчеркивается на геохимическом уровне и является отражением структурно-геологических особенностей месторождения.

Северная половина месторождения Ак-Суг содержит львиную долю запасов руды и металла: Си – 83 %, Мо – 85 %, Ау – более 88 %, Аг и Ре по 83 %. В ее пределах находится наиболее богатое оруденение, представленное борнит-халькопиритовой ассоциацией, слагающей широтно-вытянутое крутопадающее плитообразное тело длиной более 900 м при горизонтальной мощности около 100 м (по изолинии меди 1 %), по падению оно прослежено на 750–900 м и на глубину остается открытым. Его локализация висячем эндо- и экзоконтакте дайкообразного тела ранних тоналит-порфиров контролируется, в конечном итоге, широтно-вытянутой зоной трещиноватости, развитой вдоль Аксугского разлома. Борнит-халькопиритовая зона по периферии окружена оболочкой, с преобладанием халькопирита, которая сменяется гораздо более крупными внешними пирит-

халькопиритовым, а затем пиритовым ореолами. Формирование богатого низкосернистого медного оруденения связано с этапом раннего высокотемпературного калиевого метасоматоза, следы которого почти полностью уничтожены последующими кварц-хлорит-серицитовыми изменениями. Последние являются доминирующими на месторождении, а окончательное оформление области их развития произошло на втором этапе формирования месторождения, связанном с постмагматическими процессами, сопровождавшими становление поздних плагиогранит-порфиров. Именно они являлись главным энергетическим центром, вокруг которого сформировалась в окончательном виде минералого-геохимическая зональность, в центральной части которой находится безрудное «кварцевое ядро». Все это сопровождалось неизбежной регенерацией ранее сфор-

мированных минеральных комплексов, что обусловило широкое развитие явлений переотложения и замещения, которые зачастую радикально меняют первичные минеральные взаимоотношения и могут привести к их совершенно иной пространственно-временной интерпретации.

Месторождение Ак-Суг еще не изучено полностью на глубину и имеет существенный потенциал для прироста запасов. Создание геолого-поисковой модели на базе уже имеющихся знаний о его геологическом строении, вещественной зональности, геохимическом и геофизическом образе является важнейшим условием для проведения эффективных поисковых работ на медно-порфировые месторождения в Алтае-Саянском регионе и в других, сходных по геологическому строению областях.

#### Список источников

- Беззубцев В.В., Зуев В.К., Шаталина Т.А., Реверчук Р.П., ред. Глухов Ю.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200000. Восточно-Саянская серия. Лист N-47-XIX (Ак-Суг). Объяснительная записка. М. : МФ ВСЕГЕИ, 2013. 214 с.
- Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. Cu-Мо-порфировое месторождение Аксуг (Северо-Восточная Тува): хронология процессов магматизма и рудообразования (U-Pb, Re-Os изотопные данные), металлогенические следствия // Геология и геофизика. 2019. Т. 60 (9). С. 1330–1349.
- Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. Cu-Мо-порфировая рудно-магматическая система Аксуг (Северо-Восточная Тува): источники и процессы формирования рудоносной магмы // Геология и геофизика. 2021. № 4. С. 549–566.
- Бескин С.М., Алексеева А.К. Медно-порфировое оруденение России: перспективные регионы и площади. М. : Научный мир, 2016. 78 с.
- Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И. Кызыкчадрское меднопорфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения. 2014. Т. 59. С. 70–79.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48 (1). С. 93–108.
- Добрянский Г.И., Сотников В.И., Берзина А.Н., Яровой С.А. Особенности магматизма Аксугского медно-молибденового месторождения // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы : сб. науч. тр. Новосибирск : Наука, 1992. С. 49–62.
- Забелин В.И. Элементы геолого-генетической модели Аксугского медно-молибденового месторождения // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы : сб. науч. тр. Новосибирск : Наука, 1992. С. 92–103.
- Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Морфологические типы медно-порфировых штокерков и обстановки их формирования // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 37–53.
- Забелин В.И. Элементы геолого-генетической модели Аксугского медно-молибденового месторождения // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы : сб. науч. тр. Новосибирск : Наука, 1992. С. 92–103.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М. : Недра, 1990. С. 328.
- Кужугет Р.В., Хертек А.К., Лебедев В.И., Забелин В.И. Особенности состава самородного золота в рудных ассоциациях Ак-Сугского золото-медно-молибден-порфирового месторождения, Восточная Тува // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 2 (22). С. 45–52.
- Кужугет Р.В., Монгуш А.А., Анкушева Н.Н. Источники серы сульфидов медно-золото-порфирового месторождения Ак-Суг (Восточная Тува) // Минералогия. 2019. № 5 (4). С. 73–82.
- Кужугет Р.В., Монгуш А.О., Монгуш А.-Д.О. Эволюция химического состава блеклых руд Ак-Сугского золото-молибден-медно-порфирового месторождения (Северо-Восточная Тува) // Известия Томского политехнического университета. 2018. Т. 329 (2). С. 81–91.
- Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М. : Недра, 1983. 256 с.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М. : Недра, 1986. 236 с.
- Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Медно-порфировые месторождения. Серия: Модели месторождений цветных и благородных металлов / под ред. А.И.Кривцова. М. : ЦНИГРИ, 2010. 232 с.
- Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С. Перспективы территории Российской Федерации на медно-порфировые руды // Руды и металлы. 2015. № 1. С. 74–92.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектоно-магматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (5). С. 649–665.
- Монгуш А.Д., Лебедев В.И. Ак-Сугское медно-молибден-порфировое месторождение: вещественный состав пород и руд // Известия СО РАЕН. Отделение секции наук о Земле. 2013. № 1 (42). С. 22–29.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томур-тогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41

Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977, 203 с.

Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54 (10). С. 1628–1647.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56 (9). С. 1572–1600.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.Н. Аксугское Cu-Mo-порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве: 40Ar/39Ar геохронология, источники вещества // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (11). С. 1119–1132.

Шведов Г.И., Самородский П.Н., Макаров В.А., Муромцев Е.А., Шадчин М.В., Лобастов Б.М., Глушков Ю.В. Мышь-яковская самородная медь золото-медно-порфирового месторождения Ак-Суг, Восточная Тыва // Руды и металлы. 2021. № 1. С. 77–92.

Atlas of Geological Maps of Central Asia and Adjacent Areas. Tectonic Map, 1:2500000 scale / eds. by O. Petrov, Yu. Leonov (Russia), Li Tingdong (China), Tomurtogoo O. (Mongolia), Hwang Jae Ha (Republic of Korea). Published by VSEGEI, 2008.

Audetat A., Simon A.C. Magmatic control on porphyry copper genesis // Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. P. 553–572.

Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record // Mineral Exploration and Sustainable Development / eds. by D. Eliopoulos et al. Rotterdam: Millpress, 2003. V. 1. P. 231–234.

Berzina A.N., Berzina A.P. Geological and geochemical characteristics of the Aksug porphyry Cu-Mo system, Altay-Sayan region, Russia // Acta Petrologica Sinica. 2008. V. 24. P. 2657–2668.

Clark R.F. Stockwork molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America // Economic Geology. 1972. V. 67. P. 731–758.

Crane D., Kavalieris I. Geologic Overview of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au-Mo deposit, Mongolia // Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. P. 187–214.

Gustafson L.B., Hunt J.P. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile // Economic Geology. 1975. V. 70. P. 857–912.

Herve M., Sillitoe R., Wong C., Fernandez P., Crignola F. Geologic Overview of the Escondida Porphyry Copper District, Northern Chile // Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. P. 55–78.

Hollister V.F., Potter R.R., Barker A.L. Porphyry-copper deposits of the Appalachian orogen // Economic Geology. 1974. V. 69. P. 618–630.

John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., Blakely R.J., Bodnar R.J., Dilles J.H., Gray Floyd, Graybea, F.T., Mars J.C., McPhee D.K., Seal R.R., Taylor R.D., Vikre P.G. Porphyry copper deposit model, chap. B of Mineral deposit models for resource assessment // U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–B. 2010. 169 p.

Catchpole H., Kouzmanov K., Putlitz B., Jung Hun Seo, Fontbote L. Zoned Base Metal Mineralization in a Porphyry System: Origin and Evolution of Mineralizing Fluids in the Morococha District, Peru // Economic Geologists. 2015. V. 110. P. 39–71.

Lang J.R., Gregory M.J. Magmatic-Hydrothermal-Structural Evolution of the Giant Pebble Porphyry Cu-Au-Mo Deposit with Implications for Exploration in Southwest Alaska // Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. P. 167–185.

Leys C.A., Cloos M., New B.T.E., and MacDonald G.D. Copper-Gold ± Molybdenum Deposits of the Ertsberg-Grasberg District, Papua, Indonesia // Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. P. 215–235.

Lowell J.D., Guilbert J.M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits // Economic Geology. 1970. V. 65. P. 373–409.

Mpodozis C., Cornejo P. Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes. // Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. P. 329–360.

Nokleberg W.J. (ed.) Metallogenesis and tectonics of northeast Asia // U.S. Geological Survey Professional Paper. 2010. № 1765. 624 p.

Ossandon G.C., Freraut R.C., Gustafson L.B., Lindsay D.D., Zentilli M. Geology of the Chuquicamata Mine: A Progress Report // Economic Geology. 2001. V. 96. P. 249–270.

Perello J., Brockway H., Martini R. Discovery and geology of the Esperanza porphyry copper-gold deposit, Antofagasta region, Northern Chile // Society of Economic Geologists. Special Publication 11. 2004. P. 167–186.

Perello J., Sillitoe R.H., Mpodozis C., Brockway H., Posso H. Geologic Setting and Evolution of the Porphyry Copper-Molybdenum and Copper-Gold Deposits at Los Pelambres, Central Chile // Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. P. 79–104.

Pirajno F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer Science, 2009. 1273 p.

Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. Paragenesis and Re-Os molybdenite age of Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation // Economic Geology. 2017. V. 112 (4). P. 1021–1028.

Porter J.P., Schroeder K., Austin G. Geology of the Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit, Utah // Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. P. 127–146.

**Richards J.P.** Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 1515–1533.

**Rivera S.L., Vila T., Osoro J.** Geological characteristics and exploration significance of gold-rich porphyry copper deposits in the El Salvador region, Northern Chile // *Society of Economic Geologists. Special Publication 11*. 2004. P. 97–111.

**Rivera S.L., Alcota H., Proffett J., Diaz J., Leiva G., Vergara M.** Update of the Geologic Setting and Porphyry Cu-Mo Deposits of the Chuquicamata District, Northern Chile // *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world* / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton : Society of Economic Geologists, 2012. P. 19–54.

**Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D.** Porphyry deposits – Characteristics and origin of hypogene features: Society of Economic Geologists, *Economic Geology 100th Anniversary Volume, 1905–2005*. 2005. P. 251–298.

**Seedorff E., Barton M.D., Stavast W.J.A., Maher D.J.** Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth // *Economic Geologists*. 2008. V. 103. P. 939–956.

**Sillitoe R.H.** Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // *Reviews in Economic Geology*. 2000. V. 13. P. 315–345.

**Sillitoe R.H.** Porphyry copper systems // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 3–41.

**Sillitoe R.H.** Copper Provinces // *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe* / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton : Society of Economic Geologists, 2012. P. 1–18.

**Sillitoe R.H.** Gold deposit types: an overview // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces* / eds. by R.H. Sillitoe, R.J. Goldfarb, F. Robert, S.F. Simmons. Society of Economic Geologists, 2020. P. 1–28.

**Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C.** Porphyry copper deposits of the world – Database and grade and tonnage models // *U.S. Geological Survey Open-File Report*. 2008. 45 p.

**Yakubchuk A., Degtyarev K., Maslennikov V., Wurst A., Stekhin A., Lobanov K.** Tectonomagmatic settings, architecture, and metallogeny of the Central Asian copper province // *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world* / eds. by J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus. Littleton : Society of Economic Geologists, 2012. P. 403–432.

### References

Bezzubcev V.V., Zuev V.K., Shatalina T.A., Reverchuk R.P., red. Gluhov Ju.S. *Gosudarstvennaja geologicheskaja karta Rossijskoj Federacii m-ba 1:200000. Vostochno-Sajanskaja serija. List N-47-XIX (Ak-Sug). Ob'jasnitel'naja zapiska* [State geological map of the Russian Federation m-ba 1 : 200000. East Sayan series. Sheet N-47-XIX (Ak-Sug). Explanatory letter]. Moscow: MF VSEGEI, 2013, 214 p. In Russian

Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O. *Cu-Mo-porfirovoe mestorozhdenie Aksug (Severo-Vostochnaja Tuva): hronologija processov magmatizma i rudoobrazovanija (U-Pb, Re-Os izotopnye dannye), metallogenicheskie sledstviya* [Cu-Mo-porphyry deposit Aksug (North-East Tuva): chronology of magmatism and ore formation processes (U-Pb, Re-Os isotope data), metallogenic consequences] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2019, 60 (9), pp. 1330–1349. In Russian

Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O. *Cu-Mo-porfirovaja rudno-magmaticheskaja sistema Aksug (Severo-Vostochnaja Tuva): istochniki i processy formirovanija rudosnoj magmy*. [Cu-Mo-porphyry ore-magmatic system Aksug (North-Eastern Tuva): sources and processes of formation of ore-bearing magma] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2021, 4, pp. 549–566. In Russian

Beskin S.M., Alekseeva A.K. *Medno-porfirovoe orudenenie Rossii: perspektivnye regiony i ploshhadi*. [Porphyry copper mineralization in Russia: promising regions and areas] Moscow: Nauchnyj mir, 2016, 78 p. In Russian

Gusev N.I., Berzon E.I., Semenov M.I. *Kyzykchadrskoe mednoporfirovoe mestorozhdenie (Tuva): geohimicheskie osobennosti i vozrast magmatizma* [Kyzylchadr porphyry copper deposit (Tuva): geochemical features and age of magmatism] // *Regional'naja geologija i metallogenija* [Regional geology and metallogeny], 2014, V. 59, pp. 70–79. In Russian

Dobrecov N.L., Buslov M.M. *Pozdnekembrijsko-ordovikskaja tektonika i geodinamika Central'noj Azii* [Late Cambrian-Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2007, V. 48 (1), pp. 93–108. In Russian

Dobryansky G.I., Sotnikov V.I., Berzina A.N., Yarovoy S.A. *Osobennosti magmatizma Aksugskogo medno-molibdenovogo mestorozhdenija* [Features of magmatism of the Aksug copper-molybdenum deposit] // *Magmatizm i metallogenija rudnyh rajonov Tuvy: Sb. nauch. tr. Novosibirsk: Nauka. Sib. otdelenie*, 1992, pp. 49–62. In Russian

Zabelin V.I. *Jelementy geologo-geneticheskoi modeli Aksugskogo medno-molibdenovogo mestorozhdenija*. [Elements of the geological and genetic model of the Aksug copper-molybdenum deposit] // *Magmatizm i metallogenija rudnyh rajonov Tuvy: Sb. nauch. tr. Novosibirsk: Nauka. Sib. otdelenie*, 1992, pp. 92–103. In Russian

Zvezdov V.S., Migachev I.F., Minina O.V. *Morfologicheskie tipy medno-porfirovyh shtokverkov i obstanovki ih formirovanija*. [Morphological types of porphyry copper stockworks and settings of their formation] // *Rudy i metally* [Ores and metals], 2018, No. 4, pp. 37–53. In Russian

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. *Tektonika litosfernyh plit territorii SSSR* [Tectonics of lithospheric plates in the territory of the USSR]. Moscow: Nedra, 1990, 328 p. In Russian

Kuzhuget R.V., Hertek A.K., Lebedev V.I., Zabelin V.I. *Osobennosti sostava samorodnogo zolota v rudnyh asociacijah Ak-Sugskogo zoloto-medno-molibden-porfirovogo mestorozhdenija, Vostochnaja Tuva* [Features of the composition of native gold in ore associations of the Ak-Sug gold-copper-molybdenum-porphyry deposit, Eastern Tuva] // *Geologija i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri* [Geology and mineral resources of Siberia], 2015, 2(22), pp. 45–52. In Russian

Kuzhuget R.V., Mongush A.A., Ankusheva N.N. *Istochniki sery sulfidov medno-zoloto-porfirovogo mestorozhdenija Ak-Sug (Vostochnaja Tuva)* [Sources of sulfur sulfides from the copper-gold-porphyry deposit Ak-Sug (Eastern Tuva)] // *Mineralogiya* [Mineralogy], 2019, 5(4), pp. 73–82. In Russian

Kuzhuget R.V., Mongush A.O., Mongush A.D.O. *Jevoljucija himicheskogo sostava bleklyh rud Ak-Sugskogo zoloto-molibden-medno-porfirovogo mestorozhdenija (Severo-Vostochnaja Tuva)* [Evolution of the chemical composition of the fahlores of the Ak-Sugsky

gold-molybdenum-copper-porphyry deposit (North-East Tuva.) // *Izvestija Tomskogo politehnicheskogo universiteta*. 2018, V. 329(2), pp. 81–91. In Russian

Krivcov A.I. *Geologicheskie osnovy prognozirovaniya i poiskov medno-porfirovyyh mestorozhdenij* [Geological foundations for forecasting and prospecting for porphyry copper deposits]. Moscow: Nedra, 1983, 256 p. In Russian

Krivcov A.I., Migachev I.F., Popov V.S. *Medno-porfirovyye mestorozhdeniya mira* [World porphyry copper deposits]. Moscow: Nedra, 1986, 236 p. In Russian

Krivcov A.I., Zvezdov V.S., Migachev I.F., Minina O.V. *Medno-porfirovyye mestorozhdeniya. Seriya: Modeli mestorozhdenij cvetnyh i blagorodnyh metallov* [Porphyry copper deposits. Series: Models of deposits of non-ferrous and precious metals]. Pod redakciej A.I. Krivcova. Moscow: CNIGRI, 2010, 232 p. In Russian

Migachev I.F., Minina O.V., Zvezdov V.S. *Perspektivy territorii Rossijskoj Federacii na medno-porfirovyye rudy* [Prospects for the territory of the Russian Federation for porphyry copper ores] // *Rudy i metally* [Ores and metals], No. 1, pp. 74–92. In Russian

Mongush A.A., Lebedev V.I., Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Druzhkova E.K., Jakovleva S.Z., Plotkina Ju.V., Zagornaja N.Ju., Travin A.V., Serov P.A. *Tektono-magmaticheskaja jevoljucija strukturno-veshhestvennyh kompleksov Tannuol'skoj zony Tuvy v pozdnem vende—rannem kembrii (na osnove geohimicheskikh, Nd izotopnyh i geohronologicheskikh dannyh)* [Tectonic-magmatic evolution of structural-material complexes of the Tannuol zone of Tuva in the Late Vendian-Early Cambrian (based on geochemical, Nd isotope and geochronological data)] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2011, V. 52 (5), pp. 649–665. In Russian

Mongush A.D., Lebedev V.I. *Ak-Sugskoe medno-molibden-porfirovoe mestorozhdenie: veshhestvennyj sostav porod i rud* [Ak-Sug copper-molybdenum-porphyry deposit: material composition of rocks and ores] // *Izvestija SO RAEN. Otdelenie sekcii nauk o Zemle*, 2013, 1(42), pp. 22–29. In Russian

Parfenov L.M., Berzin N.A., Hanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Drii' S.I., Kirillova G.L., Kuz'min M.I., Nokleberg U., Prokop'ev A.V., Timofeev V.F., Tomur-togoo O., Jan' H. *Model' formirovaniya orogennyh pojasov Central'noj i Severo-Vostochnoj Azii* [Model of the formation of orogenic belts in Central and Northeast Asia] // *Tikhoookeanskaya geologiya* [Pacific geology], 2003, V. 22, No. 6, pp. 7–41. In Russian

Popov V.S. *Geologija i genezis medno- i molibden-porfirovyyh mestorozhdenij* [Geology and genesis of porphyry copper and molybdenum deposits]. Moscow: Nauka, 1977, 203 p. In Russian

Rudnev S.N., Kovach V.P., Ponomarchuk V.A. *Vend-rannekembrijskij ostrovoduzhnyj plagiogranitoidnyj magmatizm Altae-Sajanskoj skladchatoj oblasti i Ozernoj zony Zapadnoj Mongolii (geohronologicheskie, geohimicheskie i izotopnye dannye)* [Vendian-Early Cambrian island-arc plagiogranitoid magmatism of the Altai-Sayan fold area and the Lake zone of Western Mongolia (geochronological, geochemical, and isotope data)] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2013, V. 54 (10), pp. 1628–1647. In Russian

Rudnev S.N., Serov P.A., Kiseleva V.Ju. *Vend-rannepaleozojskij granitoidnyj magmatizm Vostochnoj Tuvy* [Vendian-Early Paleozoic granitoid magmatism of Eastern Tuva] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2015, V. 56 (9), pp. 1572–1600. In Russian

Sotnikov V.I., Ponomarchuk V.A., Shevchenko D.O., Berzina A.N. *Akcugckoe Cu-Mo-popfiripovoe mestorozhdenie v Cevepo-Vostochnoj Tuve: 40Ar/39Ar geoxponologija, ictochniki veshhestva* [Aksuk Cu-Mo-porphyry deposit in North-East Tuva: 40Ar / 39Ar geochronology, sources of matter] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2003, V. 44 (11), pp. 1119–1132. In Russian

Shvedov G.I., Samorodskij P.N., Makarov V.A., Muromtsev E.A., Shadchin M.V., Lobastov B.M., Glushkov Yu.V. *Mysh'yakovistaya samorodnaya med' zoloto-medno-porfirovogo mestorozhdeniya Ak-Sug, Vostochnaya Tyva* [Arsenic native copper of the gold-copper-porphyry deposit Ak-Sug, Eastern Tyva] // *Rudy i metally* [Ores and metals], 2021, No. 1, pp. 77–92. In Russian

Audetat A., Simon A.C. *Magmatic control on porphyry copper genesis* // *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (eds)*. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012, pp. 553–572.

Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. *Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record* // *Mineral Exploration and Sustainable Development / Eds. D. Eliopoulos et al.* Millpress, Rotterdam, 2003, V. 1, pp. 231–234.

Berzina A.N., Berzina A.P. *Geological and geochemical characteristics of the Aksug porphyry Cu-Mo system, Altai-Sayan region, Russia: Acta Petrologica Sinica*, 2008, V. 24, pp. 2657–2668.

Clark R.F. *Stockwork molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America*. *Economic Geology*, 1972, V. 67, pp. 731–758.

Crane D., Kavalieris I. *Geologic Overview of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au-Mo deposit, Mongolia* // *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus, (eds)*. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012, pp. 187–214.

Gustafson L.B., Hunt J.P. *The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Economic Geology*, 1975, V. 70, pp. 857–912.

Herve M., Sillitoe R., Wong C., Fernandez P., Crignola F. *Geologic Overview of the Escondida Porphyry Copper District, Northern Chile* // *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus, (eds)*. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012, pp. 55–78.

Hollister V.F., Potter R.R., Barker A.L. *Porphyry-copper deposits of the Appalachian orogen. Economic Geology*, 1974, V. 69, pp. 618–630.

John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., Blakely R.J., Bodnar R.J., Dilles J.H., Gray Floyd, Graybeal F.T., Mars J.C., McPhee D.K., Seal R.R., Taylor R.D., Vikre, P.G. *Porphyry copper deposit model*, chap. B of *Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–B*, 2010, 169 p.

Catchpole H., Kouzmanov K., Putlitz B., Jung Hun Seo, Fontbote L. *Zoned Base Metal Mineralization in a Porphyry System: Origin and Evolution of Mineralizing Fluids in the Morococha District, Peru. Economic Geologists*, 2015, V. 110, pp. 39–71.

Lang J.R., Gregory M.J. *Magmatic-Hydrothermal-Structural Evolution of the Giant Pebble Porphyry Cu-Au-Mo Deposit with Implications for Exploration in Southwest Alaska* // *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe. / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (eds)*. Littleton: Society of Economic Geologists, 2012, pp. 167–185.

Leys C.A., Cloos M., New B.T.E., MacDonald G.D. Copper-Gold  $\pm$  Molybdenum Deposits of the Ertzberg-Grasberg District, Papua, Indonesia // *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe.* / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (eds). Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. pp. 215–235.

Lowell J.D., Guilbert J.M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 1970, V. 65, pp. 373–409.

Mpodozis C., Cornejo P. Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes. // *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe.* / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (eds). Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. pp. 329–360.

Nokleberg W.J., ed., 2010, *Metallogenesis and tectonics of northeast Asia: U.S. Geological Survey Professional Paper 1765*, 624 p.

Ossandon G.C., Freraut R.C., Gustafson L.B., Lindsay D.D., Zentilli M. Geology of the Chuquicamata Mine: A Progress Report. *Economic Geology*, 2001, V. 96, pp. 249–270.

Perello J., Brockway H., Martini R. Discovery and geology of the Esperanza porphyry copper-gold deposit, Antofagasta region, Northern Chile. *Society of Economic Geologists, Special Publication 11*, 2004, pp. 167–186.

Perello J., Sillitoe R.H., Mpodozis C., Brockway H., Posso H. Geologic Setting and Evolution of the Porphyry Copper-Molybdenum and Copper-Gold Deposits at Los Pelambres, Central Chile // *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe* / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (eds). Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. pp. 79–104.

Pirajno F. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science, 2009, 1273 p.

Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. Paragenesis and Re-Os molybdenite age of Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation // *Economic Geology*, 2017, V. 112 (4), pp. 1021–1028.

Porter J.P., Schroeder K., Austin G. Geology of the Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit, Utah // *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world* / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus, (eds). Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. pp. 127–146.

Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *Economic Geology*, 2003, V. 98, pp. 1515–1533.

Rivera S.L., Vila T., Osoro J. Geological characteristics and exploration significance of gold-rich porphyry copper deposits in the El Salvador region, Northern Chile. *Society of Economic Geologists, Special Publication 11*, 2004. pp. 97–111.

Rivera S.L., Alcota H., Proffett J., Diaz J., Leiva G., and Vergara M. Update of the Geologic Setting and Porphyry Cu-Mo Deposits of the Chuquicamata District, Northern Chile // *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world* / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus, (eds). Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. pp. 19–54.

Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. Porphyry deposits – Characteristics and origin of hypogene features: *Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, 1905–2005*, 2005, pp. 251–298.

Seedorff E., Barton M.D., Stavast W.J.A., Maher, D.J. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth: *Economic Geologists*, 2008, V. 103, pp. 939–956.

Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery: *Reviews in Economic Geology*, 2000, V. 13, pp. 315–345.

Sillitoe R.H. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 2010, V. 105, pp. 3–41.

Sillitoe R.H. Copper Provinces // *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe* / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (eds). Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. pp. 1–18.

Sillitoe R.H. Gold deposit types: an overview // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces* / R.H. Sillitoe, R.J. Goldfarb, F. Robert, S.F. Simmons (eds). Society of Economic Geologists, 2020. pp. 1–28.

Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. Porphyry copper deposits of the world – Database and grade and tonnage models: U.S. Geological Survey Open-File Report, 2008, 45 p.

Yakubchuk A., Degtyarev K., Maslennikov V., Wurst A., Stekhin A., Lobanov K. Tectonomagmatic settings, architecture, and metallogeny of the Central Asian copper province // *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world* / J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus, (eds). Littleton: Society of Economic Geologists, 2012. pp. 403–432.

#### **Информация об авторах:**

**Лобанов К.В.**, кандидат геолого-минералогических наук, главный геолог Orsu Metals Corporation, White Rock, British Columbia, Canada.

E-mail: klobanov@yandex.ru

**Макаров В.А.**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой геологии месторождений и методики разведки, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: vmakearov58s@mail.ru

**Макеев С.М.**, доцент, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии месторождений и методики разведки, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: smmakeev@mail.ru

**Шведов Г.И.**, доцент, кафедра геологии месторождений и методики разведки, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: g.shvedov@mail.ru

**Муромцев Е.А.**, аспирант, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: EgorMuromtsevSib@gmail.com

**Шадчин М.В.**, аспирант, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: shamammr@gmail.com

**Глушков Ю.В.**, главный геолог ООО «Тывамедь», Кызыл, Россия.

E-mail: glushkovyv@mmcintergeo.ru

**Самородский П.Н.**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра геологии месторождений и методики разведки Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.  
E-mail: psamorodskiy@sfu-kras.ru

***Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.  
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.***

**Information about the authors:**

**Lobanov K.V.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Geologist of Orsu Metals Corporation, White Rock, British Columbia, Canada.  
E-mail: klobanov@yandex.ru

**Makarov V.A.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head of the Department of Geology deposits and Exploration Methodology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.  
E-mail: vmakarov58s@mail.ru

**Makeev S.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor of the Higher Attestation Commission, Associate Professor of the Department of Geology deposits and exploration methods, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.  
E-mail: smmakeev@mail.ru

**Shvedov G.I.**, Associate Professor, Department of Deposit Geology and Exploration Methodology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.  
E-mail: g.shvedov@mail.ru

**Muromtsev E.A.**, PhD student, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.  
E-mail: EgorMuromtsevSib@gmail.com

**Shadchin M.V.**, PhD student, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.  
E-mail: shamamr@gmail.com

**Glushkov Y.V.**, Chief Geologist of Tyvamed LLC, Kyzyl, Russia.  
E-mail: glushkovyv@mmcintergeo.ru

**Samorodsky P.N.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Deposit Geology and Exploration Methodology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.  
E-mail: psamorodskiy@sfu-kras.ru

***Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.  
The authors declare no conflicts of interests.***

*Статья поступила в редакцию 17.11.2021; одобрена после рецензирования 31.05.2023; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 17.11.2021; approved after reviewing 31.05.2023; accepted for publication 18.09.2023*

## ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Научная статья  
УДК 551.736 (734.4)  
doi: 10.17223/25421379/28/4



### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В РАЗРЕЗАХ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ КУЗБАССА

Ярослав Михайлович Гутак<sup>1</sup>, Владимир Владимирович Силантьев<sup>2</sup>,  
Анастасия Сергеевна Фелькер<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

<sup>2</sup> Казанский федеральный университет, Казань, Россия

<sup>3</sup> Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>1</sup> gutakjaroslav@yandex.ru

<sup>2</sup> Vladimir.Silantiev@kpfu.ru

<sup>3</sup> felkafelka95@gmail.com

**Аннотация.** Рассматриваются вопросы совершенствования стратиграфической схемы отложений пермской системы Кузбасса на основе радиологического датирования цирконов из тонштейнов и туфов, присутствующих в разрезе. Реализация такого подхода позволит получить каркас абсолютных датировок горизонтов региональной шкалы и провести ее корреляцию с национальной и международной стратиграфической шкалой пермской системы.

**Ключевые слова:** пермская система, Кузбасс, стратиграфия, каменный уголь, вулканогенно-осадочные образования, тонштейн, пепловый туф, циркон, абсолютный возраст

**Благодарности.** Авторы выражают искреннюю благодарность заместителю руководителя Кемеровского филиала ФБУ «ТФГИ по Сибирскому округу» Василию Романовичу Савицкому за содействие проводимым исследованиям и директору Института горного дела и геосистем Сибирского государственного индустриального университета, д-р техн. наук Юрию Евгеньевичу Прошунину за помощь в организации полевых исследований.

**Источник финансирования:** исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10045, <https://rscf.ru/project/22-77-10045/>

**Для цитирования:** Гутак Я.М., Силантьев В.В., Фелькер А.С. Вулканогенные породы в разрезах пермской системы Кузбасса // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 52–57. doi: 10.17223/25421379/28/4

Original article  
doi: 10.17223/25421379/28/4

### VOLCANIC ROCKS IN THE PERMIAN SYSTEM SECTIONS OF KUZBASS

Jaroslav M. Gutak<sup>1</sup>, Vladimir V. Silantiev<sup>2</sup>, Anastasiya S. Felker<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

<sup>2</sup> Kazan Federal University, Kazan, Russia

<sup>3</sup> A.A. Borisyak Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>1</sup> gutakjaroslav@yandex.ru

<sup>2</sup> Vladimir.Silantiev@kpfu.ru

<sup>3</sup> felkafelka95@gmail.com

**Abstract.** The issues of improving stratigraphic scheme of coal-bearing deposits of the Permian system of Kuznetsk Carboniferous trough are considered. It is shown that current version of the scheme, adopted in 1979 and formally compared with the national scale of the Permian system division, does not guarantee its reliability compared with the international scale. The main reason is endemicity of the fauna and flora of the Angarsk paleofloristic (and paleozoogeographic) region. This does not allow scientists to determine relative geological age of deposits using traditional methods. To solve the outlined problem, the authors propose to use radiological dating of zircons from volcanogenic-sedimentary formations (tonsteins in coal seams and ash tuff interlayers in terrigenous varieties of rocks of the coal-bearing strata). Wide distribution of such formations throughout the entire section of the Permian system of Kuzbass is shown. Despite the fact that presence of such deposits in the coal-bearing strata is not disputed, their number and position in the section remains unknown. In the current situation, it is proposed to start search and study

of volcanogenic-sedimentary deposits from coal seams. Because of their extremely small thickness (a few centimeters), study of ash interlayers in the rocks hosting coal seams are supposed to be carried out along the way at the second stage of the coal-bearing section study. To facilitate the search for tonsteins, it is proposed to use the results of spectral analyzes for zirconium and, first of all, to focus on layers with abnormal and increased content. Such a correlation is confirmed by the example of tonsteins in seam XI of the Rspadskoye and seam 78 of the Talda coal deposit. Currently known absolute dates of tuffs at the base of the Maltsevskaya formation (20 m above the coal seam 103 of the Beregovoye section in the area of Babiy Kamen) show that the rocks belong to the Permian system, this leads to radical revision of the stratigraphic scheme of the entire section of the Permian system. The work we started made it possible to detect zircons in tonsteins of the seam 78 (the base of the Tailugansky regional horizon) and in the interlayer of ash tuff of the section of the Starokuznetsk horizon in the vicinity of Novokuznetsk (their dating is currently being completed). Implementation of the approach proposed by the authors to improve stratigraphic scheme of coal-bearing deposits of the Permian system of Kuzbass will enable obtaining of a framework of accurate absolute dating of almost all horizons of the regional scale, which will allow us to correlate it reliably with the national and international stratigraphic scale of the Permian system. Dating can also be used for intra-regional correlation of sections of different geological and economic regions of Kuzbass.

**Keywords:** Permian system, Kuzbass, stratigraphy, coal, volcanogenic-sedimentary formations, tonstein, ash tuff, zircon, absolute age

**Acknowledgments.** Authors express their sincere gratitude to the Deputy Head of Kemerovo branch of the Federal State Budgetary Institution "TFGI for the Siberian District" Vasily Romanovich Savitsky for his assistance to ongoing research and to the Director of Institute of Mining and Geosystems of Siberian State Industrial University, Yuri Evgen'evich Proshunin, Dr. Sci. Eng. for his help in field study management.

**Source of financing:** The study was supported by the Russian Science Foundation grant (project No. 22-77-10045), <https://rscf.ru/project/22-77-10045/>

**For citation:** Gutak Ja.M., Silantiev V.V., Felker A.S. (2023) Volcanic rocks in the Permian system sections of Kuzbass. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 52–57. doi: 10.17223/25421379/28/4

## Введение

Отложения пермской системы Кузнецкого каменноугольного бассейна отвечают континентальной угленосной молассе [Гутак, Рубан, 2016] и содержат основное количество промышленного каменного угля. Уже в самом начале изучения угленосных отложений региона была установлена их определенная цикличность, связанная с чередованием в разрезе угленосных и безугольных пачек пород. Данное обстоятельство дало возможность расчленить отложения на ряд местных стратиграфических подразделений (свиты), которым впоследствии был присвоен ранг региональных стратиграфических горизонтов. Далее по палеоботаническим и палеонтологическим данным, путем многоступенчатой корреляции, эти подразделения были сопоставлены с глобальными подразделениями

национальной геохронологической шкалы пермской системы (таблица).

Палеонтологическое обоснование этой схемы базируется на многолетних тщательных исследованиях растительных остатков, спорово-пыльцевых комплексов, семян, неморских двустворчатых моллюсков, остракод, насекомых, собранных в разрезах Кузбасса. Весь перечисленный комплекс принадлежит обособленной Ангарской палеофлористической (и палеозоогеографической) области, что не позволяет делать прямых корреляций с международной (и национальной) стратиграфической шкалой пермской системы. Этот существенный недостаток в изучении пермских отложений Кузбасса, к сожалению, не может быть преодолен палеонтологическими методами, поскольку морских окаменелостей разрезы не содержат.

## Стратиграфическая шкала пермских отложений Кузнецкого прогиба

### Stratigraphic scale of the Permian sediments of the Kuznetsk trough

| Эратема      | Система  | Отдел        | Ярус                 | Региональный горизонт |
|--------------|----------|--------------|----------------------|-----------------------|
| Палеозойская | Пермская | Татарский    | Вятский              | Тайлуганский          |
|              |          |              | Северодвинский       | Грамотеинский         |
|              |          | Биармийский  | Уржумский            | Ленинский             |
|              |          |              | Казанский            | Ускатский             |
|              |          | Приуральский | Казанково-маркинский | Казанково-маркинский  |
|              |          |              | Митинский            | Митинский             |
|              |          |              | Старокузнецкий       | Старокузнецкий        |
|              |          |              | Кемеровский          | Кемеровский           |
|              |          |              | Ишановский           | Ишановский            |
|              |          |              | Промежуточный        | Промежуточный         |

Кроме того, огромное количество определений растительных остатков, сделанное за время детального изучения Кузбасса, основано только на морфологии отпечатков без учета клеточного строения растений и в настоящее время уже не отвечает современной палеоботанической систематике. В первую очередь это касается представителей кордаитовых (доминанты в ассоциации окаменелостей пермской системы Кузбасса). По этой причине использование определений прошлых лет без ревизии коллекций окаменелостей невозможно, а новые сборы требуют проходки огромного количества горных выработок.

Следует отметить и некоторую палеоботаническую размытость границ региональных горизонтов Кузбасса. К примеру, первые представители мезозойских растений появляются в верхах грамотеинского горизонта, а в тайлуганском уже встречаются довольно часто. Поэтому в каждом конкретном случае нужны очень полные и представительные коллекции ископаемых, что зачастую невозможно сделать из-за ограниченности материала (например, керн скважин). Указанный пример можно распространить и на другие границы региональных горизонтов пермских отложений Кузбасса.

Сложившаяся ситуация требует применения иных нетрадиционных для стратиграфии региона методов изучения, основанных на последних достижениях геологической науки. На наш взгляд, таким может стать изучение вулканогенно-осадочных пород в разрезе пермских отложений. Они представлены прослойками пепловых туфов в терригенной части разреза и тонштейнами в угольных пластах и присутствуют по всему разрезу угленосных отложений. Наличие таковых в угленосной толще никем не оспаривается, упоминания о них приводятся и в капитальной сводке по геологии Кузбасса [Угольная..., 2003]. Некоторые исследователи даже предполагали возможность их использования для внутрибассейновой корреляции отложений, однако положение вулканогенно-осадочных пород в разрезе, их общее количество неизвестно и, главное, они не привязаны к угольным пластам.

Вместе с тем детальное изучение таких образований может привести к прорыву в изучении стратиграфии угленосных отложений региона. Вулканогенно-осадочные отложения содержат в своем составе цирконы, которые образованы в момент формирования этих пород. Разработаны и методы извлечения монофракций цирконов из этих пород. Сложившаяся ситуация позволяет в настоящее время перейти к детальному изучению вулканогенно-осадочных образований региона. На первом этапе исследований следует сконцентрироваться на изучении тонштейнов в угольных пластах. Во-первых, пласты каменного

угля доступны наблюдению в многочисленных угольных разрезах Кузбасса. Во-вторых, к ним привязаны границы региональных горизонтов пермской системы. В-третьих, по большей части угольные пласты региона имеют геохимическую характеристику, что может помочь в локализации положения тонштейнов в пределах угольного пласта и избежать отбора излишне большого количества лабораторных проб. Наконец, накопление торфяных масс (основа пласта каменного угля) требует большого времени (даже в геологическом исчислении), а это повышает вероятность локализации в углях продуктов вулканических извержений. В противоположность этому формирование терригенных пачек пород, залегающих между пластами угля, представляло собой мгновенное осадконакопление (один паводок, один сель и т.д.) [Гутак, 2008]. Да и поиск пепловых прослоев в терригенном разрезе возможен только визуальным способом и при малых мощностях туфов (первые сантиметры) и требует полной обнаженности разреза. К сожалению, многие естественные обнажения угленосных отложений (в том числе и опорные, например Береговой разрез по левому борту р. Томь от Новокузнецка до Ерунаково) уже недоступны для изучения без проходки новых поверхностных горных выработок. Это не значит, что такие прослои не следует искать и опробовать, делать это необходимо, но только попутно с изучением угольных пластов.

### Фактический материал

Наши исследования, проведенные в Кузбассе в 2021 г., позволили выявить тонштейны в каменноугольном пласте основания тайлуганского горизонта (пласт 78) Талдинского месторождения и маломощный пепловый прослой в разрезе старокузнецкого горизонта в окрестностях г. Новокузнецк. Мы принимаем границу тайлуганского горизонта (свиты) в почве пласта 78, как это следует из решений Межведомственного совещания по разработке стратиграфических схем среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири [Решения..., 1982; Легенда..., 1999] и как ее понимают большинство исследователей Кузбасса [Угольная..., 2003; Лавренов и др., 2015]. В то же время в последнее время появились публикации, где эта граница обозначается в кровле 78-го пласта [Лавренов и др., 2018]. С точки зрения геологического картирования это несущественно, поскольку мощность угольного пласта колеблется в пределах от 7,88 до 18,83 м, это даже при картировании в крупном масштабе не отразится на качестве карты. Проведение границы в кровле 78-го пласта основывается на том, что этот пласт перекрывается с размывом мощной толщей косослоистых пород (продукты разового

селевого выброса) и подошва этой толщи соответствует началу нового этапа процессов седиментации. Однако такая трактовка приведет к значительному омоложению нижней границы тайлуганского горизонта, поскольку процесс формирования угольного пласта требует большого геологического времени. Учитывая некоторую формальность определения границ региональных подразделений угленосных отложений Кузбасса, полагаем, что к этой проблеме нужно будет вернуться, но только после получения точных радиологических датировок этих границ и их сопоставления с границами глобальных и национальных ярусов пермской системы.

Распространение вулканогенных образований в разрезе перми Кузбасса в настоящее время оценить довольно сложно из-за недостатка достоверных данных. Работы предшественников показывают широкое распространение туфовых прослоев у границы с вулканогенными образованиями мальцевской свиты (до настоящего времени считается мезозойской). Номинально нижняя граница триасовой системы проводится в 20 м выше кровли 103-го угольного пласта Берегового разреза в правобережье р. Томь (урочище Бабий Камень). В литологическом выражении там мало что меняется, просто в терригенном разрезе появляются туфовые прослои с розовыми включениями цеолитов. Данные, полученные в результате изучения цирконов из этих прослоев, датируют отложения цифрами 252,78; 252,65 и 252,33 млн лет [Davydov et al., 2021]. Это значительно древнее границы палеозоя и мезозоя, принятой в настоящее время – 251,0 млн лет (Решение Бюро МСК РФ от 8.04.2005) [Постановления..., 2005]. Получается, что нижняя часть вулканогенного разреза относимого триасу, принадлежит еще вятскому горизонту пермской системы, и это может быть очень большая часть, учитывая скоротечность формирования вулканического разреза.

Уже только этот пример показывает необходимость проведения радиологического датирования региональных подразделений пермской системы Кузбасса. Начатые нами работы позволят в ближайшее время определить нижнюю границу тайлуганского горизонта и привязку старокузнецкого.

Количество и распространение пород вулканогенно-осадочного генезиса в угленосном разрезе Кузбасса в настоящее время можно оценить только в первом приближении. Достоверно тонштейны установлены в угольном пласте XI Распадского коксового углеразреза (кемеровский горизонт) [Арбузов и др., 2019] и в 5-м и 6-м пластах Уропского углеразреза (грамотеинский горизонт).

По данным геохимического опробования, повышенные значения циркония отмечены в пластах I, III, IV, V Междуреченского и Сибиргинского углеразрез

(кемеровская свита); пластах III, V (почва и кровля), XI (доказанный тонштейн), XVII (прослой углистой породы внутри пласта) Распадского углеразреза (кемеровская свита) и пласте IX Калтанского углеразреза (кемеровская свита), [Угольная..., 2003]. Особого внимания требует пласт LVI Борисовского месторождения. Он сопоставляется с 78-м пластом Берегового разреза. Если это действительно так, то там тоже должны быть тонштейны и можно будет реально увязать разрезы юга и севера Кузнецкого прогиба. Пока такая корреляция возможна только со знаком вопроса.

Первоочередное опробование и анализ таких достоверных точек позволят создать каркас определений возраста отложений, который впоследствии можно будет детализировать. Такие точки потенциально будут характеризовать весь разрез угленосных пермских отложений Кузбасса. Повышенные содержания циркония указываются, к сожалению, в большинстве случаев без привязки к пластам [Угольная..., 2003] в углях:

- промежуточной свиты (Красногорский, Осинниковский, Междуреченский, Листвянский углеразрезы);
- ишановской свиты (Красногорский, Бачатский, Шестаковский, Вахрушевский, Новосергиевский углеразрезы);
- казанково-маркинской свиты (поле шахты Карагайлинская);
- ленинской свиты (поле шахты Байдаевская и Полосухинская, Моховский углеразрез);
- грамотеинской свиты (пласт 21 – Ольжерасский углеразрез);
- тайлуганской свиты (пласты 84, 85, 86, 91 – Талдинский углеразрез и угли Караканского углеразреза).

В межпластовых терригенных пачках угленосного разреза Кузбасса туфовые прослои также присутствуют, но они имеют крайне малую мощность и их очень трудно опознать на местности. В то же время при 100 % обнаженности разрезов угленосных отложений в пределах действующих углеразрез

## Заключение

Разрезы угленосных отложений пермской системы Кузнецкого прогиба содержат в своем составе синхронные осадконакоплению вулканогенно-осадочные образования. Эти породы, при наличии в них

цирконов, можно использовать для точного определения абсолютного возраста вмещающих пород. Наиболее перспективны для поиска вулканогенно-осадочных образований пласты каменного угля. Формирование исходных для угля торфяных толщ продолжалось длительное время и них вероятнее всего найти пепловые прослои (тонштейны). Это может быть слоек вулканического пепла (в случае мощного извержения вулкана), тогда он хорошо опознается на выветрелой поверхности каменного угля, а может быть тот же каменный уголь, обогащенный выпавшим вулканическим материалом (если масштаб извержения был небольшим или вулкан находился на большом удалении от бассейна седиментации), тогда

его можно опознать только по результатам спектрального анализа угля.

Определенное значение имеют и маломощные прослои пепловых туфов в терригенном разрезе без угольных интервалов, но их поиск требует больших затрат времени и полной обнаженности разреза. Первые полученные данные радиологического датирования цирконов из вулканогенно-осадочных отложений показывают, что стратиграфическая схема пермских отложений Кузбасса требует серьезной корректировки в части ее синхронизации с национальной и международной шкалой. Данные датирования можно будет также использовать для внутрорегиональной корреляции разрезов разных геолого-экономических районов Кузбасса.

#### Список источников

**Арбузов С.И., Вергунов А.В., Ильенок С.С., Иванов В.А., Иванов В.П., Соктоев Б.Р.** Геохимия, минералогия и генезис редкометалльно-угольного месторождения в пласте XI на юге Кузнецкого бассейна // Геосферные исследования. 2019. № 2. С.35–61.

**Горбунова А.Р., Гутак Я.М.** Особенности геологического строения северо-западной (присалаирской) части Кузбасса на примере угольного разреза Вахрушевский // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2019. №2. С. 77–82.

**Гутак Я.М.** Делювиальный седиментогенез в истории Земли // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли : материалы 5-го Всероссийского литологического совещания (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). Т. I. Екатеринбург, 2008. С. 187–189.

**Гутак Я.М., Рубан Д.А.** Молассовые толщи и тектонический режим их накопления: попытка концептуального синтеза с учетом новых геологических данных // Вестник СибГИУ. 2016. № 1. С. 9–14.

**Лавренов П. Ф., Снежко Б. А., Щигрев А. Ф. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 Серия Кузбасская. Лист N-45-XVI (Осиновое Плесо). Объяснительная записка. М. : МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 151 с.

**Лавренов П.Ф., Снежко Б.А., Щигрев А.Ф. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000 Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-IX (Крапивинский). Объяснительная записка. М. : МФ «ВСЕГЕИ», 2015. 156 с.

**Легенда** Кузбасской серии государственной геологической карты Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. 2-е изд. Новокузнецк, 1999.

**Постановления** Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. Вып. 35. 48 с.

**Решение** совещания по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Кузбасса, 25–26 марта 1996 г. Г. Новокузнецк // Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Новосибирск : Южсибгеолком: ПССС «Интергео», 1996. Т. 2. С. 93–94.

**Решения** Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, 1979 г., Ч. II (средний и верхний палеозой). Новосибирск, 1982.

**Угольная база России.** Т. II: Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири (Кузнецкий, Горловский, Западно-Сибирский бассейны, месторождения Алтайского края и республики Алтай) М. : Геоинформцентр, 2003. 604 с.

**Davydov V.I., Karasev E.V., Nurgalieva N.G., Schmitz M.D., Budnikov I.V., Biakov A. S., Kuzina D.M., Silantiev V.V., Urazaeva M.N., Zharinova V.V., Zorina S.O., Gareev B., Vasilenko D.V.** Climate and biotic evolution during the Permian-Triassic transition in the temperate Northern Hemisphere, Kuznetsk Basin, Siberia, Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2021. V. 573. 20 p.

#### References

Arbuzov S.I., Vergunov A.V., Ilenok S.S., Ivanov V.A., Ivanov V.P., Soktoev B.R. Geochemistry, mineralogy and genesis of rare-metal coal deposit in the Seam XI, Southern part of the Kuznetsk Basin // Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research. 2019. 2. pp. 35–61. DOI: 10.17223/25421379/11/3. In Russian

Gorbunova A.R., Gutak Ya.M. *Osobennosti geologicheskogo stroeniya severo-zapadnoy (prisalairskoy) chasti Kuzbassa na primere ugol'nogo razreza Vakhruшевskiy* [Features of the geological structure of the northwestern (Salair) part of Kuzbass using the example of the Vakhruшевskiy coal mine] // *Geologiya i mineral'nye resursy Sibiri* [Geology and Mineral Resources of Siberia]. 2019, No. 2. pp. 77–82. In Russian

Gutak Ya.M. *Dilyuvial'nyy sedimentogenez v istorii Zemli* [Diluvial sedimentogenesis in the history of the Earth] // *Tipy sedimentogenezа i litogenezа i ikh evolyutsiya v istorii Zemli / Materialy 5-go Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya* (Ekatерinburg, 14-16 oktyabryа 2008 g.). T.I. Ekaterinburg, 2008. pp. 187–189. In Russian

Gutak Ya.M., Ruban D.A. *Molassovyе tolshchi i tektonicheskiy rezhim ikh nakopleniya: popytka kontseptual'nogo sinteza s uchetom novykh geologicheskikh dannykh* [Molasse strata and the tectonic regime of their accumulation: an attempt at conceptual synthesis taking into account new geological data] // *Vestnik SibGIU*. 2016. No. 1. pp. 9–14. In Russian

Lavrenov P.F., Snezhko B.A., Shchigrev A.F. i dr. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy federatsii. Masshtab 1 : 200000 Izdanie vtoroe. Seriya Kuzbasskaya. List N-45-IX (Krapivinskiy). Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200000 Second edition. Kuzbass series. Sheet N-45-IX (Krapivinsky). Explanatory letter]. Moscow : MF VSEGEI, 2015. 156 p. In Russian

Lavrenov P.F., Snezhko B.A., Shchigrev A.F. i dr. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 200 000 Seriya Kuzbasskaya. List N-45-XVI (Osinovoe Pleso). Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200,000 Kuzbass series. Sheet N-45-XVI (Osinovoye Pleso). Explanatory letter]. Moscow : MF FGBU «VSEGEI», 2018. 151 p. In Russian

*Legenda Kuzbasskoy serii gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy federatsii. Masshtab 1:200 000, Vtoroe izdanie* [Legend of the Kuzbass series of the state geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200,000, Second Edition]. Novokuznetsk, 1999 g. In Russian

*Postanovleniya Mezhdovedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannykh komissiy* [Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions]. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI, 2005. Vyp. 35. 48 p. In Russian

Reshenie soveshchaniya po stratigrafii verkhnepaleozoyskikh otlozheniy Kuzbassa, 25–26 marta 1996 g. G. Novokuznetsk // *Kuzbass – klyuchevoj rayon v stratigrafii verkhnego paleozoya Angaridy*. [Decision of the meeting on the stratigraphy of the Upper Paleozoic deposits of Kuzbass, March 25–26, 1996. Novokuznetsk // Kuzbass is a key area in the stratigraphy of the Upper Paleozoic Angarides.] Novosibirsk, Yuzhsibgeolkom: PSSS «Intergeo». T. 2. pp. 93–94. In Russian

*Resheniya Vsesoyuznogo soveshchaniya po razrabotke unifikirovannykh stratigraficheskikh skhem dokembriya, paleozoya i chetvertichnoy sistemy Sredney Sibiri, 1979 g., Ch. II (sredniy i verkhniy paleozoy)* [Decisions of the All-Union Meeting on the development of unified stratigraphic schemes of the Precambrian, Paleozoic and Quaternary system of Central Siberia, 1979, Part II (Middle and Upper Paleozoic)] Novosibirsk, 1982. In Russian

*Ugol'naya baza Rossii. Tom II. Ugol'nye bassejny i mestorozhdeniya Zapadnoy Sibiri (Kuznetskiy, Gorlovskiy, Zapadno-Sibirskiy bassejny, mestorozhdeniya Altayskogo kraya i respubliki Altay)* [Coal base of Russia. Volume II. Coal basins and deposits of Western Siberia (Kuznetsk, Gorlovka, West Siberian basins, deposits of the Altai Territory and the Altai Republic)] Moscow : OOO «Geoinformtsentr». 2003. 604 p. In Russian

Davydov V.I., Karasev E.V., Nurgalieva N.G., Schmitz M.D., Budnikov I.V., Biakov A. S., Kuzina D.M., Silantiev V.V., Urazaeva M.N., Zharinova V.V., Zorina S.O., Gareev B., Vasilenko D.V. Climate and biotic evolution during the Permian-Triassic transition in the temperate Northern Hemisphere, Kuznetsk Basin, Siberia, Russia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2021. V. 573. 20 p.

#### **Информация об авторах:**

**Гутак Я.М.**, доктор геолого-минералогических наук, директор, Институт горного дела и геосистем, Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия.

E-mail: gutakjaroslav@andex.ru

**Силантьев В.В.**, доктор геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой палеонтологии и стратиграфии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, Казань, Россия.

E-mail: Vladimir.Silantiev@kpfu.ru

**Фелькер А.С.**, кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, НИЛ стратиграфии нефтегазовых резервуаров, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, Казань, Россия.

E-mail: felkafelka95@gmail.com

**Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.**

**Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.**

#### **Information about authors:**

**Gutak Ja.M.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Director of Institute of Mining and Geosystems, Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia.

E-mail: gutakjaroslav@andex.ru

**Silantiev V.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Department of Paleontology and Stratigraphy, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia.

E-mail: Vladimir.Silantiev@kpfu.ru

**Felker A.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Junior Researcher, Research Laboratory of Stratigraphy of Oil and Gas Reservoirs, Russia; Department of Paleontology and Stratigraphy, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia.

E-mail: felkafelka95@gmail.com

**Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.**

**The authors declare no conflicts of interests.**

*Статья поступила в редакцию 08.03.2023; одобрена после рецензирования 29.06.2023; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 08.03.2023; approved after reviewing 29.06.2023; accepted for publication 18.09.2023*

Научная статья

УДК 569.735.5:591.91(571.513)

doi: 10.17223/25421379/28/5

## ЕНИСЕЙСКИЙ КОРИДОР МИГРАЦИИ ДЗЕРЕНА *PROCAPRA GUTTUROSA* (PERYSSODACTYLA, MAMMALIA) В СЕВЕРНУЮ АЗИЮ

Алексей Михайлович Клементьев<sup>1</sup>, Дмитрий Геннадьевич Маликов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>1</sup> klem-al@bk.ru

<sup>2</sup> dgmalikov@igm.nsc.ru



**Аннотация.** Приведены сведения о распространении монгольского дзерена *Procapra gutturosa* в среднем течении Енисея. Енисейский участок обитания ископаемого дзерена включает Минусинские и Красноярскую котловины. Самая северная находка остатков дзерена из Сибири определена на археологическом объекте Афонтова гора II. Найдены фрагменты роговых стержней двух особей самцов. Приведены описание и сравнение подобных диагностических остатков с Афонтовой Горы, Шишкиного лога, Шира, Енисейска. Они значительно отличаются от роговых стержней ископаемой сайги, обычного вида позднего плейстоцена Сибири. По данным стратиграфии и сопровождающим абсолютным датировкам, дзерен распространялся до Красноярской котловины (долина среднего Енисея) в первой половине MIS 3.

**Ключевые слова:** Енисей, *Procapra gutturosa*, поздний плейстоцен, Красноярск, Минусинская котловина

**Для цитирования:** Клементьев А.М., Маликов Д.Г. Енисейский коридор миграции дзерена *Procapra Gutturosa* (Peryssodactyla, Mammalia) В Северную Азию // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 58–69. doi: 10.17223/25421379/28/5

Original article

doi: 10.17223/25421379/28/5

## THE YENISEI CORRIDOR OF MONGOLIAN GAZELLE (*PROCAPRA GUTTUROSA*) MIGRATION TO NORTH ASIA

Aleksey M. Klementiev<sup>1</sup>, Dmitry G. Malikov<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup> Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>1</sup> klem-al@bk.ru

<sup>2</sup> dgmalikov@igm.nsc.ru

**Abstract.** This paper contains information on the distribution of the Mongolian gazelle on the Yenisei Valley, within Northern Asia. Main fossil finds of this species were located in Minusinsk depression. Also we report about the northernmost stratified find of the remains of Mongolian gazelle from Siberia – an archaeological object of Afontova Gora II. We found fragments of horn cores from two individuals. According to radiocarbon data of the archaeological cultural level, Mongolian gazelle reached the Krasnoyarsk depression (the valley of middle Yenisei) in the first half of a MIS3. The specimen from the town of Yeniseisk is the most northern find, but is interpreted as a late export product of the Russian population's bone carving trade. In the period of 30 thousand years ago, the Mongolian gazelle reduced its range to the south, where it was found at the Malaya Syya Paleolithic site. We provide description and comparison the horn cores from the Afontova Gora, Malaya Syya, Borodinskaya-2 cave, Shishkin log, Shira, Yeniseisk. They considerably differ from cores of a saiga antelope, a usual species of Late Pleistocene of Siberia. Probably the Mongolian gazelle migrated to the Minusinsk and Krasnoyarsk depressions through the territory of Tuva, along the Yenisei valley. The Mongolian gazelle inhabited depressions along the middle reaches of the Yenisey River indicate the existence of dry steppes (possibly semi-deserts) during the MIS 3 period in this area. During the habitat of the Mongolian gazelle in the region, winter was characterized by either a very small amount of snow or strong winds blowing away the snow cover. Snow cover was not a limiting factor in the distribution of Mongolian gazelle in the region.

**Keywords:** Yenisei, *Procapra gutturosa*, Late Pleistocene, Krasnoyarsk, Minusinsk depression

**For citation:** Klementiev A.M., Malikov D.G. (2023) The Yenisei corridor of Mongolian gazelle (*Procapra Gutturosa*) migration to North Asia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 58–69. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/28/5

## История вопроса

Дзерен (*Procapra gutturosa* Pallas, 1777) является типичным центральноазиатским видом, распространенным в Монголии и Северо-Восточном Китае. Небольшие участки его ареала имеются на восточной границе России в пределах Восточного Забайкалья. Именно из этих мест в 1760 г. И. Гмелиным были описаны встречи «желтых степных коз». Таежная Сибирь отделена от Центральной Азии высокими горными системами Саян и Прибайкалья. Эти территории по климатическим и рельефным особенностям совершенно не подходят для обитания дзерена. Поэтому очень интересны любые находки костных остатков этого животного на территориях вне эндемического ареала вида. Достоверные сведения о присутствии ископаемого дзерена в Северной Азии известны для Забайкалья, Южного Прибайкалья и Алтая, которые можно считать позднеплейстоценовыми миграционными коридорами.

В данной работе приводятся сведения о находках ископаемого дзерена в пределах среднего течения Енисея, которые документируют Енисейский коридор миграции в Северную Азию. Они являются уникальными с точки зрения восстановления доисторического ареала вида в Сибири.

Ископаемые находки дзерена известны с середины XX в. в пределах исторического ареала [Bohlin, 1938; Dmitrieva, Serdyuk, 2016]. Имеются сведения об ископаемом раннеантропогеновом дзерене из Казахстана [Кожамкулова, 1969]. В рамках общей филогении газелевых [Дмитриева, 1977] вероятно, что эти остатки из Джельдысу и Чарына необходимо считать принадлежащими предковым формам прокапр.

Впервые в Сибири ископаемый материал, отнесенный к дзерену, был определен из Западного Забайкалья с Ошурковской стоянки [Верещагин, 1954]. Впоследствии кости этого парнокопытного неоднократно фиксировались преимущественно на забайкальских археологических объектах плейстоцена и голоцена. С появлением представительного материала из раскопок Варвариной Горы Н.Д. Оводову [1987] удалось охарактеризовать ископаемого дзерена. В дальнейшем эти сведения были дополнены данными с Каменки [Germonpre, Lbova, 1996]. В настоящее время можно утверждать, что в Забайкалье дзерен и его предковые формы [Калмыков, 1992] начиная с плиоценовой эпохи достигали высокой численности. Его остатки известны на объектах Ошурково, Санный Мыс, Хотык, Барун-Алан, Сохатино-4, Варварина Гора, Каменка, Толбага, Подзвонка [Каспаров, 1986; Кобылкин, 2007; Клементьев, 2011]. Свыше тысячи остатков минимум от 40 особей дзерена, найденных на Хотыке, дополняют теперь

известный материал по этому ископаемому виду. Голоценовые кости дзерена известны из захоронений культуры плиточных могил [Цыбиктаров, 1998], Иволгинского городища хуннского времени (раскопки 2018 г.), захоронений хунну из Монголии [Stubezy, 2015] и пещеры Овечья [Клементьев, Морозов, 2019]. В Восточном Забайкалье, на границе с Монголией, периодические зимние забеги современного дзерена, иногда массовые, отмечают до сих пор, что в недавнем прошлом привело к появлению оседлых группировок [Кириллук, Луцкекина, 2017].

Изолированным очагом находок костей дзерена является Тункинская котловина. Здесь его единичные остатки отмечены на объектах Зактуй, Славин Яр, Большой Зангисан и Туяна [Бурова, Никулина, 2017; Kozyrev et al., 2014].

Еще один очаг находок ископаемого дзерена находится также в поясе гор Южной Сибири, на Алтае. Здесь его остатки известны с нескольких объектов (пещеры Денисова, Усть-Канская, Страшная и Чагырская, Усть-Каракольская стоянка) палеолитического возраста [Rudaya et al., 2017; Агаджанян, Шуньков, 2018]. Такой разрыв местонахождений объясняется как современным ареалом, так и недостаточной изученностью ископаемых млекопитающих Западного и Восточного Саяна. Здесь участки ареала современного дзерена находятся в приграничных районах Тувы и Горного Алтая [Кириллук, Луцкекина, 2007].

Наименее известным коридором распространения дзерена в Северную Азию является Енисейский (рис. 1). Необходимо отметить, что ископаемый дзерен зафиксирован в системе Минусинских впадин лишь недавно [Маликов, 2015], ранее его присутствие не отмечалось совсем [Абрамова, 1979; Оводов, 2009], либо обозначалось на уровне *Antilopinae* gen. [Муратов и др., 1982]. Тем более интересными находками являются роговые стержни дзерена, найденные в последние годы при раскопках Афонтовой Горы II [Славинский и др., 2016] и Енисейского городского слоя [Татаурова и др., 2018].

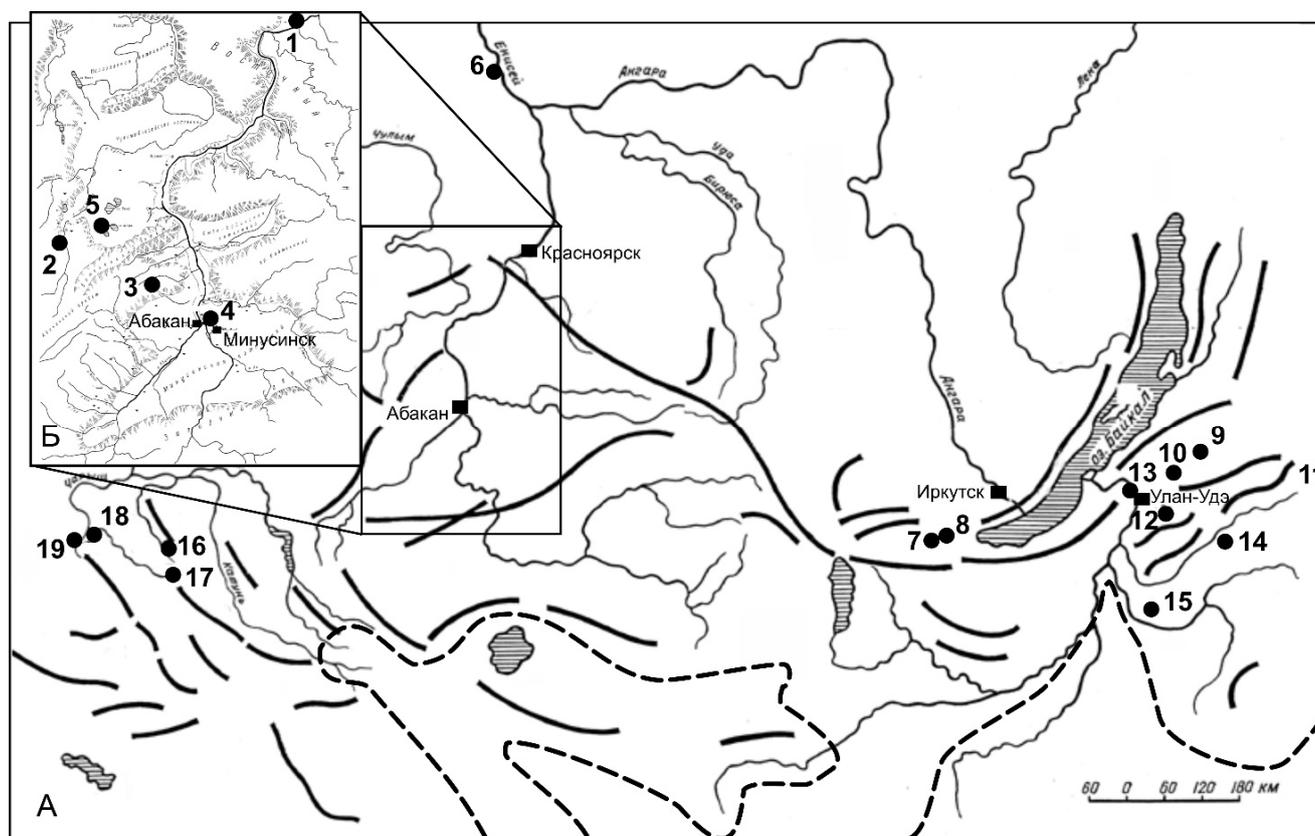
## Местонахождения на Енисее

**Афонтова Гора II – Склон (1)**, палеолитическая стоянка, расположена в современной черте г. Красноярска на левом берегу Енисея у железнодорожного моста, на склоне, на уровне третьей надпойменной террасы р. Енисей и несколько выше её в интервалах высот 25–50 м над уровнем реки (55°59' с.ш., 92°48' в.д.). Отложения склоновые, делювиально-пролювиальные, заполняющие палеоложбину. Геологический возраст соответствует каргинскому горизонту (MIS3) позднего плейстоцена, что подтверждено <sup>14</sup>C датировками по сопутствующей фауне [Мещерин и др., 2020].

**Малая Сыя (2)**, палеолитическая стоянка располагается на левом берегу р. Белый Июс вблизи с. Малая Сыя Ширинского района Республики Хакасия (54°24' с.ш., 89°26' в.д.). Отложения стоянки представлены преимущественно аллювиальными осадками и в меньшей степени пролювиально-делювиальными суглинками и супесями. Палеолитический материал и костные остатки происходят из гумусированных тёмно-серых плотных глин. Многие остатки несут следы обработки человеком, что подтверждает генезис местонахождения как палеолитической стоянки [Муратов и др., 1982]. Геологический возраст материала соответствует каргинскому горизонту (MIS3) позднего плейстоцена, что подтверждено

многочисленными <sup>14</sup>C датировками [Муратов и др., 1982; Лбова и др., 2015].

**Бородинская-2 (Тайнственная) пещера (3)**, расположена на южном склоне одного из отрогов хребта Биджинского карстового участка к западу от пос. Толчая, в 200 м севернее (54°02' с.ш., 91°00' в.д.) более известной Бородинской пещеры. Небольшая пещера с шелевидным входом, примерно в 20 м от входа высота пещеры заметно уменьшается и переходит в тесный лаз, который продолжается ещё на 12 м. В конце пещеры есть небольшой грот с глинистым дном [Цыкин и др., 1974]. Из данных по фауне известны только остатки дзерена [Муратов и др., 1982], возраст не известен.



**Рис. 1. Ареал дзерена (северная граница обозначена пунктиром) на середину XX века [Банников, 1954] и находки ископаемых остатков в Южной Сибири (А) и на среднем Енисее (Б)**

Цифрами обозначены: 1 – Афонтова Гора II; 2 – Малая Сыя; 3 – пещера Бородинская-2; 4 – Шишкин лог; 5 – Шира; 6 – Енисейск; 7 – Славин Яр; 8 – Туяна; 9 – Хотык, Барун-Алан, Хотогой-Хабсагай; 10 – Санный Мыс; 11 – Сохатино-IV; 12 – Каменка, Варварина Гора; 13 – Ошурково; 14 – Толбага; 15 – Подзвонкая; 16 – Усть-Каракол и Денисова пещера; 17 – Усть-Канская пещера; 18 – Чагырская пещера; 19 – Страшная пещера

**Fig. 1. Range of dzeren (northern boundary marked with a dotted line) as of the middle of the 20th century [Bannikov, 1954] and finds of fossil remains in southern Siberia (A) and the middle Yenisei (B)**

The numbers denote: 1 – Afontova Gora II; 2 – Malaya Syya; 3 – Borodinskaya Cave-2; 4 – Shishkin Log; 5 – Shira; 6 – Yeniseisk; 7 – Slavin Yar; 8 – Tuyana; 9 – Khotyk, Barun-Alan, Khotogoi-Khabsagai; 10 – Sannyi Mys; 11 – Sokhatino IV; 12 – Kamenka, Varvarina Gora; 13 – Oshurkovo; 14 – Tolbaga; 15 – Podzvonkaya; 16 – Ust-Karakol and Denisova caves; 17 – Ust-Kanskaya cave; 18 – Chagyrskaya cave; 19 – Strashnaya Cave

**Шишкин лог (4)** расположен в 3,5 км северо-восточнее с. Быстрая Минусинского района Красноярского края (53°44' с.ш., 91°36' в.д.). Местонахождение сложено преимущественно пролювиальными отложениями ручья Шишка (Шишкин). По материалам «Красноярскгеолсъемка», основная масса отложений ручья формировалась в среднем и начале позднего неоплейстоцена [Федотов и др., 1998]. На участке, содержащем фауну, вскрывается толща гравийно-галечных отложений с прослоями

песков, глинистых песков и глин [Маликов, 2015]. Новые исследования данного местонахождения показали широкое развитие в указанном районе отложений второй половины верхнего плейстоцена с фауной *in situ* (Маликов, неопубликованные данные). Этот материал имеет отличную сохранность от остатков дзерена, сохранность которого соотносится с остатками *Mammuthus trogontherii chosaricus* Dubrovo, 1966, найденными здесь же [Shpansky et al., 2015].



**Рис. 2. Роговые стержни дзерена из Красноярска и Енисейска**

*a* – Роговой стержень № 397 с Афонтовой Горы II – Склон; *b* – Роговой стержень № 284 с Афонтовой Горы II – Склон; *c* – Неполный роговой стержень № 2798 из Енисейска

**Fig. 2. Horn-cores of dzeren from Krasnoyarsk and Yeniseisk**

*a* – Horn-core No. 397 from Afontovaya Gora II – Slope; *b* – Horn-core No. 284 from Afontovaya Gora II – Slope; *c* – Incomplete horn-core No. 2798 from Yeniseisk

**Ши́ра (5)**, образец найден в пос. Ши́ра, Ширинского района Республики Хакасия на улице 50 лет ВЛКСМ возле универсама (54°29' с.ш., 89°58' в.д). Образец найден в яме на глубине 2 м, в слое плотных суглинков. По материалам геологического картирования [Секретарев, Липишанов, 2000], суглинистые отложения в указанном районе широко распространены и залегают до глубин около 3 м, они несут преимущественно субаэральный генезис. В пределах стоянки Малая Сья эти отложения датируются второй половиной позднего плейстоцена [Секретарев, Липишанов, 2000]. Вероятно, остатки дзерена из Ши́ра также могут быть датированы второй половиной позднего плейстоцена, что хорошо согласуется с находкой дзерена на Малой Сье (35 км на запад). Для уточнения возраста требуется датирование остатков. В настоящее время материалы хранятся в коллекции Елены Владимировны Руденко (Болтухиной) в пос. Малая Сья, которой авторы выражают благодарность за возможность изучить материал.

**Енисейск (6)**, фрагмент рогового стержня найден при раскопках усадебного участка школы № 1 в г. Енисейске (58°27' с.ш., 92°10' в.д.). Образец найден в слое, сформировавшемся в период русского освоения городской территории, вместе с костями домашних млекопитающих. Ткань рогового стержня прокрашена полностью в коричневый цвет, минерализация характерна для позднеплейстоценовых остатков. Рог был отрублен от уже ископаемого черепа (видны следы рубки и слома), а затем ровно распилен на середине высоты. Таким образом, ремесленники Енисейска использовали не только бивни и зубы мамонтов [Клементьев и др., 2016], но и другие ископаемые материалы. Для уточнения возраста необходимо провести прямое датирование образца. Нахождение остатка в слоях имперского периода не позволяет надежно отнести эту находку к окрестностям Енисейска. Вполне вероятна поставка ископаемого материала из южных районов, так же как и с севера Сибири.

### Описание и сравнение

Роговые стержни дзерена, правый (2016, раскоп 3.2.4, слой 3а, № 397ц) и левый (2017, раскоп 3.1.1, слой 3а, № 284), с палеолитической стоянки **Афонта Гора II – Склон** сохранились наиболее хорошо и несут фрагменты прилегающих отделов черепа. В отличие от типичных для памятника выявленных здесь стержней сайги, для них характерны следующие особенности: они меньше и менее массивны (таблица), основание стержней медиолатерально уплощено, имеется заглазничная ямка. Стержни крапчато-коричнево-серого цвета, принадлежат взрослым самцам, несут на поверхности продольные

глубокие и узкие бороздки и гребешки (см. рис. 2, а, b). Сохранность типичная плейстоценовая, вещество плотное, тяжелое. Необходимо отметить присутствие в углублениях (отверстиях, ямках и полости глазниц) карбонатизированных стяжений супеси серого цвета, плотных, твердых. В таблице указаны промеры этих экземпляров, для сравнения приведены промеры ископаемого и современного материала, в том числе по стержням современной сайги.

**Шишкин лог (ПМ ТГУ 60/1)**. Слабо окатанный роговой стержень с фрагментом лобной кости черепа (рис. 3, с). Рог в значительной степени минерализованный, белого цвета, поверхность покрыта звездочками окислов марганца (рис. 3, с). Роговой стержень относительно массивный, недлинный (таблица), на черепе расположен почти параллельно лобному шву и соответственно второму рогу. Вершина рога направлена назад и наружу. Основание слабо овальное в сечении, к вершине рог сужается и заостряется, равномерно слабо изогнут спереди назад, поверхность покрыта неглубокими бороздами от основания до вершины. Заглазничная ямка глубокая и широкая. Надглазничная ямка крупная, каплевидной формы. По размерам и пропорциям образец из Шишкиного лога соответствует современному монгольскому дзерену. Незначительные отличия заключаются только в меньшей длине образца ПМ ТГУ 60/1, его большей массивности и чуть меньшем угле наклона рога к черепу. Индекс уплощенности рогового стержня у образца ПМ ТГУ 60/1 равен 78,7 %.

**Ши́ра (б/н, частная коллекция Е.В. Руденко)**. Остатки дзерена найденные в с. Ши́ра представляют собой два фрагмента черепа, сломанных по лобному шву (рис. 3, а, b). Оба фрагмента представлены лобными костями с частично сохранившимися глазницами, у правой половины черепа роговой стержень сохранился целиком, от левого рогового стержня сохранилось около одной трети. Остатки черепа легкие, сильно гигроскопичны, белого цвета, поверхность покрыта мелкими звездочками окислов марганца. Роговые стержни слабо расходятся в стороны и сильно загибаются назад. Большую часть длины рог остается массивным, вершина правого рога немного обломана. Рог равномерно слабо изогнут, поверхность покрыта неглубокими бороздами от основания до вершины. Сами стержни очень массивные с основанием близким к округлому (таблица). У этого экземпляра показатель уплощенности основания рога самый высокий (88,8 и 90,3 %) среди дзеренов и приближается к значениям характерным для сайгака (таблица). Однако наличие крупной заглазничной ямки характерной для *Procapra gutturosa* и не встречающейся у *Saiga tatarica* L., 1766, а также положение и направление расхождения рогов, позволяет уверенно идентифицировать этот образец как принадлежащий дзерену.

Причина, по которой указанная особь обладает столь массивными рогами, остаётся не ясна.

Фрагмент рогового стержня из **Енисейска** (2018, Ленина-120, раскоп 2, № 2798) по размерам довольно мелкий (таблица), несет на поверхности продольные глубокие и узкие бороздки и гребешки, основание значительно уплощено. В середине (на спице) эта уплощенность очень хорошо видна (см. рис. 2, с). В силу разрушения задней части основания вычисленный индекс уплощенности немного завышен.

Образцы из **Малой Сьи** и **Бородинской-2** были описаны ранее [Муратов и др., 1982], приводим эти сведения. Образец из Малой Сьи представлен обломком рогового стержня с черепным основанием длиной 13,5 см (рис. 3, d). Стержень значительно уплощен с боков (таблица), индекс уплощенности составляет 75,0%. Для образца из пещеры Бородинская-2 этот индекс равен 75,8%.

### Обсуждение

На сегодняшний день широта г. Красноярска является наиболее северной точкой фиксации ископаемого дзерена в Сибири, найденного в стратиграфическом контексте. Возраст культуросодержащего горизонта 3а, в котором найдены остатки дзерена, установлен радиоуглеродным методом. По костям первобытного бизона из раскопа 3.1.1 получены <sup>14</sup>C датировки 37920 ± 2300 л.н. (ЛУ-8520), по кости шерстистого носорога ≥39330 (ЛУ-8523), по кости мамонта ≥48740 (ЛУ-8521) [Мещерин и др., 2020]. Эти датировки указывают на раннекаргинский возраст формирования слоя. Остатки дзерена встречены в

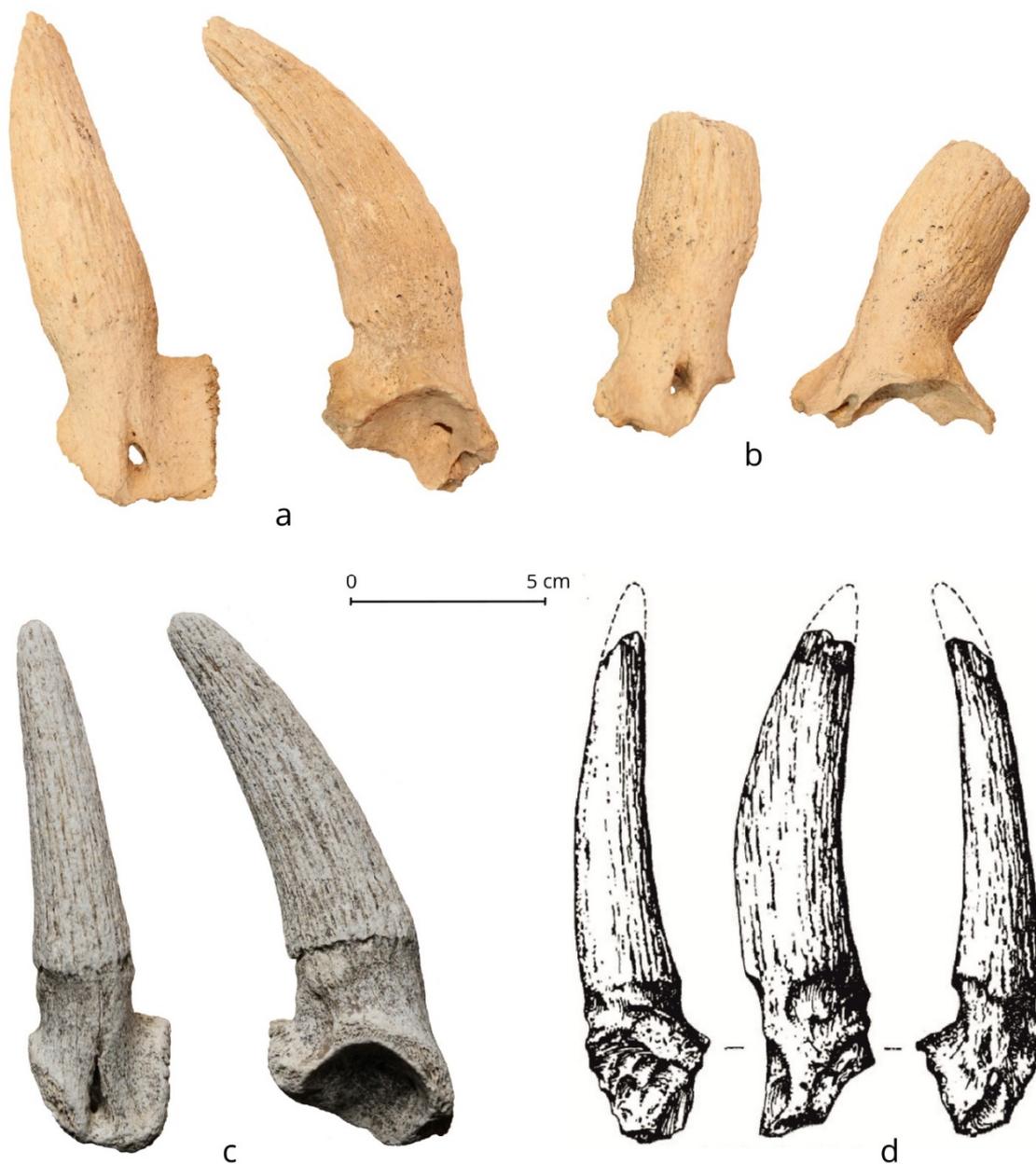
комплексе с остатками мамонта, зайца, волка, лисицы, песца, пещерного льва, бурого медведя, ископаемой лошади, кулана, шерстистого носорога, благородного оленя, северного оленя, первобытного бизона, первобытного быка, горного барана, горного козла, сайги. В более поздних палеолитических слоях Афонтовой Горы II остатки дзерена не обнаружены, несмотря на огромное количество обработанного палеонтологического материала [Громов, 1932, Позднепалеолитическая..., 2021]. Хронологическая привязка еще одного местонахождения, Малой Сьи, приходится на относительно теплое каргинское время. Имеющиеся определения радиоуглеродного возраста показывают уже вторую половину термохрона: 29700 ± 320 л.н. (АА-104019), 28840 ± 290 л.н. (АА-104020), 32640 ± 470 л.н. (АА-104021), 29860 ± 330 л.н. (АА-1040022), 31380 ± 400 л.н. (АА-104023) [Лбова и др., 2015]. Вероятная датировка образца из пос. Бородинская-2 также соответствует каргинскому времени, поскольку подавляющее большинство пещерных плейстоценовых местонахождений региона датируются этим временем [Оводов, 2009].

Таким образом, древнейшие датировки (начало MIS 3) сопровождают находки дзерена в Красноярской котловине. Следующий хронологический отрезок обитания дзерена на Енисее регистрируется в пределах 25–35 тыс. л.н. значительно южнее (Малая Сья). Эти данные интерпретируются нами как сокращение ареала дзерена в южном направлении на протяжении MIS 3. На местонахождениях сартанского возраста (MIS 2) остатки дзерена в среднем течении Енисея до сих пор не обнаружены.

### Сравнительные размеры роговых стержней дзерена *Procapra gutturosa* и сайги *Saiga tatarica*, мм

#### Comparative horn cores measurements of *Procapra gutturosa* and *Saiga tatarica*, mm

| Промеры, мм                          | Афонтова Гора II – Склон | Енисейск | Шишкин лог | Шира       | Славин Яр | Сан-ный Мыс | Каменка А, n = 2–4 | Хотык, n = 4–5 | Tamir Ulan Khoshuu, голоцен, [Crubezy, 2015] | Современный, n = 8–9 [Дмитриева, 1977] | Современная, n = 10–11 [Барышни-ков и др., 1990] |
|--------------------------------------|--------------------------|----------|------------|------------|-----------|-------------|--------------------|----------------|--|--|--|
|                                      | Плейстоцен               |          |            |            |           |             |                    |                |  |  |  |
| <i>P. gutturosa</i>                  |                          |          |            |            |           |             |                    |                |  |  | <i>S. tatarica</i>                               |
| Длина стержня по наибольшей кривизне | –; с126                  | –        | 108,0      | с100,0; –  | с95       | –           | 125,0; 138,0       | –              | –  | 111,0–124,0–135,0                      | –  |
| Переднезадний диаметр основания      | 37,5; 37,4               | 28,0     | 33,0       | 31,5; 31,0 | 27,1      | 28,8        | 28,5–29,8–31,8     | 29,6–30,5–32,1 | 25,3   | –                                      | 26,5–30,3–34,7                                   |
| Ширина основания                     | 28,9; 25,7               | 22,7     | 26,0       | 28,0; 28,0 | 19,9      | 20,0        | 20,2–22,3–24,7     | 21,5–23,5–25,9 | 19,5   | –                                      | 24,6–28,6–32,9                                   |
| Обхват рогового стержня у основания  | 107; 103                 | 81,4     | 93,5       | 94,0 95,0  | 75,0      | –           | 78,2–82,0–87,4     | 78,9–84,2–92,9 | 100  | –                                      | –  |
| Индекс уплощенности основания        | 77,1; 68,7               | 81,1     | 78,7       | 88,8; 90,3 | 73,4      | 69,4        | 70,1–74,8–79,7     | 72,6–77,0–80,7 | 77,1   | 72,0–77,0–80,0                         | M=94,4   |



**Рис. 3. Роговые стержни дзерена из Минусинской котловины**

*a, b* – Роговые стержни из с. Ши́ра (б/н); *c* – Роговой стержень ПМ ТГУ 60/1 из местонахождения Шишкин лог; *d* – Роговой стержень из палеолитической стоянки Малая Сья [Муратов и др., 1982, рис. 7]

**Fig. 3. Horn-cores of dzeren from the Minusinsk Basin**

*a, b* – Horn-core from Shira village (b/no.); *c* – Horn-core of PM TSU 60/1 from the Shishkin Log locality; *d* – Horn-core from the Paleolithic site of Malaya Syya [Muratov et al., 1982, Fig. 7]

Не совсем ясно, когда произошла первая миграция *Procapra gutturosa* в Минусинскую котловину. Возможно, это случилось уже в конце среднего плейстоцена, на что указывает находка из Шишкиного лога. В то же время эта находка найдена вне стратиграфического контекста, поэтому её геологический возраст определен приблизительно.

В современную эпоху среднее течение Енисея и сопредельные котловины находятся вне ареала дзерена. Несмотря на участки типичных степей и лесостепей, представители первобытной крупной степной фауны здесь не регистрируются с конца плейстоцена. В связи с этим необходимо рассмотреть экологические предпочтения *Procapra gutturosa*. Дзерен –

типичный обитатель зональных равнинных степей. Абсолютный диапазон высот, благодаря обитанию в нагорных степях, колеблется от 600 до 1 900 м. Что касается предпочитаемого растительного покрова, то он может быть весьма различным. В летнее время для дзерена наибольшее значение имеют два типа местобитания: ковыльные степи и ковыльковые (с участием лука или солянки) полупустыни. Ковыльно-востречовые степи имеют второстепенное значение. В осенний период, в стадах большой численности, звери встречаются в злаково-солянковых пустынных степях, но предпочитают ковыльково-луковые и ковыльково-баглурово-луковые степи. К зиме стада откочевывают в ковыльные и ковыльно-ковыльковые степи. В связи с узкими, «курсоральными» копытами дзерены не адаптированы к тебеневке, поэтому предпочитают дальние миграции. В период рождения молодняка самки держатся в волнистых степях с глубокими понижениями, покрытыми зарослями дэриса в мелкосопочниках, где молодняку проще укрыться. Дзерен очень консервативен в отношении пищевых предпочтений. Главную роль в питании играют ковыль, ковылек, многокорешковый лук, в меньшей степени – вострец, полыни, прутняк, тонконог, бутоны караганы. Для беременных самок отмечено большее разнообразие кормов. Дзерены обычно не нуждаются в водопоях, обеспечивая себя «вегетационной водой» [Банников, 1954; Кирилук, Лушекина, 2017].

Если ориентироваться на эти характеристики оптимума среды обитания, то ископаемый дзерен в среднем течении Енисея может характеризовать своим присутствием палеогеографическую обстановку сухих степей и полупустынь. По имеющимся абсолютным датировкам крайние северные пределы распространения таких степей существовали в первую половину каргинского термохрона в Красноярской котловине. Впоследствии, в позднекаргинское время, они сократили площади до Минусинских впадин, а затем и вообще исчезли в среднем течении Енисея.

Ещё один важный фактор лимитирующий распространение дзерена – это глубина снегового покрова. Снежный покров не только определяет биотопическое размещение, но и современную северную

границу ареала *P. gutturosa*. В степи с низкорослой растительностью критическим становится снежный покров глубиной более 10 см [Данилкин, 2005]. В этом отношении дзерен очень схож с сайгаком, который также избегает многоснежных районов [Данилкин, 2005]. Оценки климатических ограничений распространения сайгака *Saiga tatarica* в позднем плейстоцене Минусинской котловины показали, что территория Минусинской котловины находится в «климатическом ареале» сайгака [Голованов, Маликов, 2022].

Таким образом, снеговой покров, вероятно, не играл существенной роли в ограничении ареала сайгака в регионе, по крайней мере, на западном берегу Енисея [Маликов, 2018]. Исходя из схожей толерантности к глубине снегового покрова у *P. gutturosa* и *S. tatarica* этот вывод можно перенести и на монгольского дзерена.

### Заключение

Дзерен являлся обычным представителем позднепалеолитической фауны Центральной Азии. Его обильные ископаемые находки обычны на периферийных участках доисторического ареала (Забайкалье, Алтай). В Приенисейский сектор Сибири, по долине Енисея, дзерен проникал в первую половину каргинского термохрона (40–50 тыс. л.н.) вплоть до Красноярской котловины. Проникновение этого вида на данную территорию было возможным через Туву и менее вероятно через Алтай (находок этого вида в Кузнецкой котловине не зарегистрировано). Судя по датировкам палеолитической стоянки Малая Сья, в системе Минусинских впадин он продолжал обитать и в позднекаргинское время, вероятно, в небольшом количестве. Экологические предпочтения дзерена характеризуют его как стенобионтный вид. Во время существования дзерена на территории Минусинской и Красноярской котловин отмечалась сухая степь. Зимний период характеризовался или очень малым количеством снежных осадков, или сильными ветрами, сдувающими снежный покров, в результате чего снег не мешал пищевой и двигательной активности этих стадных антилоп.

### Список источников

- Абрамова З.А. Палеолит Енисея. Кокоревская культура. Новосибирск : Наука, 1979. 200 с.
- Агаджанян А.К., Шуньков М.В. Палеолитический человек Денисовой пещеры и зоогеография плейстоценовых млекопитающих Северо-Западного Алтая // Палеонтологический журнал. 2018. № 1. С. 61–85.
- Банников А.Г. Млекопитающие Монгольской Народной Республики // Труды Монгольской Комиссии. Вып. 53. М. : АН СССР, 1954. 669 с.
- Барышников Г.Ф., Каспаров А.К., Тихонов А.Н. Сайга палеолита Крыма // Фауна млекопитающих и птиц позднего плейстоцена и голоцена СССР // Труды ЗИН. Т. 212. Л., 1990. С. 3–48.
- Бурова В.В., Никулина Е.Д. Палеофауна позднего плейстоцена Прибайкалья (на примере местонахождения Туяна) // Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Москва, 25–29 сентября 2017 г.). М. : Геос, 2017. С. 68–69.

- Верещагин Н.К.** Байкальский як (*Poephagus baicalensis* N. Ver. sp. nova) из плейстоценовой фауны Восточной Сибири // ДАН СССР. 1954 (99). № 3. С. 455–450.
- Громов В.И.** Палеолитическая стоянка Афонтова Гора II // Труды КПИЧП. 1932. Т. I. С. 145–184.
- Голованов С.Е., Маликов Д.Г.** Климат, как фактор исчезновения популяции сайгака на территории Минусинской котловины // Млекопитающие в меняющемся мире: актуальные проблемы териологии (XI Съезд Териологического общества при РАН) : материалы конф. с междунар. участием (г. Москва, 14–18 марта 2022 г.). М. : Товарищество научных изданий КМК, 2022. С. 78.
- Данилкин А.А.** Полорогие (Bovidae). Млекопитающие России и сопредельных регионов. М. : Т-во научных изданий КМК, 2005. 550 с.
- Дмитриева Е.Л.** Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий // Труды ССМПЭ. Вып. 6. М. : Наука, 1977. 120 с.
- Калмыков Н.П.** Фауна млекопитающих и биостратиграфия плиоцена Забайкалья. Новосибирск : Наука, 1992. 97 с.
- Каспаров А.К.** Остатки млекопитающих из позднепалеолитического поселения Сухотино-4 в Забайкалье // Млекопитающие четвертичной фауны СССР // Труды ЗИН. Т. 149. Л., 1986. С. 98–106.
- Клементьев А.М.** Ландшафты бассейна реки Уды (Забайкалье) в позднем неоплейстоцене (по фауне крупных млекопитающих) : автореф. ... канд. геогр. наук. Иркутск, 2011. 18 с.
- Клементьев А.М., Лысенко Д.Н., Мартынович Н.В.** Остатки млекопитающих и птиц из археологических раскопок Енисейска (XVII–XIX вв.) // Древние культуры Монголии, Байкальской Сибири и Северного Китая : материалы VII Междунар. науч. конф. Красноярск : СФУ, 2016. Т. 2. С. 240–248.
- Клементьев А.М., Морозов О.Н.** Палеофаунистические данные для пещер Северного и Восточного Забайкалья // Записки Забайкальского отделения РГО. Чита : ЗабГУ, 2019. Вып. 136. С. 163–169.
- Кирилюк В.Е., Лушекина А.А.** Современное состояние дзерена (*Procapra gutturosa*) в России // Nature Conservation Research. Заповедная наука. 2017. № 2 (Suppl. 1). С. 81–99. doi: 10.24189/ncr.2017.018
- Кобылкин Д.В.** Динамика геосистем Селенгинского среднегорья в позднелоплейстоценовое время : автореф. ... канд. геогр. наук. Улан-Удэ, 2007. 22 с.
- Кожамкулова Б.С.** Антропогенная ископаемая териофауна Казахстана. Алма-Ата, 1969. 149 с.
- Лбова Л.В., Панов В.С., Зенин В.Н., Барков А.В.** Новые данные о радиоуглеродном возрасте местонахождения Малая Сья // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск, 2015. Т. XXI. С. 103–106.
- Маликов Д.Г.** Крупные млекопитающие среднего-позднего неоплейстоцена Минусинской котловины, стратиграфическое значение и палеозоогеография : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск : ТГУ, 2015. 227 с.
- Маликов Д.Г.** Распространение сайгака *Saiga tatarica* L., 1766 в позднем неоплейстоцене Минусинской котловины // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2018. Т. 93, вып. 2. С. 34–41.
- Мещерин М.Н., Славинский В.В., Клементьев А.М., Опекунова М.Ю., Голубцов В.А., Барков А.В., Филатов Е.А.** Афонтова Гора II – Склон – новое подразделение в афонтовской группе памятников // Геология палеолита Северной Азии: к столетию со дня рождения С.М. Цейтлина. Путеводитель полевой экскурсии. Красноярск : Ситалл, 2020. С. 58–77.
- Муратов В.М., Оводов Н.Д., Паныхчев В.А., Сафарова С.А.** Общая характеристика палеолитической стоянки Малая Сья // Археология Северной Азии. Новосибирск : Наука, 1982. С. 33–48.
- Оводов Н.Д.** Фауна палеолитических поселений Толбага и Варварина Гора в Западном Забайкалье // Природная среда и древний человек в позднем антропогене. Улан-Удэ : БФ СО АН СССР, 1987. С. 122–140.
- Оводов Н.Д.** Древние звери Хакасии // Астроархеология – естественнонаучный инструмент познания протонаук и астральных религий жречества древних культур Хакасии. Красноярск : Город, 2009. С. 189–199. (Сер. «История и культура Востока»).
- Позднелоплейстоценовая стоянка Афонтова Гора II: итоги мультидисциплинарных исследований 2014 года / Е.В. Акимова, А.А. Анойкин, С.К. Васильев, Л.Л. Галухин, Н.И. Дроздов, А.А. Дудко, И.Д. Зольников, А.М. Клементьев, Д.Н. Лысенко, И.И. Разгильдеева, В.С. Славинский, И.В. Стасюк, Е.А. Томилова, В.М. Харевич, А.А. Цыбанков.** Новосибирск : Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2021. 260 с.
- Славинский В.С., Цыбанков А.А., Лысенко Д.Н., Дроздов Н.И., Зольников И.Д., Клементьев А.М., Мещерин М.Н., Гладышев С.А., Богданов Е.С., Нетета А.В., Барков А.В., Леонтьев В.П., Макулов В.И.** Исследования памятника Афонтова Гора II в 2016 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2016. № 22. С. 565–568.
- Секретарев М.Н., Липишанов А.П.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-45-XVIII (Шира). Объяснительная записка. СПб. : Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 151 с.
- Татаурова Л.В., Лысенко Д.Н., Галухин Л.Л.** VI Международная научная конференция «Культура русских в археологических исследованиях»: новый вклад в развитие научного направления (к юбилею г. Енисейска) // Вестник НГУ. Серия: История, филология. 2018. Т. 17, № 3: Археология и этнография. С. 156–162.
- Федотов А.Н., Ладьгин С.В., Измайлова С.А., Сивчиков В.Е., Калинин В.А., Царева Е.В., Лысогорский К.В., Кочев Ю.Ф.** Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000. Лист N-46-XX – Абакан (карта + объяснительная записка). М. : СПб., 1998. 116 с.
- Цыбиктаров А.Д.** Культура плиточных могил Монголии и Забайкалья. Улан-Удэ : Изд-во Бурятского госуниверситета, 1998. 288 с.
- Цыкин Р.А., Цыкина Ж.Л., Добровольский М.Н.** Пещеры Красноярского края / под ред. Б.А. Макаров. Красноярск : Красноярское книжное издательство, 1974. 104 с.
- Bohlin B.** Einige jungtertiäre und Pleistozäne cavicornier aus nord-China // Nova Acta Regiae Societatis Scientiarum Upsaliensis. Series 4. 1938. V. 11. P. 1–54.
- Crubezy É.** Peuplements Humains et coévolution homme/milieu en Sibérie et dans la steppe euRASlatique au cours de l'Holocène. Université Paul Sabatier (Toulouse 3), 2015. 272 p.

- Dmitrieva E.L., Serdyuk N.V. Dzeren from the Cavicorn Fauna of the Nalaikha Locality // *Paleontological Journal*. 2016. V. 50, № 12. P. 1434–1436. doi: 10.1134/S0031030116120054
- Germopre M., Lbova L. Mammalian Remains from the Upper Palaeolithic Site of Kamenka, Buryatia (Siberia) // *Journal of Archaeological Science*. 1996. № 23. P. 35–57.
- Kozyrev A., Shchetnikov A., Klement'ev A., Filinov I., Fedorenko A., White D. The early Upper Palaeolithic of the Tunka rift valley, Lake Baikal region, Siberia // *Quaternary International*. 2014. V. 348. P. 4–13. doi: 10.1016/j.quaint.2014.06.012
- Rudaya N., Vasiliev S., Viola B., Talamo S., Markin S. Palaeoenvironments during the period of the Neanderthals settlement in Chagyrskaya cave (Altai Mountains, Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. № 467. P. 265–276. doi: 10.1016/j.palaeo.2015.12.007
- Shpansky A.V., Sapunova L.S., Pilyukova A.V. A traumatic case in *Mammuthus trogontherii chosaricus* Dubrovo (1966) // *Quaternary International*. 2015. V. 379. P. 82–88. doi: 10.1016/j.quaint.2015.05.018

### References

- Abramova Z.A. *Paleolit Eniseya. Kokorevskaya kul'tura* [Paleolithic of the Yenisei. Kokorevo culture]. Novosibirsk: Nauka, 1979. 200 p. In Russian
- Agadzhanyan A.K., Shun'kov M.V. *Paleoliticheskiy chelovek Denisovoy peshchery i zoogeografiya pleystotsenovykh mlekopitayushchikh Severo-Zapadnogo Altaya* [Paleolithic man of Denisova Cave and zoogeography of Pleistocene mammals of Northwestern Altai] // *Paleontologicheskii zhurnal* [Paleontological Journal]. 2018. No. 1. pp. 61–85. In Russian
- Bannikov A.G. *Mlekopitayushchie Mongol'skoy Narodnoy Respubliki* [Mammals of the Mongolian People's Republic]. Tr. Mongol'skoy Komissii, vyp. 53. Moscow: AN SSSR, 1954. 669 p. In Russian
- Baryshnikov G.F., Kasparov A.K., Tikhonov A.N. Saiga paleolita Kryma // *Fauna mlekopitayushchikh i ptits pozdnego pleystotsena i golotsena SSSR* (Trudy ZIN, V. 212) [Fauna of mammals and birds of the late Pleistocene and Holocene of the USSR (Proceedings of ZIN, V. 212)]. Leningrad, 1990. pp. 3–48. In Russian
- Burova V.V., Nikulina E.D. *Paleofauna pozdnego pleystotsena Pribaykal'ya (na primere mestonakhzhdeniya Tuyana)* [Paleofauna of the late Pleistocene of the Baikal region (using the example of the Tuyana locality)] // *Materialy X Vserossiyskogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda* (g. Moskva, 25–29 sentyabrya 2017 g.) [Materials of the X All-Russian meeting on the study of the Quaternary period (Moscow, September 25–29, 2017)]. Moscow: Geos. 2017. pp. 68–69. In Russian
- Vereshchagin N.K. *Baykal'skiy yak (Poephagus baicalensis N. Ver. sp. nova) iz pleystotsenovoy fauny Vostochnoy Sibiri* [Baikal yak (Poephagus baicalensis N. Ver. sp. nova) from the Pleistocene fauna of Eastern Siberia] // DAN SSSR [Report of the Academy of Sciences]. 1954 (99). No. 3. pp. 455–450. In Russian
- Gromov V.I. *Paleoliticheskaya stoyanka Afontova Gora II* [Paleolithic site of Afontova Gora II] // Trudy KPICHP [Proceedings of KPICHP]. T. I. 1932. pp. 145–184. In Russian
- Golovanov S.E., Malikov D.G. *Klimat, kak faktor ischeznoveniya populyatsii saigaka na territorii Minusinskoj kotloviny* [Climate as a factor in the extinction of the saiga population in the Minusinsk Basin] // *Mlekopitayushchie v menyayushchemsya mire: aktual'nye problemy teriologii (XI S'ezd Teriologicheskogo obshchestva pri RAN): materialy konferentsii s mezhduнародnym uchastiem* (g. Moskva, 14–18 marta 2022 g.) [Mammals in a changing world: current problems of theriology (XI Congress of the Theriological Society of the Russian Academy of Sciences): materials of a conference with international participation (Moscow, March 14–18, 2022)]. Moscow: Tovariščestvo nauchnykh izdaniy KMK. 2022. p. 78. In Russian
- Danilkin A.A. *Polorogie (Bovidae). Mlekopitayushchie Rossii i sopredel'nykh regionov* [Bovids (Bovidae). Mammals of Russia and adjacent regions]. Moscow: T-vo nauchnykh izdaniy KMK, 2005. 550 p. In Russian
- Dmitrieva E.L. *Antilopy neogena Mongolii i sopredel'nykh territoriy* (Trudy SSMPE, vyp. 6) [Neogene antelopes of Mongolia and adjacent territories (Proceedings of SSMPE, issue 6)]. Moscow: Nauka, 1977. 120 p. In Russian
- Kalmykov N.P. *Fauna mlekopitayushchikh i biostratigrafiya pliotsena Zabaykal'ya* [Fauna of mammals and biostratigraphy of the Pliocene of Transbaikalia]. Novosibirsk: Nauka. Sibirskoe otdelenie, 1992. 97 p. In Russian
- Kasparov A.K. *Ostatki mlekopitayushchikh iz pozdnepaleoliticheskogo poseleniya Sukhotino-4 v Zabaykal'e* [Remains of mammals from the Late Paleolithic settlement of Sukhotino-4 in Transbaikalia] // *Mlekopitayushchie chetvertichnoy fauny SSSR* (Trudy ZIN, t. 149) [Mammals of the Quaternary fauna of the USSR (Proceedings of ZIN, vol. 149)] Leningrad, 1986. pp. 98–106. In Russian
- Klementiev A.M. *Landshafty basseyna reki Udy (Zabaykal'e) v pozdnem neopleystotsene (po faune krupnykh mlekopitayushchikh)*. Avtoref. ... kand. geogr. Nauk [Landscapes of the Uda River basin (Transbaikalia) in the late Neopleistocene (based on the fauna of large mammals). Author's abstract. ...cand. geogr. sciences]. Irkutsk, 2011. 18 p. In Russian
- Klementiev A.M., Lysenko D.N., Martynovich N.V. *Ostatki mlekopitayushchikh i ptits iz arheologicheskikh raskopok Eniseyska (XVII–XIX vv.)* [Remains of mammals and birds from the archaeological excavations of Yeniseisk (XVII–XIX centuries)] // *Drevnie kul'tury Mongolii, Baykal'skoy Sibiri i Severnogo Kitaya: materialy VII M/n. nauch. konf.* [Ancient cultures of Mongolia, Baikal Siberia and Northern China: materials of the VII M/n. scientific conf.]. Krasnoyarsk: SFU, 2016. T. 2. pp. 240–248. In Russian
- Klementiev A.M., Morozov O.N. *Paleofaunisticheskie dannye dlya peshcher Severnogo i Vostochnogo Zabaykal'ya* [Paleofaunistic data for caves in Northern and Eastern Transbaikalia] // *Zapiski Zabaykal'skogo otdeleniya RGO* [Notes of the Transbaikalian Branch of the Russian Geographical Society]. Chita: ZabGU, 2019. Vyp. 136. pp. 163–169. In Russian
- Kirilyuk V.E., Lushchekina A.A. *Sovremennoe sostoyanie dzerena (Procapra gutturosa) v Rossii* [Current status of gazelle (*Procapra gutturosa*) in Russia] // *Nature Conservation Research. Zapovednaya nauka*. 2017. No. 2 (Suppl. 1). pp. 81–99. DOI: 10.24189/ncr.2017.018 In Russian
- Kobylykin D.V. *Dinamika geosistem Selenginskogo srednegor'ya v pozdneneopleystotsenovoe vremya*. Avtoref. ... kand. geogr. nauk [Dynamics of geosystems of the Selenga midlands in the late Neopleistocene. Author's abstract. ...cand. geogr. Sci.] Ulan-Ude, 2007. 22 p. In Russian
- Kozhamkulova B.S. *Antropogenovaya iskopaemaya teriofauna Kazakhstana* [Anthropogenic fossil theriofauna of Kazakhstan]. Alma-Ata, 1969. 149 p. In Russian

- Lbova L.V., Panov V.S., Zenin V.N., Barkov A.V. *Novye dannye o radiouglerodnom vozraste mestonakhozhdeniya Malaya Syya* [New data on the radiocarbon age of the Malaya Syya location // *Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredel'nykh territoriy* [Problems of archeology, ethnography, anthropology of Siberia and adjacent territories]. Novosibirsk, 2015. T. XXI. pp. 103–106. In Russian
- Malikov D.G. *Krupnye mlekopitayushchie srednego-pozdnego neopleystotsena Minusinskoy kotloviny, stratigraficheskoe znachenie i paleozoogeografiya* [Large mammals of Mid-Late Pleistocene from Minusinsk Basin, stratum, value and paleozoogeography]. Dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. Tomsk: TGU, 2015. 227 p. In Russian
- Malikov D.G. *Rasprostranenie saygaka Saiga tatarica L., 1766 v pozdnem neopleystotsene Minusinskoy kotloviny* [Distribution of the saiga Saiga tatarica L., 1766 in the Late Neopleistocene of the Minusinsk Basin] // *Byulleten' MOIP. Otdel geologicheskii* [MOIP Bulletin. Geological department]. 2018. T. 93, vyp. 2. pp. 34–41. In Russian
- Meshcherin M.N., Slavinskiy V.V., Klementiev A.M., Opekunova M.Yu., Golubtsov V.A., Barkov A.V., Filatov E.A. *Afontova Gora II – Sklon – novoe podrazdelenie v afontovskoy gruppe pamyatnikov* [Afontova Gora II – Slope – a new subdivision in the Afontovo group of monuments] // *Geologiya paleolita Severnoy Azii: k stoletiyu so dnya rozhdeniya S.M. Tseytlina. Putevoditel' polevoy ekskursii* [Geology of the Paleolithic of Northern Asia: on the centenary of the birth of S.M. Tseitlina. Field Trip Guide]. Krasnoyarsk: Sitall, 2020. pp. 58–77. In Russian
- Muratov V.M., Ovodov N.D., Panychev V.A., Safarova S.A. *Obshchaya kharakteristika paleoliticheskoy stoyanki Malaya Syya* [General characteristics of the Paleolithic site Malaya Syya] // *Arkheologiya Severnoy Azii* [Archeology of Northern Asia]. Novosibirsk. Nauka. 1982. pp. 33–48. In Russian
- Ovodov N.D. *Fauna paleoliticheskikh poselenii Tolbaga i Varvarina Gora v Zapadnom Zabaykal'e* [Fauna of the Paleolithic settlements of Tolbaga and Varvarina Gora in Western Transbaikalia] // *Prirodnaya sreda i drevniy chelovek v pozdnem antropogene* [Natural environment and ancient man in the late anthropogene]. Ulan-Ude: BF SO AN SSSR, 1987. pp. 122–140. In Russian
- Ovodov N.D. *Drevnie zveri Khakasii* [Ancient beasts of Khakassia] // *Astroarkheologiya – estestvennonauchnyy instrument poznaniya protonauk i astral'nykh religiy zhrechestva drevnikh kul'tur Khakasii* [Astroarchaeology is a natural scientific tool for understanding the protosciences and astral religions of the priesthood of the ancient cultures of Khakassia] Krasnoyarsk: Izd-vo «Gorod», 2009. pp. 189–199. (Ser. «Istoriya i kul'tura Vostoka»). In Russian
- Pozdnepaleoliticheskaya stoyanka Afontova Gora II: itogi mul'tidistsiplinarnykh issledovaniy 2014 goda* [Late Paleolithic site Afontova Gora II: results of multidisciplinary research in 2014] / E.V. Akimova, A.A. Anoykin, S.K. Vasiliev, L.L. Galukhin, N.I. Drozdov, A.A. Dudko, I.D. Zol'nikov, A.M. Klementiev, D.N. Lysenko, I.I. Razgil'deeva, V.S. Slavinskiy, I.V. Stasyuk, E.A. Tomilova, V.M. Kharevich, A.A. Tsybankov; M-vo nauki i vyssh. obrazovaniya Ros. Federatsii, Ros. akad. nauk, Sib. otd-nie, In-arkheologii i etnografii; Krasnoyarskaya Geoarkheologiya. Novosibirsk: Izd-vo IAET SO RAN, 2021. 260 p. In Russian
- Slavinskiy V.S., Tsybankov A.A., Lysenko D.N., Drozdov N.I., Zol'nikov I.D., Klementiev A.M., Meshcherin M.N., Gladyshev S.A., Bogdanov E.S., Neteta A.V., Barkov A.V., Leont'ev V.P., Makulov V.I. *Issledovaniya pamyatnika Afontova Gora II v 2016 godu* [Research of the monument Afontova Gora II in 2016 /] // *Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredel'nykh territoriy*. [Problems of archeology, ethnography, anthropology of Siberia and adjacent territories]. 2016. No. 22. pp. 565–568. In Russian
- Sekretarev M.N., Lipishanov A.P. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Minusinskaya. List N-45-XVIII (Shira). Ob'yasnitel'naya zapiska. St.Petersburg: Izd-vo kartfabriki* [State geological map of the Russian Federation, scale 1:200,000. Second edition. Minusinskaya series. Sheet N-45-XVIII (Shira). Explanatory letter]. VSEGEI, 2000. 151 p. In Russian
- Tataurova L.V., Lysenko D.N., Galukhin L.L. VI *Mezhdunarodnaya nauchnaya konferentsiya «Kul'tura russkikh v arkheologicheskikh issledovaniyakh»: novyy vklad v razvitie nauchnogo napravleniya (k yubileyu g. Eniseyska)* [VI International Scientific Conference “Russian Culture in Archaeological Research”: a new contribution to the development of the scientific direction (to the anniversary of the city of Yeniseisk)] // *Vestnik NGU. Seriya: Istoriya, filologiya* [Bulletin of NSU. Series: History, philology]. 2018. T. 17, No. 3: Arkheologiya i etnografiya. pp. 156–162. In Russian
- Fedotov A.N., Ladygin S.V., Izmaylova S.A., Sivchikov V.E., Kalinin V.A., Tsareva E.V., Lysogorskiy K.V., Kocheev Yu.F. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy federatsii 1:200 000. List N-46-KhKh – Abakan (karta + ob'yasnitel'naya zapiska)* [State geological map of the Russian Federation 1:200,000. Sheet N-46-XX – Abakan (map + explanatory note)]. Moscow – St. Petersburg, 1998. 116 p. In Russian
- Tsybiktarov A.D. *Kul'tura plitochnykh mogil Mongolii i Zabaykal'ya* [Culture of slab graves of Mongolia and Transbaikalia]. Ulan-Ude: Izd-vo Buryatskogo gosuniversiteta, 1998. 288 p. In Russian
- Tsykin R.A., Tsykina Zh.L., Dobrovolskiy M.N. *Peshchery Krasnoyarskogo kraya* [Caves of the Krasnoyarsk Territory]. Edit by B.A. Makarov. Krasnoyarskoe knizhnoe izdatel'stvo, 1974. 104 p. In Russian
- Bohlin B. Einige jungtertiäre und Pleistozäne cavicornier aus nord-China // *Nova Acta Regiae Societatis Scientiarum Upsaliensis*, Series 4. 1938. V. 11. pp. 1–54.
- Crubezy É. Peuplements HUMains et coévolution homme/milieu en Sibérie et dans la steppe euRASlatique au cours de l'Holocène. Université Paul Sabatier (Toulouse 3), 2015, 272 p.
- Dmitrieva E.L., Serdyuk N.V. Dzeren from the Cavicorn Fauna of the Nalaikha Locality // *Paleontological Journal*, 2016, Vol. 50, No. 12, pp. 1434–1436. doi: 10.1134/S0031030116120054
- Germonpre M., Lbova L. Mammalian Remains from the Upper Palaeolithic Site of Kamenka, Buryatia (Siberia) // *Journal of Archaeological Science*, 1996. No. 23. pp. 35–57.
- Kozyrev A., Shchetnikov A., Klement'ev A., Filinov I., Fedorenko A., White D. The early Upper Palaeolithic of the Tunka rift valley, Lake Baikal region, Siberia // *Quaternary International*. 2014. V. 348. pp. 4–13. doi:10.1016/j.quaint.2014.06.012.
- Rudaya N., Vasiliev S., Viola B., Talamo S., Markin S. Palaeoenvironments during the period of the Neanderthals settlement in Chagyrskaya cave (Altai Mountains, Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 467. 2017. pp. 265–276. http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.12.007
- Shpansky A.V., Sapunova L.S., Pilyukova A.V. A traumatic case in *Mammuthus trogontherii chosaricus* Dubrovo (1966) // *Quaternary International*. 2015. V. 379. pp. 82–88. http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.018

**Информация об авторах:**

**Клементьев А.М.**, кандидат географических наук, научный сотрудник, лаборатория геологии мезозоя и кайнозоя, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: klem-al@bk.ru

**Маликов Д.Г.**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

***Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.***

***Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.***

**Information about authors:**

**Klementiev A.M.**, Cand. Sci. (Geography), Researcher, Institute of the Earth's Crust of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia.

E-mail: klem-al@bk.ru

**Malikov D.G.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

***Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.***

***The authors declare no conflicts of interests.***

*Статья поступила в редакцию 25.05.2022; одобрена после рецензирования 21.11.2022; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 25.05.2022; approved after reviewing 21.11.2022; accepted for publication 18.09.2023*

Научная статья

УДК 551.763.1

doi: 10.17223/25421379/28/6

## МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Александра Викторовна Левичева<sup>1</sup>, Зинаида Никитична Гнибиденко<sup>2</sup>,  
Любовь Геннадьевна Смолянинова<sup>3</sup>, Владимир Аркадьевич Маринов<sup>4</sup>



<sup>1,2</sup> *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*

<sup>3</sup> *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

<sup>4</sup> *Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия*

<sup>1</sup> *levichevaav@ipgg.sbras.ru*

<sup>2</sup> *gnibidenkozna@ipgg.sbras.ru*

<sup>3</sup> *lsmol@yandex.ru*

<sup>4</sup> *vamarinov@tnnc.rosneft.ru*

**Аннотация.** Представлены результаты магнитостратиграфических исследований верхнего мела центральной части Западной Сибири, вскрытого двумя скважинами – Северо-Тамаргинской 59Р и Западно-Игольской 31П. Изучены кузнецовская, ганькинская свиты, нижнеберезовская, верхнеберезовская подсвиты, датированные по микрофауне фораминифер, в возрастном интервале средний-поздний турон–ранний маастрихт. По комплексным (палеомагнитным и биостратиграфическим) данным, полученным для верхнего мела двух скважин, построены магнитостратиграфические разрезы. В этих разрезах зафиксированы три магнитозоны: две обратной  $R_1K_2km$  и  $R_2K_2mt$  и одна прямой  $NK_2t-st$  полярности, которые идентифицируются с аналогами магнитных хронов C34, C33r, C31r. Полученные данные будут использованы при построении шкалы магнитной полярности мела Западной Сибири.

**Ключевые слова:** палеомагнетизм, магнитостратиграфия, геомагнитная полярность, магнитозона, верхний мел, центр Западной Сибири

**Источник финансирования:** работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования в рамках государственного задания FEWZ-2020-0007.

**Для цитирования:** Левичева А.В., Гнибиденко З.Н., Смолянинова Л.Г., Маринов В.А. Магнитостратиграфия верхнего мела центральной части Западной Сибири // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 70–85. doi: 10.17223/25421379/28/6

Original article

doi: 10.17223/25421379/28/6

## MAGNETOSTRATIGRAPHY OF THE UPPER CRETACEOUS OF THE CENTRAL PART OF WESTERN SIBERIA

Alexandra V. Levicheva<sup>1</sup>, Zinaida N. Gnibidenko<sup>2</sup>, Lybov G. Smolyaninova<sup>3</sup>, Vladimir A. Marinov<sup>4</sup>

<sup>1,2</sup> *Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

<sup>3</sup> *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

<sup>4</sup> *Tyumen Petroleum Scientific Center, Tyumen, Russia*

<sup>1</sup> *levichevaav@ipgg.sbras.ru*

<sup>2</sup> *gnibidenkozna@ipgg.sbras.ru*

<sup>3</sup> *lsmol@yandex.ru*

<sup>4</sup> *vamarinov@tnnc.rosneft.ru*

**Abstract.** In this paper the results of magnetostratigraphic studies of the Upper Cretaceous of the Central part of the Western Siberia penetrated by two wells – Severo-Tamarginskaya 59R and Zapadno-Igol'skaya 31P. Kuznetsovo and Gan'kino formations, Nizhneberezovo and Verchneberezovo subformations, dated by foraminifera were studied. The obtained biostratigraphic data show that the sediments formed in the Middle-Late Turonian–Early Maastrichtian time interval. The reported magnetostratigraphic sections is based on integrated paleomagnetic and biostratigraphic data from the two wells and comprises three magnetozones of reverse ( $R_1K_2km$ ) and ( $R_2K_2mt$ ) and normal ( $NK_2t-st$ ) polarity corresponding to the C34, C33r, C31r Chrons of the global magnetic polarity scale. The obtained data will be used compiled magnetic polarity scale of the Cretaceous of the Western Siberia. The resulting composite section will be one of the fragments of the regional magnetostratigraphic section (scale) of the Upper

Cretaceous of the entire Western Siberia (its central part). This is its fundamental scientific and theoretical significance. From an applied practical point of view, this consolidated section already allows for correlation and dating of sedimentary deposits, and can be used to correct Regional stratigraphic Schemes of the Upper Cretaceous of Western Siberia, the layout of which is being actively discussed.

**Keywords:** paleomagnetism, magnetostratigraphy, geomagnetic polarity, magnetozone, Upper Cretaceous, Central part of West Siberia

**Source of financing:** the work was carried out with the support of Ministry of Science and Higher Education within the framework of the state task FEWZ-2020-0007.

**For citation:** Levicheva A.V., Gnibidenko Z.N., Smolyaninova L.G., Marinov V.A. (2023) Magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous of the central part of Western Siberia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. 70–85. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/28/6

## Введение

Разработка региональных магнитостратиграфических разрезов (шкал) для крупных геологических провинций мира является необходимой составной частью исследований по созданию шкалы геомагнитной полярности.

К настоящему времени верхнемеловые отложения центральных районов Западной Сибири являются в палеомагнитном отношении совершенно не изученными. С 2016 г. нашим научным коллективом начаты планомерные детальные и комплексные (палеомагнитные, палеонтологические и геолого-стратиграфические) исследования верхнемеловых отложений центральных и северных районов Западной Сибири. Палеомагнитные исследования были проведены на севере Красноярского края в пределах Енисей-Хатангского мегапрогиба, где изучены верхнемеловые отложения восьми скважин (Хикиглинская 1, Сузунская 34, Восточно-Лодочная 1, Западно-Тагульская 1, Тагульская 21 и 25, Ванкорская 10 и 13), представленные долганской, дорожковской и насоновской свитами [Гнибиденко и др., 2017]. Разработаны магнито-стратиграфические разрезы этих скважин и выполнено их сопоставление со шкалой магнитной полярности Ф.М. Градштейна [Gradstein et al., 2012] и магнито-стратиграфической шкалой [Дополнения..., 2000]. Комплексные палеомагнитные и палеонтологические данные позволили заключить, что время формирования отложений долганской (верхняя часть), дорожковской и основания насоновской свит в исследуемых скважинах относится к туронскому веку позднего мела и отвечают фрагменту хрона прямой полярности С34 общей магнитохронологической шкалы Ф.М. Градштейна (~93,9–89,8 млн лет).

Впервые для севера Западной Сибири (территория Тазовского структурно-фациального района – междуречье рек Пур и Таз) в результате проведенных палеомагнитных и стратиграфо-палеонтологических исследований верхнего мела скважин 1049, 109Н, 106П-Ю, 105Н, 2073Н, Западно-Часельской 1П, Ново-Часельской 5П, вскрывших покурскую, дорожковскую,

охтеурьевскую, кузнецовскую, нижеберезовскую, верхнеберезовскую и ганькинскую свиты (сеноман – маастрихт), составлен сводный магнито-стратиграфический разрез верхнего мела, который будет являться одним из фрагментов шкалы геомагнитной полярности мела Западной Сибири [Гнибиденко и др., 2018, 2019, 2021; Gnibidenko et al., 2020].

Целью настоящей работы является построение магнито-стратиграфических разрезов верхнего мела двух скважин – Северо-Тамаргинской 59Р и Западно-Игольской 31П – для последующего использования полученных данных при построении шкалы магнитной полярности мела Западной Сибири. Частично результаты по двум скважинам 59Р и 31П опубликованы в материалах Десятого Всероссийского совещания, проходившего в Магадане в 2020 г. [Гнибиденко и др., 2020].

## Объект исследований

Изучен разрез верхнего мела по керну двух скважин – Северо-Тамаргинской 59Р и Западно-Игольской 31П, расположенных в центральной части Западной Сибири (рис. 1) в пределах крупного регионального поднятия – Верхневасюганской антеклизы [Конторович и др., 2001]. Керном охарактеризованы кузнецовская и ганькинская свиты, нижеберезовская и верхнеберезовская подсвиты. Каротажные кривые отражают литологию.

**Кузнецовская свита** изучена в керне скважины Северо-Тамаргинская 59Р в интервале глубин 881,0–888,8 м (верхи свиты). Сложена черными комковатыми глинами, однородными, пластичными, с мало-мощными прослоями темно-серых литифицированных алевролитистых глин. В породе рассеяны обломки раковин крупных двустворок (иноцерамид) и роостры белемнитов. Обнаружены представительные комплексы фораминифер, состоящие преимущественно из агглютинированных форм. Определено более 30 видов. Доминируют виды *Labrospira collyra*, *Haplophragmoides crickmayi*, *H. rota sibiricus*, *Pseudoclavulina hastata*. По составу фораминифер

доминантной группы вмещающие отложения сопоставляются с зоной *Pseudoclavulina hastata* среднего и верхнего турона Западной Сибири. В значительном количестве присутствуют также виды *Ammoscalaria*

*antis*, *Haplophragmium chapmani*, которые обычно характерны для более высоких горизонтов (нижний коньяк) [Подобина, 2009]. Стратиграфическое положение интервала – средний и верхний турон.

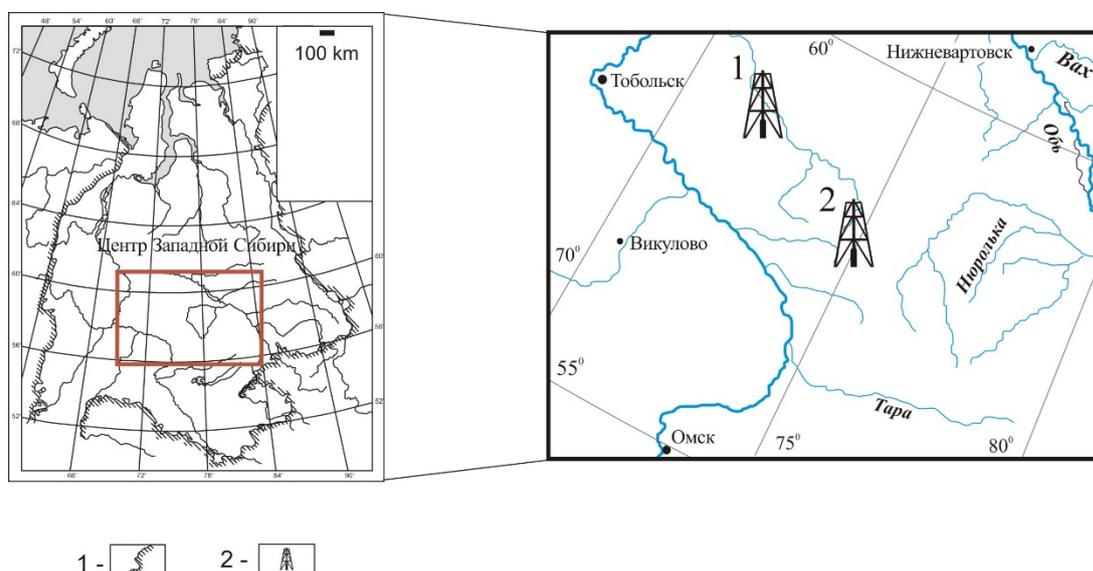


Рис. 1. Карта-схема местоположения изученных скважин: 1 – граница Западно-Сибирской плиты; 2 – скважины

Fig. 1. Location map of the studied wells: 1 – boundary of the West Siberian plate, 2 – wells

**Нижнеберезовская подсвита** изучена по керну скважин Северо-Тамаргинская 59Р (интервал 875,0–881,0 м) и Западно-Игольская 31П (интервалы 825,0–835,0 м и 781,0–785,0 м). Подсвита сложена чередованием прослоев серых, кремово-серых, кремнистых глинистых алевролитов однородных, с зернами глауконита, обломками раковин двустворок, голубовато-серых оскольчатых опок, с горизонтами алевролитов плотных, крепких, конкреционных. Встречены ихнофоссилии *Phycosiphon* редкие, мелкие. В кровле подсвиты преобладают серые опоковидные алевролиты с оскольчатой отдельностью с прослоями серых тонкослоистых глин с плитчатой отдельностью. Порода содержит многочисленные ихнофоссилии *Phycosiphon*, *Arenocolites*, *Anconichnus*, отпечатки водорослей и мелкие сидеритовые конкреции. Свита содержит обедненные комплексы агглютинирующих фораминифер *Psammospaera laevigata* White, *Protheonina* sp. ind., *Reophax* sp. ind., *Recurvoides optivus*, *Cribrostomoides* sp. ind. *Labrospira senonica*, *Haplophragmoides* sp. ind., *Ammobaculites dignus*, *Trochammina* ex gr. bohmi. Диагностическим стратиграфическим признаком является присутствие вида *Ammobaculites dignus*, распространенного в коньяк-сантонских отложениях Западной Сибири.

Стратиграфическое положение интервала – коньякский и сантонский ярусы.

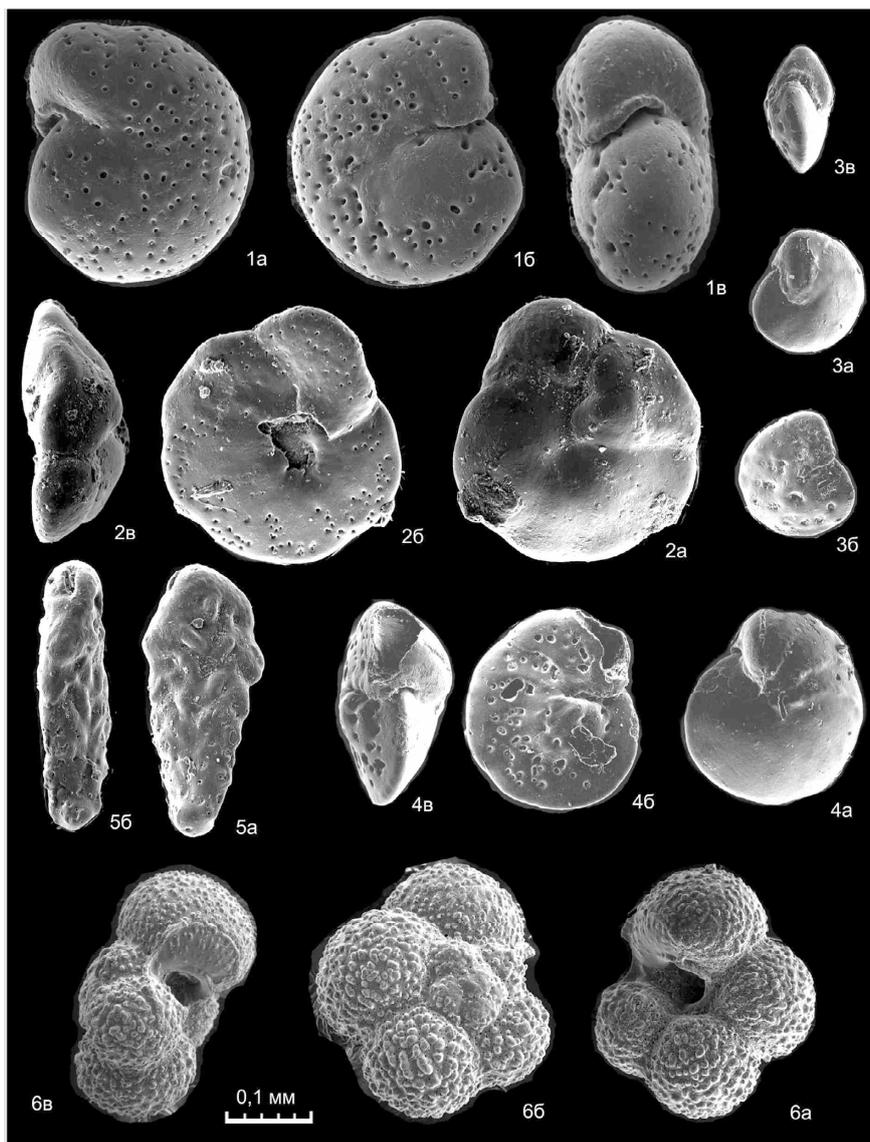
**Верхнеберезовская подсвита** изучена в керне скважин Западно-Игольская 31П в (интервал 763,0–768,0 м) и Северо-Тамаргинская 59Р (интервал 828,0–835,7 м). Подсвита сложена чередованием светло-серых оскольчатых опоковидных глин и серых, зеленовато-серых листоватых размокающих глин с зернами глауконита. Встречены обломки раковин бакулитов, отпечатки водорослей, ихнофоссилии *Planolites*. Средняя часть подсвиты содержит богатый, состоящий из 52 видов, комплекс фораминифер с агглюнированными и секреторно-известковыми раковинами, в котором доминируют виды *Ammodiscus glabratus*, *Recurvoides optivus*, *Pseudoclavulina admota*, *Trochammina boehmi*. В составе комплекса присутствуют виды, характерные для зоны верхнего кампана Западной Сибири *Cibicidoides primus*: *Ammoscalaria incultus*, *Spiroplectammina optata*, *Spiroplectammina brevis* и вид – индекс зоны. Кроме того, обнаружены виды *Valvulinoides umovi*, *Anomalinoidea neckajae*, *Cibicidoides aktulagayensis* (фототаблица, фиг. 1, 3, 4), которые впервые появляются в верхнекампанском подъярусе. В основании свиты обнаружен комплекс фораминифер из 23 видов, в котором

доминируют *Reophax inordinatus*, *Labrospira senonica*, *Recurvoides optivus*. Виды *Labrospira senonica*, *Recurvoides optivus* являются характерными для зоны *Cribrostomoides cretaceous exploratus*, *Amotomarginulina crispata* верхнего сантона Западной Сибири [Подобина, 2009]. Однако находки видов,

которые впервые появляются в кампанском ярусе Западной Сибири (*Spiroplectamina optata*, *Eponides sibiricus*) указывают на принадлежность интервала к зоне *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* нижнего кампана. Стратиграфическое положение интервала соответствует нижнекампанскому подъярису.

Фототаблица

Phototable



Во всех случаях стороны раковин: а – брюшная (боковая); б – спинная; в – устьевая

In all cases, the sides of the shells are: a – ventral (lateral); b – dorsal; c – apertural

Все образцы происходят из скважины Западно-Игольская 31П. Западная Сибирь, Томская область, обр. 31 ЗИ-6; интервал 710,0–716 м, 4,75 м от верха интервала, ганькинской свиты, нижний маастрихт,

зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*, Фиг. 1. *Anomalinoidea neckajae* (Vassilenko). Экз. 31-ЗИ-6/12. ×110. Фиг. 2. *Cibicidoides primus* Podobina. Экз. 31-ЗИ-6/5. ×150. Фиг. 3–4. *Cibicidoides*

*aktulagayensis* (Vassilenko). Фиг. 3. Экз. 31-ЗИ-6/1. ×110. Фиг. 5. *Bolivinooides peterssoni* Brotzen. Экз. 31-ЗИ-6/7. ×150. Фиг. 6. *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer). Экз. 31-ЗИ-6/9. ×150.

**Ганькинская свита** изучена в керне скважины Западно-Игольская (интервал 710,0–725,0 м). Свита сложена серыми однородными карбонатными глинами с прослоями опоквидных зеленовато-серых глин с обломками раковин двустворчатых моллюсков *Arctica*, *Entoleum*, аммонитов *Baculites*, рострами белемнитов, отпечатками водорослей хорошей сохранности, многочисленными ихнофоссилиями *Planolites*. Породы содержат богатые и представительные комплексы фораминифер, бентосных и планктонных, состоящие из 68 видов. В составе комплексов доминируют *Spiroplectamina variabilis*, *Eponides sibiricus*, *Cibicides gankinoensis*, *Epistomina fax*, *Anomalinooides neckajae*, *Cibicoides aktulagayensis*, *Cibicoides primus* (см. фототаблицу, фиг. 2). Вмещающие комплекс отложения сопоставляются со слоями с *Bolivina decurens* – *Bolivinooides senonicus*, нижней части зоны *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* нижнего маастрихта [Ксенева, Ксенева, 2010]. Стратиграфическое положение интервала – нижняя часть нижнемаастрихтского подъяруса. Определение фораминифер выполнено В.А. Мариновым.

### Методика исследований

Лабораторная обработка образцов по извлечению фораминифер из породы проводилась по следующей методике. Образцы помещались в 10 %-й раствор кальцинированной соды и выдерживались несколько суток. Затем проводилось дробление породы с помощью пресса. Порода разбивалась на кусочки размером не больше 1 см в диаметре. Далее образцы помещались в сушильный шкаф на несколько часов. Потом снова замачивались в содовом растворе на 1 сут. После 5–10 циклов просушивания и замачивания образцы кипятились несколько часов в содовом растворе. Затем промывались под струей воды на сите с ячейей 0,68 мм. Смывался осадок стружкой воды в фарфоровую чашку, которую ставили затем в сушильный шкаф. Извлечение раковин фораминифер, находящихся в высушенном осадке, производилось под бинокулярным микроскопом МБС-10. Просматривалась фракция мельче 2 мм. Отобранные раковины фораминифер помещались в камеру Франке, затем сортировались по таксономической принадлежности и приклеивались к подложке раковины с помощью сахарного сиропа.

Методика палеомагнитного анализа не отличалась от общепринятой и стандартной [Butler, 1992].

Для палеомагнитных исследований из двух скважин – Северо-Тамаргинской и Западно-Часельской (кузнецовская и ганькинская свиты, нижнеберезовская и верхнеберезовская подсвиты) – отобрано 209 образцов кубиков, представляющих 67 стратиграфических уровней. Ориентированные «верх–низ» образцы для палеомагнитных исследований отбирались равномерно через 0,5–1,0 м пробоотборником А. Бишаева (для 2-сантиметровых образцов-кубиков), или в виде штуфов, из которых вручную изготавливались 2–4 ориентированных образца-кубика в плоскости маркировки и по вертикали керна с ребром грани 2 см. Для обеспечения корректных комплексных исследований при отборе ориентированных образцов параллельно и одновременно отбирались образцы для палеонтологических исследований.

В процессе обработки исследуемых коллекций определялись петромагнитные характеристики пород (начальная магнитная восприимчивость ( $\chi$ ), величина естественной остаточной намагниченности (NRM,  $J_n$ )), проводились специальные лабораторные магнитные исследования: анализ кривых насыщения, термомагнитные исследования пород, изучение поведения  $J_n$  пород при нагревах и в переменных магнитных полях, компонентный анализ NRM.

Измерения величины магнитной восприимчивости и ее температурной зависимости были проведены на двухчастотном каппаметре Bartington MS2 (Великобритания). Измерение естественной остаточной намагниченности проводилось на приборе JR-6A. Пошаговая магнитная чистка температурой и переменным магнитным полем проводилась с использованием немагнитной печи TD48 (США), установки LDA-3A и размагничивающей установки переменного магнитного поля (криогенный магнитометр 2G Enterprises (США)).

Компонентный анализ палеомагнитных данных осуществлялся с помощью программы Remasoft 3.0 путем анализа и интерпретации диаграмм Зийдверельда [Zijderveld, 1967] и графиков размагничивания NRM.

### Результаты палеомагнитных исследований

**Магнитные свойства пород.** Петромагнитные параметры исследованных пород характеризуются низкими значениями: начальная магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) варьирует в пределах  $(0,02–22,6) \times 10^{-5}$  ед. СИ, естественная остаточная намагниченность меняется от 0,01 до 0,58 мА/м. Самыми низкими петромагнитными параметрами обладают глины и алевролиты нижнеберезовской подсвиты.

Для исследуемых пород фактор Кенигсбергера ( $Q_n$ ) много меньше 1 и изменяется от 0,03 до 0,3, что

косвенно свидетельствует об ориентационной природе намагниченности.

Была исследована зависимость NRM от  $\chi$ . На рис. 2 показано распределение скалярных магнитных параметров. Естественная остаточная намагниченность и

магнитная восприимчивость имеют в целом линейное распределение, что отражает зависимость величин этих параметров в основном от концентрации магнитных минералов. Это характерно особенно для образцов из скважины 59P.

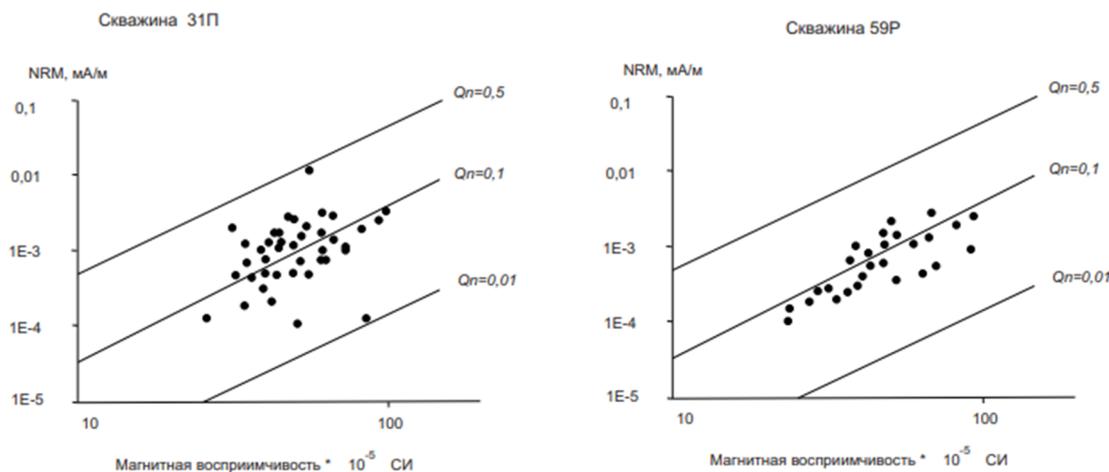


Рис. 2. Распределение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности в скважинах 31П и 59P

Fig.2. Distribution of magnetic susceptibility and natural remanence in wells 31P and 59P

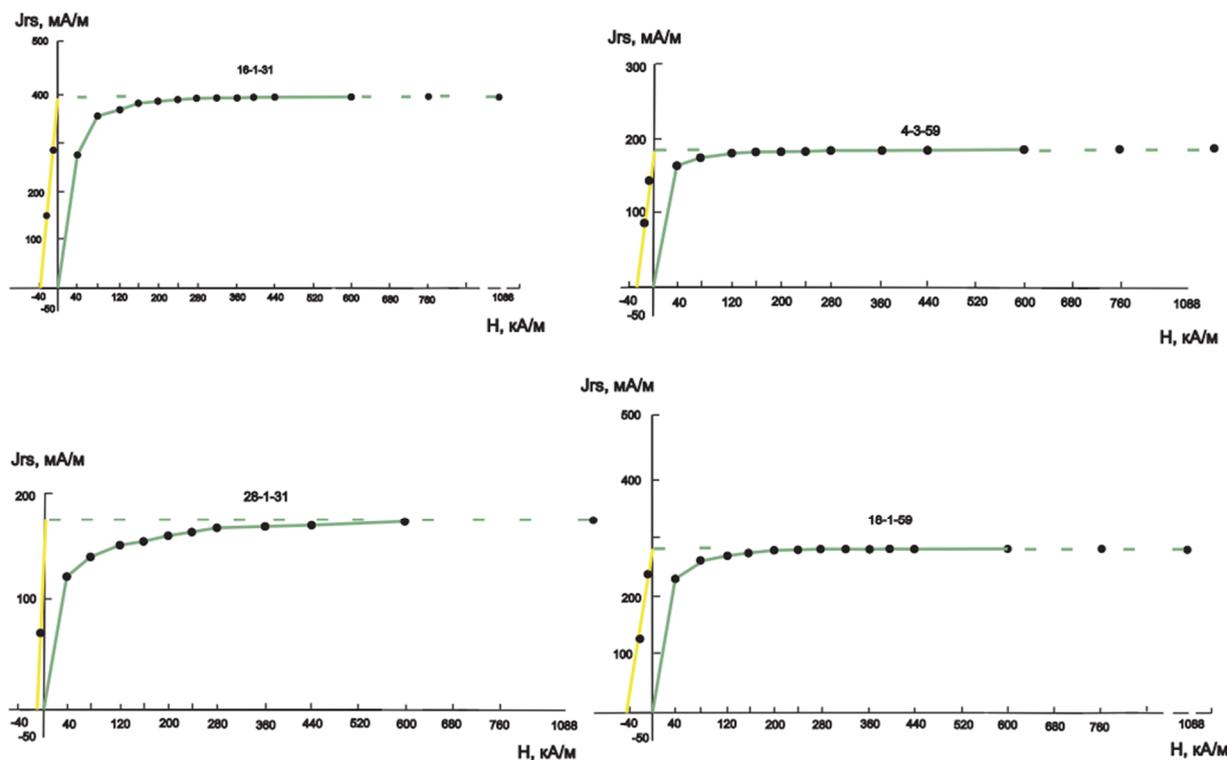


Рис. 3. Графики нормального намагничивания образцов пород  $J_{rs}(H)$ .  $J_{rs}$  – остаточная намагниченность насыщения,  $H$  – напряженность магнитного поля

Fig. 3. Graphs of normal magnetization of rock samples  $J_{rs}(H)$ .  $J_{rs}$  – saturation remanent magnetization,  $H$  – magnetic field strength

Естественная остаточная намагниченность в породах целиком зависит от наличия частиц магнитных минералов. Расчетные отношения фактора Кенигсбергера меньше единицы, что свидетельствует об ориентационной (детритной) природе намагниченности [Гужиков и др., 2012; Гужиков, Пронин, 2015], а также о преобладании индуцированной намагниченности над естественной остаточной намагниченностью пород. О детритной намагниченности свидетельствует также литологический состав. Исследуемые отложения – это осадочные терригенные породы – глины, алевролиты, песчаники. Входящие в их состав аллотигенные магнитные минералы являются носителями ориентационной остаточной намагниченности.

Для определения магнитных минералов – носителей намагниченности были получены и проанализированы графики нормального намагничивания (кривые насыщения) и изучена зависимость магнитной восприимчивости от температуры. По результатам магнитного насыщения в исследуемых отложениях присутствуют магнитомягкие магнитные минералы (см. рис. 3).

Также для диагностики магнитных минералов использовался метод термокаппаметрии. Проводилось наблюдение за поведением магнитной воспри-

имчивости при непрерывном нагревании (рис. 4). В начале процесса нагрева образцов значения  $\chi$  находятся в принудеальной области, что говорит об очень слабой магнитной восприимчивости исследуемых пород. Для большинства проведенных экспериментов графики нагрева идентичны. В частности, при нагреве наблюдаются широкие пики с максимумом при температуре 520 °С. В процессе остывания во всех образцах также наблюдается идентичное поведение магнитной восприимчивости – кривые охлаждения в области температур 420–100 °С сглажены и проходят выше кривых нагрева (рис. 4). Результаты термокаппаметрии свидетельствуют о присутствии в породах сидерита и сульфида железа (пирит) [Буров, Ясонов, 1979; Минюк и др., 2013]. О присутствии в породах сидерита свидетельствуют также минералогические исследования и результаты рентгеновского микронзондового анализа (микронзонд EPMA) в заданных точках в сантон-кампанских образцах. Алевролиты, аргиллиты и алевролитистые глины часто содержат примесь сидерита до 3 % и скрытокристаллического пирита до 1–2 %. Пирит не обладает магнитными свойствами, но при определенных условиях может быть поставщиком в состав пород ферромагнитных образований, таких как магнетит, маггемит, гематит, гетит, пирротин.

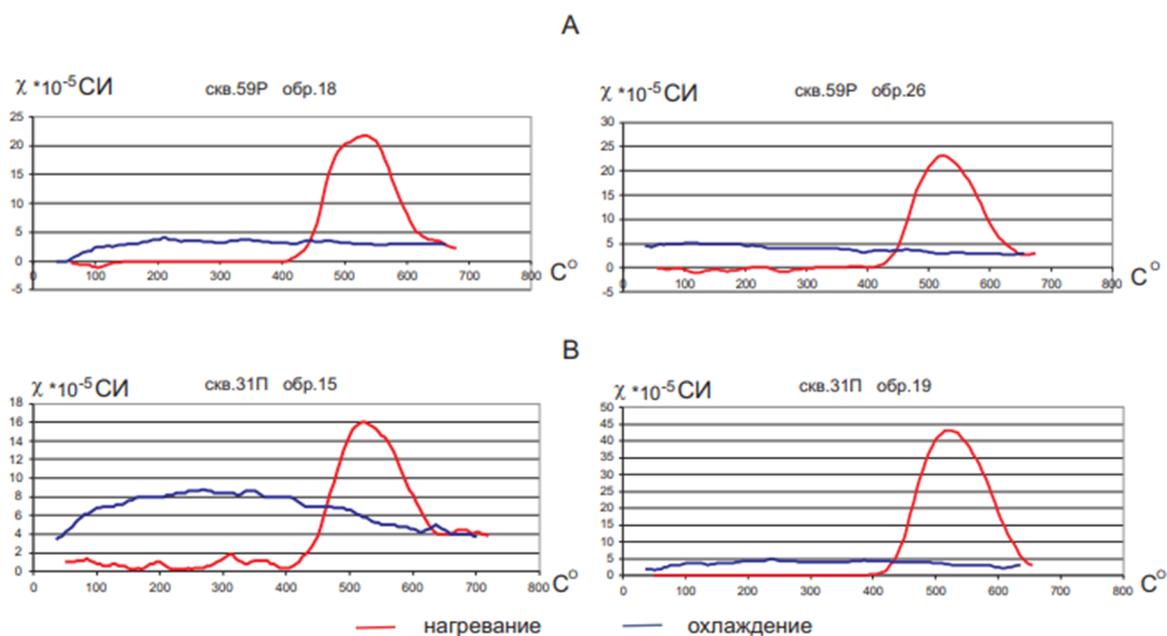


Рис. 4. Изменение магнитной восприимчивости от температуры для скважин: А – Северо-Тамаргинская; В – Западно-Игольская

Fig. 4. Change in magnetic susceptibility with temperature for wells: А – Severo-Tamarginskaya; В – Zapadno-Igolskaya

Для выделения из естественной остаточной намагниченности характеристической (первичной)

компоненты, сформировавшейся в период образования пород, был выполнен компонентный анализ NRM –

проведены эксперименты по ступенчатому размагничиванию переменным магнитным полем и терморазмагничиванию. Эксперименты по размагничиванию показали, что для пород кузнецовской (верхи) и

ганькинской свит, нижеберезовской и верхнеберезовской подсвит наиболее эффективным методом очистки является размагничивание переменным магнитным полем.

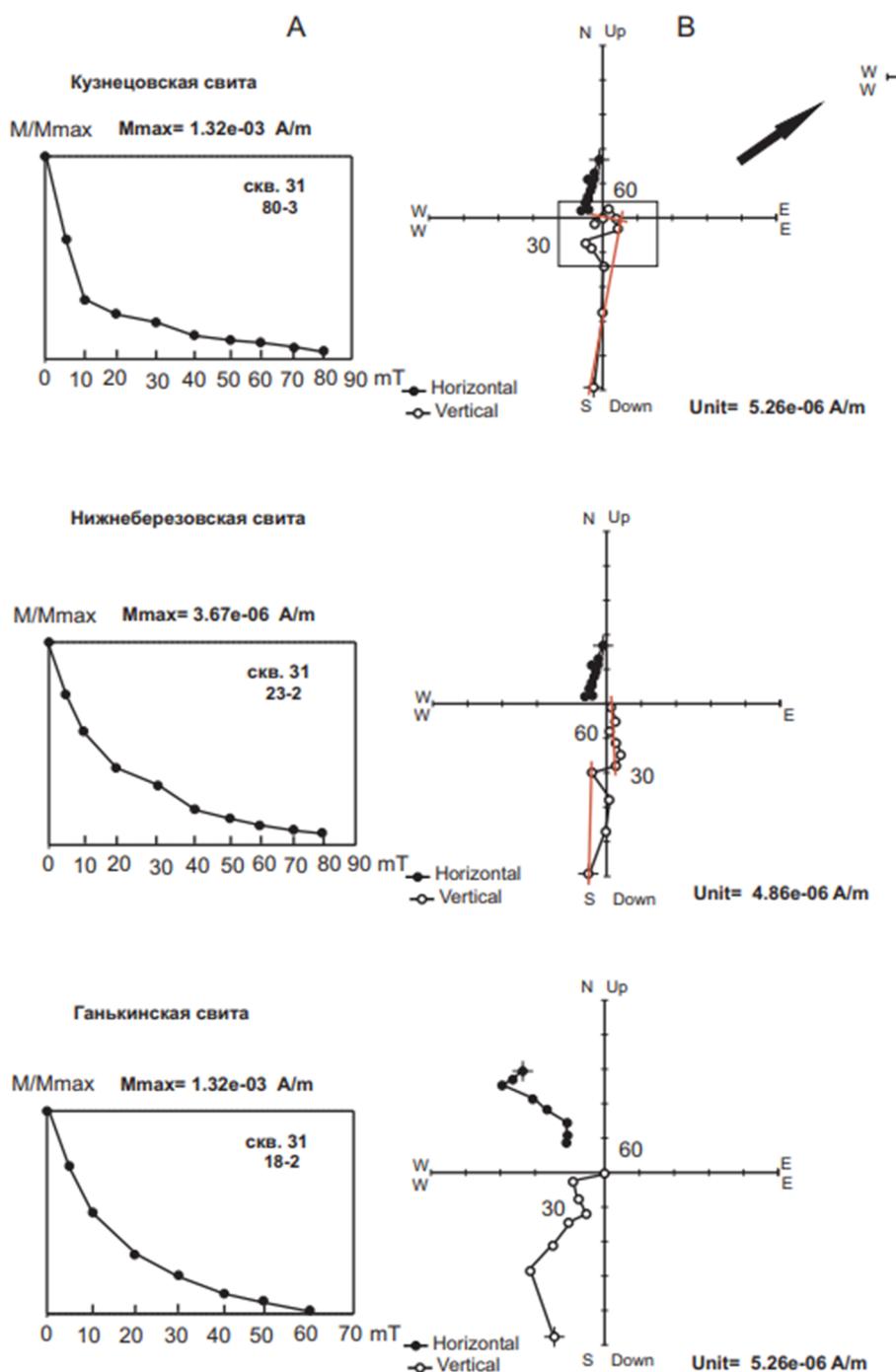


Рис. 5. Графики размагничивания переменным полем NRM и диаграммы Зийдвервелда для ганькинской, нижеберезовской, кузнецовской свит

Здесь и на рис. 6: А – нормализованная кривая спада намагниченности; Б – диаграмма Зийдвервелда, проекция NRM на горизонтальную (залитые точки) и вертикальную (полые точки) плоскости

Fig. 5. Plots of demagnetization by the NRM alternating field and Zijderveld diagrams for the Gankinskaya, Nizhneberezhovskaya, and Kuznetsovskaya formations

Here and in the Fig. 6: A – normalized magnetization decay curve; B – Zijderveld diagram, NRM projection on the horizontal (filled points) and vertical (hollow points) planes

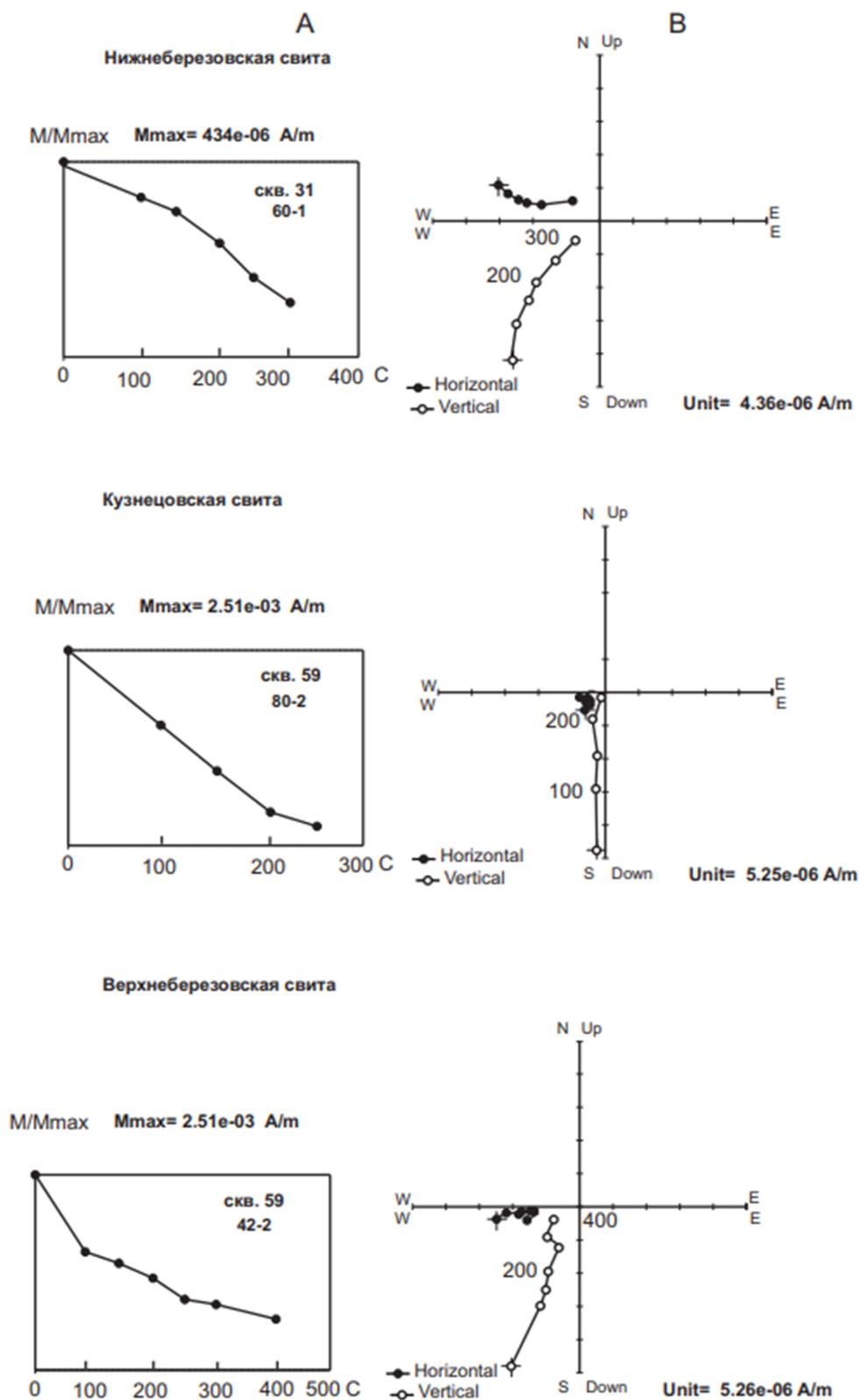


Рис. 6. Графики терморазмагничивания NRM и диаграммы Зийдервелда для верхнеберезовской, нижнеберезовской, кузнецовской свит

Fig. 6. Plots of NRM thermal demagnetization and Zijderveld diagrams for the Upper Berezovo, Lower Berezovo, and Kuznetsovo formations

Для этих пород по результатам чистки переменным магнитным полем установлено присутствие двух компонент намагниченности – нестабильной (низкокоэрцитивной) и стабильной (высококоэрцитивной). Детальность чистки, как правило, составляла 7–9 шагов, в зависимости от стабильности коэрцитивного спектра магнитных минералов – носителей намагниченности. Чистка производилась в полях до 80 мТл на размагничивающем устройстве переменного поля в высокочувствительном криогенном магнитометре 2G-Enterprises. Низкокоэрцитивная компонента разрушается небольшими переменными магнитными полями в 20–30–40 мТл, высококоэрцитивная, принимаемая нами за характеристическую ( $ChRM$ ) первичную компоненту естественной остаточной намагниченности, сохраняется до 80 мТл (см. рис. 5). Терморазмагничивание удалось выполнить, за редким исключением, только до температур 300–350–400 °С (см. рис. 6). После прогрева образцов пород до этих температур наблюдался резкий подъем магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности, что свидетельствует о фазовых переходах магнитных минералов – образование нового ферромагнетика, по-видимому, магнетита. Отсюда следует, что терморазмагничивание не совсем приемлемо для выделения характеристической компоненты в верхнемеловых отложениях, вскрытых исследуемыми скважинами.

Компонентный анализ  $J_n$ , выполненный по результатам размагничивания, в основном переменным магнитным полем, позволил выделить характеристическую (первичную) компоненту намагниченности. Доказательством того, что выделенная в результате размагничивания образцов пород переменным магнитным полем характеристическая компонента является первичной, служат следующие доводы: крутые углы наклона в прямо и обратно намагниченных породах, изменения всех петромагнитных параметров снизу вверх, по разрезу не коррелирующие с изменением знака полярности, независимость распределения полярности от литологического состава пород.

**Скважина 31П.** Отложения этой скважины представлены снизу–вверх: нижнеберезовской, верхнеберезовской подсвитами и ганькинской свитой. В литологическом отношении это глины и алевролиты. Нижнеберезовская подсвита (интервалы глубин 825,0–835,0 и 781,0–785,0 м) сложена чередованием кремнистых глинистых алевролитов с зернами глауконита и с горизонтами алевритов. Для палеомагнитных исследований из отложений нижнеберезовской подсвиты этой скважины было отобрано 80 ориентированных образцов-кубиков, представляющих 26 стратиграфических уровней. Верхнеберезовская подсвита (интервал глубин 763,0–768,7 м)

представлена чередованием опоковидных глин и серых листоватых размокающих глин с зернами глауконита. Для палеомагнитных исследований из отложений верхнеберезовской подсвиты было отобрано 13 ориентированных образцов-кубиков, представляющих четыре стратиграфических уровня. Ганькинская свита (интервал глубин 710,0–725,0 м) образована карбонатными глинами с прослоями опоковидных глин. Для палеомагнитных исследований из отложений ганькинской свиты в скважине 31П было отобрано 30 ориентированных образцов-кубиков, представляющих 10 стратиграфических уровней.

В целом для верхнемеловых пород скв. 31П величина магнитной восприимчивости варьирует в пределах  $0,5–22,6 \times 10^{-5}$  ед. СИ, естественная остаточная намагниченность находится в диапазоне от 0,08 до 0,58 мА/м, фактор Кенигсбергера меньше 1. Максимальными значениями магнитной восприимчивости обладают породы ганькинской свиты ( $\chi_{max} = 22,6 \times 10^{-5}$  ед. СИ). Минимальные значения магнитной восприимчивости имеют алевролиты нижнеберезовской подсвиты свиты ( $\chi_{min} = 0,5 \times 10^{-5}$  ед. СИ). Максимальные значения естественной остаточной намагниченности характерны для глин ганькинской свиты ( $I_{nmax} = 0,58$  мА/м), минимальные значения соответствуют породам нижнеберезовской подсвиты ( $I_{nmin} = 0,08$  мА/м).

Магнитное наклонение в интервале глубин 825,0–835,0 и 781,0–785,0 м в этой скважине изменяется от 40 до 68°. Таким образом, отложения нижней и верхней частей нижнеберезовской подсвиты имеют прямую полярность. Углы наклона на уровне глубин 763,0–768,7 м меняются от 39 до 72°. Верхнеберезовская подсвита имеет в верхней части – прямую полярность. Магнитное наклонение в интервале глубин 710,0–725,0 м изменяется в обратном сегменте от –53 до –12°, что дает возможность зафиксировать в отложениях ганькинской свиты обратную полярность геомагнитного поля. Было проведено сопоставление палеомагнитных и палеонтологических данных. В результате: нижнеберезовская подсвита в нижней части датируется поздним мелом, коньяк-сантоном ( $K_2k-st$ ), в низах верхней части свиты возраст отложений также поздний мел, коньяк-сантон ( $K_2k-st$ ), возраст верхов этой свиты определен как поздний мел, ранний кампан ( $K_2km_1$ ), а выше – поздний мел, поздний кампан ( $K_2km_2$ ). Ганькинская свита в нижней части имеет обратную намагниченность и датируется ранним маастрихтом ( $K_2mt_1$ ).

**Скважина 59Р.** Отложения этой скважины представлены снизу вверх: кузнецовской свитой, нижнеберезовской и верхнеберезовской подсвитами. В литологическом отношении это глины и алевролиты. Кузнецовская свита (интервал глубин 881,0–888,8 м) сложена комковатыми глинами с прослоями

литифицированных алевритистых глин. Для палеомагнитных исследований из отложений кузнецовской свиты было отобрано четыре ориентированных образца-кубика, представляющих два стратиграфических уровня. Нижнеберезовская подсвита (интервалы глубин 875,0–881,0 м) представлена кремово-серыми, кремнистыми глинистыми алевролитами с зернами глауконита, обломками раковин двустворок, осколками опок, а также конкреционными алевритами. Для палеомагнитных исследований из отложений нижнеберезовской подсвиты было отобрано 32 ориентированных образца-кубика, представляющих 10 стратиграфических уровней. Верхнеберезовская подсвита (интервал глубин 828,0–835,7 м) сложена опоковидными глинами с зернами глауконита. Для палеомагнитных исследований из отложений верхнеберезовской подсвиты было отобрано 50 ориентированных

образцов-кубиков, представляющих 15 стратиграфических уровней.

В целом верхнемеловые отложения скв. 59Р, как и скв. 31П, относятся к классу слабомагнитных пород. Магнитная восприимчивость меняется в пределах  $0,3\text{--}8,5 \times 10^{-5}$  ед. СИ, величина естественной остаточной намагниченности варьирует от долей единицы до 0,17 мА/м. Фактор Кенигсбергера ( $Q_n$ ) изменяется в пределах единицы. Максимальными значениями магнитной восприимчивости обладают породы нижнеберезовской подсвиты ( $\chi_{\max} = 8,5 \times 10^{-5}$  ед. СИ). Минимальные значения магнитной восприимчивости имеют глинистые алевролиты верхнеберезовской подсвиты ( $\chi_{\min} = 0,3 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ). Максимальные значения естественной остаточной намагниченности характерны для пород нижнеберезовской подсвиты ( $I_{n_{\max}} = 0,17$  мА/м), минимальные значения – для глин кузнецовской свиты ( $I_{n_{\min}} = 0,02$  мА/м).

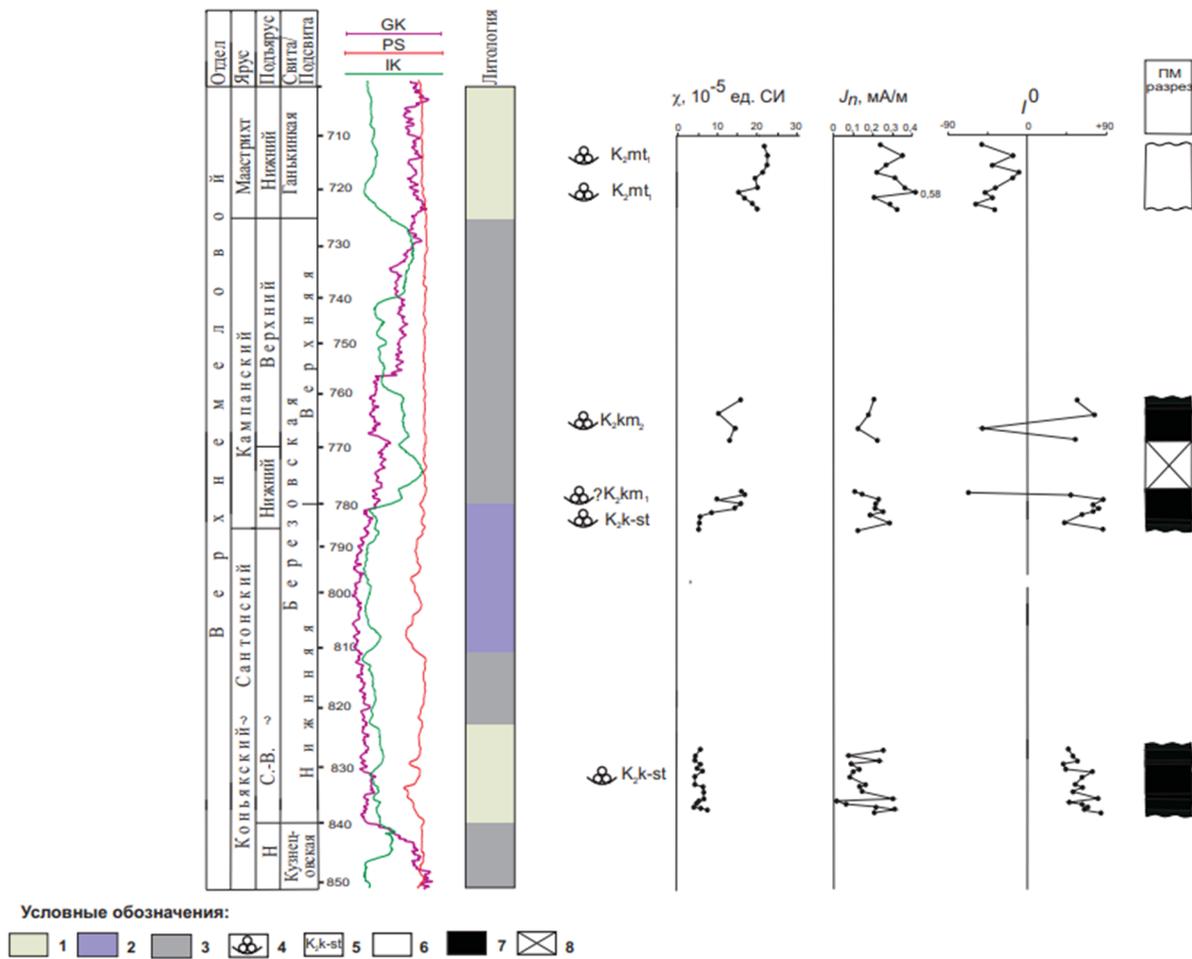


Рис. 7. Магнитостратиграфический разрез скв. Западно-Игольская 31П

Здесь и на рис. 8: 1 – алевролиты глинистые; 2 – опоки; 3 – глины; 4 – находки фауны; 5 – возрастная датировка; полярности геомагнитного поля: 6 – обратная полярность, 7 – прямая полярность; 8 – нет данных; GK – радиоактивный каротаж, PS – каротаж потенциала собственной поляризации, IK – каротаж кажущегося сопротивления

Fig. 7. Magnetostratigraphic section of well Zapadno-Igolskaya 31P

Here and in the Fig. 8: 1 – clayey siltstones; 2 – flasks; 3 – clay; 4 – finds of fauna; 5 – age dating; polarity of the geomagnetic field: 6 – reverse polarity, 7 – direct polarity; 8 – no data; GK – radioactive log, PS – self-polarization potential log, IK – apparent resistivity log

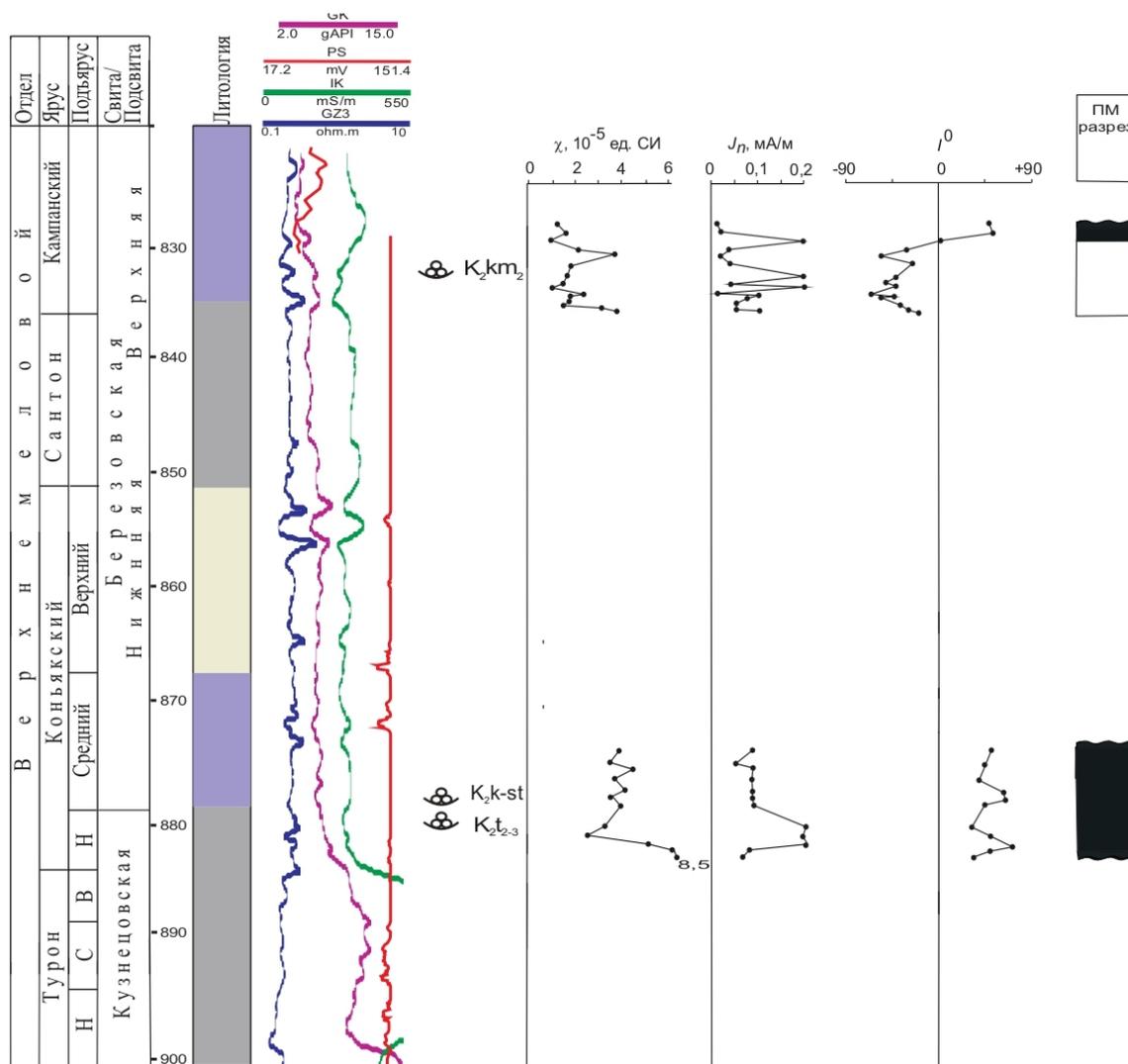


Рис. 8. Магнитостратиграфический разрез скв. Северо-Тамаргинская 59Р

Fig. 8. Magnetostratigraphic section of well Severo-Tamarginskaya 59R

Магнитное наклонение в диапазоне глубин, соответствующих кузнецовской свите и нижней части нижнеберезовской подсвиты, изменяется от 40 до 86°. Таким образом, данные отложения имеют прямую полярность. Углы наклоения на уровне глубин 835,0–830,0 м меняются от –63 до –12°, что дает возможность зафиксировать в большей части верхнеберезовской подсвиты обратную полярность. Палеонтологические данные позволили привязать палеомагнитный разрез к ярусной шкале. Прямо намагниченные низы нижнеберезовской подсвиты датируются поздним мелом, средним-поздним туроном (K<sub>2</sub>t<sub>2-3</sub>), а преимущественно обратно намагниченная часть верхнеберезовской подсвиты датируется поздним мелом, кампаном (K<sub>2</sub>km<sub>2</sub>).

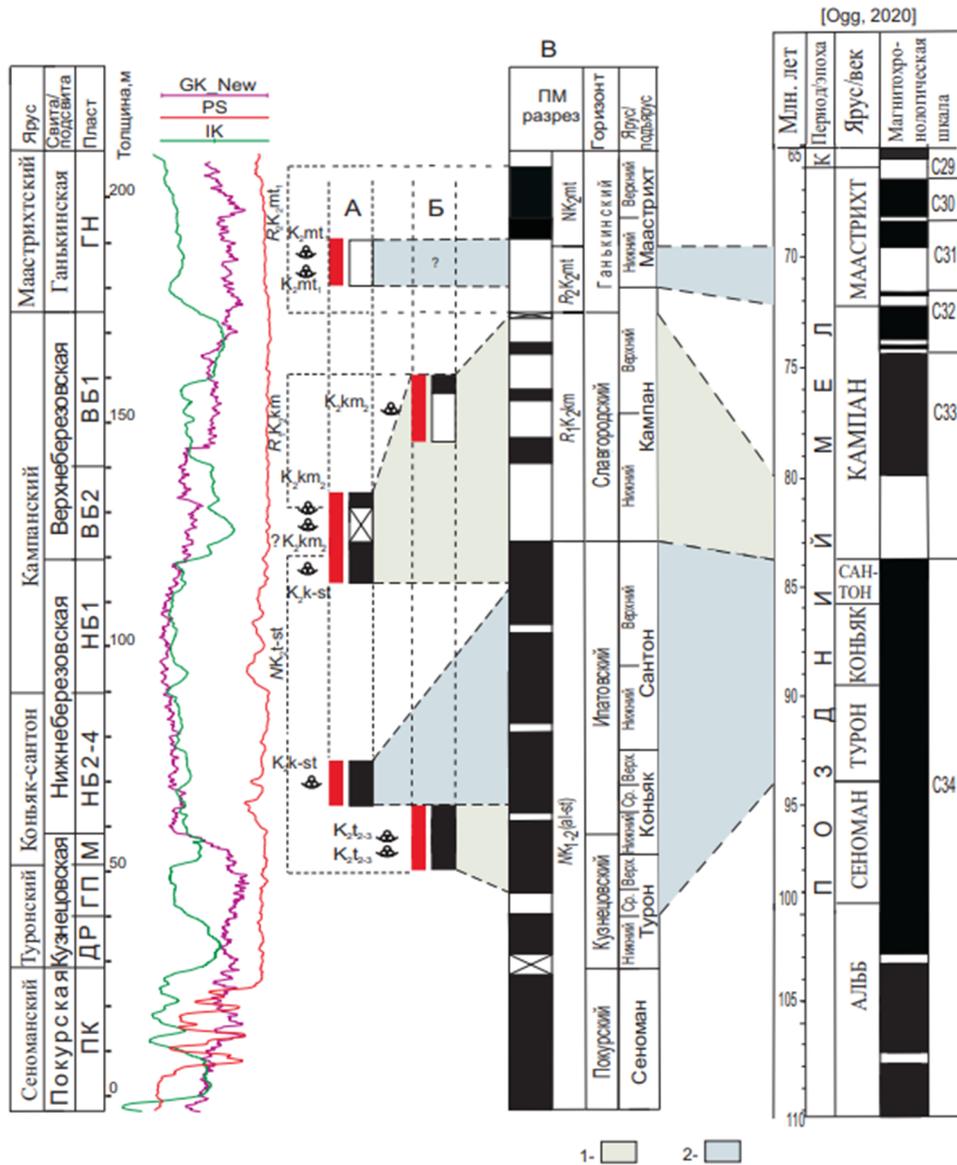
На основе характеристической компоненты намагниченности были построены палеомагнитные разрезы скважин Северо-Тамаргинской 59Р и Западно-Игольской 31П, отложения которых

характеризуются прямой и обратной полярностью, а на основании биостратиграфических данных палеомагнитные разрезы исследованных скважин были привязаны к региональной стратиграфической схеме и получили ранг магнитостратиграфических разрезов (см. рис. 7, 8).

Сравнивая между собой магнитостратиграфические разрезы скважин 59Р и 31П, можно выполнить следующие сопоставления (рис. 9). Прямо намагниченные верхи кузнецовской свиты (турон) и нижней части нижнеберезовской подсвиты (коньяк–сантон) в скв. 59Р и прямо намагниченная нижняя часть и кровля нижнеберезовской подсвиты в скв. 31П, (коньяк–сантон) образуют магнитозону прямой полярности (NK<sub>2</sub>t-st), которая может быть сопоставлена с фрагментом магнитозоны прямой полярности NK<sub>1-2</sub>(al-st) регионального магнитостратиграфического разреза верхнего мела Западной Сибири (Гнибиденко и др., 2020) и

фрагментом хрона прямой полярности С34 шкалы Ogg [Ogg, 2020]. В основном обратно намагниченная часть верхнеберезовской подсвиты в скважине 59Р, датированная кампаном, и в скважине 31П прямо намагниченные части, датированные ранним и поздним кампаном, могут быть объединены в единую магнитозону обратной полярности  $R_1K_2km$ , сопоставляемую с магнитозонной  $R_1K_2km$  регионального магнитостратиграфического

графикического разреза [Гнибиденко и др., 2020] и фрагментом хрона обратной полярности С33г шкалы Ogg. Обратно намагниченная нижняя часть ганькинской свиты в скважине 31П, датированная ранним маастрихтом, сопоставляется с магнитозонной  $R_2K_2mt$  регионального магнитостратиграфического разреза [Гнибиденко и др., 2020] и хроном или фрагментом хрона С31г шкалы Ogg [Ogg, 2020].



**Рис. 9. Магнитостратиграфические разрезы скважин Западно-Игольской 31П и Северо-Тамаргинской 59Р и их сопоставление с региональным магнитостратиграфическим разрезом верхнего мела юга Западной Сибири [Гнибиденко и др., 2020]**  
 Данные вынесены на разрез скважины Западно-Игольская 31П. 1 – интервалы уверенной корреляции, 2 – интервалы предположительной корреляции. Остальные условные обозначения указаны на рис. 7

**Fig. 9. Magnetostratigraphic sections of the wells Zapadno-Igolskaya 31P and Severo-Tamarginskaya 59R and their comparison with the regional magnetostratigraphic section of the Upper Cretaceous in the south of Western Siberia [Gnibidenko et al., 2020]**

The data were taken to the section of the Zapadno-Igolskaya 31P well. 1 – intervals of confident correlation, 2 – intervals of presumptive correlation. Other symbols are shown in the Fig. 7

Также можно провести сопоставления с некоторыми опорными разрезами верхнего мела других регионов, таких как разрез Терсис (Франция), разрезы Туаркыра, Кавказа, Копетдага, а также разрезы Поволжья. Так, магнитозона  $R_1K_2km$  коррелирует с соответствующими магнитозонами разрезов Поволжья («Большевик» и «Коммунар») [Гужиков и др., 2014; Олферьев и др., 2009а, б]. Проводя корреляцию с разрезом Терсис (Франция), можно сопоставить магнитозону 31R этого разреза с магнитозоной  $R_2K_2mt_1$  скважины 31П.

### Заключение

Впервые для центральной части Западной Сибири составлен магнитостратиграфический разрез по результатам проведенных комплексных (палеомагнитных и стратиграфо-палеонтологических) исследований керна двух скважин – Северо-Тамаргинской 59Р и Западно-Игольской 31П, вскрывших кузнецовскую и ганькинскую свиты, нижнеберезовскую и верхнеберезовскую подсвиты во временном диапазоне: средний турон–нижний маастрихт. В этом разрезе зафиксированы три магнитозоны – одна прямой полярности  $MK_2(t-st)$  и две обратной –  $R_1K_2km$  и  $R_2K_2mt_1$ ,

сопоставленные с магнитозонами регионального магнитостратиграфического разреза верхнего мела юга Западной Сибири [Гнибиденко и др., 2020] и хронами мировой шкалы магнитной полярности Огга [Ogg, 2020]. Магнитозона прямой полярности  $MK_2(t-st)$  (кузнецовская свита, нижнеберезовская подсвита; турон, коньяк, сантон) сопоставлена с фрагментом магнитозоны прямой полярности  $MK_1-2(al-st)$  регионального магнитостратиграфического разреза верхнего мела Западной Сибири и хроном или фрагментом хрона С34 шкалы Огга. Магнитозона обратной полярности  $R_1K_2km$  (верхнеберезовская подсвита, кампан) сопоставляется с магнитозоной  $R_1K_2km$  регионального магнитостратиграфического разреза верхнего мела юга Западной Сибири и фрагментом хрона обратной полярности С33г шкалы Огга, а магнитозона обратной полярности  $R_2K_2mt_1$  (ганькинская свита, нижний маастрихт) – с магнитозоной  $R_2K_2mt_1$  регионального магнитостратиграфического разреза юга Западной Сибири и хроном или фрагментом хрона С31г шкалы Огга.

Составленный магнитостратиграфический разрез верхнего мела центральной части Западной Сибири будет являться одним из фрагментов шкалы магнитной полярности верхнего мела Западной Сибири.

### Список источников

- Буров Б.В., Ясонов П.Г.** Введение в дифференциальный термомагнитный анализ. Казань : Изд-во Казан. ун-та, 1979. 159 с.
- Гнибиденко З.Н., Кузьмина О.Б., Левичева А.В.** Региональный магнитостратиграфический разрез верхнего мела и пограничного палеогена юга Западной Сибири: к разработке шкалы геомагнитной полярности мела и пограничного палеогена Западной Сибири // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 9. С. 1256–1265.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Семаков Н.Н., Русанов Г.Г.** Палеомагнетизм и магнитостратиграфия верхнемеловых и пограничных мел-палеогеновых отложений юга Кулундинской впадины (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 1. С. 105–117.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Маринов В.А., Смолянинова Л.Г., Семаков Н.Н.** Палеомагнитные исследования верхнемеловых отложений севера Западной Сибири : материалы 12-й международной школы-конференции «Проблемы Геокосмоса». Санкт-Петербург, Петергоф, 8–12 октября 2018 г. СПб., 2018. С. 58–63.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Маринов В.А., Смолянинова Л.Г., Семаков Н.Н.** Палеомагнетизм и магнитостратиграфия верхнего мела Пур-Тазовского междуречья (север Западной Сибири) : материалы 13-й междунар. школы-конф. «Проблемы Геокосмоса». Санкт-Петербург, Петергоф, 24–27 марта 2021 г. СПб., 2021. С. 125–134.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Смолянинова Л.Г., Маринов В.А.** Магнитостратиграфия верхнего мела Пур-Тазовского междуречья северо-востока Западной Сибири // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород : материалы XXV юбилейной Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (с междунар. участием). Борок, 25–29 сентября 2019 г. Борок, 2019. С. 81–86.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Смолянинова Л.Г., Маринов В.А.** Палеомагнетизм верхнего мела Центральной части Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии : материалы Десятого Всерос. совещания, г. Магадан, 20–25 сент. 2020 г. / под ред. Е.Ю. Барабошкина, А.Ю. Гужикова. Магадан : ОАО «МАОБТИ», 2020. С. 57–60.
- Гужиков А.Ю., Беньямовский В.Н., Барабошкин Е.Ю., Гужикова А.А., Калякин Е.А., Копаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Яковишина Е.В.** Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии : сб. науч. тр. / под ред. Е.Ю. Барабошкина, В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаевой, М.А. Афонинной, М.В. Черепановой. Владивосток : Дальнаука, 2014. С. 103–106.
- Гужиков А.Ю., Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И., Пискунов В.К., В. Рудько С.В., Перминов В.А., Маникин А.Г.** Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрскому–меловому интервалу Восточного Крыма (г. Феодосия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 3. С. 35–71.
- Гужиков А.Ю., Пронин А.П.** О возможных источниках магнитных аномалий юга Прикаспийской впадины // Известия Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Наук о Земле. 2015. Т. 15, вып. 3. С. 37–46.
- Дополнения к Стратиграфическому кодексу России.** СПб., 2000. 112 с.

**Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И.** Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42 (11–12). С. 1832–1845.

**Ксенева Т.Г., Ксенева Е.И.** Палеоэкология кампан-маастрихтских фораминифер Западной Сибири // Сборник материалов IV Междунар. симп. Мин. обр. и науки Российской Федерации. Томск, 2010. С. 32–33.

**Минюк П.С., Тюкова Е.Э., Субботникова Т.В., Казанский А.Ю., Федотов А.П.** Термокаппаметрия природных сульфидов железа Северо-Востока России // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 4. С. 601–614.

**Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.И., Сельцер В.Б., Харитонов В.М.** Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 1. Разрез карьера «Большевик» в окрестностях Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009а. Т. 84, № 2. С. 5–22.

**Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.И., Сельцер В.Б., Харитонов В.М.** Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 2. Разрез карьера «Большевик» в окрестностях Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009б. Т. 84, № 4. С. 29–46.

**Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск : ТГУ, 2009. 432 с.

**Butler R.F.** Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Boston : Blakwell Sci. Publ., 1992. 319 p.

**Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.** The Geological Time Scale 2012 // The Geologic Time Scale. 2012. Elsevier, 2012. P. 793–853.

**Ogg, J.G.** Geomagnetic Polarity Time Scale // Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam ; Oxford ; Cambridge : Elsevier, 2020. P. 159–192.

**Zijderveld J.D.A.** A.C. demagnetization of rocks analysis of results // Methods in paleomagnetism. Amsterdam, 1967. P. 254–718.

### References

Burov B.V., Yasonov P.G. *Vvedenie v differencialnyi termomagnitnyi analiz gornykh porod*. [Introduction to differential thermomagnetic analysis of rocks]. Kazan. Kazan University Publishing House. 1979. 160 p. In Russian

Gnibidenko Z.N., Kuzmina O.B., Levicheva A.V. Regional Magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous and the Cretaceous-Paleogene Boundary in Southern West Siberia as Applied to Complication of the Cretaceous Magnetic Polarity Scale // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2020. V. 61. No. 9. pp. 1256–1265. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Semakov N.N., Rusanov G.G. Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous and Cretaceous-Paleogene boundary deposits in the south of the Kulunda Basin (West Siberia) // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2017. V. 58. No. 1. pp. 105–117. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Marinov V.A., Smolyaninova L.G., Semakov N.N. *Paleomagnetnye issledovania verkhnemelovykh otlozhenij severa Zapadnoj Sibiri* [Paleomagnetic studies of Upper Cretaceous deposits of the North of Western Siberia]. Materials of the 12th International School-conference "Problems of Geocosmos" St. Petersburg, Petergof, October 8–12, 2018. St. Petersburg. 2018b. pp. 58–63. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Marinov V.A., Smolyaninova L.G., Semakov N.N. *Paleomagnetism and magnitostratigrafia verkhnego mela Pur-Tazovskogo mezdurechja sever Zapadnoj Sibiri*. [Paleomagnetism and Magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous of the Pur-Taz interfluvium of the north of Western Siberia] Materials of the 13th International School-conference "Problems of Geocosmos" St. Petersburg, Petergof, Mart 24–27, 2021. St. Petersburg. 2021. pp. 125–134. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Smolyaninova L.G., Marinov V.A. *Magnitostratigrafia verkhnego mela Pur-Tazovskogo mezdurechja severo-vostoka Zapadnoj Sibiri* [Magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous of the Pur-Taz interfluvium of the north-east of Western Siberia] // Paleomagnetism and magnetism of rocks. Materials of the XXV anniversary All-Russian school-seminar on the problems of paleomagnetism and magnetism of rocks. Borok, September 25–29. 2019. Borok. 2019, pp. 81–86. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Smolyaninova L.G., Marinov V.A. Paleomagnetism verkhnemelovykh otlozhenij tcentra Zapadnoj Sibiri [Paleomagnetism of Upper Cretaceous deposits of the Central of Western Siberia] // Cretaceous system of Russia neighboring countries: problems of stratigraphy and paleogeography: Materials of the 10<sup>th</sup> conference, Magadan, 20–25 sent. 2020 g. / edition by. E.Yu. Baraboshkin, A.Yu. Guzhikov. Magadan: OAO «MAOBTI», 2020. pp. 57–60. In Russian

Guzhikov A.Yu., Arkadiev V.V., Baraboshkin E.Yu., Bagaeva M.I., Piskunov V.K., Rudko S.V., Perminov V.A., Manikin A.G. *Novye sedimentologicheskie, bio-, i magnitostratigraficheskie dannye po pogranichnomu jursko-melovomu intervaly vostochnogo Kryma (Feodosia)* [New sedimentological, bio- and magnetostratigraphic data on the boundary Jurassic-Cretaceous interval of the Eastern Crimea (Feodosia)] // *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy. Geological correlation]. 2012. V. 2. No. 3. pp. 35–74. In Russian

Guzhikov A.Yu., Pronin A.P. *O vozmozhnykh istochnikakh magnitnykh anomalij juga Prikaspijskoj vpadiny* [On possible sources of magnetic anomalies in the south of the Caspian depression] // Bulletin Saratov University. Nov. ser. Ser. Earth Sciences. 2015. V. 15, No. 3. pp. 38–45. In Russian

*Dopolneniy k stratigraficheskomy kodeksy Rossii* [Addendums to the Stratigraphic Code of Russia // VSEGEI, St. Petersburg, 2000. 112 p. In Russian

Kontorovich V.A., Belyaev S.Yu., Kontorovich A.E., Krasavchikov V.O., Kontorovich A.A., Suprunenko O.I. *Tektonicheskoe stroenie i istoria razvitiya Zapadno-Sibirskoj geosineklizy v mezozoe i kainozoe* [Tectonic structure and history of development of the West Siberian geosyncline in the Mesozoic and Cenozoic] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2001. V. 42 (11–12), pp. 1832–1845. In Russian

Kseneva T.G., Kseneva E.I. *Paleoekologiya kampan-maastrihtskih foraminifer Vostochnoi Sibiri* [Paleoecology campan-maastrihtskih foraminifer West Siberia] // Materials of the IV International symposium Minobr. RF, TGU, International palaeontological association, 2010. pp. 32–33. In Russian

Minyuk P.S., Tyukova E.E., Subbotnikova T.V., Kazansky A.Yu., A.P. Fedotov A.P. *Termokappametriya prirodnykh sulfidov zheleza Severo-Vostoka Rossii* [Thermal magnetic susceptibility data on natural iron sulfides of northeastern Russia] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2013. V. 54. No. 4. pp. 464–474. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafia verkhnego mela i paleogena Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia] Tomsk: Publishing House of TSU. 2009. 432 p. In Russian

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geological Time Scale 2012 // The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, 2012. pp. 793–853.

Ogg J. G. Geomagnetic Polarity Time Scale // In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M. Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. pp. 159–192.

Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism. Amsterdam. 1967. pp. 254–286.

**Информация об авторах:**

**Левичева А.В.**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: levicevaav@ipgg.sbras.ru

**Гнибиденко З.Н.**, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: gnibidenkozn@ipgg.sbras.ru

**Смолянинова Л.Г.**, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: lsmol@yandex.ru

**Маринов В.А.**, кандидат геолого-минералогических наук, эксперт, Тюменский государственный университет; старший научный сотрудник, Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия.

E-mail: vamarinov@tnnc.rosneft.ru

*Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.*

*Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.*

**Information about the authors:**

**Leviceva A.V.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: levicevaav@ipgg.sbras.ru

**Gnibidenko Z.N.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: gnibidenkozn@ipgg.sbras.ru

**Smolyaninova L.G.**, Cand. Sci. (Phys.-Mathem.), Senior Researcher, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: lsmol@yandex.ru

**Marinov V.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), expert, Tyumen State University; Senior Researcher, Tyumen Petroleum Scientific Center, Tyumen, Russia.

E-mail: vamarinov@tnnc.rosneft.ru

*Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.*

*The authors declare no conflicts of interests.*

*Статья поступила в редакцию 04.04.2022; одобрена после рецензирования 19.09.2022; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 04.04.2022; approved after reviewing 19.09.2022; accepted for publication 18.09.2023*

## ГЕОХИМИЯ, ГИДРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 550.42

doi: 10.17223/25421379/28/7

### РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ВОДАХ ГЕОТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ



Вера Александровна Абрамова<sup>1</sup>, Леонид Васильевич Замана<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup> *Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия*

<sup>1</sup> *vera\_abramova79@mail.ru*

<sup>2</sup> *l.v.zamana@mail.ru*

**Аннотация.** Изучено содержание REE в техногенно-трансформированных водах Завитинского, Орловского, Этыкинского и Мало-Кулиндинского редкометалльных месторождений с использованием методов атомно-абсорбционного спектрального анализа и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Максимальные концентрации REE и иттрия отмечены в кислых сульфатных водах Орловского танталового, минимальные – в нейтральных и слабощелочных водах Завитинского литий-бериллиевого месторождений. Для всех нормализованных профилей распределения характерно обогащение тяжелыми лантаноидами и накопление групп средних REE. Выявлены аномалии европия и церия.

**Ключевые слова:** редкоземельные элементы, REE, редкометалльные месторождения, гидрохимия, техногенные воды, Восточное Забайкалье

**Источник финансирования:** исследование выполнено по государственному заданию ИПРЭК СО РАН по теме № 121032200070-2 «Геоэкология водных экосистем Забайкалья в условиях современного климата и техногенеза, основные подходы к рациональному использованию вод и их биологических ресурсов».

**Для цитирования:** Абрамова В.А., Замана Л.В. Редкоземельные элементы в водах геотехногенных объектов редкометалльных месторождений Восточного Забайкалья // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 86–97. doi: 10.17223/25421379/28/7

Original article

doi: 10.17223/25421379/28/7

### RARE-EARTH ELEMENTS IN THE WATERS OF GEOTECHNOGENIC OBJECTS OF RARE METAL DEPOSITS OF EASTERN TRANSBAIKALIA

Vera A. Abramova<sup>1</sup>, Leonid V. Zamana<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup> *Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russia*

<sup>1</sup> *vera\_abramova79@mail.ru*

<sup>2</sup> *l.v.zamana@mail.ru*

**Abstract.** The results of hydrogeochemical studies on the content of rare earth elements (REE) in technogenically transformed waters of geotechnogenic objects of Zavitinskoye, Orlovskoye, Etykinskoye and Malo-Kulindinskoye rare metal deposits located in Eastern Transbaikalia are presented. Currently, the above-mentioned mines are closed and their territories represent typical man-made landscapes, the reclamation of which has not been carried out. Within the limits of rare metal deposits, the waters of quarry lakes, ponds-tailings ponds, drainage drains from under dumps and drilling holes drilled for blasting during the periods of mine development were tested. Chemical and analytical studies of water samples for macro components and some trace elements were carried out in the certified laboratory of INREC SB RAS (Chita) by atomic absorption method. Determination of REE contents in water samples was carried out at the Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS (Irkutsk) by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). Normalization of REE contents is given by standard North American shale (NASC). The data obtained showed significant differences in REE contents in the waters of the technogenesis zone of rare metal deposits. The total concentrations of REE in the studied waters vary between 0,05–655 µg/L. The maximum concentrations of REE and yttrium were observed in the acidic most mineralized sulfate drainage waters and waters from the drilling holes of the Orlovskoye tantalum deposit. Lower concentrations of REE, including Y (up to 148 µg/L) and Sc (up to 4,9 µg/L), were found in the acidic bottom waters of the Etykinskoye tantalum-niobium deposit. In the neutral tested waters of the Malo-Kulindinskoye tantalum deposit, the average total REE content was 0,76 µg/L. Minimal concentrations of REE were observed in neutral and slightly alkaline waters of the

Zavitinskoye lithium-beryllium deposit. Comparison of the average values of REE in the waters of the deposits showed an excess of the amounts of light lanthanides over heavy ones, which corresponds to the nature of their content in the earth's crust. All normalized distribution profiles of rare earth elements are characterized by enrichment with heavy lanthanides and accumulation of medium REE groups. Among the lanthanides, Europium is distinguished by the presence of both positive and negative anomalies, which is associated with the composition of the water-bearing rocks and ores of the studied territory. The normalized spectra of the studied waters of rare metal deposits have a negative anomaly in terms of cerium, with the exception of the waters of the Orlovskoye deposit. The presence of cerium minima is explained by the removal of cerium from an aqueous solution as a result of partial oxidation of its trivalent form ( $Ce^{3+}$ ) to a poorly soluble tetravalent form ( $Ce^{4+}$ ) and its precipitation together with iron and manganese hydroxides. For a more detailed study of the revealed features of the distribution of rare-earth elements in the waters of rare-metal deposits, it is necessary to conduct further research, including the study of the forms of REE migration and the processes of secondary mineral formation.

**Keywords:** rare-earth elements, REE, rare metal deposits, hydrochemistry, technogenic waters, Eastern Transbaikalia

**Source of financing:** the study was carried out according to the state task of the INREC SB RAS on the topic № 121032200070-2 "Geocology of aquatic ecosystems of Transbaikalia in the conditions of modern climate and technogenesis, basic approaches to the rational use of waters and their biological resources".

**For citation:** Abramova V.A., Zamana L.V. (2023) Rare-earth elements in the waters of geotechnogenic objects of rare metal deposits of Eastern Transbaikalia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 86–97. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/28/7

## Введение

Геохимия редкоземельных элементов (REE) в последние десятилетия привлекает значительный интерес большинства исследователей. Прежде всего, это обусловлено постоянно возрастающими объемами добычи, переработки и применения REE в высокотехнологических отраслях промышленности (ядерной энергетике, электронике, медицине, лазерной технике и т.д.) [Раимбеков, Какенова, 2017]. Развитие базы высокочувствительных аналитических методов, позволяющих определять более низкие содержания REE, также способствует активному изучению особенностей их поведения и распределения в разных геохимических средах.

К REE принято относить 15 элементов в группе лантаноидов (La–Lu), а также скандий (Sc) и иттрий (Y). Из лантаноидов 14 элементов представлены стабильными изотопами, а элемент с порядковым номером 61 прометий (Pm), что означает «вымерший», был радионуклидом и в настоящее время уже распался, но искусственно его воспроизводят в термоядерных реакциях [Макрыгина, 2011].

Все лантаноиды относятся к малораспространенным химическим элементам. При этом в природе четные элементы (Ce, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb) имеют более высокие кларковые содержания, чем нечетные (La, Pr, Eu, Tb, Ho, Tm, Lu), согласно правилу Оддо – Гаркинса [Дубинин, 2004]. Редкоземельные элементы не образуют собственных месторождений и концентрируются главным образом в акцессорных минералах [Юргенсон, 2008].

Физико-химические свойства лантаноидов очень близки благодаря постепенному уменьшению их ионных радиусов вследствие эффекта лантаноидного

сжатия по мере увеличения атомного номера (от 57 до 71) от лантана к лютецию, что в результате приводит к медленному изменению их свойств. Близкие радиусы и одинаковые степени окисления позволяют REE свободно замещать друг друга в горных породах и минералах, а также образовывать разные по устойчивости комплексные соединения в водной среде [Дубинин, 2004]. Эти уникальные свойства REE позволяют решить задачи, которые касаются генезиса горных пород и минералов, происхождения и эволюции вод, почвенно-генетических аспектов, а также возможности их использования в качестве индикаторов геохимических процессов зоны гипергенеза как в природных условиях, так и при различной антропогенной нагрузке на гидросферу.

В настоящее время накоплен обширный материал о поведении, миграции и фракционировании REE в горных породах [Юргенсон, 2008; Ясныгина, Рассказов, 2008; Арбузов и др., 2017; Винокуров и др., 2017], почвенно-растительном покрове [Дабах, 2021; Котельникова и др., 2021], поверхностных [Дубинин, 2004; Гусева и др., 2013; Борзенко и др., 2017; Борзенко и др., 2021] и подземных водах [Крайнов, 1973; Харитонова и др., 2016 и др.], природно-техногенных гидрогеохимических системах [Табаксблат, 2010; Чудаева, Чудаев, 2011; Чечель, 2016; Радомская и др., 2017; Вах и др., 2018; Плюснин и др., 2020; Зверева и др., 2021; Astrom et al., 2010; Azizi et al., 2022; Cendon et al., 2022]. Информацию о содержаниях REE в техногенных водах все чаще используют для оценки антропогенного загрязнения окружающей среды [Баренбойм и др., 2014; Вах и др., 2017; Петренко и др., 2022; Liu et al., 2022], а также перспектив для промышленной добычи REE из кислых рудничных вод [Вах и др., 2013].

На территории Восточного Забайкалья вопросы гидрогеохимии редкоземельных элементов в условиях техногенеза изучены для вольфрамовых месторождений [Замана, Чечель, 2014; Чечель, 2016; Плюснин и др., 2020]. Так, суммарные концентрации REE в техногенных водах Букукинского, Белухинского, Антоновогорского и Спокойнинского вольфрамовых месторождений варьируют в пределах 0,31–296 мкг/л. Аномально высокий уровень REE (до 1 855 мкг/л) установлен для рудничных вод вольфрамового месторождения Бом-Горхон. При этом в наиболее минерализованных кислых рудничных водах вышеуказанных месторождений концентрации REE на несколько порядков выше, чем в щелочных. Особенности распределения редкоземельных элементов в породах и рудах молибденовых, золоторудных и редкометалльных месторождений Восточного Забайкалья представлены в работах [Юргенсон, 2008, 2021; Абрамов, 2018]. Изучено распределение лантаноидов и иттрия в горных породах и карьерных водах Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения [Еремин, Абрамов, 2016; Эпова и др., 2018]. Для природно-техногенных систем Акатуевского, Благодатского и Новоширокинского полиметаллических месторождений, также расположенных в Восточном Забайкалье, изучено содержание REE (в г/т) в почвах (от 144 до 208), техноземах (от 28 до 110) и свинцово-цинковой руде (от 20 до 32) [Цыренов, 2021].

Целью данной работы является изучение особенностей распределения REE в водах геотехногенных объектов Завитинского, Орловского, Этыкинского и Мало-Кулиндинского редкометалльных месторождений Восточного Забайкалья.

### Объекты и методы исследований

В основу работы положены результаты гидрогеохимического опробования, выполненного с 2015 по 2021 г. в пределах Завитинского литий-бериллиевого, Орловского, Этыкинского и Мало-Кулиндинского танталовых месторождений (рис. 1).

Завитинское месторождение сподуменовых пегматитов является одним из крупнейших по запасам лития в России (рис. 1). Месторождение приурочено к Восточно-Забайкальской редкометалльной пегматитовой провинции [Юргенсон, 2008]. Пегматитовые дайки месторождения локализованы в песчанико-сланцевой толще триаса и связаны с кукульбейским гранитным комплексом мезозоя. Главными рудными минералами Завитинского месторождения являются сподумен ( $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ ) и берилл ( $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ ); сопутствующими – петалит ( $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$ ), колумбит-танталит ( $\text{FeTa}_2\text{O}_6$ ) и касситерит ( $\text{SnO}_2$ ). Добыча руды на

месторождении проводилась в период с 1937 по 1997 г. открытым способом [Чечеткин, Трубачев, 2013]. В настоящее время в контурах месторождения расположены отвалы вскрышных пород и два карьерных озера, находящихся недалеко друг от друга.

Орловское и Этыкинское тантало-ниобиевые месторождения (рис. 1) относятся к оловянно-вольфрамово-редкометалльному поясу. Их рудные тела представлены альбитизированными амазонитовыми гранитами позднеюрского возраста и связанными с ними кварцевыми альбититами, а также кварцево-амазонитовыми магматическими образованиями, обогащенными колумбит-танталитом и микролитом ( $\text{NaCaTa}_2\text{O}_6\text{F}$ ) [Юргенсон, 2008].

Минералы рудной зоны Орловского месторождения представлены альбитом ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), амазонитом ( $(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ ), кварцем ( $\text{SiO}_2$ ), колумбит-танталитом, микролитом, вольфрамитом ( $(\text{Fe},\text{Mn})\text{WO}_4$ ), монацитом ( $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})(\text{PO}_4)$ ), топазом ( $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{F},\text{OH})_2$ ), пиритом ( $\text{FeS}_2$ ), флюоритом ( $\text{CaF}_2$ ), сфалеритом ( $\text{ZnS}$ ), цирконом ( $\text{ZrSiO}_4$ ), окислами железа и марганца ( $\text{FeO}_2$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}_2$ ) [Чечеткин, Трубачев, 2013]. К главным минералам руд Этыкинского месторождения относятся микролит, колумбит-танталит и лепидолит ( $\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$ ) [Чечеткин, Трубачев, 2013].

Добыча танталового сырья на Орловском месторождении велась с 1962 г. открытым способом около 40 лет. В настоящее время рудник законсервирован, в его пределах находятся отвалы пустых пород и хвостохранилище, которое заполняется пульпой переработки руд Спокойнинского вольфрамового рудника.

Освоение Этыкинского тантал-ниобиевого месторождения осуществлялось в рамках программы «ЛИБТОН» с 2001 по 2005 г. В настоящее время месторождение также законсервировано. На его территории остались хвостохранилище, карьер и отвалы пустых пород, а также разрушенные здания обогатительной фабрики и общежития.

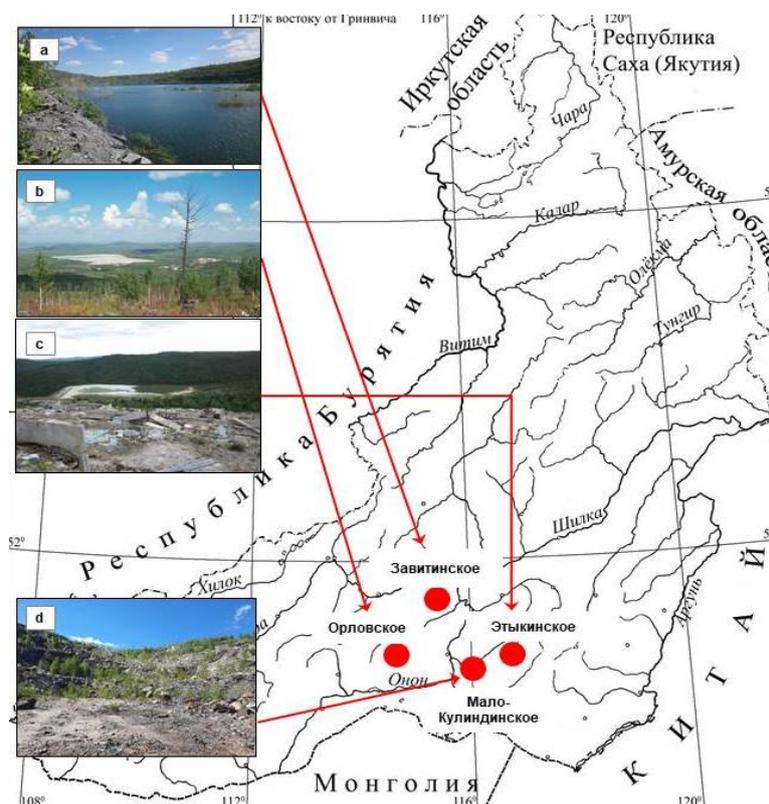
Мало-Кулиндинское месторождение тантала эксплуатировалось на олово с 1813 по 1818 г. (рис. 1). Затем изучалось на редкие металлы в 1949–1959 гг., в результате чего были выделены участки развития альбитизированных и грейзенизированных пегматитовых жил, залегающих в песчаниках кулиндинской свиты [Геологические исследования..., 1999]. Главными рудными минералами месторождения являются касситерит, берилл, колумбит-танталит и сподумен [Гребенников, 1995]. Добыча танталовой руды велась старательской артелью «Пегматит» с 1999 г., в дальнейшем она была остановлена, хотя запасы до конца не выработаны [Юргенсон, 2008]. В настоящее время территория Мало-Кулиндинского месторождения также представляет собой типичный

техногенный ландшафт, включающий в себя такие горнопромышленные объекты, как карьер с отвалами, хвостохранилище и разрушенное здание обогатительной фабрики. После закрытия вышеуказанных рудников рекультивация техногенно-нарушенных территорий не проводилась.

В пределах редкометалльных месторождений нами были опробованы воды карьерных озер, пруды-отстойники хвостохранилищ, дренажные стоки из-под отвалов и буровые шпурсы, пробуренные для

проведения взрывных работ в периоды разработок рудников. Всего было отобрано 44 пробы воды.

Пробы воды отбирались в полиэтиленовые бутылки емкостью 1,5 л. Непосредственно на месте отбора воды измерялись температура, pH, Eh, электропроводность и минерализация. Для атомно-абсорбционного анализа на катионы и микроэлементы пробы пропускались через бумажный фильтр с диаметром пор 2–3 мкм в пластиковые стаканы объемом 100 мл и подкислялись концентрированной (1 : 1) азотной кислотой марки ОСЧ.



**Рис. 1. Схема расположения рассматриваемых редкометалльных месторождений Восточного Забайкалья**  
 Фото: а – карьерное озеро Завитинского; б – хвостохранилище Орловского; с – хвостохранилище Этыкинского; д – карьер Мало-Кулиндинского месторождений

**Fig. 1. The layout of the rare metal deposits of Eastern Transbaikalia**

Photo: a – Zavitsinskoye quarry lake; b – Orlovskoye tailings pond; c – Etykinskoye tailings pond; d – Malo-Kulindinskoye quarry deposits

Для масс-спектрометрического анализа методом индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS) пробы под давлением с помощью шприца пропускались через мембранный фильтр с диаметром пор 0,45 мкм в пластиковые пробирки и подкислялись аналогичным образом сразу же после фильтрования. Химико-аналитические исследования проб воды на макрокомпоненты и некоторые микроэлементы проведены в аттестованной лаборатории ИПРЭК СО РАН атомно-абсорбционным методом. Определение содержаний REE в пробах воды проведено в

Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) методом ICP-MS. Нормализация содержаний REE дана по стандартному североамериканскому сланцу (NASC) по значениям, приведенным в [Дубинин, 2004].

### Результаты исследования

Исследование общего химического состава и физико-химических параметров вод, сформированных в зоне техногенеза редкометалльных месторождений,

показало широкий диапазон их характеристик. В пределах Завитинского месторождения воды нейтральные и слабощелочные (рН от 7,08 до 8,01) с низкими значениями Eh (от 147 до 172 мВ). Минерализация вод изменяется от 240 до 1 625 мг/л. По химическому составу воды карьеров относятся к сульфатному магниевому-кальциевому, водохранилища и ручья Правый – к сульфатно-гидрокарбонатному натриево-кальциевому типам. Воды карьерных озер месторождения содержат аномальные концентрации Li (до 3,87 мг/л), Sr (3,58 мг/л) и в единичных случаях Be (2,64 мкг/л).

Воды, отобранные из дренажных стоков из-под отвалов и буровых шпуров Орловского месторождения, кислые (рН от 3,50 до 4,92) и слабокислые (рН от 5,60 до 6,41). Воды хвостохранилища нейтральные и слабощелочные (рН от 7,18–7,96). Минерализация исследованных вод составила от 85 до 4 232 мг/л. Значения Eh изменяются в пределах от –87 до 575 мВ. По анионному составу подотвальные воды Орловского месторождения преимущественно сульфатного, фторидно-сульфатного и гидрокарбонатно-сульфатного. В их катионном составе преобладают Mg-Ca, реже Ca-Mg, Mg-Na-Ca и Ca. Воды хвостохранилища сульфатно-гидрокарбонатные с Mg-Na-Ca, Na-Ca, Ca-Mg и Ca катионным составом. Воды буровых шпуров сульфатные и фторидно-сульфатные с Ca, Ca-Mg и Mg-Ca составом катионов. К особенностям техногенных вод этого месторождения также следует отнести высокие концентрации фтора и металлов, в частности Al, Mn, Fe, Zn, Sr, Pb, As, W и других элементов.

Воды геотехногенных объектов Этыкинского месторождения характеризуются кислыми (для подотвальных вод и буровых шпуров) и нейтральными (для хвостохранилища) величинами рН (от 4,47 до 7,5) с повышенными значениями Eh (от 238 до 418 мВ). Минерализация вод составляет от 35 до 1 568 мг/л. По химическому составу воды Этыкинского месторождения относятся к сульфатно-гидрокарбонатному натриево-кальциевому (хвостохранилище), фторидно-сульфатному магниевому-кальциевому и сульфатному натриево-кальциевому (подотвальные воды), фторидно-сульфатному кальциевому и гидрокарбонатно-фторидно-сульфатному натриево-кальциевому (буровые шпуры) типам. Отмечены высокие концентрации Al, Zn, F и других элементов.

В районе разработки Мало-Кулиндинского месторождения опробованные воды нейтральные (рН от 6,78 до 7,08) с низкими значениями Eh (от 184 до 191 мВ). Минерализация вод составила от 86 до 108 мг/л. По химическому типу воды сульфатно-гидрокарбонатные с Mg-Ca и Na-Mg-Ca катионным составом.

Результаты исследования по содержанию REE в водах геотехногенных объектов редкометалльных месторождений представлены в таблице. Полученные данные показали существенные различия по содержаниям REE в водах зоны техногенеза редкометалльных месторождений. Наиболее высокие концентрации REE, среднее суммарное содержание которых составило 655 мкг/л, отмечены в кислых дренажных водах и водах из буровых шпуров Орловского месторождения (таблица). Также в кислых дренажных водах зафиксировано максимальное содержание Y (до 992 мкг/л) и Sc (до 51,4 мкг/л).

Более низкие концентрации REE, в том числе Y (до 148 мкг/л) и Sc (до 4,9 мкг/л), установлены в кислых подоотвальных водах Этыкинского месторождения. В нейтральных опробованных водах Мало-Кулиндинского месторождения среднее суммарное содержание REE составило 0,76 мкг/л. Самые минимальные концентрации REE отмечены в нейтральных и слабощелочных водах Завитинского месторождения ( $\sum REE=0,05$  мкг/л) (таблица). В целом для всех опробованных вод редкометалльных месторождений характерно превышение сумм легких (La-Nd) редкоземельных элементов над тяжелыми (Er-Lu) в 5–15 раз.

Профили средних концентраций REE в техногенных водах месторождений, нормированных на стандартный северо-американский сланец (NASC), представлены на рис. 2. Сравнение нормализованных профилей средних концентраций REE в водах Орловского и Этыкинского месторождений указывает на визуальное сходство конфигураций кривых их распределения, которое выражается в обогащении в области тяжелых (Er-Lu) лантаноидов и накоплении средних (Sm-Nd) групп REE относительно легких (La-Nd) (рис. 2). Соотношение  $La_N/Yb_N$  в этом случае составляет 0,89 и 0,37 соответственно (таблица). Для вод Мало-Кулиндинского месторождения с низкими содержаниями REE профиль распределения характеризуется обогащением тяжелыми лантаноидами относительно легких.

Кривая нормированных содержаний REE в водах Завитинского месторождения имеет четко выраженную положительную европиевую ( $Eu/Eu^* = 10$ ) и менее четко проявленную цериевую отрицательную ( $Ce/Ce^* = 0,33$ ) аномалии (таблица). Как правило, цериевые отрицательные аномалии, связывают с химическими свойствами этого редкоземельного элемента и частичным окислением его трехвалентной формы ( $Ce^{3+}$ ) до малорастворимой четырехвалентной ( $Ce^{4+}$ ), и, соответственно, более активным удалением церия из водных растворов совместно с гидроксидами железа, алюминия и марганца [Ясныгина, Рассказов, 2008; Чудаев, Чудаев, 2011]. Наличие европиевого

максимума на графике распределения REE в водах особенностями водовмещающих пород изучаемой Завитинского месторождения, вероятно, связано с территории.

**Содержание редкоземельных элементов в водах геотехногенных объектов редкометалльных месторождений, мкг/л**

**The content of rare earth elements in the waters of geotechnogenic objects of rare metal deposits, µg/L**

| Элемент                          | Месторождение              |                                 |                          |                              |
|----------------------------------|----------------------------|---------------------------------|--------------------------|------------------------------|
|                                  | Орловское                  | Завитинское                     | Этыкинское               | Мало-Кулиндинское            |
| La                               | <u>0.03–573</u><br>113,4   | <u>0.002–0.1</u><br>0,02        | <u>0.01–60.5</u><br>6,14 | <u>0.08–0.15</u><br>0,12     |
| Ce                               | <u>0.05–1302</u><br>211    | <u>0.0006–0.05</u><br>0,009     | <u>0.01–94.3</u><br>9,62 | <u>0.1–0.25</u><br>0,19      |
| Pr                               | <u>0.005–175</u><br>28,9   | <u>0.0003–0.004</u><br>0,002    | <u>0.01–12.3</u><br>1,57 | <u>0.03–0.05</u><br>0,04     |
| Nd                               | <u>0.02–761</u><br>131     | <u>0.003–0.02</u><br>0,008      | <u>0.01–46.9</u><br>4,82 | <u>0.13–0.23</u><br>0,18     |
| Sm                               | <u>0.004–206</u><br>32,9   | <u>0.0004–0.005</u><br>0,002    | <u>0.02–12.4</u><br>1,61 | <u>0.03–0.05</u><br>0,04     |
| Eu                               | <u>0.01–46</u><br>7,05     | <u>0.002–0.01</u><br>0,004      | <u>0.01–2.33</u><br>0,47 | <u>0.02–0.03</u><br>0,02     |
| Gd                               | <u>0.006–237</u><br>40,7   | <u>0.0005–0.005</u><br>0,002    | <u>0.01–16.8</u><br>1,92 | <u>0.02–0.06</u><br>0,04     |
| Tb                               | <u>0.01–40</u><br>7,33     | <u>0.0001–0.0008</u><br>0,0003  | <u>0.01–4.29</u><br>0,74 | <u>0.01–0.01</u><br>0,01     |
| Dy                               | <u>0.005–227</u><br>42,8   | <u>0.0003–0.004</u><br>0,002    | <u>0.01–29</u><br>3,36   | <u>0.03–0.06</u><br>0,05     |
| Ho                               | <u>0.001–37.9</u><br>7     | <u>0.0001–0.001</u><br>0,0003   | <u>0.01–5.65</u><br>0,74 | <u>0.01–0.01</u><br>0,01     |
| Er                               | <u>0.004–95.9</u><br>17    | <u>0.0002–0.003</u><br>0,001    | <u>0.01–16.6</u><br>1,93 | <u>0.02–0.03</u><br>0,02     |
| Tm                               | <u>0.0004–10.8</u><br>2,06 | <u>0.00003–0.0005</u><br>0,0002 | <u>0.01–2.15</u><br>0,38 | <u>0.003–0.0043</u><br>0,004 |
| Yb                               | <u>0.003–63.3</u><br>12,3  | <u>0.0002–0.004</u><br>0,001    | <u>0.01–13.3</u><br>1,60 | <u>0.02–0.03</u><br>0,03     |
| Lu                               | <u>0.0004–7.82</u><br>1,55 | <u>0.00003–0.0008</u><br>0,0003 | <u>0.01–1.83</u><br>0,33 | <u>0.004–0.005</u><br>0,004  |
| ∑ REE                            | <u>0.14–3782</u><br>655    | <u>0.01–0.12</u><br>0,05        | <u>0.03–318</u><br>35,2  | <u>0.51–0.94</u><br>0,76     |
| ∑ LREE (La–Nd)                   | 484                        | 0,04                            | 22,2                     | 0,53                         |
| ∑ MREE (Sm–Ho)                   | 138                        | 0,01                            | 8,84                     | 0,17                         |
| ∑ HREE (Er–Lu)                   | 32,9                       | 0,003                           | 4,24                     | 0,06                         |
| ∑ LREE / ∑ HREE                  | 14,7                       | 13,3                            | 5,24                     | 8,83                         |
| La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> | 0,89                       | 1,38                            | 0,37                     | 0,39                         |
| Eu/Eu*                           | 0,99                       | 10                              | 1,19                     | 2,29                         |
| Ce/Ce*                           | 0,80                       | 0,33                            | 0,68                     | 0,75                         |
| Sc                               | <u>0.005–51.4</u><br>7,11  | <u>0.01–0.05</u><br>0,02        | <u>0.01–4.9</u><br>0,63  | <u>0.02–0.03</u><br>0,03     |
| Y                                | <u>0.04–992</u><br>149     | <u>0.009–0.05</u><br>0,03       | <u>0.03–148</u><br>15,2  | <u>0.16–0.27</u><br>0,22     |

*Примечание.* В числителе – минимальные и максимальные, в знаменателе – средние значения; ∑ REE – сумма PЗЭ; ∑ LREE – сумма легких PЗЭ; ∑ MREE – сумма средних PЗЭ; ∑ HREE – сумма тяжелых PЗЭ; La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> – отношение, нормированное к северо-американскому сланцу (NASC); Eu/Eu\* = 2(Eu<sub>n</sub>)/(Sm<sub>n</sub>+Gd<sub>n</sub>); Ce/Ce\* = 2(Ce<sub>n</sub>)/(La<sub>n</sub>+Pr<sub>n</sub>) [Интерпретация..., 2001].

*Note.* In the numerator – the minimum and maximum, in the denominator – the average values; ∑ REE – REE amount; ∑ LREE is the sum of light REE; ∑ MREE is the sum of medium REE; ∑ HREE is the sum of heavy REE; La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> is the ratio normalized to North American shale (NASC); Eu/Eu\* = 2(Eu<sub>n</sub>)/(Sm<sub>n</sub>+Gd<sub>n</sub>); Ce/Ce\* = 2(Ce<sub>n</sub>)/(La<sub>n</sub>+Pr<sub>n</sub>) [Interpretation ..., 2001].

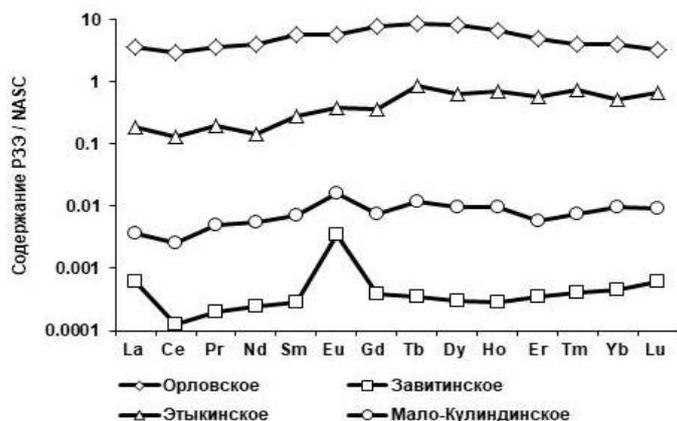


Рис. 2. Профили средних значений REE в водах зоны техногенеза редкометалльных месторождений, нормированных по отношению к содержаниям в стандартном северо-американском сланце (NASC)

Fig. 2. Profiles of average REE values in the waters of the technogenesis zone of rare metal deposits, normalized with respect to the contents in in standard North American shale (NASC)

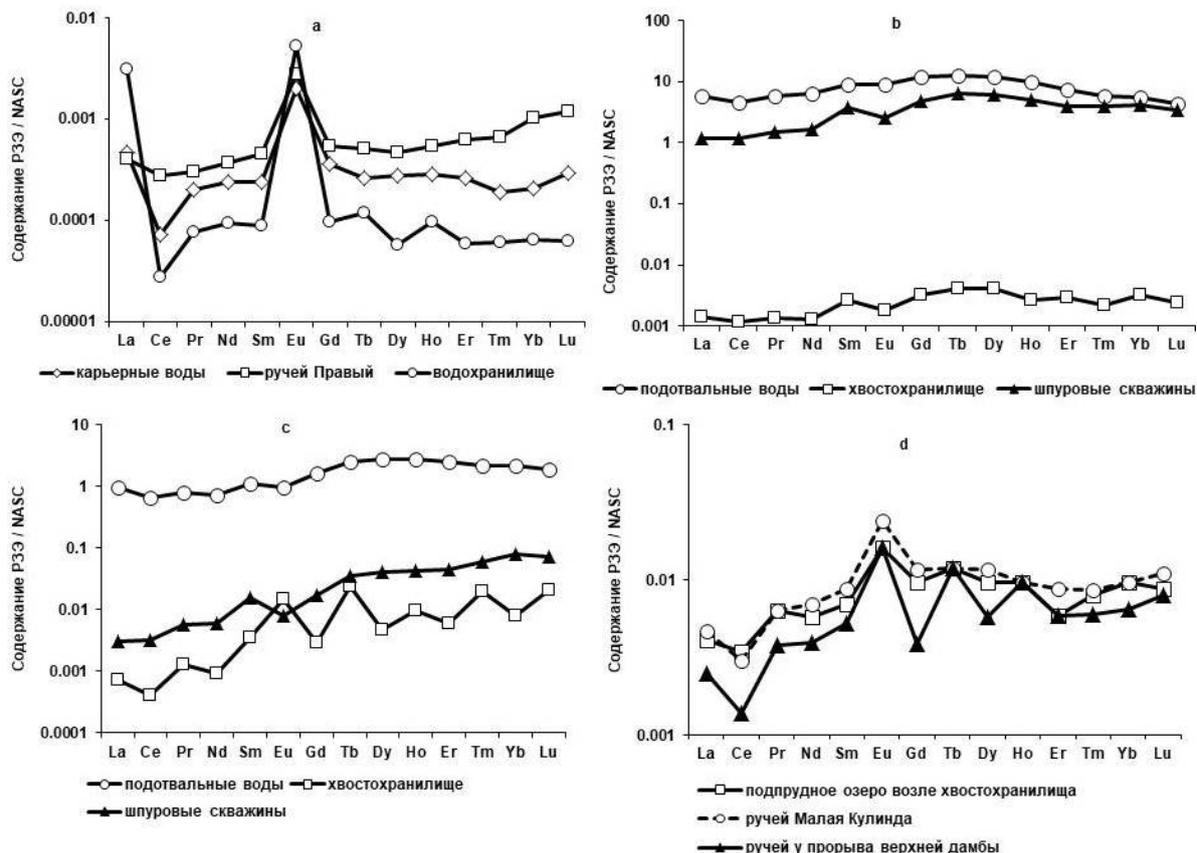


Рис. 3. Распределение REE, нормированных по содержанию в стандартном североамериканском сланце (NASC), в водах техногенно-нарушенных участков редкометалльных месторождений  
a – Завитинское; b – Орловское; c – Этыкинское; d – Мало-Кулиндинское месторождения

Fig. 3. Distribution of REE, normalized by content in standard North American shale (NASC), in the waters of technogenically disturbed areas of rare metal deposits  
a – Zavitinskoye; b – Orlovskoye; c – Etykinskoye; d – Malo-Kulindinskoye deposits

Распределение нормированных содержаний REE в водах редкометалльных месторождений по точкам отprobования носит различный характер (см. рис. 3).

Профили распределения REE в водах Завитинского месторождения имеют сходную конфигурацию, которая характеризуется направленностью в сторону обогащения по тяжелым и средним лантаноидам (см. рис. 3, а). Все спектры имеют хорошо выраженную положительную европиевую аномалию. В нейтральных и слабощелочных водах карьеров и водохранилища отмечено наличие отрицательной цериевой аномалии, кроме вод из ручья Правый.

Для вод Орловского месторождения с высокими концентрациями REE отчетливо проявлен пологий профиль их распределения (см. рис. 3, б). Кривая нормированных содержаний лантаноидов в кислых подотвальных водах характеризуется обогащением групп легких и средних REE. Обратного типа кривые распределения REE с обеднением легких и обогащением тяжелых и средних групп лантаноидов характерны для вод из хвостохранилища и шпуровых скважин. Воды хвостохранилища и из шпуровых скважин характеризуются слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией.

При сравнении нормализованных содержаний REE в водах Этыкинского месторождения проследивается сходство их спектров (см. рис. 3, в), характеризующееся заметной крутизной в сторону обогащения по тяжелым и средним лантаноидам. Однако профили содержаний REE отличаются наличием четко выраженных положительных аномалий европия и тербия, а также слабым отрицательным минимумом церия на пилообразной кривой нейтральных вод хвостохранилища. Слабые отрицательные аномалии европия зафиксированы для кислых подотвальных вод и вод из шпуровых скважин месторождения.

Все спектры распределения REE в водах Мало-Кулиндинского месторождения относительно однотипны и характеризуются обогащением в области

тяжелых и средних лантаноидов (см. рис. 3, д). Для всех спектров отмечено наличие положительной европиевой и отрицательной цериевой аномалий. Для вод из ручья у прорыва верхней дамбы отмечен пилообразный характер кривой распределения лантаноидов, а также зафиксированы положительные аномалии тербия и гольмия.

### Заключение

Проведенные исследования позволили выделить основные закономерности распределения REE в водах зоны техногенеза редкометалльных месторождений Восточного Забайкалья. Наиболее высокие концентрации REE отмечены в кислых наиболее минерализованных водах Орловского месторождения, что является вполне характерным для кислых рудничных вод и объясняется более благоприятными условиями для миграции и накопления металлов.

Сравнение усредненных значений REE в водах месторождений показало превышение сумм легких лантаноидов над тяжелыми, что соответствует характеру их содержания в земной коре. Для всех профилей распределения редкоземельных элементов, нормированных по NASC, характерно обогащение тяжелыми лантаноидами и накоплением, за исключением групп средних.

Анализ нормализованных спектров распределения REE показал наличие нескольких положительных (наиболее выраженных в нейтральных и слабощелочных водах) и отрицательных (в кислых водах из шпуровых скважин) аномалий по европию. Спектры всех вод редкометалльных месторождений имеют отрицательную аномалию по церию, за исключением вод Орловского месторождения. Для более подробного изучения выявленных особенностей распределения REE в водах редкометалльных месторождений необходимо проведение дальнейших исследований, включая изучение форм миграции REE и процессов вторичного минералообразования.

### Список источников

- Абрамов Б.Н. Особенности распределения редкоземельных элементов в рудах золоторудных и молибденовых месторождений Восточного Забайкалья // *Науки о Земле*. 2018. № 1. С. 35–43.
- Арбузов С.И., Чекрыжов И.Ю., Юйчжуан С., Цунлян Ж., Машенькин В.С., Ильенок С.С., Иванов В.В., Блохин М.Г., Зарубина Н.В. Редкоземельные элементы (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в углях Северной Азии (Сибирь, Российский Дальний Восток, Северный Китай, Монголия, Казахстан) // *Геосферные исследования*. 2017. № 4. С. 6–27.
- Баренбойм Г.М., Авандеева О.П., Коркина Д.А. Редкоземельные элементы в водных объектах (экологические аспекты) // *Вода: химия и экология*. 2014. № 5. С. 42–55.
- Борзенко С.В., Замана С.В., Зарубина О.Л. Распределение редкоземельных элементов в водах и донных осадках минеральных озер Восточного Забайкалья (Россия) // *Литология и полезные ископаемые*. 2017. № 4. С. 306–321.
- Борзенко С.В., Засухина Е.М., Фёдоров И.А., Летунов В.И., Комогорцева И.А. Геохимические особенности поведения тербия, диспрозия и гольмия в водной среде в присутствии гуминовых кислот (экспериментальные данные) // *Геосферные исследования*. 2021. № 4. С. 62–72.
- Вах Е.А., Вах А.С., Харитонова Н.А. Содержание редкоземельных элементов в водах зоны гипергенеза сульфидных руд Березитового месторождения (Верхнее Приамурье) // *Тихоокеанская геология*. 2013. Т. 32, № 1. С. 105–115.

**Вах Е.А., Павлова Г.Ю., Михайлик Т.А., Тищенко П.Я., Семкин П.Ю.** Основной солевой состав и редкоземельные элементы как индикаторы экологического состояния рек Южного Приморья // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328, № 1. С. 39–49.

**Вах Е.А., Тарасенко И.А., Пегухов В.И., Чекрыжов И.Ю., Вах А.С.** Редкоземельные элементы в водах зоны гипергенеза Абрамовского рудопоявления (Приморский край) // Подземные воды востока России: материалы XXII Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием. 2018. С. 102–106.

**Винокуров С.Ф., Магазина Л.О., Стрелкова Е.А.** Редкоземельные и редкие элементы в урановых рудах палеодолинных месторождений Витимского района: характер распределения, форма нахождения, генетическое и практическое значение // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 2. С. 141–162.

**Геологические** исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья: история, современное состояние, проблемы, перспективы развития. К 300-летию основания Приказа рудокопных дел / Г.А. Юргенсон, В.С. Четкин, В.М. Асосков и др. Новосибирск : Наука, 1999. 574 с.

**Гребенников А.М.** Мало-Кулиндинское танталовое пегматитовое месторождение // Месторождения Забайкалья / под ред. акад. А.П. Лаверова. Чита ; Москва, 1995. С. 116–124.

**Гусева Н.В., Копылова Ю.Г., Леушина С.К.** Распространенность редкоземельных элементов в природных водах Хакасии // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 32, № 1. С. 141–146.

**Дабах Е.В.** Редкоземельные элементы в почвах и растениях луговых биоценозов // Теоретическая и прикладная экология. 2021. № 4. С. 104–111.

**Дубинин А.В.** Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 4. С. 339–358.

**Еремин О.В., Абрамов Б.Н.** Распределение лантаноидов и иттрия в породах и карьерных водах Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье) // Вода: химия и экология. 2016. № 1. С. 18–23.

**Замана Л.В., Чечель Л.П.** Геохимия дренажных вод горнорудных объектов вольфрамового месторождения Бом-Горхон (Забайкалье) // Химия в интересах устойчивого развития. 2014. Т. 22. С. 267–273.

**Зверева В.П., Фролов К.Р., Лысенко А.И.** Редкоземельные элементы в техногенных и речных водах Кавалеровского и Дальнегорского района Дальнего Востока // Экологическая химия. 2021. Т. 30, № 1. С. 39–50.

**Интерпретация** геохимических данных : учеб. пособие / Е.В. Складаров и др. ; под ред. Е.В. Складарова. М. : Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

**Котельникова А.Д., Рогова О.Б., Столбова В.В.** Лантаноиды в почве: поступление, содержание, влияние на растения, геотоксичность (обзор) // Почвоведение. 2021. № 1. С. 100–119.

**Крайнов С.Р.** Геохимия редких элементов в подземных водах. М. : Недра, 1973. 295 с.

**Макрыгина В.А.** Геохимия отдельных элементов : учеб. пособие. Новосибирск : Гео, 2011. 195 с.

**Петренко Д.Б., Ерофеева К.Г., Окина О.И.** Редкоземельные элементы в окружающей среде: концентрации, особенности геохимической миграции и методы определения (обзор) // Теоретическая и прикладная экология. 2022. № 1. С. 6–16.

**Плюснин А.М., Дабасева В.В., Жамбалова Д.И., Перязева Е.Г., Ташлыков В.С.** Редкие земли в поверхностных и подземных водах на территории размещения вольфрамодобывающего производства Забайкалья // Геохимия. 2020. Т. 65, № 7. С. 711–728.

**Радомская В.И., Радомский С.М., Павлова Л.М., Кулик Е.Н.** Особенности миграции редкоземельных элементов в природных и техногенных экологических системах на примере Албынского золоторудного месторождения Приамурья // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2017. № 1. С. 15–27.

**Раимбеков Ж.С., Какенова Б.Н.** Развитие мирового рынка редких и редкоземельных металлов // Актуальные вопросы права, экономики и управления : сб. ст. XI Междунар. науч.-практ. конф. : в 3 ч. 2017. С. 14–17.

**Табаксблат Л.С.** Распространение и миграционные возможности редкоземельных элементов в глубокотрансформированных шахтных водах Кизеловского угольного бассейна // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2010. № 3. С. 300–306.

**Харитоновна Н.А., Вах Е.А., Челноков Г.А., Чудаев О.В., Александров И.А., Брагин И.В.** Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-Алинской складчатой области (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 68–82.

**Цыренов Т. Г.** Особенности распределения редкоземельных элементов в природно-техногенных комплексах некоторых полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья // Вестник Забайкальского государственного университета. 2021. Т. 27, № 1. С. 15–23.

**Чечель Л.П.** Особенности распределения и фракционирования РЗЭ в техногенных водах вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 12. С. 983–988.

**Четкин В.С., Трубочев А.И.** Минеральные ресурсы Забайкальского края. Чита : ЗабГУ, 2013. 231 с.

**Чудаева В.А., Чудаева О.В.** Особенности накопления и фракционирования редкоземельных в поверхностных водах Дальнего Востока в условиях природных и антропогенных аномалий // Геохимия. 2011. № 5. С. 523–549.

**Эпова Е.С., Русаль О.Л., Еремин О.В.** Редкоземельные элементы в зоне гипергенеза Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения (Забайкальский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329, № 8. С. 88–95.

**Юргенсон Г.А.** Минеральное сырье Забайкалья : учеб. пособие. Часть I. Книга 2. Редкие элементы. Чита : Поиск, 2008. 240 с.

**Юргенсон Г.А.** Редкие земли в руде Букукинского месторождения вольфрама (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2021. Т. 21, № 1. С. 90–102.

**Ясныгина Т.А., Рассказов С.В.** Редкоземельные спектры с тетрад-эффектом: проявление в палеозойских гранитоидах Окинской зоны Восточного Саяна // Геохимия. 2008. № 8. С. 817–884.

**Astrom M.A., Nystrand M., Gustafsson J.P., Osterholm P., Nordmyr L., Reynolds J.K., Peltola P.** Lanthanoid behaviour in an acidic landscape // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. V. 74. P. 829–845.

**Azizi M., Faz A., Zornoza R., Martines-Martines S., Shahrokh V., Acosta J.A.** Environmental pollution and depth distribution of metal (loid)s and rare earth elements in mine tailing // Journal of Environmental Chemical Engineering. 2022. V. 10. P. 1–14.

Liu Y., Wu Q., Jia H., Wang Z., Gao S., Zeng J. Anthropogenic rare earth elements in urban lakes: Their spatial distributions and tracing application // *Chemosphere*. 2022. V. 300. P. 1–10.

Cendon D.I., Rowling B., Hughes C.E., Payne T.E., Hankin S.I., Harrison J.J., Peterson M.A., Stopic A., Wong H., Gadd P. Rare earth elements and yttrium as tracers of waste/rock-groundwater interactions // *Science of The Total Environment*. 2022. V. 830. P. 1–15.

### References

Abramov B.N. *Osobennosti raspredeleniya redkozemel'nykh elementov v rudakh zolotorudnykh i molibdenovykh mestorozhdeniy Vostochnogo Zabaykal'ya* [Features of the distribution of rare earth elements in ores of gold and molybdenum deposits of Eastern Transbaikalia] // *Nauki o Zemle* [Earth Sciences]. 2018. No. 1. pp. 35–43. In Russian

Arbuzov Sergey I., Chekryzhov Igor Yu., Sun Yuzhuang, Zhao Cunliang, Mashenkin Valery S., Ilenok Sergey S., Ivanov Vladimir V., Blokhin Maksim G., Zarubina Natalya V. Rare-earth elements (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) in the coals of the North Asia (Siberia, Russian Far East, North China, Mongolia, Kazakhstan) // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2017. No. 4. pp. 6–27. DOI: 10.17223/25421379/5/1. In Russian

Barenbojm G.M., Avandeeva O.P., Korkina D.A. *Redkozemel'nye jelementy v vodnykh ob'ektakh (jekologicheskie aspekty)* [Rare earth elements in water bodies (environmental aspects)] // *Voda: himija i jekologija* [Water: chemistry and ecology]. 2014. No. 5. pp. 42–55. In Russian

Borzenko S.V., Zamana L.V., Zarubina O.V. Distribution of rare earth elements in waters and bottom sediments of mineralized lakes in the Eastern Transbaikalian region (Russia) // *Lithology and Mineral Resources*. 2017. V. 52. No. 4. pp. 306–321.

Borzenko Svetlana V., Zasukhina Ekaterina M., Fedorov Igor A., Letunov Vitaliy I., Komogortseva Irina A. Geochemical features of the behavior of Terbium, Dysprosium, and Holmium in aquatic medium in the presence of humic acids (experimental data) // *Geosphere Research*. 2021. No. 4. pp. 62–72. DOI: 10.17223/25421379/21/5. In Russian

Vah E.A., Vah A.S., Haritonova N.A. *Soderzhaniye redkozemel'nykh elementov v vodakh zony gipergeneza sul'fidnykh rud Berezitovogo mestorozhdeniya (Verkhneye Priamur'ya)* [Content of rare earth elements in the waters of the hypergenesis zone of sulfide ores of the Berezitovoe deposit (Upper Amur region)] // *Tihookeanskaya geologiya*. 2013. V. 32. No. 1. pp. 105–115. In Russian

Vah E.A., Pavlova G.Ju., Mihajlik T.A., Tishhenko P.Ja., Semkin P.Ju. *Osnovnoy solevoy sostav i redkozemel'nyye elementy kak indikatory ekologicheskogo sostoyaniya rek Yuzhnogo Primor'ya* [Basic salt composition and rare earth elements as indicators of ecological state of the Rivers of Southern Primorye] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2017. V. 328. No. 1. pp. 39–49. In Russian

Vah E.A., Tarasenko I.A., Petuhov V.I., Chekryzhov I.Ju., Vah A.S. *Redkozemel'nye ehlementy v vodakh zony gipergeneza Abramovskogo rudoproyavleniya (Primorskiy kray)* [Rare earth elements in the waters of the hypergenesis zone of the Abramovsky ore occurrence (Primorsky Territory)] // *Podzemnyye vody vostoka Rossii: materialy XXII Soveshhaniya po podzemnym vodam Sibiri i Dal'nego Vostoka s mezhdunarodnym uchastiem*. 2018. pp. 102–106. In Russian

Vinokurov S.F., Magazina L.O., Strelkova E.A. Rare earth and other rare elements in uranium ores of paleovalley deposits in the Vitim District: distribution, occurrence, and applied implications // *Geology of Ore Deposits*. 2017. V. 59. No. 2. pp. 141–162. In Russian

*Geologicheskie issledovaniya i gorno-promyshlennyy kompleks Zabaykal'ya: istoriya, sovremennoe sostoyanie, problemy, perspektivy razvitiya. K 300-letiyu osnovaniya Prikaza rudokopnykh del* [Geological research and the mining and industrial complex of Transbaikalia: history, current state, problems, development prospects. To the 300th anniversary of the founding of the Order of Mining Affairs] / G.A. Jurgenson, V.S. Chechetkin, V.M. Asoskov i dr. Novosibirsk: Nauka. Sibirskaya izdatel'skaya firma RAN, 1999. 574 p. In Russian

Grebennikov A.M. *Malo-Kulindinskoe tantalovoe pegmatitovoe mestorozhdenie* [Malo-Kulinda tantalum pegmatite deposit] // *Mestorozhdeniya Zabaykal'ya*. Pod red. akad. A.P. Laverova. Chita, Moscow, 1995. pp. 116–124. In Russian

Guseva N.V., Kopylova Ju.G., Leushina S.K. *Rasprostranennost' redkozemel'nykh ehlementov v prirodnykh vodakh Khakasii* [Prevalence of rare earth elements in natural waters of Khakassia] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. 2013. V. 32. No. 1. pp. 141–146. In Russian

Dabah E.V. *Redkozemel'nye ehlementy v pochvakh i rasteniyakh lugovykh biotsenozov* [Rare earth elements in soils and plants of meadow biocenoses] // *Teoreticheskaya i prikladnaya ehkologiya*. 2021. No. 4. pp. 104–111. In Russian

Dubinin A.V. *Geokhimiya redkozemel'nykh ehlementov v okeane* [Geochemistry of rare earth elements in the ocean] // *Lithology and Mineral Resources*. 2004. No. 4. pp. 339–358. In Russian

Eremin O.V., Abramov B.N. *Raspredelenie lantanoidov i itriya v porodakh i kar'ernykh vodakh Sherlovogorskogo olovo-polimetallicheskogo mestorozhdeniya (Vostochnoe Zabaykal'e)* [Distribution of lanthanides and yttrium in rocks and quarry waters of the Sherlovogorsk tin-polymetallic deposit (Eastern Transbaikalia)] // *Voda: himija i jekologija* [Water: chemistry and ecology]. 2016. No. 1. pp. 18–23. In Russian

Zamana L.V., Chechel L.P. Geochemistry of drainage water of mining-subject objects of tungsten deposit of Bom-Gorkhon (Transbaikalia) // *Chemistry for Sustainable Development*. 2014. V. 22. pp. 267–273. In Russian

Zvereva V.P., Frolov K.R., Lysenko A.I. *Redkozemel'nye ehlementy v tekhnogennykh i rechnykh vodakh Kavalerovskogo i Dal'negorskogo rayona Dal'nego Vostoka* [Rare earth elements in technogenic and river waters of the Kavalerovsky and Dalnegorsky districts of the Far East] // *Ehkologicheskaya khimiya* [Ecological chemistry]. 2021. V. 30. No. 1. pp. 39–50. In Russian

*Interpretatsiya geokhimiicheskikh dannyykh: Ucheb. posobie* [Interpretation of geochemical data: Textbook. allowance] / E.V. Sklyarova et al.: Ed. E.V. Sklyarova Moscow: Internet Inzhiniring, 2001. 288 p. In Russian

Kotel'nikova A.D., Rogova O.B., Stolbova V.V. *Lantanoidy v pochve: postuplenie, sodержание, vliyanie na rasteniya, genotoksichnost' (obzor)* [Lanthanides in soil: supply, content, effect on plants, genotoxicity (review)] // *Pochvovedenie*. 2021. No. 1. pp. 100–119. In Russian

Krajnov S.R. *Geokhimiya redkikh ehlementov v podzemnykh vodakh* [Geochemistry of rare elements in groundwater]. Moscow: Nedra, 1973. 295 p. In Russian

Makrygina V.A. *Geokhimiya otdel'nykh ehlementov: uchebnoe posobie* [Geochemistry of individual elements: textbook]. Novosibirsk: Akademicheskoe izd-vo «Geo», 2011. 195 p. In Russian

Petrenko D.B., Erofeeva K.G., Okina O.I. *Redkozemel'nye ehlementy v okruzhayushchey srede: kontsentratsii, osobennosti geokhimicheskoy migratsii i metody opredeleniya (obzor)* [Rare earth elements in the environment: concentrations, features of geochemical migration and methods of determination (review)] // *Teoreticheskaya i prikladnaya ehkologiya* [Theoretical and applied ecology]. 2022. No. 1. pp. 6–16. In Russian

Plyusnin A.M., Dabaeva V.V., Zhambalova D.I., Peryazeva E.G., Tashlykov V.S. Rare earth elements in surface and groundwaters in the area of a tungsten-mining enterprise in Transbaikalia, Russia // *Geochemistry International*. 2020. V. 58. No. 7. pp. 711–728. In Russian

Radomskaya V.I., Radomsky S.M., Pavlova L.M., Kulik E.N. *Osobennosti migratsii redkozemel'nykh ehlementov v prirodnykh i tekhnogennykh ehkologicheskikh sistemakh na primere Albinskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya Priamur'ya* [Features of the migration of rare earth elements in natural and technogenic ecological systems using the example of the Albyn gold deposit in the Amur region] // *Geokhologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya* [Geoecology. Engineering Geology. Hydrogeology. Geocryology]. 2017. No. 1. pp. 15–27. In Russian

Raimbekov Zh.S., Kakenova B.N. *Razvitie mirovogo rynka redkikh i redkozemel'nykh metallov* [Development of the world market of rare and rare earth metals] // *Aktual'nye voprosy prava, ehkonomiki i upravleniya. Sbornik statey XI Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii: v 3 chastyakh* [Current issues of law, economics and management. Collection of articles of the XI International Scientific and Practical Conference: in 3 parts]. 2017, pp. 14–17. In Russian

Tabaksblat L.S. *Rasprostranenie i migratsionnye vozmozhnosti redkozemel'nykh ehlementov v glubokotransformirovannykh shakhtnykh vodakh Kizelovskogo ugol'nogo basseyna* [Distribution and migration capabilities of rare earth elements in deeply transformed mine waters of the Kizelovsky coal basin] // *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnye chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo* [Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky]. 2010, No. 3. pp. 300–306. In Russian

Haritonova N.A., Vah E.A., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Aleksandrov I.A., Bragin I.V. *Geokhimiya redkozemel'nykh ehlementov v podzemnykh vodakh Sikhoteh-Alinskoy skladchatoy oblasti (Dal'niiy Vostok Rossii)* [Geochemistry of rare earth elements in groundwater of the Sikhote-Alin folded region (Russian Far East)] // *Tikhookeanskaya geologiya* [Pacific Geology]. 2016. V. 35. No. 2. pp. 68–82. In Russian

Tsyrenov T.G. *Osobennosti raspredeleniya redkozemel'nykh ehlementov v prirodno-tekhnogennykh kompleksakh nekotorykh polimetallicheskh mestorozhdeniy Vostochnogo Zabaykal'ya* [Features of the distribution of rare earth elements in natural-technogenic complexes of some polymetallic deposits of Eastern Transbaikalia] // *Vestnik Zabaykal'skogo gosudarstvennogo universiteta* [Bulletin of Transbaikalia State University]. 2021. V. 27. No. 1. pp. 15–23. In Russian

Chechel L.P. *Osobennosti raspredeleniya i fraktsionirovaniya RZEH v tekhnogennykh vodakh vol'framovykh mestorozhdeniy Vostochnogo Zabaykal'ya* [Features of distribution and fractionation of REE in technogenic waters of tungsten deposits of Eastern Transbaikalia] // *Mezhdunarodnyy zhurnal prikladnykh i fundamental'nykh issledovaniy* [International Journal of Applied and Fundamental Research]. 2016. No. 12. pp. 983–988. In Russian

Chechetkin V.S., Trubachev A.I. *Mineral'nye resursy Zabaykal'skogo kraya* [Mineral resources of the Transbaikalia region] Chita: ZabGU, 2013. 231 p. In Russian

Chudaeva V.A., Chudaev O.V. Accumulation and fractionation of rare earth elements in surface waters of the Russian Far East under the conditions of natural and anthropogenic anomalies // *Geochemistry International*. 2011. V. 49. No. 5. pp. 523–549. In Russian

Epova E.S., Rusal O.L., Eremin O.V. *Redkozemel'nye ehlementy v zone gipergeneza Sherlovogorskogo olovo-polimetallicheskogo mestorozhdeniya (Zabaykal'skiy kray)* [Rare earth elements in the hypergenesis zone of the Sherlovogorsk tin-polymetallic deposit (Transbaikalia region)] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2018. V. 329. No. 8. pp. 88–95. In Russian

Yurgenson G.A. *Mineral'noe syr'e Zabaykal'ya: uch. posobie. Chast' I. Kniga 2. Redkie ehlementy* [Mineral raw materials of Transbaikalia: study. allowance. Part I. Book 2. Rare elements.] Chita: Poisk, 2008. 240 p. In Russian

Yurgenson G.A. *Redkie zemli v rude Bukukinskogo mestorozhdeniya vol'frama (Vostochnoe Zabaykal'e)* [Rare earths in the ore of the Bukukinskoye tungsten deposit (Eastern Transbaikalia)] // *Litosfera*. 2021. V. 21. No. 1. pp. 90–102. In Russian

Yasnygina T.A., Rasskazov S.V. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: evidence from the paleozoic granitoids of the Oka zone, Eastern Sayan // *Geochemistry International*. 2008. V. 46. No. 8. pp. 817–884. In Russian

Astrom M.A., Nystrand M., Gustafsson J.P., Osterholm P., Nordmyr L., Reynolds J.K., Peltola P. Lanthanoid behaviour in an acidic landscape // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. pp. 829–845.

Azizi M., Faz A., Zornoza R., Martines-Martines S., Shahrokh V., Acosta J.A. Environmental pollution and depth distribution of metal (loid)s and rare earth elements in mine tailing // *Journal of Environmental Chemical Engineering*. 2022. V. 10. pp. 1–14.

Liu Y., Wu Q., Jia H., Wang Z., Gao S., Zeng J. Anthropogenic rare earth elements in urban lakes: Their spatial distributions and tracing application // *Chemosphere*. 2022. V. 300. pp. 1–10.

Cendon D.I., Rowling B., Hughes C.E., Payne T.E., Hankin S.I., Harrison J.J., Peterson M.A., Stopic A., Wong H., Gadd P. Rare earth elements and yttrium as tracers of waste/rock-groundwater interactions // *Science of The Total Environment*. 2022. V. 830, pp. 1–15.

#### Информация об авторах:

**Абрамова В.А.**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория геоэкологии и гидрогеохимии, Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской академии наук, Чита, Россия. E-mail: vera\_abramova79@mail.ru

**Замана Л.В.**, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геоэкологии и гидрогеохимии, Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской академии наук, Чита, Россия. E-mail: l.v.zamana@mail.ru

**Вклад авторов:** все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.  
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

**Information about authors:**

**Abramova V.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of geoecology and hydrogeochemistry, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russia.

E-mail: vera\_abramova79@mail.ru

**Zamana L.V.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of geoecology and hydrogeochemistry, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russia.

E-mail: l.v.zamana@mail.ru

***Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.***

***The authors declare no conflicts of interests.***

*Статья поступила в редакцию 15.08.2022; одобрена после рецензирования 30.11.2022; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 15.08.2022; approved after reviewing 30.11.2022; accepted for publication 18.09.2023*

Научная статья

УДК 550.42

doi: 10.17223/25421379/28/8

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕ-ЗЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ



Валентина Ивановна Радомская<sup>1</sup>, Дмитрий Валерьевич Юсупов<sup>2</sup>,  
Сергей Михайлович Радомский<sup>1</sup>, Людмила Михайловна Павлова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

<sup>2</sup> Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия

<sup>1</sup> radomskaya@ascnet.ru

<sup>2</sup> yusupovd@mail.ru

<sup>1</sup> pav@ascnet.ru

**Аннотация.** Изучены закономерности распределения химических элементов в отложениях озера Песчаное (в пределах Нижне-Зейской впадины), формирование и развитие которого происходило в поздний период голоцена. Пространственное распределение большинства микроэлементов в органоминеральных отложениях контролировалось интенсивностью процессов выветривания и поверхностным стоком с водосборной площади Нижне-Зейской впадины, их содержание связано с глинами, тяжелыми минералами, окси(гидроксид)ами железа и не зависит от концентрации органического вещества. Геохимические индексы указывают на умеренную стадию физического выветривания и отсутствие сильного воздействия атмосферных явлений. Выделено антропогенное накопление некоторых элементов в верхней части озерной толщи.

**Ключевые слова:** озерные отложения, микроэлементы, корреляционный и факторный анализы

**Источник финансирования:** исследования проводились в рамках государственного задания ИГиП ДВО РАН № 1222041800128-5.

**Для цитирования:** Радомская В.И., Юсупов Д.В., Радомский С.М., Павлова Л.М. Геохимическая характеристика озерных отложений Нижне-Зейской впадины // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 98–117. doi: 10.17223/25421379/28/8

Original article

doi: 10.17223/25421379/28/8

## GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF LAKE DEPOSITS IN THE LOWER ZEYA DEPRESSION

Valentina I. Radomskaya<sup>1</sup>, Dmitry V. Yusupov<sup>2</sup>, Sergey M. Radomskii<sup>1</sup>, Ludmila M. Pavlova<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology and Nature Management FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia

<sup>2</sup> Amur State University, Blagoveshchensk, Russia

<sup>1</sup> radomskaya@ascnet.ru

<sup>2</sup> yusupovd@mail.ru

<sup>1</sup> pav@ascnet.ru

**Abstract.** The article is devoted to the study of the patterns of chemical elements distribution in organic-mineral deposits (in the time interval of 4400 years) of Lake Peschanoe (Amur Region, between the Amur and Zeya rivers) in order to determine the features of their accumulation and the intensity of parent rocks weathering. This work is based on the study of the 750 cm thick organomineral deposits material composition by atomic emission and mass spectral with inductively coupled plasma analysis methods, dating the age of deposits formation by the radiocarbon method, numerical analysis of geochemical indices and modules. The relationship between various characteristics of deposits is shown with the help of correlation and factor analysis methods, and an assessment of the conditions for their formation is given. It was revealed that the formation of a lake basin is the result of landslide processes. Close ratios of the microelements content in the sole and soils selected around the lake have been established.

The distribution of most trace elements in organomineral deposits is associated with clays, heavy minerals, iron oxy(hydroxy)ides and does not depend on the concentration of organic matter. Compared to the upper continental crust, the organomineral deposits of Lake Peschanoe are depleted in rock-forming oxides and microelements, with the exception of arsenic and antimony, with which the deposits are enriched on average by 9,5 and 4,7 times. A slight accumulation of cobalt, nickel, molybdenum, cadmium, bismuth was noted; the concentrations of vanadium, zinc, chromium, and beryllium are close to those for the upper continental crust. The zone of recent sedimentation is characterized by increased accumulation of mercury, cadmium, lead, and zinc compared to other horizons. Chondrite-normalized REE distribution spectra are characterized by a moderate enrichment in LREE, the presence of a positive cerium anomaly, and a weakly expressed negative europium anomaly. The terrigenous component of sediments is a concentrator of REE in sediments. The distribution of chemical elements is controlled by the intensity of

weathering processes and surface runoff from the drainage area of the Lower Zeya depression. Geochemical indices indicate a moderate stage of physical weathering and the absence of strong atmospheric effects. The results obtained make a certain contribution to the foundation of the Holocene deposits study and their development in the interests of the national economy.

**Keywords:** lacustrine sediments, microelements, correlation and factor analyzes

**Source of financing:** the work was performed on the state assignment of Institute of Geology and Nature Management FEB RAS No 1222041800128-5.

**For citation:** Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Radomskii S.M., Pavlova L.M. (2023) Geochemical characteristics of lake deposits in the Lower Zeya depression. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 98–117. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/28/8

## Введение

Озерный седиментогенез представляет собой многофакторный процесс со сложными взаимосвязями миграции химических элементов в системе водосбор – озеро, вода – осадок. Осадочные толщи образуются в результате смешения органических и неорганических компонентов. Органические компоненты могут быть результатом синтеза первичного органического вещества, осуществляемого фитопланктоном, перифитоном и высшими водными растениями (макрофитами), либо могут иметь аллохтонное происхождение, представляя собой органическое вещество почвы водосборного бассейна. Неорганические компоненты – в основном аллохтонного (природного или техногенного) характера. Химический состав донных отложений позволяет дифференцировать продукты озерного литогенеза с выделением минеральных, органоминеральных и органических компонент [Лукашев и др., 1971].

В составе отложений озерно-болотных комплексов находят свое отражение произошедшие в прошлом изменения природных обстановок. По геохимическим данным отложений можно получить представление об интенсивности выветривания пород водосборного бассейна, условиях осадконакопления, установить области сноса, уточнить происхождение отложений [Das et al., 2006; Zhong et al., 2012]. Такие данные помогают прояснить динамику экологических и климатических условий на Земле, а также определить основные процессы, влияющие на эволюцию озер. Наиболее подходящими природными объектами для таких исследований признаны малые озера, отложения которых накапливались в течение голоцена. Для таких озер, как правило, характерна высокая скорость накопления осадков, которые отражают биогеохимические процессы и хорошо датируются радиоуглеродным методом. Опубликованы геохимические исследования голоценовых разрезов донных отложений малых озер по региону Урала [Масленникова и др., 2014, 2020], по Западной Сибири и Прибайкалью [Леонова и др., 2018]; значительное число работ относятся к палеореконструкциям по донным

отложениям малых озер Сибири [Kostrova et al., 2012; Muller et al., 2014]. Часть исследований по геохимии донных отложений малых озер проведены по неполным разрезам [Даувальтер, 2012; Страховенко и др., 2014]. Они дают представление о вещественном составе донных отложений, но не позволяют в полной мере судить о литолого-геохимической и петрографической специализации водосборных площадей, условиях осадконакопления, источниках сноса, а также об изменениях окружающей среды за весь геологический период их формирования. Анализ литературных данных показал незначительное количество геохимических исследований донных отложений озер Приамурья.

Целью настоящей работы является изучение органоминеральных отложений оз. Песчаное, условий его образования, влияние процессов выветривания и денудационного сноса с бортов озера, процессов миграции и концентрирования макро-, микроэлементов при формировании озерных отложений в пределах Нижне-Зейской впадины.

## Объект исследований

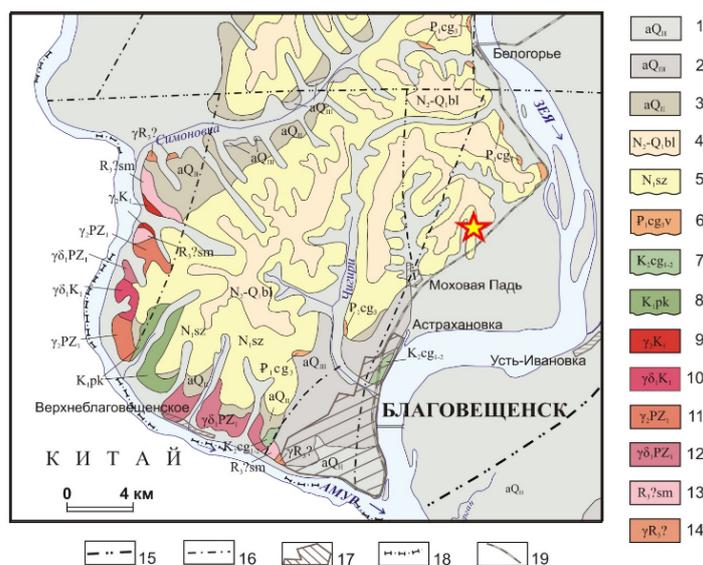
Для исследования выбрано оз. Песчаное с органоминеральным типом осадконакопления. Озеро расположено в котловине грядово-оползневого рельефа одноименного урочища на правом берегу нижнего течения р. Зeya в пределах Нижне-Зейской впадины, в зоне сочленения Благовещенского поднятия и Дмитриевского прогиба. Фундамент Нижне-Зейской впадины кроме интрузивных раннепалеозойских и раннемеловых комплексов сложен метаморфическими породами условно позднерифейского возраста, которые обнажаются в пределах Благовещенского поднятия [Кузьменко, 1983]. Осадочный чехол представлен песчано-глинистыми отложениями мелового и кайнозойского возраста. Стратифицированные отложения в пределах района относятся к условно позднерифейскому, меловому, палеогеновому, неогеновому и четвертичному возрастам (рис. 1). Интрузивные породы обнажаются на ограниченном участке левобережья р. Амур (с. Верхнеблаговещенское), а также картируются по буровым скважинам под чехлом мезокайнозойских отложений.

В районе выделены условно позднерифейские, раннепалеозойские и раннемеловые интрузии, преимущественно кислого состава. Глубина залегания интрузивных пород от 145 до 230 м.

Питание оз. Песчаное грунтовое и дождевое. По данным исследований 1996 г. [Филатов, 1998], площадь зеркала озера составляла 850 м<sup>2</sup>, максимальная глубина – 5,8 м, а средняя – 2,5 м. Объем воды в озере был равен приблизительно 2 125 м<sup>3</sup>. В настоящее время отмечено общее иссушение северо-восточной и западной окраин озера. Однако в более влажные годы уровень воды в озере поднимается на 1–1,5 м и

более. Мощность органоминеральных осадков озера различна и варьирует от 3 до 7,5 м. Наиболее мощная толща осадков (около 5–7,5 м) отмечена в северной оконечности озера.

По берегам оз. Песчаное распространена водно-болотная растительность, представленная осоками, касатиком гладким, мытником крупноцветковым, лобелией сидячелистной и др. Из водных растений в озере произрастают различные виды рдестов, урути, пузырчатки, кувшинка четырехгранная, кубышка малая, водяной орех, отмечалась бразения Шребера. Отложения сформированы в результате нарастания сплавины на озере.



**Рис. 1. Схема геологического строения Нижне-Зейской впадины [Кузьменко, 1983]**

1 – Голоцен. Аллювиальные пески, галечники, гравий, валуны, илы и глины (до 25 м). 2 – Неоплейстоцен. Верхнее звено. Аллювиальные пески, глины, галечники (до 30 м). 3 – Неоплейстоцен. Среднее звено. Аллювиальные глины, пески, гравий (до 26 м). 4 – Белогорская свита. Пески, глины, алевриты, прослои гравийников и галечников (до 40 м). 5 – Сазанковская свита. Каолинизированные пески и алевриты, глины, гравийники, галечники, линзы лигнитов (до 130 м). 6 – Цагоянская свита. Верхняя под-свита. Алевриты, глины, пески, песчаники, гравелиты, конгломераты (до 130 м). 7 – Цагоянская свита. Средняя и нижняя под-свита. Глины, аргиллиты, алевриты, алевролиты, пески, песчаники, линзы бурого угля и бентонитовых глин (до 290 м). 8 – По-ярковская свита. Риолиты, их туфы, плагиориодациты, андезиты, базальты (до 350 м). 9 – Раннемеловые интрузии. Комплекс гранодиорит-гранитовый. Вторая фаза. Граниты. 10 – Раннемеловые интрузии. Первая фаза. Гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, дайки диабазов. 11 – Раннепалеозойские интрузии. Комплекс гранит-гранодиоритовый. Вторая фаза. Граниты. 12 – Раннепалеозойские интрузии. Первая фаза. Гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты, диориты. 13 – Позднерифейские интрузии. Комплекс гранитовый. Граниты лейкократовые. 14 – Симоновкинская толща. Сланцы апосаммитовые и апоалевритовые биотит-альбит-кварцевые, биотит-кварцевые скарноиды и сланцы по терригенно-карбонатным породам (плагиоклаз-эпидот-кварцевые, актинолит-кварцевые, актинолит-кордиерит-биотитовые), апоацитовые сланцы, метагравелиты, метапесчаники, микрокварциты (более 845 м). 15 – Зейско-Селемджинский глубинный разлом. 16 – Разрывные нарушения. 17 – Урбанизированные территории. 18 – Государственная граница. 19 – Железная дорога. Звездочка – оз. Песчаное

**Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Lower Zeya depression [Kuzmenko, 1983]**

1 – Holocene. Alluvial sands, pebbles, gravel, boulders, silts and clays (up to 25 m). 2 – Neopleistocene. Top link. Alluvial sands, clays, pebbles (up to 30 m). 3 – Neopleistocene. Middle link. Alluvial clays, sands, gravel (up to 26 m). 4 – Belogorsk suite. Sands, clays, silts, interlayers of gravels and pebbles (up to 40 m). 5 – Sazankovskaya suite. Kaolinized sands and silts, clays, gravels, pebbles, lignite lenses (up to 130 m). 6 – Tsagoyan Formation. Upper undersuit. Silts, clays, sands, sandstones, gravelstones, conglomerates (up to 130 m). 7 – Tsagoyan Formation. Middle and lower subformations. Clays, mudstones, silts, siltstones, sands, sandstones, lenses of brown coal and bentonite clays (up to 290 m). 8 – Po-yarkovskaya suite. Rhyolites, their tufts, plagioryhodacites, andesites, basalts (up to 350 m). 9 – Early Cretaceous intrusions. Granodiorite-granite complex. Second phase. Granites. 10 – Early Cretaceous intrusions. First phase. Granodiorites, tonalites, quartz diorites, diabase dikes. 11 – Early Paleozoic intrusions. Granite-granodiorite complex. Second phase. Granites. 12 – Early Paleozoic intrusions. First phase. Granodiorites, plagiogranites, quartz diorites, diorites. 13 – Late Riphean intrusions. Granite complex. Leucocratic granites. 14 – Simonovkinskaya sequence. Apopsammitic and apoaleuritic schists of biotite-albite-quartz, biotite-quartz skarnoids and schists after terrigenous-carbonate rocks (plagioclase-epidote-quartz, actinolite-quartz, actinolite-cordierite-biotite), apocitacite schists, metagravels, metasandstones, microquartzites (more than 845 m). 15 – Zeya-Selemdzha deep fault. 16 – Discontinuous violations. 17 – Urbanized territories. 18 – State border. 19 – Railway. Asterisk – Lake Peschanoe

## Материалы и методы исследований

На рис. 2 представлены обзорная схема проведения работ и космоснимок урочища оз. Песчаное с указанием места заложения скважины, отмеченное пунсоном. Координаты точки отбора – 50°23' 52,78" С,

127°40' 13,24" В. Отбор проб органоминеральных отложений произведен в зоне зарастающего северного берега озера в 1 м от уреза воды с помощью торфразведочного бура Геллера. Пробурена скважина глубиной 7,5 м с интервалом отбора проб керна в 5–10 см.

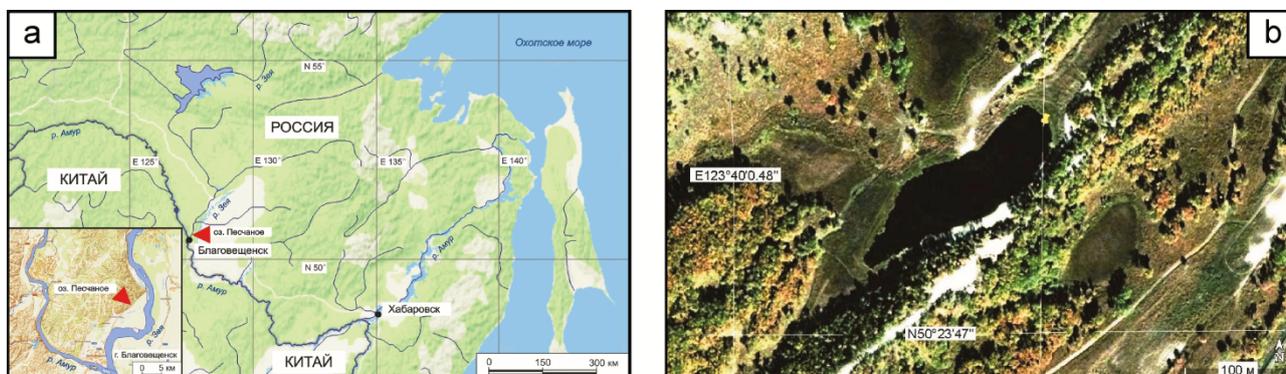


Рис. 2. Озеро Песчаное: а – обзорная карта проведения работ; б – место заложения скважины

Fig. 2. Lake Peschanoe: a - overview map of the work; b - the location of the well

Было отобрано 85 проб органоминеральных озерных отложений и 20 проб почв и грунтов вокруг озера. Элементный состав проб органоминеральных отложений, почв определяли атомно-эмиссионным (iCAP-6500, Thermo Scientific, США) и масс-спектральным (X-7, Thermo Elemental, США) методами в Аналитическом сертификационном испытательном центре ИПТМ РАН. Определение валового состава макро- и микроэлементов в образцах пород Нижне-Зейской впадины (гранитогнейс, риолит, сиенит, туфобрекчия, диорит) проводилось инструментальным нейтронно-активационным методом анализа (ИНАА) в аккредитованной (аттестат NoPOCC RU.0001.511901) ядерно-геохимической лаборатории на исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т Национального исследовательского Томского политехнического университета.

Зольность осадков определяли прокаливанием при  $800 \pm 25$  °С согласно ГОСТ 11306-2013 в АЦ ЦКП ИГиП ДВО РАН. Содержание биогенного SiO<sub>2</sub> (BSi) рассчитывали по формуле:  $BSi = SiO_2 - 2,8 Al_2O_3$  [Robinson, 1994]. Биогенный кремний выражает вклад озерных кремнистых организмов (например, губок и диатомовых водорослей) в общее содержание кремнезема [Tallberg et al., 2015].

Радиоуглеродное датирование органоминеральных отложений было выполнено для двух образцов с глубины 3 и 7 м в радиоуглеродной лаборатории государственного научного центра экологической радиогеохимии НАН Украины (г. Киев).

Минеральный состав отложений изучали с помощью бинокулярного микроскопа МБС-10И (аналитик Воропаева Е.Н.) в ИГиП ДВО РАН. Пробоподготовка к анализу заключалась в промывке пробы проточной водой и разделении отмытой пробы на магнитную, электромагнитную, немагнитную тяжелую и легкую фракции. Данным методом не определялись глинистые минералы. Массовая доля минералов определялась весовым методом.

Были рассчитаны некоторые геохимические индексы, модули и отношения элементов. Геохимические данные были преобразованы для более точного соответствия нормальному распределению при проведении статистического анализа (кластерный и факторный анализы). Стандартизация данных проведена путем расчета показателей следующим образом:  $Z_i = (X_i - x_{cp})/s$ , где  $Z_i$  – стандартная оценка образца  $i$ ;  $X_i$  – значение образца;  $x_{cp}$  – среднее;  $s$  – стандартное отклонение [Sahoo et al., 2015]. Факторный анализ полученных данных проводили методом главных компонент с использованием корреляционной матрицы. Для определения числа факторов использовали критерии Кэттелла и Кайзера, а для упрощения решения применили «варимакс-вращение». Все расчеты выполняли в пакете Statistica 10.0.

## Результаты и обсуждение

**Возраст отложений.** Радиоуглеродное датирование пробы с глубины 7 м показало следующее:

возраст отложений на этой глубине составляет  $3770 \pm 130$  радиоуглеродных лет, что соответствует  $4162 \pm 186$  календарным годам [Водина, 2018]. Эта дата относится к позднему периоду голоцена [Walker et al., 2012]. Возраст осадков с глубины 3 м соответствует  $1630 \pm 90$  радиоуглеродным годам, что также соответствует позднему периоду голоцена. Путем аппроксимации возраста (В) от глубины отложений (х, м) с помощью полиномиальной функции была проведена привязка слоев по времени, что позволило перейти от дискретной шкалы к непрерывной:  $V = 20,226x^2 + 452,99x$ . В результате расчетов было определено время образования озера и приблизительная дата схода оползня, который произошел около 4460 л. н. [Радомская и др., 2022].

**Минеральный состав отложений.** Состав отложений озера Песчаное (табл. 1) представлен, в

основном, торфом. Минимальное содержание торфа отмечено на глубине 740–750 см (подошва). С уменьшением глубины возрастает доля органического вещества, что указывает на интенсивное заболачивание озера. В минеральном составе преобладают кварц и полевые шпаты.

Встречаются амфиболы, гранат, биотит, пирит, рутил, ильменит, анатаз, гематит, лимонит, магнетит, циркон. Большая часть минеральной составляющей поступала в отложения в результате выветривания пород водосбора озера. С субатлантического периода голоцена в донных осадках интенсивно накапливалось органическое вещество, что находит свое отражение в уменьшении выраженности доли минеральной составляющей и в увеличении содержания торфа.

Таблица 1

Состав донных отложений озера Песчаное по данным минералогического анализа, %

Table 1

Composition of Lake Peschanoe bottom sediments according to mineralogical analysis, %

| Минералы [Минералы..., 1970], агрегаты  | Глубина отбора, см |         |         |         |         |         |         |         |
|---|--------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
|   | 150–160            | 260–270 | 330–340 | 460–470 | 580–590 | 670–680 | 710–720 | 740–750 |
| Магнетит Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>   | ед.зн              | ед.зн   | ед.зн   | ед.зн   | ед.зн   | ед.зн   | зн      | ед.зн   |
| Ильменит FeO·TiO <sub>2</sub>   | ед.зн              | ед.зн   | ед.зн   |         | зн      | зн      | зн      | зн      |
| Гранат (Mg,Fe,Mn,Ca) <sub>3</sub> (Al,Cr,Fe,Mn,Ti) <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub>                                    | –                  | ед.зн   | –       | –       | –       | зн      | зн      | зн      |
| Лимонит Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·nH <sub>2</sub> O   | –                  | зн      | ед.зн   | –       | ед.зн   | ед.зн   | зн      | ед.зн   |
| Пирит FeS <sub>2</sub>  | –                  | –       | –       | ед.зн   | ед.зн   | ед.зн   | ед.зн   | –       |
| Амфибол Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>5</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ] <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>                      | ед.зн              | зн      | ед.зн   | зн      | зн      | зн      | зн      | зн      |
| Апатит Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (F,Cl,OH)  | –                  | –       | –       | –       | –       | ед.зн   | ед.зн   | –       |
| Анатаз TiO <sub>2</sub>   | –                  | –       | –       | –       | ед.зн   | –       | –       | –       |
| Дистен Al <sub>2</sub> O[SiO <sub>4</sub> ]   | –                  | –       | –       | –       | –       | ед.зн   | –       | –       |
| Эпидот {Ca <sub>2</sub> } {Al <sub>2</sub> Fe <sup>3+</sup> } (Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> )(SiO <sub>4</sub> )O(OH)             | –                  | ед.зн   | –       | ед.зн   | зн      | зн      | зн      | зн      |
| Турмалин Na(Li,Al) <sub>3</sub> Al <sub>6</sub> [(OH) <sub>4</sub> ](BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> | –                  | –       | –       | –       | –       | ед.зн   | ед.зн   | –       |
| Лейкоксен Fe <sub>2</sub> Ti <sub>3</sub> O <sub>9</sub>  | –                  | –       | –       | –       | –       | зн      | ед.зн   | зн      |
| Циркон ZrSiO <sub>4</sub>   | –                  | ед.зн   | –       | –       | ед.зн   | зн      | ед.зн   | ед.зн   |
| Гематит Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | –                  | –       | –       | –       | –       | зн      | зн      | –       |
| Сфен CaTiSiO <sub>5</sub>   | –                  | –       | –       | ед.зн   | –       | зн      | –       | зн      |
| Серицит KAl <sub>2</sub> [AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ](OH) <sub>2</sub>  | ед.зн              | –       | –       | –       | –       | –       | –       | –       |
| Рутил TiO <sub>2</sub>  | –                  | –       | –       | –       | –       | –       | –       | ед.зн   |
| Ставролит (Fe,Mn) <sub>2</sub> (Al,Fe) <sub>5</sub> O <sub>6</sub> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>4</sub> (O,OH)                          | –                  | –       | –       | –       | –       | –       | –       | зн      |
| Карбонат CaCO <sub>3</sub>  | –                  | –       | –       | ед.зн   | –       | –       | ед.зн   | –       |
| Гидрооксиды Fe – Fe(OH) <sub>3</sub>  | –                  | ед.зн   | –       | –       | ед.зн   | зн      | ед.зн   | –       |
| Кварц SiO <sub>2</sub>  | зн                 | 1       | 0,1     | 1       | 6       | 9       | 8,5     | 44,4    |
| Полевой шпат (Na,K, Ca)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>   | зн                 | 0,5     | зн      | 0,4     | 0,7     | 1       | 1,5     | 3       |
| Сланцы  | ед.зн              | –       | –       | ед.зн   | ед.зн   | –       | ед.зн   | –       |
| Графит  | –                  | –       | –       | –       | ед.зн   | ед.зн   | –       | –       |
| Биотит K(Mg,Fe) <sub>2</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](OH, F) <sub>2</sub>   | зн                 | зн      | –       | зн      | ед.зн   | зн      | зн      | ед.зн   |
| Микротектиты магнитные  | зн                 | зн      | зн      | зн      | зн      | зн      | зн      | зн      |
| Микротектиты силикатные   | зн                 | зн      | зн      | зн      | зн      | зн      | зн      | зн      |
| Торф  | 100                | 98,5    | 99,9    | 98,5    | 94,3    | 90      | 90      | 52,6    |
| Зола древесная  | зн                 | –       | ед.зн   | зн      | зн      | зн      | зн      | –       |
| Золото самородное Au  | –                  | –       | –       | –       | –       | 2 зн    | 2 зн    | 1 зн    |

Примечание. «–» – не обнаружено; ед.зн – содержание зерен от 1 до 10 знаков; зн – содержание зерен от 11 до 100 знаков.

Note. Dash – not found; ед.зн. – single characters the content of grains from 1 to 10 characters; зн – characters – content of grains from 11 to 100 characters.

**Геохимическая характеристика отложений.**

По происхождению материал донных отложений оз. Песчаное можно разделить на две основные группы – органогенные и терригенные отложения. Вода оз. Песчаное является слабо минерализованной [Радомская и др., 2022], что исключает осаждение растворённых солей. Органогенные осадки в максимальном объеме формируются на прибрежном мелководье озера, где наиболее активно развивается и отмирает высшая водная растительность, активируя процесс накопления торфа.

Терригенные отложения – это обломки, поступившие с сопредельных водосборных территорий или сформированные в результате абразии берегов. Абразия берегов осуществляется в основном ветровыми волнами. Различный по размеру обломочный материал, приносимый водными потоками, откладывается у берега либо распространяется по площади озера, где в виде взвеси оседает на дно. В табл. 2 приведены данные по содержанию основных породообразующих оксидов в органоминеральных отложениях оз. Песчаное.

Таблица 2  
Числовые характеристики породообразующих оксидов в органоминеральных отложениях оз. Песчаное, %

Table 2  
Numerical characteristics of the rock-forming oxides contents in the Lake Peschanoe organomineral deposits, %

| Оксид                          | m              | Xгеом | Xmed  | Min   | Max   | S      | V     | A     | E     |
|--------------------------------|----------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| Na <sub>2</sub> O              | 0,36 ± 0,02    | 0,35  | 0,32  | 0,23  | 0,95  | 0,13   | 35,56 | 2,37  | 9,09  |
| MgO                            | 0,39 ± 0,01    | 0,39  | 0,37  | 0,20  | 0,52  | 0,069  | 17,72 | -0,01 | 0,00  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,42 ± 0,50    | 7,85  | 7,40  | 4,70  | 17,10 | 3,29   | 39,00 | 0,86  | 0,06  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,14 ± 0,01    | 0,13  | 0,13  | 0,04  | 0,21  | 0,038  | 27,91 | 0,39  | -0,23 |
| S <sub>общ</sub>               | 0,31 ± 0,01    | 0,30  | 0,31  | 0,09  | 0,41  | 0,056  | 18,24 | -1,05 | 4,21  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,73 ± 0,06    | 0,68  | 0,62  | 0,47  | 2,80  | 0,38   | 51,54 | 4,15  | 22,19 |
| CaO                            | 0,57 ± 0,02    | 0,55  | 0,53  | 0,40  | 0,81  | 0,12   | 22,29 | 0,67  | -1,07 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,19 ± 0,01    | 0,18  | 0,17  | 0,12  | 0,34  | 0,063  | 32,39 | 0,86  | -0,36 |
| MnO                            | 0,028 ± 0,0006 | 0,027 | 0,028 | 0,019 | 0,035 | 0,0037 | 13,41 | -0,06 | 0,16  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,78 ± 0,07    | 1,73  | 1,70  | 0,80  | 2,70  | 0,434  | 24,54 | 0,35  | -0,47 |
| SiO <sub>2</sub>               | 47,15 ± 1,19   | 46,70 | 46,50 | 32,50 | 72,50 | 6,83   | 14,49 | 1,34  | 5,22  |
| ППП                            | 38,60 ± 1,54   | 37,39 | 40,15 | 13,10 | 58,65 | 8,85   | 22,93 | -0,57 | 1,15  |

Примечание. m – среднее; ± – ошибка среднего; Xгеом – среднее геометрическое; Xmed – медиана; Min – минимум; Max – максимум; S – стандартное отклонение; A – асимметрия; E – эксцесс; V – коэффициент вариации; ППП – потери при прокаливании.

Note. m – mean; ± – error; Xgeom – geometric mean; Xmed – median; Min – minimum; Max – maximum; S – standard deviation; A – asymmetry; E – excess; V – variation coefficient; ППП – loss on ignition.

Среди основных породообразующих оксидов наибольшее содержание в органоминеральных отложениях зафиксировано для SiO<sub>2</sub> (33–73 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5–17 мас. %) и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,8–2,7 мас. %); содержание K<sub>2</sub>O варьируется от 0,47 до 2,8 мас. % (в среднем 0,73 мас. %). Содержание других оксидов (CaO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub> и MgO) ниже 1 мас. %; количество MnO варьируется от 0,019 до 0,035 мас. % (в среднем 0,028 мас. %). Количественный анализ свидетельствует, что по сравнению с верхней континентальной корой [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] органоминеральные отложения оз. Песчаное сильно обеднены всеми породообразующими оксидами (рис. 3, а).

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> имеют сильную положительную корреляцию (r = 0,95). Такая линейная связь

подтверждают их совместный обломочный генезис. Сильная корреляция между SiO<sub>2</sub> и зольностью, высокие значения биогенного кремния (11–35 %) указывают на образование части кремнезема из водорослей. Однако незначительная положительная корреляция SiO<sub>2</sub> с Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (r = 0,3) и с TiO<sub>2</sub> (r = 0,26) подтверждает то, что SiO<sub>2</sub> представлен, преимущественно, в виде кварцевых зерен.

Слабая отрицательная корреляция общей S с зольностью (r = -0,19) и ее положительная корреляция с Fe (r = 0,54) указывают на то, что сера входит в состав минералов железа. Это согласуется с данными минерального анализа (обнаружение пирита). Слабая корреляция между Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O (r = 0,39) позволяет предположить, что основная часть K не связана с глинистыми

минералами. Положительная корреляция между  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  ( $r = 0,54$ ), а также между  $Al_2O_3$  и  $MgO$  ( $r = 0,8$ ) может быть связана с ассоциацией натрия, магния и глинистых минералов. Слабая корреляция между  $CaO$  и  $Al_2O_3$  ( $r = 0,13$ ) указывает на то, что кальций не связан с глинистыми минералами.

Микроэлементный состав отложений характеризуется относительным дефицитом практически всех

проанализированных элементов, за исключением As и Sb, которыми они обогащены по сравнению с верхней континентальной корой в среднем в 9,5 и 4,7 раза (рис. 3, b). Следует также отметить незначительное накопление Co, Ni, Mo, Cd, Bi в органоминеральных отложениях, а концентрации V, Zn, Cr, Be приближены к таковым для верхней континентальной коры.

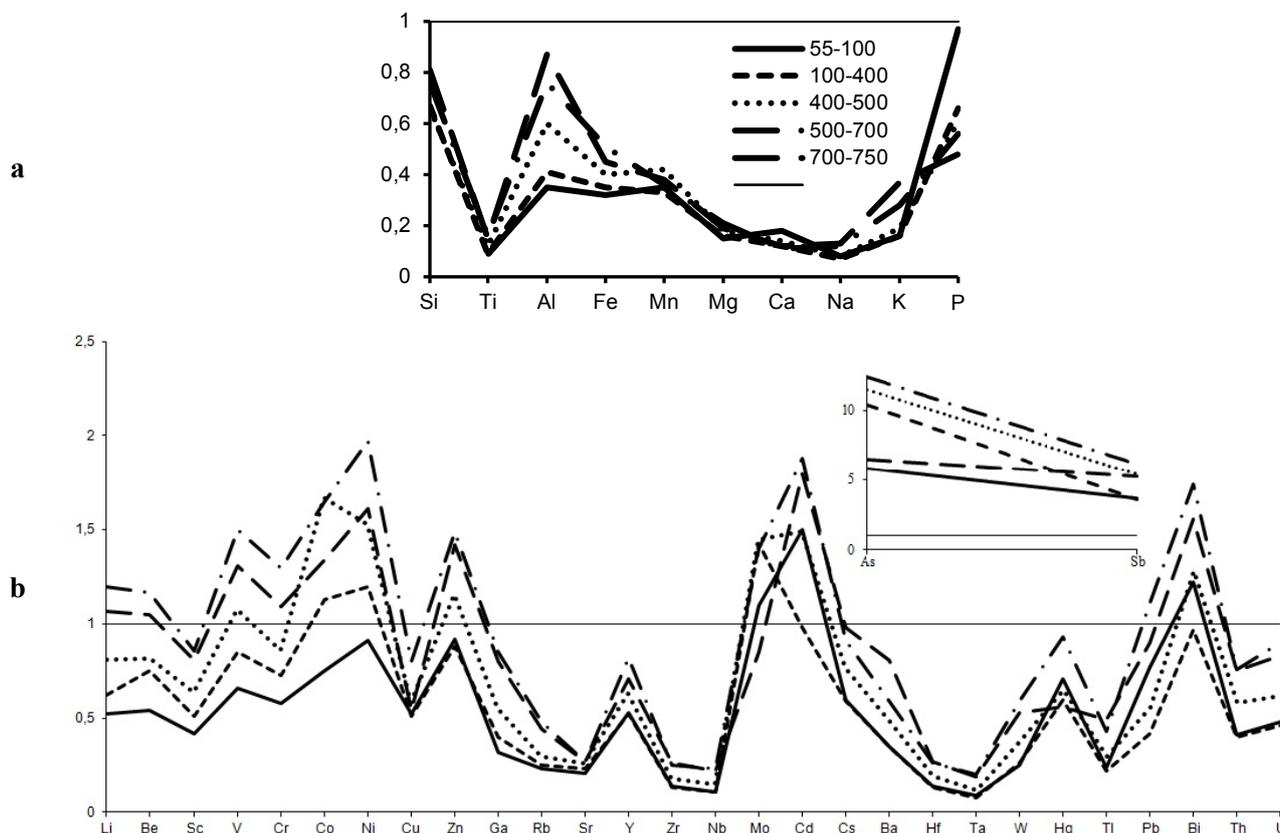


Рис. 3. Основные породообразующие оксиды (а) и микроэлементы (b), нормализованные по составу верхней континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Fig. 3. Main rock-forming oxides (a) and trace elements (b), normalized according to the composition of the upper continental crust [Taylor, McLennan, 1988]

Bi, Cd, Zn, Ni, V, Co, Th, U, W, Li, Be, Sc, Ta, Hf, Cs, Zr, Nb, Ga, Cr показывают положительную корреляцию с  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ , что указывает на их присутствие в составе адсорбированных компонентов. Согласно [Pokrovsky et al., 2006] для таких переходных микроэлементов, как Cd, Zn, Ni, V, Co, Cr, W, Hf, Zr, Nb основными центрами коллоидного переноса и концентрирования в процессе выветривания являются частицы оксигидратов железа.

Сильная положительная корреляция между Zr и Hf ( $r = 0,99$ ) указывает на наличие тяжелых минералов, в частности циркона (см. табл. 1), в органоминеральных отложениях. Парная положительная

корреляция между U и Th, с одной стороны, и  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  – с другой ( $r = 0,98$ ), предполагает единый источник их поступления.

Умеренная и положительная корреляция между Y и Al ( $r = 0,74$ ), вероятно, обусловлена присутствием этого элемента в кристаллической структуре Al-содержащей минеральной фазы. Положительная корреляция между парами Ti-Hf ( $r = 0,98$ ), Ti-Nb ( $r = 0,99$ ), Zr-Hf ( $r = 0,99$ ) и Zr-Nb ( $r = 0,98$ ) может обозначать, что Nb и Hf находятся как в оксидах Ti (анатаз, рутил), так и в цирконе. Cu, Hg и Pb положительно коррелируют друг с другом и входят в один кластер (рис. 4), что указывает на схожее геохимическое

поведение; они имеют хорошие корреляции с другими основными оксидами, такими как Ti, Fe, Mg.

Суммарные концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) варьируют от 55 до 144 мг/кг, что значительно ниже содержания РЗЭ в эталоне глинистых пород PAAS (185 г/т) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. При этом наибольшие концентрации РЗЭ характерны для нижней части органоминеральных отложений 450–740 см, за исключением подошвы (740–750 см). Более широко распространены легкие РЗЭ (ЛРЗЭ), особенно La, Ce и Nd, по сравнению с тяжелыми РЗЭ (ТРЗЭ). Редкоземельные металлы концентрируются главным образом в различных акцессорных минералах. К наиболее

значимым минералам РЗЭ относятся фосфаты (моноцит и ксенотим), карбонаты и флюорокарбонаты (бастнезит) и флюорофосфаты (апатиты) [Иванов, 1997]. В осадочных породах наиболее высокое содержание РЗЭ наблюдается в континентальных глинах. В процессе выветривания образуются вторичные редкоземельные минералы: фосфаты, гидроксиды и оксиды [Переломов, 2007]. Отрицательная корреляция между РЗЭ и P указывает на то, что в органоминеральных отложениях оз. Песчаное фосфорсодержащие минералы не содержат РЗЭ. Сильная корреляция между РЗЭ и Fe предполагает, что существенную роль в концентрировании РЗЭ играют фазы Fe-оксигидроксидов.

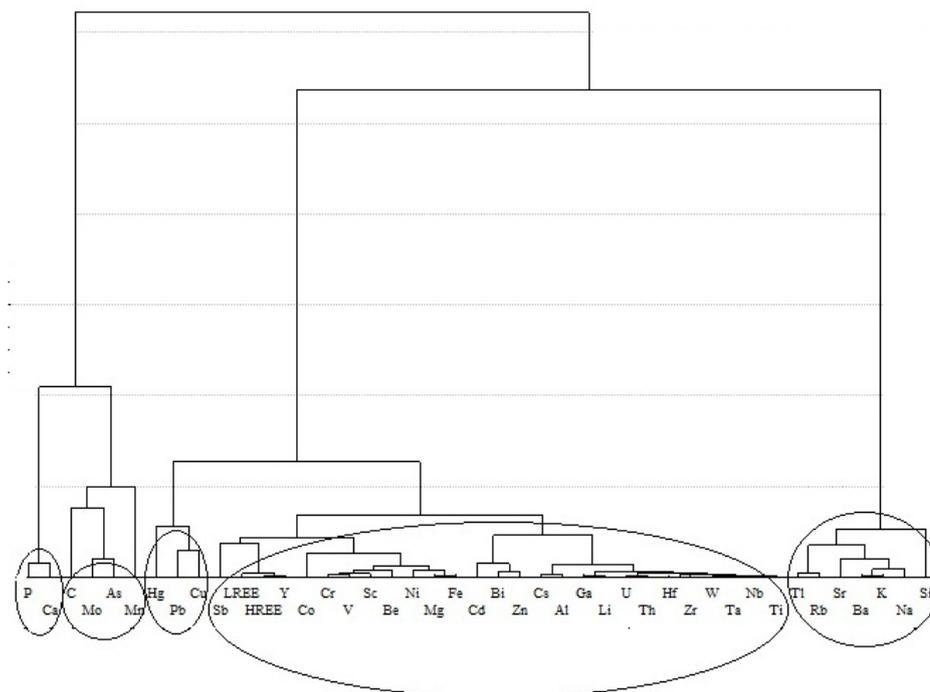


Рис. 4. Дендрограмма корреляционных связей содержаний элементов в толще отложений оз. Песчаное в пределах Нижне-Зейской впадины

Fig. 4. Dendrogram of the elements contents correlation relationships in the Lake Peschanoe sediments thickness within the Lower Zeya depression

Сильная положительная корреляция между лантаноидами и Zr ( $r = 0,81$ ), лантаноидами и Hf, между лантаноидами и  $TiO_2$  ( $r = 0,83$ ), между лантаноидами и  $Al_2O_3$  ( $r = 0,74$ ) предполагает их общее происхождение, вероятнее всего терригенный источник, связанный с тяжелыми минералами, оксидами титана, с глинами. Zr и Hf показывают высокую положительную корреляцию ( $r = 0,99$ ), а модуль отношения Zr/Hf образцов составляет от 29 до 37 (табл. 3). Это

обстоятельство предполагает наличие циркона в отложениях, потому что Zr и Hf всегда связаны с этим минералом, и полученные значения Zr/Hf практически идентичны значениям кристаллов циркония [Lamarão et al., 2007]. Кроме того, Ti, Zr, Hf, Y, Nb и ТРЗЭ, ЛРЗЭ показывают положительные корреляции друг с другом в пробах отложений, что свидетельствует о связи тяжелых минералов, таких как циркон и оксиды Ti, с редкоземельными элементами.

Таблица 3

Некоторые элементные отношения органоминеральных отложений оз. Песчаное по сравнению с UCC, PAAS, почвой и породами Нижне-Зейской впадины

Table 3

Some elemental ratios in the Lake Peschanoe organomineral deposits in comparison with UCC, PAAS, soil and rocks of the Lower Zeya depression

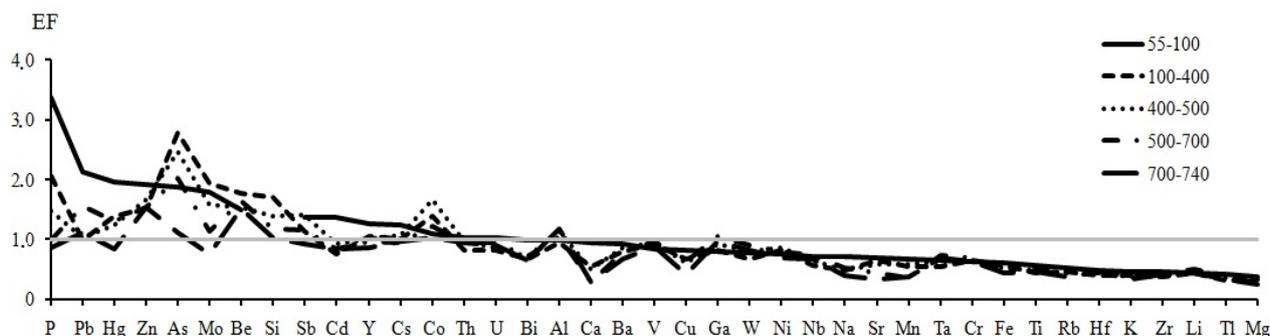
| Горизонт, см                 | $\frac{Al}{K}$ | $\frac{Ti}{K}$ | $\frac{Co}{Th}$ | $\frac{Ba}{Sr}$ | $\frac{Ti}{Zr}$ | $\frac{Zr}{Hf}$ | $\frac{La}{Al}$ | $\frac{La}{Th}$ | $\frac{Th}{Sc}$ | $\frac{Hf}{Nb}$ | $\frac{Mo}{Al}$ | $\frac{Th}{U}$ | $\frac{La}{Ti}$ |
|------------------------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------|
| 50–55                        | 6,28           | 0,2            | 1,58            | 2,81            | 35,7            | 36,8            | 0,00051         | 3,52            | 1               | 0,25            | 0,000048        | 3,4            | 0,016           |
| 55–60                        | 6,38           | 0,19           | 1,45            | 2,83            | 37,3            | 31,4            | 0,0005          | 3,51            | 1               | 0,27            | 0,000049        | 3,2            | 0,017           |
| 60–65                        | 6,27           | 0,2            | 1,66            | 2,7             | 37,2            | 33,8            | 0,0005          | 3,45            | 1               | 0,27            | 0,000050        | 3,3            | 0,016           |
| 65–70                        | 6,5            | 0,22           | 1,8             | 2,57            | 32,5            | 34,2            | 0,00056         | 3,43            | 0,85            | 0,29            | 0,000059        | 3,1            | 0,017           |
| 70–75                        | 6,5            | 0,21           | 1,69            | 2,49            | 34,6            | 31,3            | 0,00058         | 3,64            | 0,92            | 0,30            | 0,000061        | 3,2            | 0,018           |
| 75–80                        | 6,51           | 0,24           | 1,77            | 2,51            | 34,9            | 30,9            | 0,00058         | 3,56            | 0,9             | 0,33            | 0,000068        | 3              | 0,016           |
| 80–85                        | 6,38           | 0,2            | 1,8             | 2,36            | 33,3            | 31,2            | 0,00055         | 3,45            | 0,93            | 0,30            | 0,000072        | 3              | 0,018           |
| 85–90                        | 6,38           | 0,21           | 1,83            | 2,4             | 35,3            | 32,2            | 0,00054         | 3,37            | 0,98            | 0,28            | 0,000063        | 3,4            | 0,016           |
| 90–95                        | 6,38           | 0,2            | 1,8             | 2,51            | 34,3            | 32,4            | 0,0005          | 3,2             | 0,95            | 0,28            | 0,000059        | 3,3            | 0,016           |
| 95–100                       | 6,64           | 0,22           | 1,95            | 2,41            | 37              | 32,8            | 0,00049         | 3,36            | 0,89            | 0,28            | 0,000056        | 3,2            | 0,015           |
| 115–120                      | 6,13           | 0,18           | 2,1             | 2,21            | 33              | 32,8            | 0,00053         | 3,51            | 0,76            | 0,29            | 0,000081        | 3              | 0,018           |
| 160–170                      | 6,63           | 0,19           | 2,48            | 2,31            | 32,3            | 32,6            | 0,00051         | 3,53            | 0,75            | 0,30            | 0,000084        | 3              | 0,018           |
| 180–190                      | 7,14           | 0,19           | 2,8             | 2,31            | 31,7            | 32,8            | 0,00052         | 3,76            | 0,73            | 0,30            | 0,000071        | 3,1            | 0,02            |
| 200–210                      | 7,14           | 0,19           | 2,62            | 2,3             | 32,9            | 31,6            | 0,00049         | 3,43            | 0,75            | 0,31            | 0,000074        | 3,2            | 0,018           |
| 220–230                      | 6,7            | 0,18           | 2,93            | 2,16            | 35,5            | 33,3            | 0,00048         | 3,74            | 0,78            | 0,29            | 0,000064        | 3              | 0,017           |
| 240–250                      | 7,88           | 0,2            | 2,27            | 2,25            | 34,5            | 32,2            | 0,00038         | 3,04            | 0,75            | 0,28            | 0,000053        | 3,2            | 0,015           |
| 270–280                      | 7,19           | 0,18           | 2,59            | 2,26            | 33,3            | 32,2            | 0,00042         | 3,22            | 0,77            | 0,30            | 0,000075        | 3,3            | 0,017           |
| 290–300                      | 6,8            | 0,17           | 2,85            | 2,33            | 34,7            | 32,7            | 0,0004          | 3,35            | 0,78            | 0,28            | 0,000071        | 3              | 0,016           |
| 310–320                      | 7              | 0,18           | 3,16            | 2,27            | 36,9            | 30,6            | 0,00039         | 3,11            | 0,74            | 0,29            | 0,000081        | 3,3            | 0,015           |
| 340–350                      | 8,23           | 0,2            | 3,17            | 2,59            | 32,7            | 30,9            | 0,00032         | 2,54            | 0,76            | 0,29            | 0,000061        | 3,7            | 0,014           |
| 360–370                      | 7,73           | 0,2            | 2,94            | 2,73            | 36              | 31,1            | 0,00033         | 2,61            | 0,72            | 0,28            | 0,000059        | 3,4            | 0,013           |
| 380–390                      | 9,01           | 0,19           | 2,74            | 2,7             | 34,3            | 31,9            | 0,00026         | 2,3             | 0,77            | 0,27            | 0,000045        | 4              | 0,012           |
| 400–410                      | 9,14           | 0,22           | 2,76            | 2,82            | 34,9            | 31,3            | 0,00032         | 2,53            | 0,89            | 0,28            | 0,000050        | 4              | 0,013           |
| 410–420                      | 9,82           | 0,24           | 2,44            | 2,99            | 33,8            | 32,3            | 0,0003          | 2,46            | 0,95            | 0,29            | 0,000042        | 4              | 0,013           |
| 420–430                      | 8,59           | 0,22           | 2,8             | 2,98            | 35,6            | 32,2            | 0,00033         | 2,64            | 0,94            | 0,29            | 0,000041        | 3,6            | 0,013           |
| 430–440                      | 8,62           | 0,21           | 2,96            | 2,83            | 35,8            | 29,8            | 0,00038         | 2,85            | 1,02            | 0,29            | 0,000047        | 3,4            | 0,015           |
| 440–450                      | 8,77           | 0,23           | 2,86            | 2,93            | 34,7            | 28,8            | 0,00039         | 2,83            | 0,81            | 0,32            | 0,000047        | 3,3            | 0,015           |
| 470–480                      | 8,27           | 0,2            | 3               | 2,82            | 32              | 31,3            | 0,0004          | 3,11            | 0,81            | 0,29            | 0,000051        | 3,2            | 0,017           |
| 490–500                      | 8,73           | 0,2            | 2,31            | 2,96            | 33,3            | 31,8            | 0,00037         | 2,92            | 0,82            | 0,28            | 0,000041        | 3,4            | 0,016           |
| 510–520                      | 7,31           | 0,17           | 2,08            | 2,86            | 35,2            | 32,7            | 0,00038         | 3,08            | 0,86            | 0,27            | 0,000036        | 3,4            | 0,016           |
| 530–540                      | 8,73           | 0,19           | 1,98            | 3,16            | 33              | 33,8            | 0,00034         | 2,93            | 0,81            | 0,26            | 0,000028        | 3,3            | 0,016           |
| 550–560                      | 7,2            | 0,2            | 2,5             | 3,28            | 36,2            | 33,1            | 0,00042         | 3,18            | 0,83            | 0,23            | 0,000039        | 3,2            | 0,015           |
| 570–580                      | 6,38           | 0,19           | 2,32            | 3,58            | 37,5            | 30,9            | 0,00039         | 2,85            | 0,95            | 0,25            | 0,000038        | 3              | 0,013           |
| 590–600                      | 7,71           | 0,2            | 1,88            | 3,71            | 31,2            | 33,6            | 0,00037         | 2,7             | 0,9             | 0,26            | 0,000028        | 3,3            | 0,014           |
| 610–620                      | 6,75           | 0,2            | 2,07            | 3,29            | 35,7            | 31              | 0,00051         | 3,49            | 0,88            | 0,27            | 0,000053        | 3,2            | 0,017           |
| 630–640                      | 7,4            | 0,2            | 2,19            | 3,5             | 33,3            | 31,2            | 0,00045         | 3,24            | 0,88            | 0,26            | 0,000046        | 3,3            | 0,016           |
| 650–660                      | 8,14           | 0,23           | 1,9             | 3,78            | 32,5            | 30,7            | 0,00037         | 2,61            | 0,87            | 0,27            | 0,000033        | 3,2            | 0,013           |
| 680–690                      | 8,8            | 0,22           | 1,57            | 4,1             | 33,3            | 31              | 0,00035         | 2,67            | 0,81            | 0,26            | 0,000021        | 3,1            | 0,014           |
| 700–710                      | 10,5           | 0,24           | 1,62            | 3,54            | 30,3            | 33,9            | 0,00033         | 2,65            | 0,77            | 0,29            | 0,000029        | 3,4            | 0,015           |
| 710–720                      | 10,7           | 0,24           | 1,79            | 3,67            | 35,2            | 29,2            | 0,00031         | 2,57            | 0,9             | 0,30            | 0,000025        | 3,4            | 0,014           |
| 720–730                      | 10,5           | 0,25           | 1,81            | 4,2             | 33,6            | 31,9            | 0,00025         | 2,19            | 0,89            | 0,27            | 0,000016        | 3,3            | 0,011           |
| 730–740                      | 10,9           | 0,25           | 1,69            | 4,31            | 32,8            | 29,6            | 0,00026         | 2,16            | 0,96            | 0,29            | 0,000014        | 3,4            | 0,012           |
| 740–750                      | 2,03           | 0,04           | 0,97            | 6,04            | 28,6            | 33,1            | 0,00023         | 2,94            | 1,24            | 0,30            | 0,000006        | 4              | 0,012           |
| Среднее                      | 7,60           | 0,20           | 2,22            | 2,96            | 34,2            | 32,0            | 0,00041         | 3,05            | 0,87            | 0,28            | 0,00005         | 3,3            | 0,015           |
| Минимум                      | 2,03           | 0,04           | 0,97            | 2,16            | 28,6            | 28,8            | 0,00023         | 2,16            | 0,72            | 0,23            | 0,000006        | 3,0            | 0,011           |
| Максимум                     | 10,9           | 0,25           | 3,17            | 6,04            | 37,5            | 36,8            | 0,00058         | 3,76            | 1,24            | 0,33            | 0,000084        | 4,0            | 0,020           |
| UCC                          | 2,85           | 0,11           | 0,93            | 1,57            | 15,8            | 32,8            | 0,00037         | 2,80            | 0,97            | 0,23            | 0,000019        | 3,8            | 0,010           |
| PAAS                         | 3,01           | 0,17           | 1,58            | 1,93            | 28,8            | 34,8            | 0,00048         | 3,17            | 0,92            | 0,42            | 0,000033        | 3,2            | 0,008           |
| Почва                        | 2,15           | 0,06           | 0,70            | 4,76            | 36,6            | 40,4            | 0,00033         | 3,52            | 1,32            | 0,17            | 0,000015        | 4,1            | 0,012           |
| Породы Нижне-Зейской впадины |                |                |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                |                 |
| Гранитогайеис                | –              | –              | 9,85            | 2,10            | –               | –               | –               | 5,20            | 0,09            | 0,08            | –               | 3,18           | –               |
| Риолит (липарит)             | –              | –              | 0,03            | 2,75            | –               | –               | –               | 1,29            | 8,26            | 0,14            | –               | 12,2           | –               |
| Сиенит                       | –              | –              | 0,02            | 19,8            | –               | –               | –               | 2,76            | 8,72            | 6,60            | –               | 15,4           | –               |
| Туфобрекчия                  | –              | –              | 0,01            | 5,46            | –               | –               | –               | 1,15            | 5,46            | 0,40            | –               | 3,64           | –               |
| Диорит                       | –              | –              | 0,05            | 9,81            | –               | –               | –               | 0,74            | 5,79            | 4,46            | –               | 7,25           | –               |

Примечание. «–» – нет данных.

Note. Dash – no date.

**Коэффициенты обогащения.** Коэффициенты обогащения были рассчитаны по отношению к Sc, как наименее подвижному элементу в системе «озерная вода – осадок», согласно формуле [Shotyk et al., 1996]  $EF = (X_i/X_{Sc})_{образец} / (X_i/X_{Sc})_{сланец}$ , где EF – коэффициент обогащения;  $X_{iобразец}$  – содержание  $i$  элемента в объекте исследования;  $X_{Sc образец}$  – содержание Sc в объекте исследования;  $X_{i сланец}$  – содержание  $i$  элемента в

глинистом сланце по [Li, 1991];  $X_{Sc сланец}$  – содержание Sc в глинистом сланце. По значению коэффициенты обогащения делят на пять категорий [Sutherland, 2000; Sahoo et al., 2015]:  $EF < 2$  – истощение до минимального обогащения; EF от 2 до 5 – умеренное обогащение; EF от 5 до 20 – значительное обогащение; EF от 20 до 40 – очень высокое обогащение;  $EF > 40$  – чрезвычайно высокое обогащение.



**Рис. 5. Коэффициенты обогащения (EF) органо-минеральных отложений оз. Песчаное химическими элементами. Нормирование проведено по Sc и кларкам сланца [Li, 1991]**

**Fig. 5. Enrichment coefficients (EF) of Lake Peschanoe organo-mineral deposits with chemical elements. Normalization was carried out according to Sc and shale clarks [Li, 1991]**

Состав органо-минеральных отложений значительно обеднен оксидами Na, Mg, K, Ca, Ti, Fe, Mn (средний  $EF < 1$ ) (см. рис. 5). Самый низкий коэффициент обогащения отмечен для Mg (средний  $EF = 0,32$ ), K (средний  $EF = 0,49$ ), Ti (средний  $EF = 0,49$ ). Низкий коэффициент может быть обусловлен либо длительным и интенсивным химическим выветриванием, либо указывает на то, что источник относительно беден данными элементами.

Геохимическая специфика отложений оз. Песчаного выражается в аккумуляции Pb, Hg, Zn, Co, Mo, Be, As по сравнению с кларками сланца. Для всех слоев органо-минеральных отложений отмечаются повышенные коэффициенты обогащения для этих элементов. Обогащение может быть связано с растениями-торфообразователями, которые, отмирая, образуют органо-генный осадок, обогащая его элементами, накопленными при жизни. Обогащенность органо-минеральных отложений As ( $EF 1,1-2,8$ ), вероятно, связана с поступлением этого элемента в озерную воду из окружающих болот.

Зона новейшего осадкообразования – верхняя часть толщи отложений (50–55 см), по сравнению с другими горизонтами характеризуется повышенной аккумуляцией таких элементов, как Hg ( $EF = 2$ ), Cd ( $EF = 1,4$ ), Pb ( $EF = 2,1$ ), Zn ( $EF = 1,9$ ). Вероятно,

более высокое накопление данных элементов обусловлено техногенными нагрузками [Shotyk et al., 1996]. Согласно данным экстраполяции результатов радиоуглеродного датирования, возраст этого слоя аккумуляции составляет 230 лет и соответствует периоду возрастания антропогенных нагрузок на естественные экосистемы.

**Факторный анализ.** Результаты факторного анализа представлены в табл. 4. По каждому фактору указан вклад в общую дисперсию ( $\sigma^2$ , %) и приведена оценка факторных нагрузок, характеризующих степень связи фактора с исходными элементами.

Для элементов органо-минеральных отложений первый фактор составляет 58,44 % факторной дисперсии, на долю второго фактора приходится 19,9 % дисперсии, третий фактор несет незначительную долю (8,7 %) информации. Фактор I характеризуется большими нагрузками значительной группы элементов (Ti, Al, Fe, Mg, Li, Be, Sc, V, Co, Cr, Ni, Zn, Ga, Y, Zr, Nb, Cd, Sb, Cs, Hf, Ta, Cu, Bi, Th, U, W, ЛРЗЭ, ТРЗЭ). Как известно, первый фактор при интерпретации коэффициентов факторных нагрузок считается самым мощным. Этот фактор обобщает в себе действие любых реальных процессов, способствующих увеличению концентраций всех элементов в совокупности [Кирюшин и др., 1996; Радомская и др., 2018].

Этот фактор идентичен кластеру от Sb до Ti на дендрограмме корреляционных связей содержаний элементов (рис. 4). Высокая положительная корреляция этих элементов, связанных с Zr и Hf, предполагает их общее происхождение, т.е. терригенный источник, связанный с тяжелыми минералами.

Фактор II представлен группой щелочных и щелочноземельных элементов – Na, K, Rb, Ba, Sr. Этот фактор также показывает высокую положительную нагрузку для Si, Ti и высокую отрицательную нагрузку для С. Положительная и отрицательная нагрузки второго фактора четко прослеживаются на дендрограмме корреляционных связей (см. рис. 4).

Фактор III имеет высокую отрицательную нагрузку по Са и положительную по As.

Факторный анализ показывает, что геохимическая ассоциация большинства микроэлементов и РЗЭ в органоминеральных отложениях в основном связана с глинами и частично тяжелыми минералами. Тем не менее геохимический состав органоминеральных отложений может зависеть от ряда факторов, таких как состав исходной породы, интенсивность их выветривания, а также от процессов, контролирующих распределение элементов в осадочной толще при осадконакоплении [Minyuk et al., 2014; Saho et al., 2015].

Таблица 4

**Коэффициенты факторных нагрузок для трех факторов, определяющих геохимические особенности отложений оз. Песчаное Нижне-Зейской впадины**

Table 4

**Factor loading coefficients for 3 factors determining the geochemical features of the Lake Peschanoe sediments, Lower Zeya depression**

| Элемент | Фактор I    | Фактор II   | Фактор III   | Элемент           | Фактор I    | Фактор II    | Фактор III |
|---------|-------------|-------------|--------------|-------------------|-------------|--------------|------------|
| Si      | 0,00        | <b>0,91</b> | 0,01         | Y                 | <b>0,90</b> | -0,01        | 0,15       |
| Ti      | <b>0,95</b> | 0,28        | 0,02         | Zr                | <b>0,92</b> | 0,34         | 0,04       |
| Al      | <b>0,86</b> | 0,39        | 0,15         | Nb                | <b>0,94</b> | 0,32         | 0,06       |
| Fe      | <b>0,96</b> | 0,02        | 0,20         | Mo                | 0,14        | -0,62        | 0,65       |
| Mn      | 0,49        | -0,28       | -0,02        | Cd                | <b>0,85</b> | 0,05         | -0,34      |
| Mg      | <b>0,95</b> | -0,06       | 0,19         | Sb                | <b>0,76</b> | 0,20         | 0,15       |
| Ca      | -0,27       | -0,39       | <b>-0,80</b> | Cs                | <b>0,89</b> | 0,32         | 0,06       |
| Na      | 0,31        | <b>0,86</b> | -0,13        | Ba                | 0,10        | 0,95         | 0,00       |
| K       | 0,13        | <b>0,95</b> | 0,01         | Hf                | <b>0,92</b> | 0,32         | 0,05       |
| Li      | <b>0,92</b> | 0,30        | 0,24         | Ta                | <b>0,92</b> | 0,36         | 0,09       |
| Be      | <b>0,85</b> | 0,13        | 0,40         | Hg                | 0,62        | -0,15        | -0,09      |
| Sc      | <b>0,92</b> | 0,12        | 0,25         | Tl                | 0,59        | <b>0,79</b>  | -0,03      |
| V       | <b>0,91</b> | 0,15        | 0,34         | Pb                | 0,63        | 0,28         | -0,32      |
| Cr      | <b>0,93</b> | 0,13        | 0,28         | Bi                | <b>0,96</b> | 0,09         | -0,16      |
| Co      | <b>0,75</b> | -0,07       | 0,56         | Th                | <b>0,96</b> | 0,21         | 0,08       |
| Ni      | <b>0,89</b> | 0,03        | 0,38         | U                 | <b>0,96</b> | 0,18         | 0,07       |
| Cu      | <b>0,70</b> | -0,07       | 0,16         | W                 | <b>0,94</b> | 0,29         | 0,12       |
| Zn      | <b>0,96</b> | 0,07        | 0,03         | P                 | -0,31       | -0,69        | -0,61      |
| Ga      | <b>0,90</b> | 0,36        | 0,22         | C                 | -0,37       | <b>-0,87</b> | 0,10       |
| As      | 0,39        | -0,20       | <b>0,82</b>  | ЛРЗЭ              | <b>0,93</b> | 0,13         | 0,09       |
| Rb      | 0,56        | <b>0,78</b> | 0,16         | ТРЗЭ              | <b>0,90</b> | 0,04         | 0,24       |
| Sr      | -0,03       | <b>0,80</b> | 0,27         | σ <sup>2</sup> ,% | 58,4        | 19,9         | 8,7        |

**Геохимические показатели и элементные соотношения.** Для анализа условий осадконакопления традиционно используют ряд отношений химических элементов и модулей, часть из которых были впервые введены в середине XX в., но системно применены Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [Юдович, Кетрис, 2000].

При определении индексов Са, Na и К считаются мобильными элементами, а Al – немобильным. При химическом выветривании горные породы теряют мобильные элементы, причем чем выше степень выветривания, тем меньше в них остается мобильных

элементов и выше значения приведенных индексов. Как правило, химическое выветривание проходит более интенсивно в теплом и влажном климате, поэтому эти индексы зачастую используют как климатические индикаторы.

Индекс интенсивности химического выветривания (CIA) рассчитывается, согласно [Nesbitt, Young, 1982], по формуле

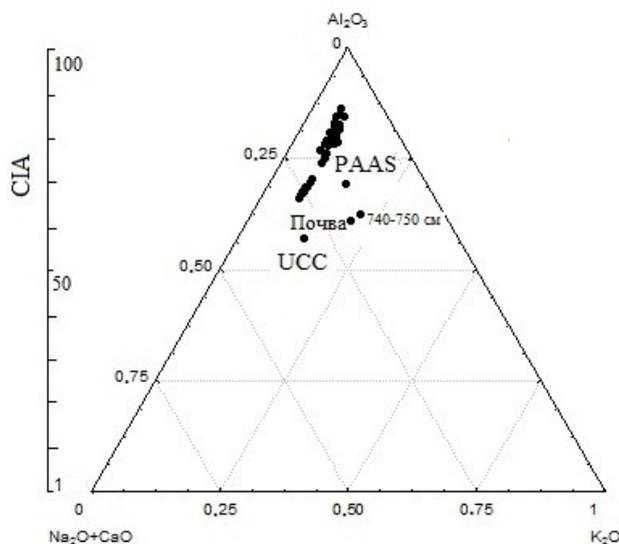
$$CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \times 100.$$

С увеличением значения CIA увеличивается степень переработки осадка, следовательно, и расстояние от

источника сноса. Для не подвергшихся действию выветривания магматических пород величина CIA обычно не превышает 50; у умеренно выветрелых пород CIA варьирует в пределах 60–80 (у глинистых сланцев она составляет 70–75); у пород, подвергшихся интенсивному химическому выветриванию, она превышает 80 единиц [McLennan et al., 1993]. Для исследуемых органоминеральных отложений коэффициент CIA колеблется в пределах 62–86 единиц (рис. 6). Из полученных данных следует, что часть пород подверглась существенной переработке, роль химического выветривания ощутима. Наименьшая степень трансформации органоминерального материала зафиксирована на глубине 65–120 и 740–

750 см. Образцы с глубины 680–690, 720–730, 730–740 см имеют коэффициент CIA 85–86, что указывает на выветренные породы и большую вероятность образования каолинита [Fedo et al., 1995].

Точки на диаграмме образуют тренд, параллельный (CaO + Na<sub>2</sub>O) – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> стороне треугольника. Увеличение концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> показывает усиление процесса выветривания. Следует отметить, что коэффициент CIA для самого нижнего слоя – подошвы (740–750 см) близок к коэффициенту CIA для почв, отобранных вокруг озера (рис. 6). Это еще раз подтверждает гипотезу о том, что образование озера произошло в результате оползневых процессов.



**Рис. 6. Треугольная диаграмма А – CN – К значений CIA органоминеральных отложений**

A, CN и K – молярные отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO + Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O соответственно. Данные для верхней континентальной коры (UCC) и постархейские австралийские сланцы (PAAS) по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

**Fig.6. Triangular diagram A – CN – K of organomineral deposits CIA values**

A, CN, and K are the molar ratios of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO + Na<sub>2</sub>O, and K<sub>2</sub>O, respectively. Upper Continental Crust (UCC) and Post-Archaeon Australian Shale (PAAS) data after [Taylor and McLennan, 1988]

Значения калиевого модуля (KM = K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) свидетельствуют о минеральном составе глинистой составляющей, о преобладании определенных минералов в отложениях. Как правило, отношение K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для щелочных полевых шпатов варьирует от 0,4 до 1, а для глинистых минералов менее 0,3 [Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995]. В органоминеральных отложениях оз. Песчаное соотношение K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> находится ниже 0,3, за исключением слоя 740–750 см, что может указывать на преобладание глинистых минералов.

Сравнение показателей отношений микроэлементов в озерных отложениях, почвах, отобранных вокруг озера, UCC, PAAS и породах Нижне-Зейской впадины (см. табл. 3) показало, что по полученным

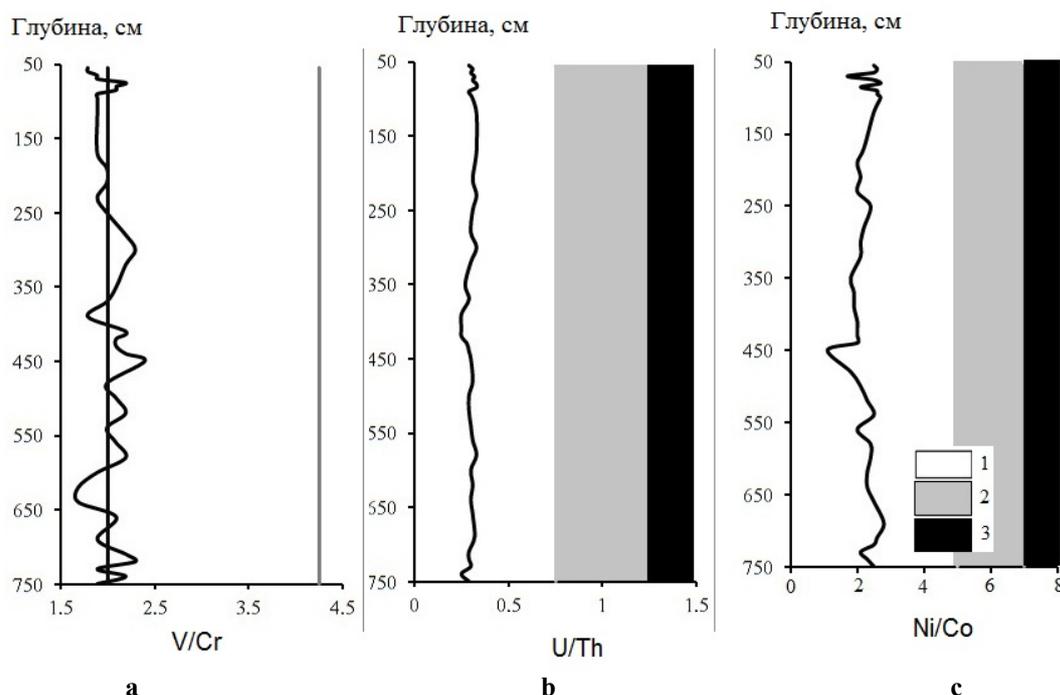
значениям органоминеральные отложения оз. Песчаное наиболее близки к PAAS.

Для реконструкции редокс обстановок используют ряд индикаторных отношений – Ni/Co, V/Cr, U/Th и др. [Холодов, Недумов, 1991; Hatch, Leventhal, 1992; Jones, Manning, 1994; Rachold, Brumsack, 2001; Rimmer, 2004; Подковыров и др., 2011; Kim et al., 2014]. По данным [Jones, Manning, 1994], значение U/Th ниже 0,75 предполагает наличие кислородных условий, тогда как значения 0,75–1,25 и выше 1,25 указывают на дисокисные и анокисные условия соответственно. Согласно данным, приведенным на рис. 7, b, соотношение U/Th по всей глубине отложений варьирует в интервале 0,25–0,33, что значительно ниже 0,75 и свидетельствует об окислительных

условиях при их формировании. Значения  $Ni/Co < 5$  указывают на формирование осадков в окислительных обстановках;  $Ni/Co = 5-7$  в условиях с почти полным отсутствием кислорода;  $Ni/Co > 7$  в бескислородных условиях. Во всех исследованных нами образцах величина  $Ni/Co$  составляет заметно менее 5 (рис. 7, c), что подтверждает факт накопления озерных осадков в окислительных обстановках. На окислительные обстановки указывают также значения  $V/Cr < 2$ , так как при значениях от 2 до 4,25 и более

4,25 осадконакопление происходит, соответственно, в дисокисных и субокисных, анокисческих условиях. Величина отношения  $V/Cr$  (рис. 7, a) в интервале 250–750 см достигает значений 2 и более, что указывает на накопление озерных отложений в окислительных и дисокисных условиях.

Таким образом, с достаточным основанием, по-видимому, можно считать, что толща органоминеральных осадков оз. Песчаное аккумуляровалась в хорошо аэрируемом бассейне.



**Рис. 7. Распределение значений  $V/Cr$  (a),  $U/Th$  (b),  $Ni/Co$  (c) в органоминеральных отложениях оз. Песчаное**  
 1 – область значений, характерных для окислительных обстановок; 2 – область значений, характерных для дисокисных обстановок; 3 – область значений, характерных для анокисных обстановок

**Fig. 7. Distribution of  $V/Cr$  (a),  $U/Th$  (b),  $Ni/Co$  (c) values in the Lake Peschanoe organomineral deposits**

1 – range of values characteristic of oxidizing conditions; 2 – range of values characteristic of disoxic environments; 3 – range of values typical of anoxic conditions

Для верификации предполагаемых условий происхождения терригенных отложений был рассчитан титановый модуль (ТМ) как отношение  $Al_2O_3/TiO_2$ . Применение ТМ основано на двух противоположных тенденциях поведения  $Ti$  и  $Al$  в процессах химического выветривания, осадкообразования и диагенеза. С одной стороны, при разрушении кристаллической решетки алюмосиликатов алюминий и титан гидролизуются и могут мигрировать в виде коллоидных растворов и взвесей. В этом случае они совместно обогащают глинистую составляющую коры выветривания. С другой стороны, минералы титана, главным образом

рутил и ильменит, принадлежат к числу весьма устойчивых минералов и накапливаются в грубых фракциях коры выветривания, тогда как алюминий теряется в процессе химического разложения силикатных минералов [Скляров и др., 2001]. Согласно [Hayashi et al., 1997], соотношение  $Al_2O_3/TiO_2$  для основных магматических пород ( $SiO_2 = 45-52$  мас. %) составляет от 3 до 8 единиц, для средних магматических пород ( $SiO_2 = 53-66$  мас. %) – 8–21 и 21–70 для кислых магматических пород ( $SiO_2 = 66-76$  мас. %).

В отложениях оз. Песчаное соотношение  $Al_2O_3/TiO_2$  колеблется от 31 до 59 при среднем 43.

Это указывает на то, что возможным доминирующим источником терригенных составляющих отложений могут являться кислые магматические породы. Однако соотношение  $Al_2O_3/TiO_2$  близко к почвам (среднее 44). Это может указывать на то, что отложения могут быть просто связаны с влиянием водосбора. На треугольной диаграмме А – CN – К (см. рис. 6) положение образцов отложений оз. Песчаное находится гораздо ближе к вершине А, чем положение образцов почв, UCC и PAAS. Высокое содержание глинистых минералов также может указывать на то, что источником терригенной составляющей отложений могут являться кислые магматические породы. В процессе химического выветривания преобладающие в составе кислых и средних магматических пород каркасные силикаты (полевые шпаты и плагиоклазы) превращаются в глинистый минерал каолинит, опал и карбонаты. Каолинит вместе с кварцем составляет главную массу продуктов химического выветривания этих пород в зоне умеренного климата.

Использование петрохимических модулей дает возможность реконструировать петрогенетический характер источников сноса, физико-химические и геодинамические особенности обстановок накопления [Скляров и др., 2001]. Отношения микроэлементов в отложениях, приведенные в табл. 3, такие как Al/K, Ti/K, La/Al, Hf/Nb, Ti/Zr, Th/Sc, Ba/Sr, Co/Th, Zr/Hf, La/Th, более близки к отношениям в PAAS, что не подтверждает гипотезу происхождения этих отложений от водосбора кислых магматических пород и почвы. Однако следует отметить, что отношения микроэлементов для подошвы (740–750 см) наиболее близки к средним отношениям для почвенных образцов, отобранных вокруг озера. Это указывает на образование котловины озера Песчаное как результата оползневых процессов.

Для получения дополнительной информации о происхождении осадков были также использованы данные по распределению РЗЭ и величины фракционирования европия и церия вследствие относительной устойчивости редкоземельных элементов в процессах выветривания [Ahmad, Chandra, 2013]. Состав и содержание РЗЭ характеризуют специфику обстановки накопления и источники сноса вещества в органоминеральных отложениях озер [Интерпретация..., 2001]. Фракционирование LREE определяли по соотношению  $La_n/Sm_n$ , а HREE – из соотношения  $Gd_n/Yb_n$ , n обозначает нормализацию по хондриту [Дубинин, 2004]. Европий может менять степень окисления в природных процессах, в результате чего он может отделяться от остальных РЗЭ. Величину фракционирования европия относительно трехвалентных РЗЭ обычно называют аномалией европия и рассчитывают так:  $Eu/Eu^* = 2(Eu_n)/(Sm_n + Gd_n)$ , где

$Eu_n = Eu/Eu^{хондрит}$ . По геохимическим данным о дифференциации РЗЭ при современном выветривании, протекающем на суше, установлено относительное обогащение легкими РЗЭ обломочного комплекса, средними РЗЭ – сорбированного комплекса и тяжелыми лантаноидами, и иттрием – растворенных РЗЭ речных вод.

Для отложений оз. Песчаное среднее нормализованное по хондриту соотношение  $La_n/Sm_n$  равно 3,05, для UCC  $La_n/Sm_n = 4,19$ , для PAAS  $La_n/Sm_n = 4,33$  и для почвы  $La_n/Sm_n = 4,12$ . Средняя аномалия Eu в отложениях оз. Песчаное равна 0,68, для верхней континентальной коры UCC и PAAS  $Eu/Eu^*$  составляет 0,63, для почвы – 0,81. Образцы отложений имеют более низкие значения  $La_n/Sm_n$  и  $La_n/Gd_n$ , чем UCC и PAAS, но близки к ним (рис. 8, a, b). Аналогичная картина наблюдается на графике La – Th – Sc (рис. 8, c), где все данные образцов (за исключением подошвы 740–750 см) попадают в область данных UCC и PAAS.

Эоловый перенос – второй источник терригенного материала и, соответственно, увеличения относительного содержания легких лантаноидов в озерных отложениях [Балашов, 1976]. Профили распределения РЗЭ в отложениях оз. Песчаное, почве, UCC и PAAS, нормированные по отношению к хондриту, представлены на рис. 9. Причем кривые распределения РЗЭ в органоминеральных отложениях, а также в почве, отобранной вокруг озера, характеризуются наличием Ce аномалии, слабо выраженной отрицательной Eu аномалией, обогащением легкими РЗЭ и показывают почти однородную картину, отражающую общий источник отложений. Согласно полученным трендам распределения РЗЭ в изученных отложениях, можно утверждать, что основным концентратом РЗЭ в органоминеральных отложениях является терригенная составляющая осадков. Этот вывод подтверждается обогащением отложений легкими лантаноидами.

Органоминеральные отложения оз. Песчаное по сравнению с верхней континентальной корой сильно обеднены порообразующими оксидами (см. рис. 3, a). Обеднение подвижными катионами (Na, Ca, Sr) указывает на выветривание в области источника сноса [Nesbitt et al., 1980]. Высокие значения CIA отражают процесс выветривания, который усиливается в условиях более теплого климата и интенсивных дождевых осадков, а соотношение Th/U более 4 является показателем химического выветривания [Sahoo et al., 2015] вследствие большей потери U в этом процессе. Приведенные на рис. 6 и в табл. 3 данные (соотношение Th/U) указывают на умеренную стадию выветривания и отсутствие сильного воздействия атмосферных явлений на органи-

минеральные отложения оз. Песчаное. Это позволяет предположить, что озерные отложения образовались из горных пород и преобладающим процессом в водосборном бассейне было физическое

выветривание и поверхностный снос. Близкие значения CIA нижнего слоя (подшвы) органоминеральных отложений с почвами указывают на образование озера в результате схода оползня.

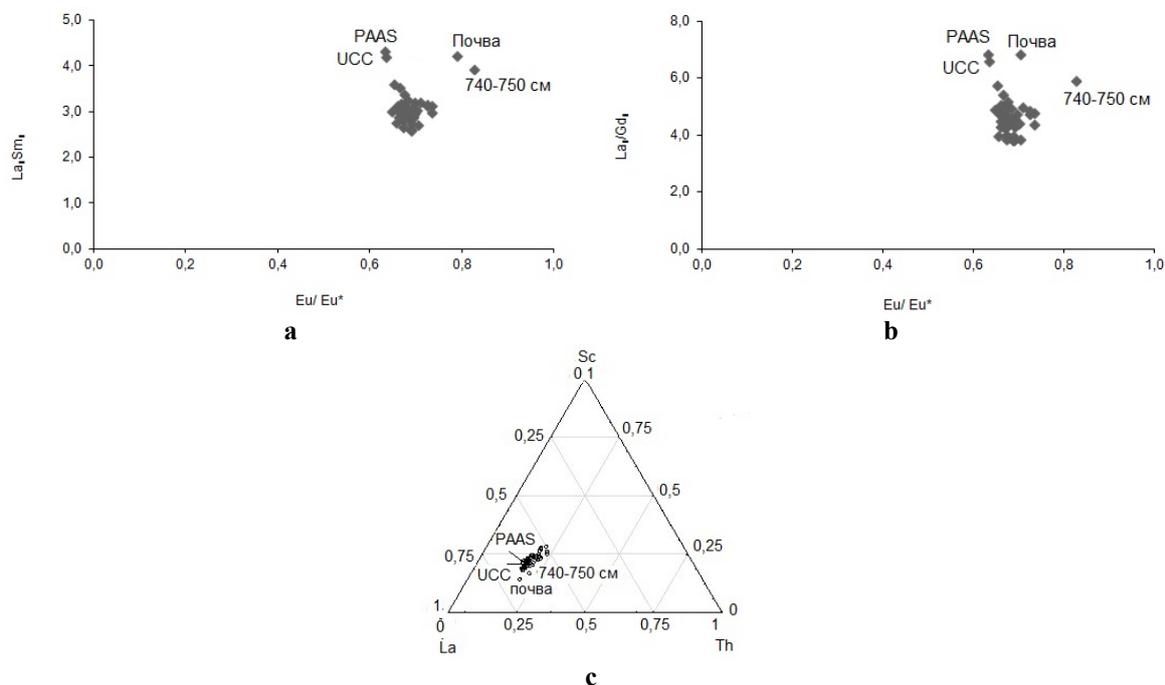


Рис. 8. Зависимость  $Eu/Eu^*$  от  $La_n/Sm_n$  (a),  $Eu/Eu^*$  от  $La_n/Gd_n$  (b) и тройной график  $La - Th - Sc$  (c) для отложений оз. Песчаное Нижне-Зейской впадины

Fig. 8. Dependence of  $Eu/Eu^*$  on  $La_n/Sm_n$  (a),  $Eu/Eu^*$  on  $La_n/Gd_n$  (b) and the  $La - Th - Sc$  (c) triple graph for Lake Peschanoe deposits of Lower Zeya Depression

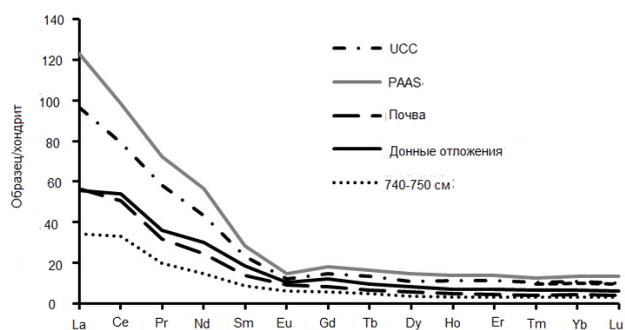


Рис. 9. Спектры распределения концентраций РЗЭ в органоминеральных отложениях оз. Песчаное, почве, PAAS, UCC, нормализованных по отношению к хондриту

Fig. 9. Distribution spectra of REE concentrations in the Lake Peschanoe organomineral deposits, soil, PAAS, UCC, normalized to chondrite

На преобладание процессов физического выветривания также указывает среднее содержание Sr в органоминеральных отложениях, которое составило 84, разброс от 71 до 107 мг/кг, так как обогащения

органоминеральных отложений оз. Песчаное стронцием не наблюдается. Согласно [Jin et al., 2004], количественные показатели содержания Sr используют в качестве индикатора степени химического выветривания,

поскольку Sr более подвижен и может быть легко удален из исходных пород. Сходные спектры концентраций РЗЭ и почти одинаковые соотношения породообразующих элементов и микроэлементов (Al/K, Ti/K, Al/Ti, La/Th, Ti/Zr, Zr/Hf, Hf/Nb, La/Al, Co/Th, Ba/Sr и Th/Sc) в органоминеральных отложениях подтверждают этот вывод.

Соединения железа служат фазами-носителями для многих тяжелых металлов и металлоидов [Водяницкий, 2010], а окислительно-восстановительные процессы, протекающие при диагенезе озерных отложений, обуславливают перераспределение химических элементов, поступающих со взвешенным веществом в процессе седиментации. Основной вклад в окислительную способность донных отложений вносят гидроксид Fe(III), органическое вещество, способное к восстановлению и, в меньшей степени, оксид Mn(IV). Это подтверждается и нашими исследованиями – несмотря на невысокое содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (среднее содержание 1,8 %), в отложениях оз. Песчаное наблюдается высокая положительная корреляция железа с большинством микроэлементов и РЗЭ, а также положительная связь этих элементов с оксидами Al и Zr, что предполагает включение этих элементов в кристаллическую решетку тяжелых минералов (в частности, циркона).

Согласно коэффициентам корреляции, органическое вещество не влияет на концентрацию металлов в отложениях. Практически для всех микроэлементов и РЗЭ, за исключением Mo (коэффициент корреляции 0,65) и As (коэффициент корреляции 0,20), наблюдаются отрицательные коэффициенты, что подтверждает связь процессов накопления Mo и As с органическим веществом (см. рис. 4), которое обусловлено биологической продуктивностью озера.

### Заключение

Таким образом, исследования показали, что на правом берегу нижнего течения реки Зея в

междуречье Амура и Зеи в результате серии палеооползней сформировался холмисто-грядовый рельеф урочища оз. Песчаное, в котором с начального этапа образования озерной котловины и до наших дней осадки накапливались в условиях тектонического покоя и представлены озерными фациями значительной мощности (7,5 м). Результаты радиоуглеродного датирования органоминеральных отложений показали, что приблизительная дата схода оползня и время начала образования озера составляют около 4 400 л. н. Эта дата относится к позднему периоду голоцена.

Геохимическое исследование отложений оз. Песчаное указывает на то, что пространственное распределение основных элементов контролируется интенсивностью процессов выветривания и поверхностным стоком с водосборов Нижне-Зейской впадины. Значения CIA, а также схожие спектры концентраций РЗЭ в отложениях оз. Песчаное и почти одинаковые соотношения породообразующих элементов и микроэлементов (Al/K, Ti/K, Al/Ti, La/Th, Ti/Zr, Zr/Hf, Hf/Nb, La/Al, Co/Th, Ba/Sr) указывают на то, что озерно-болотные отложения озера являются продуктом сноса окружающих почв.

Распределение большинства микроэлементов и РЗЭ в органоминеральных отложениях оз. Песчаное в основном контролируется глинами, тяжелыми минералами, гидроксидами Fe и не зависит от концентрации органического вещества, за исключением As и Mo, распределение которых контролируется минерализацией органического вещества.

Определение источников сноса терригенного вещества является необходимой информацией для исследователей голоценовых отложений. Подобные исследования вносят вклад в фундамент для геохимического изучения и освоения озерно-болотных угодий, а также могут помочь в реконструкции новейшей истории развития Приамурья, что позволит определить возможные направления рационального использования органоминеральных отложений в народном хозяйстве.

### Список источников

- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М. : Наука, 1976. 267 с.
- Водина Е.С.** Геохимические особенности органоминеральных отложений урочища озера Песчаное устьевой части р. Зея / Проблемы геологии и освоения недр : тр. XXII Междунар. симп. им. акад. М.А. Усова. Томск : Изд-во ТПУ, 2018. Т. 1. С. 115–116.
- Водяницкий Ю.Н.** Роль соединений железа в закреплении тяжелых металлов и металлоидов в почвах (обзор литературы) // Почвоведение. 2010. № 5. С. 558–572.
- Даувальтер В.А.** Геоэкология донных отложений озер. Мурманск : Изд-во Мурманского государственного технического университета, 2012. 242 с.
- Дубинин Ф.В.** Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 4. С. 339–349.
- Иванов В.В.** Экологическая геохимия элементов. Справочник. Кн. 6: Редкие f-элементы. М. : Экология, 1997. 607 с.
- Кирюшин А.В., Пузаченко Ю.Г., Стульцев Ю.К., Ямашкин А.А.** Многомерное отображение структуры региональных геохимических полей (факторный анализ) // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 1996. № 4. С. 24–45.
- Кузьменко С.П.** Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Амуро-Зейская. Лист М-52-XIV (Благовещенск). Объяснительная записка. М. : ВСЕГЕИ, 1983.

- Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Меленевский В.Н., Мирошниченко Л.В., Кондратьева Л.М., Бобров В.А.** Геохимия диагнеза органогенных осадков на примере малых озер юга Западной Сибири и Прибайкалья // Геохимия. 2018. № 4. С. 363–382.
- Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л., Хомич А.А., Генералова В.А.** Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск : Наука и техника, 1971. 284 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В.** Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург, 2014. 136 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Анфилогов В.Н.** Обстановки накопления аномальных концентраций урана в донных отложениях голоцена озера Сырыткуль (Южный Урал) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492, № 1. С. 43–47.
- Минералы и горные породы СССР** / отв. ред. А.И. Гинзбург. М. : Мысль, 1970. 439 с.
- Переломов Л.В.** Взаимодействие редкоземельных элементов с биотическими и абиотическими компонентами почв // Агрехимия. 2007. № 1. С. 85–96.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В.** Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 5. С. 484–504.
- Радомская И.В., Юсупов Д.В., Павлова Л.М., Сергеева А.Г., Бородина Н.А.** Многомерный статистический анализ содержания элементов в снеговом покрове г. Благовещенска // Региональная экология. 2018. № 2. С. 15–28.
- Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М., Радомский С.М., Демчук В.А., Моисеенко Н.В., Кезина Т.В., Веклич Т.Н., Кулик С.Я.** Минеральный состав и геохимические особенности органоминеральных отложений урочища озера Песчаное в южной части Амуро-Зейского междуречья // Литосфера. 2022. № 2. С. 251–271.
- Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сзых А.И.** Интерпретация геохимических данных : учеб. пособие / под ред. Б.В. Склярёва. М. : Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Страховенко В.Д., Таран О.П., Ермолаева Н.И.** Геохимическая характеристика сапропелевых отложений малых озер Обь-Иртышского междуречья // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 10. С. 1466–1477.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция : пер. с англ. М. : Мир, 1988. 384 с.
- Филатов А.Г.** Геоморфологическая характеристика урочища «озеро Песчаного». География Амурской области на рубеже веков: проблемы и перспективы. Благовещенск : Из-во БГПУ, 1998. С. 31–34.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.** О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1991. № 12. С. 74–82.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. СПб. : Наука, 2000. 480 с.
- Ahmad I., Chandra R.** Geochemistry of loess-paleosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 66. P. 73–89.
- Cox R., Lowe D.** A conceptual review of regional- scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // Journal of Sedimentary Research. 1995. V. A65. P. 1–12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.** The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59 (14). P. 2919–2940.
- Das V.K., Al-Mikhlafi A.S., Kaur P.** Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. № 6. P. 649–668.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.** Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Hatch J.R., Leventhal J.S.** Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // Chemical geology. 1992. V. 99. P. 65–82.
- Hayashi K.-I., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H.** Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61 (19). P. 4115–4137.
- Jin Z., Wu J., Cao J., Wang S., Shen J., Gao N., Zou C.** Holocene chemical weathering and climatic oscillations in north China, evidence from lacustrine sediments // Boreas. 2004. V. 33. P. 260–266.
- Jones B., Manning D.A.C.** Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. 1994. V. 111 (1–4). P. 111–129.
- Kim J.H., Kong G.S., Ryu J.S., Park M.H.** Revisiting the origin of organic matter and depositional environment of sediment in the central Ulleung Basin, East Sea since the late Quaternary // Quaternary International. 2014. V. 344. P. 181–191.
- Kostrova S.S., Meyer H., Chaplign B., Kossler A., Bezrukova E.V., Tarasov P.E.** Holocene oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel (southern Siberia, Russia) and its palaeoclimatic implications // Quaternary International. 2012. V. 290/291. P. 21–34.
- Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Soledade G.L., Silva J.S.** Variacoes composicionais de zircao em granitos anorogenicos proterozoicos do Craton Amazonico: implicacoes metalogeneticas // Brazilian Journal of Geology. 2007. V. 37 (4). P. 693–704.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.** Geochemical approach to sedimentation, provenance and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediments // Geological Society of America. Special Publication. 1993. No. 284. P. 21–40.
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V.** Inorganic geochemistry data from Lake I’gytgyn sediments: marine isotope stages 6-11 // Climate of the Past. 2014. No. 10. P. 467–485.
- Müller S., Tarasov P.E., Hoelzmann Ph., Bezrukova E.V., Kossler A., Krivonogov S.K.** Stable vegetation and environmental conditions during the Last Glacial Maximum: New results from Lake Kotokel (Lake Baikal region, southern Siberia, Russia) // Quaternary International. 2014. V. 348. P. 14–24.
- Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C.** Chemical processes affecting alkanis and alkaline earths during continental weathering // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1980. No. 11. P. 1659–1666.
- Nesbitt H.W., Young G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

- Pokrovsky O.S., Schott J., Dupre B.** Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V.70 (13). P. 3239–3260.
- Rachold V., Brumsack H.J.** Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2001. V. 174 (1–3). P. 121–143.
- Rimmer S.M.** Geochemical paleoredox indicators in Devonian Mississippian black shales, Central Appalachian basin (USA) // *Chemical geology*. 2004. V. 206 (3–4). P. 373–391.
- Robinson C.** Lago Grande di Monticchio, southern Italy: a long record of environmental change illustrated by sediment geochemistry. *Chemical geology*. 1994. V. 118 (1–4). P. 235–254.
- Tallberg P., Opfergelt S., Cornelis J.T., Liljendahl A., Weckstrom J.** High concentrations of amorphous, biogenic Si (BSi) in the sediment of a small highlatitude lake: implications for biogeochemical Si cycling and for the use of BSi as a paleoproxy // *Aquatic sciences*. 2015. V. 77. P. 293–305.
- Sahoo P.K., Souza-Filho P.W.M., Guimarães J.T.F., Manes C.L.D.O., Oti D., Júnior R.O.S., Dall'Agnol R., da Silva M.S.** Use of multi-proxy approaches to determine the origin and depositional processes in modern lacustrine sediments: Carajas Plateau, Southeastern Amazon, Brazil // *Applied Geochemistry*. 2015. V. 52. P. 130–146.
- Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers Ya.D.** Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. V. 145 (1). P. 1–7.
- Sutherland R.A.** Bed sediment-associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii // *Environmental Geology*. 2000. V. 39 (6). P. 611–637.
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H.** Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // *Journal of Quaternary Science*. 2012. V. 27 (7). P. 649–659.
- Li Y.-H.** Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55 (1). P. 3223–3240.
- Zhong W., Pen Z., Xue J., Ouyang J., Tang X., Cao J.** Geochemistry of sediments from Barkol Lake in the westerly influenced northeast Xinjiang: Implications for catchment weathering intensity during the Holocene // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 50. P. 7–13.

### References

- Balashov Ju.A. *Geohimija redkozemel'nyh jelementov* [Geochemistry of rare earth elements]. Moscow: Nauka, 1976. 267 p. In Russian
- Vodina E.S. *Geohimicheskie osobennosti organomineral'nyh otlozhenij urochishsha ozera Peschanoe ust'evoj chasti r. Zeja* [Geochemical features of organomineral deposits of the tract of Lake Peschanoe, estuarine part of the river. Zeja]. *Problemy geologii i osvoenija nedr: Trudy XXII Mezhdunarodnogo simpoziuma imeni akademika M.A. Usova*. Tomsk: Izd-vo TPU, 2018. V. 1. pp. 115–116. In Russian
- Vodyanitsky Yu.N. The role of iron in the fixation of heavy metals and metalloids in soils: a review of publications // *Pochvovedenie* [Eurasian Soil Science]. 2010. V. 43(5). pp. 558–572. In Russian
- Dauwalter V.A. *Geo'kologiya donny'x otlozhenij ozer* [Geoecology of bottom sediments of lakes]. Murmansk: Izd-vo Murmanskogo gosudarstvennogo texnicheskogo universiteta, 2012. 242 p. In Russian
- Dubinin A.V. Geochemistry of rare earth elements in the ocean // *Lithology and Mineral Resources*. 2004. V. 39. No. 4. pp. 339–349. In Russian
- Ivanov V.V. *Jekologicheskaja geohimija jelementov. Spravochnik. Kn.:6 Redkie f-jelementy* [Ecological geochemistry of elements. Directory. Book: 6 Rare f-elements]. Moscow: Ehkologiya, 1997. 607 p. In Russian
- Kiryushin A.V., Puzachenko Yu.G., Stultsev Yu.K., Yamashkin A.A. *Mnogomernoe otobrazhenie struktury regional'nyh geohimicheskikh polej (faktornyj analiz)* [Multidimensional mapping of the structure of regional geochemical fields (factorial analysis)]. // *Izvestija Rossijskoj akademii nauk. Serija geograficheskaja*. 1996. No. 4. pp. 24–45. In Russian
- Kuz'menko S.P. *Gosudarstvennaja geologicheskaja karta SSSR masshtaba 1 : 200000. Serija Amuro-Zejskaja. List M-52-X1V (Blagoveshhensk). Ob'jasnitel'naja zapiska* [State geological map of the USSR, scale 1 : 200000. Amur-Zeyskaya series. Sheet M-52-X1V (Blagoveshhensk). Explanatory note.] Moscow: VSEGEI, 1983. In Russian
- Leonova G.A., Maltsev A.E., Melenevsky V.N., Miroschnichenko L.V., Kondratyeva L.M., Bobrov V.A. Geochemistry of diagenesis of organogenic sediments: an example of small lakes in southern West Siberia and Western Baikal area // *Geochemistry International*. 2018. V. 56. No. 4. pp. 363–382. In Russian
- Lukashev K.I., Kovalev V.A., Zhuhovickaja A.L., Homich A.A., Generalova V.A. *Geohimija ozerno-bolotnogo litogeneza* [Geochemistry of lacustrine-marsh lithogenesis] Minsk: Nauka i tehnika, 1971. 284 p. In Russian
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V. *Paleo'kologiya i geoximiya ozernoj sedimentacii golocena Urala* [Paleoecology and geochemistry of lacustrine sedimentation in the Holocene of the Urals]. Ekaterenburg, 2014. 136 p. In Russian
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Anfilogov V.N. Holocene environments of anomalous uranium concentrations in sediments of Srytkul lake (Southern Urals) // *Doklady Earth Sciences*. 2020. V. 492. No. 1. pp. 43–47. In Russian
- Mineraly i gornye porody SSSR* [Minerals and rocks of the USSR]. Otv. Red. A.I. Ginzburg. M.: Mysl', 1970. 439 p. In Russian
- Perelomov L.V. *Vzaimodejstvie redkozemel'nyh jelementov s bioticheskimi i abioticheskimi komponentami pochv* [Interaction of rare earth elements with biotic and abiotic soil components]. // *Agrohimiya*. 2007. No. 1. pp. 85–96. In Russian
- Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Maslov A.V. Litho-geochemistry of the vendian fine-grained clastic rocks in the southern Vychedga trough // *Lithology and Mineral Resources*. 2011. V. 46(5). pp. 484–504. In Russian
- Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M., Sergeeva A.G., Borodina N.A. *Mnogomernyj statisticheskij analiz sodержanij jelementov v snegovom pokrove g. Blagoveshhenska* [Multivariate statistical analysis of the contents of elements in the snow cover of Blagoveshhensk]. // *Regional'naya ehkologiya* [Regional ecology]. 2018. No. 2. pp. 15–28. In Russian

- Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M., Radomsky S.M., Demchuk V.A., Moiseenko N.V., Kezina T.V., Veklich T.N., Kulik S.Ya. *Mineral'nyj sostav i geohimicheskie osobennosti organomineral'nyh otlozhenij urochishha ozera Peschanoe v juzhnoj chasti Amuro-Zejskogo mezdurech'ja* [Mineral composition and geochemical features of organomineral deposits of the tract of Lake Peschanoe in the southern part of the Amur-Zeya interfluve]. // *Litosfera*. 2022. No. 2. pp. 251–271. In Russian
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ivanov A.V., Letnikova E.F., Mironov A.G., Barash I.G., Bulanov V.A., Sizykh A.I. *Interpretacija geohimicheskix dannyh: Ucheb. Posobie* [Interpretation of geochemical data: Proc. allowance]. Pod red. B.V. Skljarova. Moscow : Internet Inzhiniring, 2001. 288 p. In Russian
- Strakhovenko V.D., Taran O.P., Ermolaeva N.I. Geochemical characteristics of the sapropel sediments of small lakes in the Ob'-Irtys interfluve // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2014. V. 55. No. 10. P. 1466–1477. In Russian
- Taylor S.R., McLennan S.M. *Kontinental'naja kora: ee sostav i jevoljucija* [Continental crust: its composition and evolution]: Per. s angl. Moscow : Mir, 1988. 384 p. In Russian
- Filatov A.G. *Geomorfologicheskaja harakteristika urochishha «ozero Peschanogo»* [Geomorphological characteristics of the tract of Lake Peschanoe]. *Geografija Amurskoj oblasti na rubezhe vekov: problemy i perspektivy*. Blagoveshchensk: BGPU, 1998. pp. 31–34. In Russian
- Kholodov V.N., Nedumov R.I. *O geohimicheskix kriterijah pojavlenija serovodorodnogo zarazhenija v vodah drevnih vodoemov* [On the geochemical criteria for the appearance of hydrogen sulfide contamination in the waters of ancient reservoirs]. // *Izvestija AN SSSR. Serija geologicheskaja*. 1991. No. 12. pp. 74–82. In Russian
- Yudovich Ja.Je., Ketris M.P. *Osnovy litohimii* [Fundamentals of lithochemistry]. St.Petersburg: Nauka, 2000. 480 p. In Russian
- Ahmad I., Chandra R. Geochemistry of loess-paleosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 66. pp. 73–89.
- Cox R., Lowe D. A conceptual review of regional- scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // *Journal of Sedimentary Research*. 1995. V. A65. pp. 1–12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59(14). pp. 2919–2940.
- Das B.K., AL-Mikhlaifi A.S., Kaur P. Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2006. No. 6. pp. 649–668.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. V. 23. pp. 921–924.
- Hatch J.R., Leventhal J.S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // *Chemical geology*. 1992. V. 99. pp. 65–82.
- Hayashi K.-I., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61(19). pp. 4115–4137.
- Jin Z., Wu J., Cao J., Wang S., Shen J., Gao N., Zou C. Holocene chemical weathering and climatic oscillations in north China, evidence from lacustrine sediments // *Boreas*. 2004. V. 33. pp. 260–266.
- Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // *Chemical Geology*. 1994. V. 111(1–4). pp. 111–129.
- Kim J.H., Kong G.S., Ryu J.S., Park M.H. Revisiting the origin of organic matter and depositional environment of sediment in the central Ulleung Basin, East Sea since the late Quaternary // *Quaternary International*. 2014. V. 344. pp. 18. 1–191.
- Kostrova S.S., Meyer H., Chaplign B., Kossler A., Bezrukova E.V., Tarasov P.E. Holocene oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel (southern Siberia, Russia) and its palaeoclimatic implications // *Quaternary International*. 2012. V. 290/291. pp. 21–34.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Soledade G.L., Silva J.S. Variacoes composicionais de zircao em granitos anorogenicos proterozoicos do Craton Amazonico: implicacoes metalogeneticas // *Brazilian Journal of Geology*. 2007. V. 37(4). pp. 693–704.
- Li Y.-H. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55(1). pp. 3223–3240.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G. Geochemical approach to sedimentation, provenance and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediments // *Geological Society of America. Special Publication*. 1993. No. 284. pp. 21–40.
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V. Inorganic geochemistry data from Lake I'gytgyn sediments: marine isotope stages 6-11 // *Climate of the Past*. 2014. No. 10. pp. 467–485.
- Müller S., Tarasov P.E., Hoelzmann Ph., Bezrukova E.V., Kossler A., Krivonogov S.K. Stable vegetation and environmental conditions during the Last Glacial Maximum: New results from Lake Kotokel (Lake Baikal region, southern Siberia, Russia) // *Quaternary International*. 2014. V. 348. pp. 14–24.
- Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1980. No. 11. pp. 1659–1666.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. pp. 715–717.
- Pokrovsky O.S., Schott J., Dupre B. Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70(13). pp. 3239–3260.
- Rachold V., Brumsack H.J. Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2001. V. 174(1–3). pp. 121–143.
- Rimmer S.M. Geochemical paleoredox indicators in Devonian Mississippian black shales, Central Appalachian basin (USA) // *Chemical geology*. 2004. V. 206(3–4). pp. 373–391.
- Robinson C. Lago Grande di Monticchio, southern Italy: a long record of environmental change illustrated by sediment geochemistry. *Chemical geology*. 1994. V. 118(1–4). pp. 235–254.

Tallberg P., Opfergelt S., Cornelis J.T., Liljendahl, A., Weckstrom, J. High concentrations of amorphous, biogenic Si (BSi) in the sediment of a small high latitude lake: implications for biogeochemical Si cycling and for the use of BSi as a paleoproxy // *Aquatic sciences*. 2015. V. 77. pp. 293–305.

Sahoo P.K., Souza-Filho P.W.M., Guimarães J.T.F., Manes C.L.D.O., Oti D., Júnior R.O.S., Dall'Agnol R., da Silva M.S. Use of multi-proxy approaches to determine the origin and depositional processes in modern lacustrine sediments: Carajas Plateau, Southeastern Amazon, Brazil // *Applied Geochemistry*. 2015. V. 52. pp. 130–146.

Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers Ya.D. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland // *Earth and Planetary Science Letter*. 1996. V. 145(1). pp. 1–7.

Sutherland R.A. Bed sediment-associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii // *Environmental Geology*. 2000. V. 39(6). pp. 611–637.

Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // *Journal of Quaternary Science*. 2012. V. 27(7). pp. 649–659.

Zhong W., Pen Z., Xue J., Ouyang J., Tang X., Cao J. Geochemistry of sediments from Barkol Lake in the westerly influenced northeast Xinjiang: Implications for catchment weathering intensity during the Holocene // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 50. pp. 7–13.

#### **Информация об авторах:**

**Радомская В.И.**, кандидат химических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория биогеохимии, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия.

E-mail: radomskaya@ascnet.ru

**Юсупов Д.В.**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой геологии и природопользования, инженерно-физический факультет, Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия.

E-mail: yusupovd@mail.ru

**Радомский С.М.**, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория рудогенеза, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия.

**Павлова Л.М.**, кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория биогеохимии, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия.

E-mail: pav@ascnet.ru

**Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.**

**Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.**

#### **Information about authors:**

**Radomskaya V.I.**, Cand. Sci. (Chemistry), Leading Researcher, Laboratory of Biogeochemistry, Institute of Geology and Nature Management Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia.

E-mail: radomskaya@ascnet.ru

**Yusupov D.V.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head of the Department. Geology and Nature Management, Faculty of Engineering Physics, Amur State University, Blagoveshchensk, Russia.

E-mail: yusupovd@mail.ru

**Radomskii S.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher, Ore Genesis Laboratory, Institute of Geology and Nature Management Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia.

**Pavlova L.M.**, Cand. Sci. (Biology), Leading Researcher, Laboratory of Biogeochemistry, Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia.

E-mail: pav@ascnet.ru

**Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.**

**The authors declare no conflicts of interests.**

*Статья поступила в редакцию 06.05.2022; одобрена после рецензирования 25.04.2023; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 06.05.2022; approved after reviewing 25.04.2023; accepted for publication 18.09.2023*

## ГЕОГРАФИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 561:551:8(571.151)

doi: 10.17223/25421379/28/9

### ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ ВДОЛЬ ВЫСОТНОГО ПРОФИЛЯ В БАССЕЙНЕ Р. АКТРУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)



Татьяна Артемьевна Бляхарчук<sup>1,3</sup>, Светлана Александровна Николаева<sup>2</sup>,  
Наталья Михайловна Долгих<sup>3</sup>

<sup>1,2,3</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>1</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>1</sup> blyakharchuk@mail.ru

<sup>2</sup> sanikoll@rambler.ru

<sup>3</sup> buzzard00@mail.ru

**Аннотация.** С помощью спорово-пыльцевого анализа современных субрецентных образцов установлено изменение состава спорово-пыльцевых спектров с увеличением высоты над уровнем моря на примере бассейна р. Актру (Центральный Алтай). Исследование показало, что последовательная серия спорово-пыльцевых спектров от степей Курайской котловины до ледников адекватно отражает структуру высотных поясов локальной растительности: в самых высоких точках в спорово-пыльцевых спектрах повышено обилие пыльцы трав и кустарников; в поясе горных лесов на склонах в спектрах доминирует пыльца древесных растений с малой долей пыльцы трав и кустарников; в пыльцевых спектрах степи у подножия гор роль пыльцы трав вновь заметно увеличивается, а обилие пыльцы кустарников становится минимальным.

**Ключевые слова:** спорово-пыльцевой спектр, непольцевые палиноморфы, Алтай, ледник, растительность

**Благодарность:** авторы выражают признательность д-ру биол. наук Е.Е. Тимошок, канд. геогр. наук А.С. Кузнецову за консультации и предоставление карты-схемы верховьев р. Актру, канд. биол. наук Д.А. Савчуку и канд. биол. наук М.Н. Беловой за консультации и помощь в сборе образцов в верховьях р. Актру, а также благодарят рецензента за внимательное прочтение работы и ценные замечания, позволившие улучшить качество публикации.

**Источник финансирования:** исследование выполнено при поддержке госбюджетной темы ИМКЭС СО РАН - FWRG-2021-0003 № 121031300226-5.

**Для цитирования:** Бляхарчук Т.А., Николаева С.А., Долгих Н.М. Изменение состава спорово-пыльцевых спектров вдоль высотного профиля в бассейне р. Актру (Центральный Алтай) // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 118–139. doi: 10.17223/25421379/28/9

Original article

doi: 10.17223/25421379/28/9

### CHANGE IN THE COMPOSITION OF THE SPORE-POLLEN SPECTRA ALONG THE ALTITUDE PROFILE IN THE RIVER BASIN OF AKTRU RIVER (CENTRAL ALTAI)

Tatiana A. Blyakharchuk<sup>1,3</sup>, Svetlana A. Nikolayeva<sup>2</sup>, Natalia M. Dolgikh<sup>3</sup>

<sup>1,2,3</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

<sup>1</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>1</sup> blyakharchuk@mail.ru

<sup>2</sup> sanikoll@rambler.ru

<sup>3</sup> buzzard00@mail.ru

**Abstract.** The data of spore-pollen analysis of lacustrine, peat, and subaerial deposits are widely used in modern paleogeography for the reconstruction of past climates and landscapes of the Earth. However, if such reconstructions give reliable results for flat areas, then in mountainous regions, reconstructions based on paleopalynological data are difficult due to a non-linear relationship between the composition of spore-pollen spectra and the composition of the vegetation cover at the sampling site. Therefore, additional studies of processes of the spore-pollen spectra formation in mountainous areas are required to substantiate the strategy for interpretation of paleopalynological data from peat and lake deposits in mountain areas. The purpose of this work

is to identify changes in the surface (subrecent) spore-pollen spectra collected along the altitudinal profile in the basin of the Aktru River (northern macroslope of the North-Chuysky Range, Central Altai). The range is characterized by typical for Altai Mts. vegetation zonation: the mountain-forest zone occupies a stripe of 1800–2300 m a.s.l. (meters above sea level), forest-tundra – 2300–2500 m a.s.l., mountain-tundra – 2500–3050 m a.s.l. Steppe vegetation is widespread below 1800 m a.s.l. Above 2500 m a.s.l. there are alpine and glacial belts. The surface samples from 5 points (Fig. 1b) located at different hypsometric heights (samples No. 4–18 in Table and Fig. 4) were collected for palynological studies along altitudinal belt in the upper reaches of the Aktru River within its mountain-glacial basin. Between the extreme points of research in mountain-forest belt (points 1–5), the distance is about 2.2 km and the difference in height is 170 m. In addition, to characterize the higher (glacial) and lower (steppe) altitudinal zones a few literature samples were used. The main research method in this work was the spore-pollen analysis of surface (subrecent) samples (moss polsters and detrital litter). Additionally non pollen palynomorphs were counted, such as charcoal, shell amoebae, stomata, fungi. The qualitative and quantitative composition of subrecent pollen spectra we compared with local and regional vegetation. In addition to pollen, some types of non-pollen palynomorph (charcoal, stomata, rhizopoda) were counted in the same samples. For analysis of pollen data we used ecological grouping of pollen types. The study showed that a sequential series of pollen spectra from glaciers to the steppes of the Kurai depression quite adequately reflect the structure of altitudinal zones of local vegetation: at the highest points in the pollen spectra, the abundance of pollen from grasses and shrubs is increased; in the belt of mountain forests on the mountain slopes, the spectra are dominated by the pollen of woody plants with small proportion of pollen from grasses and shrubs; In the pollen spectra of steppe, the role of grass pollen again noticeably increases, and the abundance of shrub pollen becomes minimal. Long-distant pollen of *Pinus sylvestris*, *Abies sibirica* and *Artemisia* in the studied samples reflects the subregional and regional features of the vegetation cover of the Central Altai and Western Siberia. The pollen transport of these plant species is influenced both by local air currents (valley winds), which form differently in early and mid-summer, as well as by global air currents that dominate the territory of Northern Eurasia. Thus, pollen data of the surface (subrecent) samples taken along altitudinal profile in the Aktru River (Central Altai) showed that they carry information about local and regional vegetation, about local conditions of moisture, local anthropogenic impact on the landscape, and about global processes in the atmosphere.

**Keywords:** *spore-pollen spectrum, non-pollen palynomorphs, Altai, glacier, vegetation*

**Acknowledgments:** the authors are grateful to dr. E.E. Timoshok, dr. A.S. Kuznetsov for consultations and providing a map-scheme of the upper reaches of the river Aktru, to dr. D.A. Savchuk and dr. M.N. Belova for advices and assistance in collecting samples in the field. We are also thankful to reviewer for careful reading of the work and valuable comments that improved the quality of the publication.

**Source of financing:** The investigations were done with support of budget theme of IMCES SB RAS - FWRG-2021-0003 № 121031300226-5

**For citation:** Blyakharchuk T.A., Nikolaeva S.A., Dolgikh N.M. (2023) Change in composition of pollen spectra along the altitude profile in the basin of Aktru River (Central Altai). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 118–139. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/28/9

## Введение

Данные спорово-пыльцевого анализа озерных, торфяных и субэаральных отложений широко используются в современной палеогеографии для реконструкции прошлых климатов и ландшафтов Земли [СОНМАР Members, 1988; Davis et al., 2003; Court-Picon et al., 2005]. Однако если такие реконструкции дают достоверные результаты для равнинных территорий, то в горных районах реконструкции на основе палеопалинологических данных бывают затруднительны из-за нелинейной зависимости между составом спорово-пыльцевых спектров и составом растительного покрова в месте отбора образцов [Ortu et al., 2006].

Эта зависимость в горах осложняется несколькими причинами: 1) ветровым заносом пыльцы из одного высотного пояса в другой в силу их пространственной сближенности; 2) сложной зависимостью состава пыльцевого спектра от растительного покрова на склонах разной экспозиции и крутизны; 3) направлением доминирующих ветров в

период цветения растений [Müller et al., 2000; Ortu, 2002]. Действие этих факторов искажает линейную зависимость состава пыльцевых спектров от состава окружающей растительности и может способствовать неверной интерпретации палеопалинологических данных в горных районах. Между тем доказано, что растительный покров горных районов особенно чувствителен даже к небольшим климатическим изменениям, которые вряд ли могут быть зафиксированы в растительности равнин [Birks, Ammann, 2000]. Биоценозы горных районов отличаются высоким биоразнообразием, и во многих случаях очень важно сохранить это биоразнообразие при текущем глобальном изменении климата [Houghton et al., 2001]. Поэтому общепризнано, что палеопалинологические исследования в горных районах необходимы и информативны [Catalan et al., 2002; Livingstone et al., 2005]. Однако требуются дополнительные исследования процессов формирования спорово-пыльцевых спектров (с.п.с.) в горных районах для обоснования стратегии интерпретации палеопалинологических

данных из торфяных отложений болот и донных отложений горных озёр [Ortu et al., 2006].

Целью данной работы является выявление изменений в поверхностных (субрецентных) спорово-пыльцевых спектрах, отобранных вдоль высотного профиля в бассейне р. Актру (северный макросклон Северо-Чуйского хребта, Центральный Алтай). Субрецентные спорово-пыльцевые спектры объединяют пыльцу и споры, выпавшие на поверхность земли за последние несколько лет.

Впервые современные с.п.с. ледников Алтая (ледники Томич, Двойной, Безмянный, Таймений) исследовались в 1979 г. [Ревякин и др., 1979]. Исследование показало, что с.п.с. с поверхности ледников содержали 62–86 % древесной пыльцы и 12–42 % пыльцы трав. Кроме того, они содержали от 4 до 20 % спор грибов. Анализ сезонного распределения пыльцевых групп в с.п.с. ледников выявил, что в начале лета в спектрах преобладала пыльца древесных растений (96 %). В конце июля доля пыльцы древесных видов уменьшалась до 62 %, а травянистых растений увеличивалась до 36 %.

Значительно позднее были проведены палеопалинологические исследования ледникового керна, отобранного на горе Белуха [Малыгина и др., 2012], а еще позднее было исследовано несколько ледниковых проб из краевых частей ледника Корумду [Папина и др., 2015], наиболее близко расположенного к верховьям реки Актру. Эти исследования включали моделирование воздушных потоков методом HYSPLIT, которое показало, что пыльца сосны обыкновенной была принесена на ледник Корумду из очень удаленных районов северо-западными воздушными потоками. В данной публикации приводятся результаты исследований состава современных (субрецентных) спорово-пыльцевых спектров вдоль высотного профиля, проходящего по долине р. Актру в Центральном Алтае от межгорной Курайской степи до нивального пояса.

### Район исследования

Исследования проводились в верховьях р. Актру с привлечением ранее опубликованных пыльцевых данных [Blyakharchuk et al., 2008; Папина и др., 2015] из других частей ее бассейна. Площадь бассейна р. Актру составляет 140 км<sup>2</sup>, длина реки 23 км. Река Актру имеет два левых притока – р. Ян-Карасу и р. Корумду, в свою очередь река Корумду имеет приток р. Куркурек. Истоки этих четырех рек расположены на северном макросклоне Северо-Чуйского хребта в ледниковой зоне, а их долины выходят в Курайскую межгорную котловину. Река Корумду в своем среднем течении связана с оз. Джангысколь [Blyakharchuk et al., 2008].

Северо-Чуйский хребт (Центральный Алтай) является водоразделом реки Чуи, протекающей к северу от хребта, и рек Карагем и Чаган-Узун на юго-востоке. Длина Северо-Чуйского хребта составляет около 120 км. Наибольшей высоты он достигает в центральной части, известной под названием горного узла Биш-Иирду, в котором сосредоточено основное оледенение хребта. Его средняя высота около 3 600 м, а ряд вершин превышает 4 000 м (Маашей-баш – 4 173 м, Актру-баш – 4 075 м). Преобладает глубоко расчленённый рельеф. Курайская межгорная котловина вытянута с юго-востока на северо-запад и граничит с Курайским хребтом с северо-восточной стороны и с Северо-Чуйским – с юго-западной. Котловина находится в среднем на высотах 1 500–1 700 м н. у. м. и занимает площадь около 178 км<sup>2</sup> [Куминова, 1960].

Климат в районе Северо-Чуйского хребта резко континентальный и характеризуется большой разницей между дневной и ночной температурами, продолжительной зимой и коротким летом [Севастьянов, 1998]. По данным гидрометеостанции Актру (50°04' с.ш., 87°45' в.д., 2150 м н. у. м.) среднегодовая температура составляет –4,7 °С. Среднемесячные летние (июнь – август) температуры воздуха довольно низкие – +7,6...9,5 °С. Средняя температура зимой составляет –16,2 °С. Среднегодовое количество выпадающих атмосферных осадков составляет 539 мм.

По данным гидрометеостанции Кош-Агач, расположенной в Курайской межгорной котловине (1 758 м над ур. м., 1934–1993 гг.), среднегодовая температура здесь составляет –6,0 °С. Среднемесячные летние (июнь – август) температуры воздуха по сравнению с таковыми метеостанции Актру чуть выше (+8,7...10,8 °С), а зимние ниже (–21,3 °С). Среднегодовое количество атмосферных осадков составляет всего 133 мм, 60,5 % которых выпадает летом (80,8 мм). Исследования [Kharlamova et al., 2019] показали, что важнейшим лимитирующим климатическим фактором для существования лесных экосистем на границе леса и степи является соотношение температуры и осадков. К настоящему времени в межгорных котловинах Алтая отмечены наиболее резкие изменения климата и его аридизация: с 1980-х гг. среднегодовая температура повысилась на 3,8 °С, а количество осадков с 2000 г. уменьшилось почти на 10 %.

Для Северо-Чуйского хребта характерна типичная для Алтая высотная зональность растительности: горнолесная зона занимает полосу 1 800–2 300 м н. у. м., лесотундровая – 2 300–2 500 м н. у. м., горно-тундровая – 2 500–3 050 м н. у. м. [Смагин и др., 1980; Тимошок и др., 2010].

В верховьях р. Актру каменистые, затем дриадовые и разнотравно-зеленомошные тундры сменяются

ниже ерниковыми мохово-лишайниковыми тундрами. Еще ниже узкой полосой (на высотах 2 300–2 500 м) тянутся лиственнично-кедровые ерnikово-лишайниково-зеленомошные редколесья [Тимошок и др., 2008]. На моренах ледников растительность представлена тремя стадиями сукцессии. У ледника Малый Актру (высота 2 200–2 250 м) – пионерной, разнотравно-мохово-ивовой, разнотравно-мохово-ивово-березковой, у ледника Большой Актру (в настоящее время ледники Левый и Правый Актру, 2 370–2 500 м) – пионерной, разнотравно-ивовой, кустарничково-разнотравно-ивовой. Во флоре морен Малого Актру зарегистрировано 197 видов и подвидов высших сосудистых растений, среди которых преобладают виды шести семейств (107 видов, 54,3 %): Asteraceae, Salicaceae, Poaceae, Fabaceae, Caryophyllaceae, Rosaceae; а во флоре морен Большого Актру – 141 вид с преобладанием первых пяти вышеуказанных семейств (69 видов, 48,9 %) [Диркс и др., 2008; Тимошок и др., 2008].

В верхней части лесной зоны верховьев р. Актру сохранились старовозрастные кедровые леса, ниже по долине преобладают послепожарные лиственничные леса. На сухих склонах (левый борт долины) они представлены закустаренными разнотравно-осоковыми и разнотравно-злаковыми кедровыми и лиственничными лесами с высокой задерненностью почвы, на более влажных склонах (правый борт долины) – ерnikово-кустарничково-зеленомошными. На флювиогляциальных отложениях произрастают лиственничники с кустарниковым ярусом из ив и травяно-моховым покровом. Во флоре этих кедровых и лиственничных лесов зарегистрировано 166 видов высших сосудистых растений, среди которых преобладают виды семи семейств: Asteraceae, Salicaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Cyperaceae, Caryophyllaceae, Apiaceae [Тимошок и др., 2010; Timoshok et al., 2016].

Зона контакта нижней части лесного пояса и степи Курайской межгорной котловины (1 650–1 750 м н. у. м.) представлена лиственничниками, а в локальных местообитаниях – прирусловых участках горных рек Актру и Корумду – встречаются смешанные кедрово-елово-лиственничные леса. К настоящему времени все леса на границе лесного пояса и Курайской степи нарушены неоднократными пожарами и рубками [Бочаров, Савчук, 2015]. На высоте 1 700–1 740 м н. у. м. присутствуют лиственничные бруснично-зеленомошные и кедрово-лиственничные закустаренные вейниково-бруснично-зеленомошные леса, а на прирусловом участке р. Актру – фрагменты елово-кедровых разнотравных лесов; на высоте 1 685–1 725 м они сменяются лиственничными закустаренными разнотравными лесами; на высоте 1 670–1 685 м – закустаренными ирисово-разнотравными и закустаренными разнотравными лиственничными лесами. Во флоре

этих лесов зарегистрировано 126 видов сосудистых растений, среди которых преобладают виды семи семейств (82 вида, 65,1 %): Poaceae, Rosaceae, Asteraceae, Ranunculaceae, Caryophyllaceae, Fabaceae, Cyperaceae [Белова и др., 2020].

В верховьях р. Корумду в горно-тундровом поясе (не выше 2 400–2 500 м) развиты ерnikовые мохово-лишайниковые тундры, которые ниже сменяются субальпийским редколесьем из групп лиственниц, расположенных среди ерnikово-зеленомошных и ерnikово-зеленомошно-лишайниковых зарослей. В верхней части лесного пояса отмечаются кедрово-лиственничные ерnikово-бруснично-злаково-зеленомошные леса. В межгорных котловинах доминирует степная растительность (с примесью полупустынной), поднимающаяся до высоты 2 000 м на склонах северной экспозиции и 2 500 м – южной [Смагин и др., 1980].

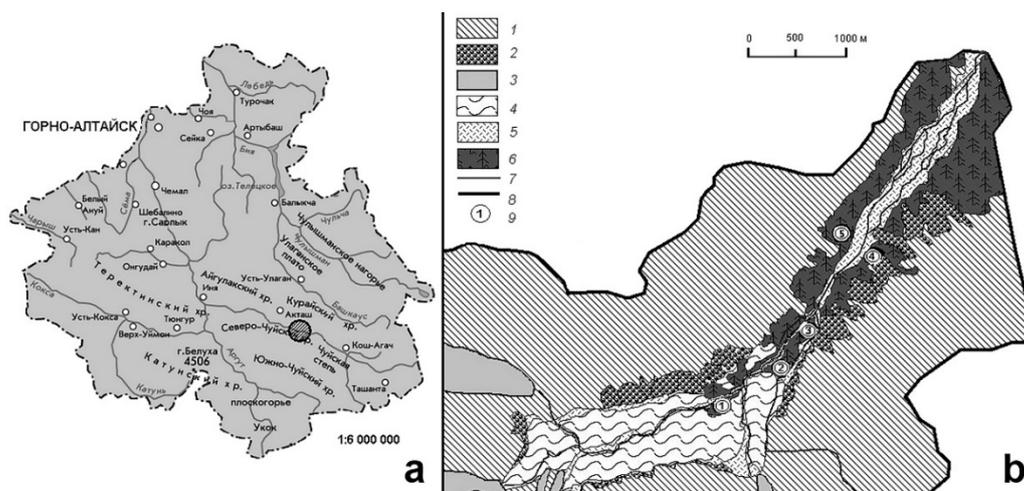
В верховьях р. Актру поддерживается близкий к заповедному режим, поэтому там осуществляется только научная и ограниченная туристическая деятельность. Особое внимание уделяется пожарной безопасности. Разведение костров разрешено, но только в строго ограниченных и оборудованных местах. В Курайской межгорной котловине хозяйственная деятельность (выращивание зерновых и овцеводство) осуществлялась более интенсивно в советское время, а в настоящее время здесь происходит лишь ограниченный выпас домашнего скота (из наблюдений авторов).

### Материалы и методы исследования

В верховьях р. Актру в пределах её горно-ледникового бассейна для палинологических исследований собраны поверхностные образцы из пяти точек (рис. 1, а), расположенных на разной гипсометрической высоте от 2 300 до 2 130 м н. у. м. (образцы № 4–18 в таблице и на рис. 4). Отобранные поверхностные образцы содержат субрецентные с.п.с., аккумулярованные в поверхностном слое почвы, растительного опада, мха, озёрных отложений в течение нескольких последних лет [Гричук, Заклинская, 1948; Гричук, 1970; Сладков, 1967]. Рецентные с.п.с. включают споры и пыльцу, аккумулярованные лишь за один сезон цветения. Между крайними точками (1 и 5) сбора материала расстояние около 2,2 км и разница по высоте 170 м. В каждой точке в непосредственной близости друг к другу отбиралось по три образца.

Кроме того, для характеристики выше- и нижележащих высотных поясов использованы литературные данные: три образца с поверхности ледника Корумду (образцы № 1–3 представляют верхнюю точку исследования под номером 0, таблица, рис. 4, 5), один образец (№ 19) – на 8,5 км северо-восточнее от этого ледника и ниже по его долине [Папина и др., 2015], а

также один образец (№ 20) – с поверхностного осадка донных отложений оз. Джангысколь, расположенного в Курайской межгорной котловине [Blyakharchuk et al., 2008].



**Рис. 1. Карта-схема верховьев р. Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай) с расположением точек сбора субрецентных спорово-пыльцевых образцов**

а – Карта республики Алтай, кружком отмечен район исследования; б – Долина р. Актру с исследованными точками. 1–5 – точки сбора образцов. Названия лесных сообществ и их фрагментов в этих точках – см. таблицу. Условные обозначения: 1 – склоны, 2 – осыпи, 3 – ледники, 4 – морены, 5 – пойма, 6 – лесная зона, 7 – река, 8 – границы исследуемого района, 9 – точки отбора образцов. Карта-схема сделана А.С. Кузнецовым

**Fig. 1. Map-scheme of upper stream of Aktru River (North-Chuiski Ridge, Central Altai) with location of study points of subrecent spore-pollen samples**

а – Map of Altai Republic, a circle marks an area of research; б – Valley of Aktru River with points of research. 1–5 – points of collection of samples. Names of forest associations or their fragments in these points see table. Conventional marks: 1 – slopes; 2 – talus; 3 – glaciers; 4 – moraine; 5 – flood plain; 6 – forest zone; 7 – river; 8 – boundary of study area; 9 – study points. Map-scheme was made by A.S. Kuznetsov

**Характеристика точек отбора субрецентных спорово-пыльцевых образцов**

**Characteristic of the research points used for collecting of subrecent spore-pollen samples**

| Точки отбора и № образцов | Высота н. у. м., м | Растительная ассоциация или ее фрагмент, краткая характеристика  | № образцов и место их сбора (экспозиция и крутизна склона)   | № образцов и отобранный материал                |
|---------------------------|--------------------|--|--|---|
| 0 (1–3)                   | 2 296–2 297        | Растительность отсутствует <sup>1</sup>  | 1–2 – на 15–16,5 м выше края языка ледника; 3 – ручей, стекающий по языку ледника, ледник Корумду <sup>4</sup> | 1–2 – лёд на глубину 10 см, 3 – талая вода      |
| 1 (4–6)                   | 2 300              | Старовозрастный (средний возраст старшей генерации деревьев – 470 лет) кедровник ерниково (березка)-зеленомошный. Понижение между моренами. Почва – криозем глееватый <sup>2</sup> | 4–6 – морена ледника и под валом следующей «ступени» морены ледника Большого Актру (СВ, 6°)                    | 4–6 – куртинки мхов, лишайников                 |
| 2 (7–9)                   | 2 200              | Группа лиственниц в старовозрастном (460 лет) кедровнике закустаренном (жимолость)   | 7–9 – нижняя часть правого склона (более влажного), под валом морены ледника Малый Актру (СЗ, 5–7°).           | 7–9 – лесная подстилка и опад под лиственницами |
| 3 (10–12)                 | 2 200              | Старовозрастный (460 лет) кедровник ерниково (ивы, березка)-зеленомошно-злаковый. Почва – криозем <sup>3</sup>   | 10–12 – нижняя часть правого склона, морена ледника Малый Актру (СЗ, 5–7°)                                     | 10–12 – куртинки зелёного мха                   |
| 4 (13–15)                 | 2 160              | Кедрово-лиственничная редина с ерником и пятнами сфагнума. Нанопонижение ниже конуса осыпи, из-под которого вытекает ручей   | 13–15 – нижняя часть правого склона, ниже конуса выноса осыпи на 3–5 м, в верховьях р. Актру (СЗ, 7°)          | 13–15 – куртинки сфагнового мха                 |
| 5 (16–18)                 | 2 130              | Средневозрастный (240 лет) лиственничник зеленомошно-разнотравный. Участок пройден пожарами, последний – в 1974 г. <sup>3</sup>  | 16–18 – нижняя часть левого склона, верховья р. Актру (СВ, 12°)  | 16–18 – хвойный опад                            |

| Точки отбора и № образцов | Высота н. у. м., м            | Растительная ассоциация или ее фрагмент, краткая характеристика   | № образцов и место их сбора (экспозиция и крутизна склона)  | № образцов и отобранный материал                                    |
|---------------------------|-------------------------------|---|---|---|
| 6 (19–20)                 | 1 883–1 750 (по Google Earth) | 19 – нет данных <sup>4</sup> , 20 – злаково-разнотравная степь, вокруг озера – осоковые ассоциации <sup>4</sup> | 19–8,5 км на северо-восток от ледника Корумду <sup>4</sup> ; 20 – оз. Джангысколь, на западе Курайской межгорной котловины <sup>5</sup> | 19 – атмосферные осадки, 20 – поверхностный осадок донных отложений |

*Примечание.* Левый склон (ВЮВ) – более сухой, правый склон (ЗСЗ) – более влажный. Литературные данные по: 0 – [Папина и др., 2015] (растительность и место сбора образцов), 1, 2 – [Давыдов, Тимошок, 2010] (растительность, почва), 3 – [Копысов, 2011] (почва), 4, 5 – [Николаева и др., 2022] (пожары), 6 – [Blyakharchuk et al., 2008] (растительность и место сбора образцов).

*Note.* Left slope (ESE) – is more dry, right slope (WNW) – is more wet. Literature data for study points is according to: 0 – [Papina et al., 2015] (vegetation and place of sample collecting), 1, 2 – [Davydov, Timoshok, 2010] (vegetation and soil), 3 – [Kopysov, 2011] (soil), 4, 5 – [Nikolaeva et al., 2022] (fires), 6 – Blyakharchuk et al., 2008 (vegetation and sampling place).

Образцы 19 и 20 представляют самую нижнюю точку исследования под номером 6. Семь перечисленных точек мы принимаем за высотный макропрофиль с.п.с. бассейна р. Актру простирающийся с 1 883 до 2 300 м н. у. м. (таблица, рис. 4, 5). Исходя из разницы климатических показателей метеостаций Актру и Кош-Агач, исследуемый высотный мегапрофиль охватывает градиент повышения осадков с высотой на 448 мм, понижение летних температур на 1,2 °С, повышение зимних температур на 5,2 °С (благодаря инверсиям) и повышение среднегодовых температур на 1,32 °С.

Основным методом исследования в данной работе является спорово-пыльцевой анализ поверхностных или современных (субрецентных) образцов (моховых польстеров, лесной подстилки, напочвенного детрита) для выявления особенностей современных с.п.с. и корреляция их состава с локальной и региональной растительностью. Для выделения пыльцы из образцов мы использовали щелочную методику Поста и сепарационную методику Гричука [Андреева и др., 1966]. Сухой образец обрабатывался сначала 10 %-м раствором КОН (при нагревании до 100 °С в течение 3–5 минут) для растворения гумусовых веществ и освобождения палиноморф, а затем пропускался через сито 0,3 мм (для удаления крупных загрязняющих частиц). После многократной отмывки дистиллированной водой от растворенного гумуса образцы помещались в тяжелую жидкость удельного веса 2,1 г/см<sup>3</sup> и тщательно перемешивались. При этом образец расслаивался – органические частицы всплывали вверх, а минеральные частицы выпадали в осадок, который удалялся. Более легкая органическая фракция собиралась, разбавлялась дистиллированной водой до её оседания и далее промывалась водой с последующим центрифугированием и декантацией. Отмытая мелкодисперсная суспензия помещалась в глицерин и использовалась для анализа.

Спорово-пыльцевой анализ выполнен с помощью бинокулярного микроскопа при увеличении в 400 раз,

с использованием определителей пыльцы [Куприянова, 1965; Куприянова, Алёшина, 1972, 1978; Бобров и др., 1983; Moore et al., 1997] и непыльцевых палиноморф [Van Geel et al., 1989; Van Geel, 2001; Sweeney, 2004; Мазей, Цыганов, 2006] и коллекции реферативных препаратов пыльцы (ИМКЭС СО РАН). При подсчете пыльцы и спор определялось 500–600 пыльцевых и споровых зерен в каждом образце. После этого рассчитывалось среднее значение между тремя образцами каждой точки. Помимо этого, дополнительно подсчитывалось количество микроугольков, спор грибов и некоторых непыльцевых палиноморф (NPP), таких как раковинки амёбы *Assulina muscorum*, устьичные клетки лиственницы – *Larix stomata*.

Для анализа состава с.п.с. абсолютные значения палиноморф были выражены в процентах от общей суммы подсчитанных форм без микроугольков, непыльцевых палиноморф и спор сфагнома. Последние, являясь локальным компонентом спорово-пыльцевого спектра, часто присутствуют в большом количестве, что искажает участие в спектре других – региональных компонентов. Исключение обильно представленных локальных компонентов из базовой суммы для расчета процентов участия других типов пыльцы является общепринятой практикой в палинологии, впервые она предложена в работе [Faegry, Iversen, 1955]. На рис. 3 сфагнум представлен в абсолютных значениях, а на рис. 4 – в % от принятой базовой суммы.

Формы NPP представлены в абсолютных единицах. Суммарный график исследованных и литературных с.п.с. построен с помощью программы Tilia [Grimm, 1991]. В этой же программе выполнен кластерный анализ пыльцевых спектров. Суммирующий график состава пыльцевых спектров вдоль высотного профиля бассейна р. Актру представлен на рис. 4. Частные графики исследованных пыльцевых спектров из долины р. Актру построены в программах Exel и Paint (рис. 2, 3 и 5).

Выявленные пыльцевые типы объединены в условные эколого-морфологические группы пыльцевых типов: деревья, кустарники, ксерофиты, антропогенные, высокогорно-луговые, луговые и влажно-луговые. Эти группы являются условными, а не абсолютными, поскольку они основаны на экологических потребностях большинства представителей флоры Алтая. Согласно флористическим исследованиям А.С. Ревушкина [1988], в высокогорно-альпийской растительности Алтая наиболее представлены виды из семейств Caryophyllaceae, Ranunculaceae, Crassulaceae, Lamiaceae и из родов *Primula*, *Saxifraga*, *Bupleurum*, *Thalictrum*. Мы условно отнесли эти палиноморфы к высокогорно-луговым представителям, а палиноморфы семейств Apiaceae, Scrophulariaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Gentianaceae и родов *Chamerion*, *Phlomis*, *Allium* – к луговым. Поскольку большая часть видов из семейства Chenopodiaceae и рода *Artemisia* произрастают в степи и полупустыне, мы отнесли эти палиноморфы вместе с пылью *Ephedra*, *Gypsophila* и *Sedum* к представителям ксерофитной растительности. К сожалению, разделить пыльцу сорных и диких видов из семейств Chenopodiaceae и *Artemisia* в степной зоне не представляется возможным. В бореально-лесной зоне все виды этих семейств с уверенностью можно отнести к сорным. Но поскольку наш район исследования непосредственно соседствует с Чуйской и Курайской степями, то к группе «антропогенные» мы отнесли исключительно виды, связанные с человеком – культурные (*Avena sativa*, *Triticum aestivum*, *Fagopyrum esculentum*) и виды, сопутствующие человеку, – подорожник (*Plantago*) и крапива (*Urtica*). Это, конечно, сужает диагностические возможности пыльцы, но зато исключает ошибки. Двойственное положение у пыльцы злаков (Poaceae), которые распространены во всех зонах – от степей до высокогорий. Но поскольку на Алтае злаки могут доминировать в основном в степях, формируя разнотравно-злаковые и полынно-злаковые степи [Куминова, 1960], мы условно отнесли их к представителям ксерофитной растительности, помня о том, что злаки произрастают и в других высотных зонах. Виды зелёных мхов и сфагновых мхов требуют достаточной влажности локальных условий местообитания, поэтому они произрастают в лесной зоне и в высокогорной, но отсутствуют в степной растительности.

## Результаты и обсуждение

**Данные определения и подсчета пыльцевых палиноморф.** В полученных с.п.с. выделено 44 пыльцевых типа, включающих виды, рода и семейства. Выявленные типы пыльцы для удобства интерпретации

сгруппированы согласно вышеописанным критериям: деревья (7 типов), кустарники (6 типов), ксерофиты (6 типов), антропогенные (5 типов), высокогорно-луговые (8 типов), луговые (8 типов) и влажно-луговые (4 типа). Количество пыльцевых типов в точках исследования примерно одинаково (22–26 типов, или 50–57 % от общего количества выделенных палиноморф) за исключением точки 2 (16 и 36 % соответственно).

В пыльцевом спектре точки 1 (кедровник ерниково-зеленомошный, рис. 2) резко доминирует пыльца кедр сибирского (*Pinus sibirica*, 61 %). Относительно много пыльцы кустарниковых берёз (*Betula nana* тип) и полыни (*Artemisia*) – 13–10 % (соответственно). Доля пыльцы сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и березы бородавчатой (*Betula pendula*) составляет около 5 %. На остальные типы пыльцы приходится менее 5 %, и многие из них встречаются в единичном экземпляре (*Equisetum*, *Bupleurum* и др.). Общее число пыльцевых типов в образцах из данной точки – 22.

В пыльцевом спектре точки 2 (группа лиственниц в кедровнике закустаренном жимолостью) доминирует пыльца кедр – 44 %. Пыльца полыни составляет 14 %, затем следует пыльца берёзы – больше 10 %, пыльца лиственницы сибирской (*Larix sibirica*) – 9–14 %; обилие пыльцы сосны обыкновенной, кустарниковых берёз, жимолости (*Lonicera*), злаков (Poaceae), маревых (Chenopodiaceae) составляет по 4–5 %. Пыльца ивы (*Salix*) и ели сибирской (*Picea obovata*) составляет по 2–5 %. Пыльца высокогорно-луговых, луговых, влажно-луговых типов растений практически отсутствовала. Общее число пыльцевых типов в образцах из данной точки наименьшее – 16.

В пыльцевом спектре точки 3 (кедровник ерниково (ивы, березка)-зеленомошно-злаковый) доминирует пыльца кедр – 50 %. Относительно много в спектре пыльцы сосны обыкновенной – 23 %. Доля пыльцы кустарниковых берёз, берёзы бородавчатой, полыни – по 5–8 %, а пыльцы ивы, злаков, ели – 1,5–2,5 %. Пыльца остальных типов встречалась в незначительных количествах. Общее число пыльцевых типов в образцах из данной точки – 23.

В пыльцевом спектре точки 4 (кедрово-лиственничная редица с ерником и пятнами сфагнума в напочвенном покрове) доминирует пыльца кедр – 50 %, доля пыльцы сосны обыкновенной составляет 15 %, а берёзы бородавчатой – около 10%, затем следуют пыльца кустарниковых берёз – 6 %, полыни – 5–8 %, лиственницы – 4 %, ели сибирской – 1,5–2,5 %. Пыльца остальных видов растений (злаки, маревые, ива, эрикоидные кустарнички, осоки – *Carex*, зопник – *Phlomis* и др.) встречалась в незначительных количествах. Общее число пыльцевых типов в образцах из данной точки – 23.

В пыльцевом спектре точки 5 (лиственничник зеленомошно-разнотравный) резко доминирует пыльца кедра – 64 % и относительно много пыльцы сосны обыкновенной – 17 %, относительно мало пыльцы кустарниковых берёз – 5 %, а также пыльцы полыни – 4%, пыльцы березы бородавчатой – 2–5 % и пыльцы лиственницы – 2 %. Пыльца остальных типов (крапива – *Urtica*, качим – *Gypsophila*, зопник, маревые, гвоздичные – *Caryophyllaceae* и др.) встречалась в незначительных количествах. Общее число пыльцевых типов в образцах из данной точки – 26.

**Анализ и интерпретация спорово-пыльцевых спектров.** Прежде чем начать анализ и интерпретацию спорово-пыльцевых спектров, обозначим некоторые базовые понятия спорово-пыльцевого метода, сформулированные еще в середине XX в. на основе исследования особенностей формирования с.п.с. Участие вида в с.п.с. зависит как от его пыльцевой продуктивности, так и от способности пыльцы переноситься на большие расстояния. Пыльца различных видов, в зависимости от морфологии, размеров и высоты пылящих растений, обладает различной летучестью [Сладков, 1967]. Наиболее летучая пыльца сосны разносится на сотни километров от материнского растения, а тяжелая нелетучая пыльца лиственницы оседает исключительно под кронами лиственничного леса. На значительно большие расстояния переносится пыльца ветроопыляемых древесных и травянистых растений. Сугубо локальной (местной) является пыльца насекомоопыляемых кустарников и трав. Ветры, устойчиво дующие в одном направлении в период массового цветения, могут обеспечивать перенос значительного количества пыльцы на сотни километров [Мальгина, 1959]. В зависимости от летучести пыльцы и спор в каждом с.п.с. можно выделить четыре группы компонентов [Гричук, 1959]:

1. Локальные компоненты – пыльца и споры, переносимые по воздуху на расстояния в несколько метров. Сюда относится пыльца энтомофильных трав, споры мхов, плаунов, селягинелл, некоторых папоротников.

2. Сублокальные компоненты – пыльца и споры, переносимые по воздуху на сотни метров. Это анемофильные травы, споры крупных папоротников.

3. Субрегиональные компоненты – пыльца, переносимая воздушными течениями на километры и десятки километров. К этой группе относится пыльца энтомофильных деревьев и кустарников, пыльца анемофильных кустарников, а также пыльца деревьев, отличающихся плохой летучестью – дуба, граба, бука, лиственницы.

4. Региональные компоненты – пыльца, переносимая по воздуху на расстояния в сотни километров (сосна, ель, берёза, ольха).

Соотношение пыльцы указанных групп в конкретных с.п.с. может меняться в зависимости от открытости местности. Так, в густом сомкнутом лесу будет доминировать пыльца локального древостоя, а на открытом безлесном болоте или в степи – существенно возрастать вклад дальнезаносной региональной пыльцы [Tauber, 1965; Moore et al., 1997]. Таким образом, дальнезаносной пылью является пыльца растений, не произрастающих вблизи точки исследования. Это субрегиональные и региональные компоненты пыльцевого спектра. А сублокальные и локальные компоненты с.п.с. не могут считаться дальнезаносными. При этом разные компоненты с.п.с. могут быть представлены пылью одного вида, в зависимости от структуры растительного покрова района исследования. Поэтому так важно сопровождать палинологические исследования анализом растительного покрова для правильной оценки происхождения пыльцы.

Во всех полученных нами с.п.с. доминирует пыльца деревьев, составляя в среднем 77 % (72–86 %), а среди деревьев – кедра сибирского (43,8–63,8 %) (рис. 2). Обилие пыльцы кедра достигает наибольшей доли в самой верхней и самой нижней точках профиля (62,3 и 63,8 % в точках 1 и 5), наименьшей – под валом морены (43,8 %, точка 2). Иная картина выявлена с пылью лиственницы сибирской. В целом доля пыльцы лиственницы в спектре значительно меньше, составляя 0,6–9,1 %, наибольшая доля ее участия обнаружена под валом морены (9,1 %, точка 2). В определенной степени это связано с особенностями сбора образцов: под кронами деревьев кедра в первом случае и лиственницы – во втором. Однако пыльца кедра в значительной степени представлена и заносной пылью, поскольку она продуцируется в большом количестве и может разноситься на дальние расстояния [Сладков, 1967], присутствуя в значительном количестве в безлесных спектрах высокогорий и степей Алтая [Blyakharchuk, 2017], а пыльца лиственницы происходит, скорее всего, исключительно с локального лиственничного древостоя, так как она крупная, тяжелая и лишена летательных приспособлений.

Поскольку сосна обыкновенная и виды полыней не встречаются в растительном покрове исследованных точек горного профиля, мы считаем эти палиноморфы здесь дальнезаносными. Дальнезаносная пыльца сосны обыкновенной присутствует в большем количестве в спектрах нижней части профиля по сравнению с верхней частью (14,9–22,6 и 0,1–1,2 % соответственно). Дальнезаносная пыльца полыни, наоборот, более обильна в спектрах верхней части профиля (10,4–14,1 % и только 5,2–3,6 % в нижней части) (рис. 2). Это кажущееся противоречие может

объясняться разным временем цветения этих растений. Сосна обыкновенная цветет в начале июня, а виды полыни – в конце июля – августе. Вероятно, во второй половине лета при нагревании пространств Курайской степи, лежащей у подножия горного профиля, увеличивается интенсивность долинных восходящих воздушных потоков, и они выносят пыльцу полыни из степи в более высокие точки профиля. Возможен также вклад локальных экземпляров сорной полыни, растущей возле домиков стационара Актру. Повышенное обилие пыльцы сосны обыкновенной может быть результатом особенностей воздушной циркуляции в период цветения этого вида в начале лета.

Пыльца березы бородавчатой (2,4–11,1 %) занесена из других районов Горного Алтая и в исследуемых спектрах представлена в незначительном количестве, нерегулярно варьирующем вдоль профиля – с максимумами в точках 2 и 4 (11,1 и 9,8 %). Присутствие пыльцы березы бородавчатой в районе, где этот вид не произрастает, объясняется большой пылецевой продуктивностью этого ветроопыляемого вида. Небольшой вклад в спорово-пыльцевые спектры могли внести берёзы, растущие ниже по склону хребта – перед подъёмом в долину Актру, если среди них имеются взрослые плодоносящие деревья. Благодаря большой высоте деревьев березы, её пыльца легко подхватывается ветром и может разноситься высокими воздушными течениями на дальние расстояния. Кустарниковые виды берёз – также ветроопыляемые растения, производящие много пыльцы, но их высота значительно ниже деревьев, их пыльца разносится на меньшие расстояния, чем древовидных видов берёз. В горных условиях пыльца кустарниковых берёз в большей степени характеризует растительность в пределах высотной зоны точки исследования, а не всего региона [Pini et al., 2017]. Доля участия в пыльцевых спектрах пыльцы других видов деревьев минимальна (ель сибирская, пихта сибирская, тополь (*Populus*) – пыльца их присутствует в спектрах в пределах 0,3–2,1 %).

Таким образом, поскольку в составе древесного яруса лесов верховьев р. Актру абсолютно доминируют кедр и лиственница, пыльца этих видов присутствует в спектре, но из-за разной пылецевой продуктивности и способности распространяться она представлена в контрастно различающихся количествах. Пыльца кедра в спектрах очень обильна, так как кедр произрастает у места сбора образцов, а также в значительных количествах его пыльца приносится из других районов Алтая. Пыльца лиственницы в спектрах является исключительно локальной из-за ее тяжелого веса и отсутствия летательных приспособлений.

Сосна обыкновенная и пихта в исследуемом районе не произрастают, поэтому их пыльца однозначно

дальнезаносная. Другие виды деревьев (ель, тополь, берёза бородавчатая) в виде единичных, как правило, вегетирующих экземпляров встречаются на прилегающих к ледникам моренах и на флювиогляциальных отложениях [Диркс и др., 2008; Тимошок и др., 2008]. Два вида тополей (*Populus laurifolia* и *P. tremula*), ель и береза бородавчатая встречаются в виде очень молодых вегетативных особей. Кроме того, две репродуктивные особи ели произрастают в пойме реки. Ниже по долине (ближе к нижней лесостепной границе) ель встречается в составе смешанных хвойных лесов. Следовательно, пыльца этих видов деревьев также дальнезаносная, но в составе с.п.с., скорее всего, имеется и местная еловая пыльца.

Доля пыльцы кустарников в с.п.с. составляет около 10 % (6,2–14,5 %), и среди них велика доля пыльцы кустарниковых берёз (4,1–12,7 %) с максимумом в самой верхней точке (№ 1). Доля пыльцы остальных кустарников (эрикоидные кустарнички, таволга – *Spiraea*, можжевельник – *Juniperus*, ива, жимолость) не превышает 3,0 % (рис. 2). Кустарники перечисленных типов в верховьях р. Актру произрастают повсеместно с разной степенью обильности в разных типах сообществ, как в пределах лесного пояса (от старовозрастных лесов до морен и безлесных конусов выноса), так и на разной высоте (от 2 100 до 2 300 м н. у. м.). Выше лесной зоны – в горно-тундровой подзоне (не выше 2 400–2 500 м) развиты ерниковые мохово-лишайниковые тундры, сменяющиеся группами лиственниц среди ерnikово-зеленомошных и ерnikово-зеленомошно-лишайниковых зарослей [Тимошок и др., 2008, 2010; Николаева, Белова (Диркс), 2017]. В исследованных нами образцах из верхней точки профиля отмечено наиболее повышенное обилие пыльцы кустарниковых берёз. Здесь же встречаются наиболее густые ерниковые заросли (*Betula rotundifolia*), которые могли способствовать увеличению доли пыльцы *Betula nana* – типа в пыльцевом спектре образцов точки 2.

В исследованных образцах доля пыльцы полыни (3,6–14,1 %) относительно велика, но виды рода *Artemisia* во флоре лесов и морен верховьев р. Актру отсутствуют [Диркс и др., 2008; Тимошок и др., 2008, 2010], т.е. пыльца полыни в этих спектрах – дальнезаносная из ниже расположенной степи. Обилие остальных пылецевых групп в спектрах (ксерофиты, антропогенные, высокогорно-луговые, луговые, влажно-луговые) – от единичных пылецевых зерен до 4 % (рис. 2). В целом в пылецевых спектрах в верховьях р. Актру с увеличением высоты постепенно снижается доля пыльцы деревьев (с 86 до 72 %) и луговых трав (с 2,7 до 0,9 %) и увеличивается доля пыльцы кустарников (с 6,2 до 14,5 %) и ксерофитов (с 4,8 до 11,6 %) (рис. 2).

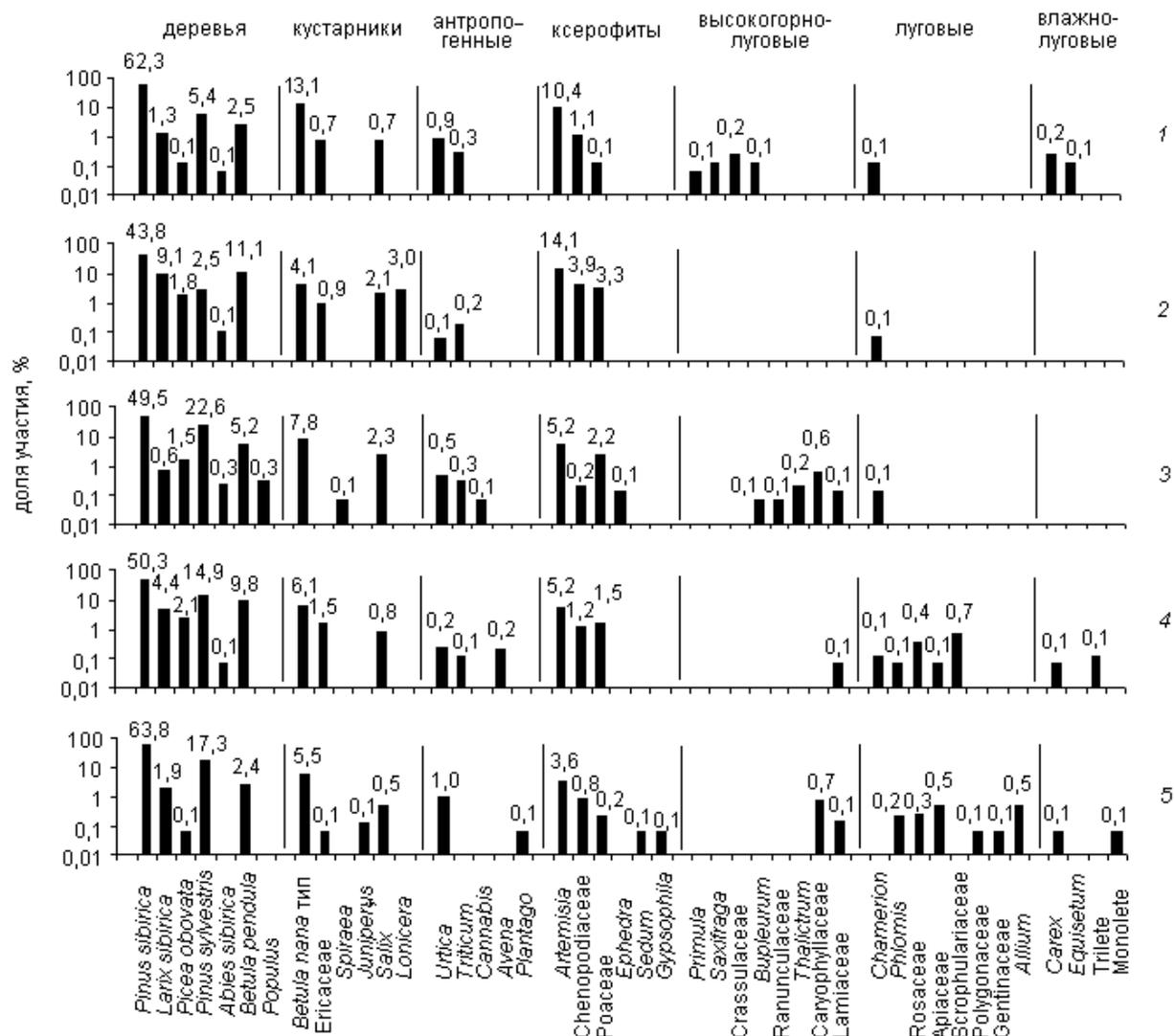


Рис. 2. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры верховьев р. Актру

Ось абсцисс – типы пыльцевых палиноморф, ось ординат – обилие палиноморф, % (среднее значение для трёх образцов). Использована логарифмическая шкала для подчеркивания роли компонентов, присутствующих в малом обилии, процентное обилие каждого компонента приводится над каждым графиком. Справа 1–5 – номера точек отбора. Характеристику растительных сообществ или их фрагментов в точках отбора см. таблицу

Fig. 2. Subrecent spore-pollen spectra from upper valley of the Aktru River

The abscissa is the plant species and pollen types, the ordinate is the values of palynomorphs, % (average from 3 samples). Lagorithic scale is used to emphasize the role of the components in a small abundance, percent of each component is marked on the top of each graphic. Numbers of points of investigation are marked to the right of each graphic. Characteristic of plant communities or their fragments in pints of research see in table. (Translation of characteristic of plant associations given in table: 1 – Siberian cedar forest with dwarf-green moss under story (2,300 m), 2 – larch grope in Siberian cedar shrubby (honeysuckle) forest (2,200 m), 3 – shrubby Siberian cedar (willows, birch) forest with green moss-grass understory (2,200 m), 4 – Siberian cedar - larch thinned forest with dwarf birch and sphagnum (2,160 m), 5 – larch forest influenced by fires (2,150 m))

Следует отметить своеобразие пыльцевого спектра в образцах из точки 2, который отличается не только наименьшим количеством выделенных типов, по сравнению с другими точками, но и его составом. В этом спектре отмечена наименьшая доля пыльцы кедра и наибольшая – пыльцы лиственницы и березы бородавчатой, а среди трав – наибольшая пыльцы

ксерофитов (21,3 %), а пыльца луговых (высокогорно-луговых, луговых и влажно-луговых) типов практически отсутствует (см. рис. 2). Повышенная доля пыльцы ксерофитов (11,4 %) наблюдается и в образцах из точки 1. Эти две точки имеют специфическое местоположение в рельефе – они находятся под валами морен, которые прикрывают их со

стороны ледников. Особенно ярко это проявляется в точке 2, находящейся под очень крутым валом. Возможно, этот выраженный вал мезорельефа является препятствием при движении восходящих горно-долинных воздушных потоков, которые, натолкнувшись на него, образуют в этом месте завихрения, и заносная пыльца полыни и берёзы особенно обильно выпадает именно в точке 2. Другим объяснением обилия пыльцы полыни в точке 2 может быть повышенная антропогенная нагрузка на этот участок из-за временной оборудованной стоянки для туристов и студентов. Но образец для спорово-пыльцевого анализа отбирался не на самой стоянке, а в пределах не нарушенной части фитоценоза, кроме того, как было сказано выше, виды рода *Artemisia* во флоре лесов и морен верховьев р. Актру отсутствуют [Диркс и др., 2008; Тимошок и др., 2008, 2010].

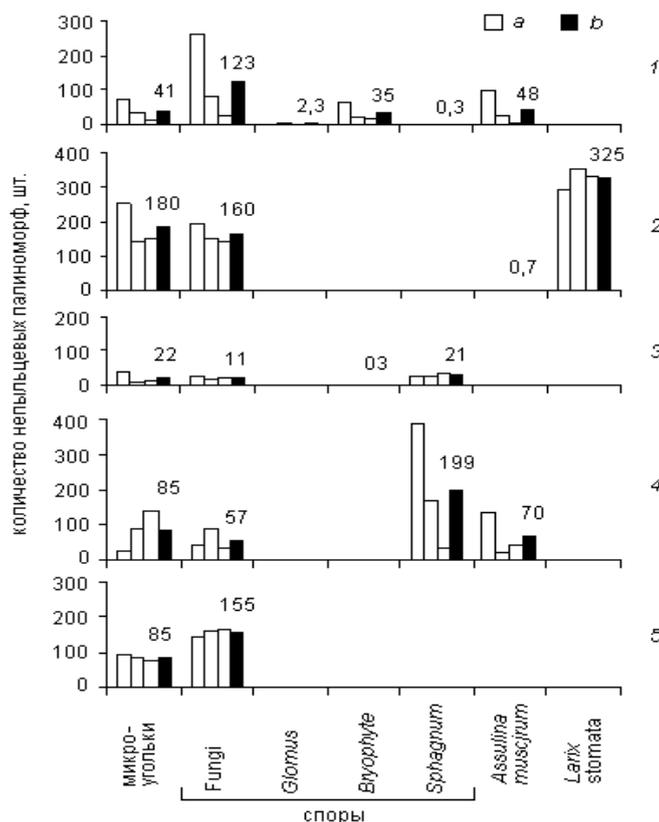
**Данные подсчета непыльцевых палиноморф (NPP) и микроугольков в верховьях р. Актру.** Микроугольки и споры грибов (Fungi) в большем или меньшем количестве присутствуют во всех образцах (рис. 3). Наибольшее количество микроугольков обнаружено в образцах из точек 2, 4 и 5. На участке леса (точка 2) ежегодно в теплое время года располагаются стоянки туристов, разжигающих костры. Участок леса на левом склоне (точка 5) находится в той части верховьев р. Актру, которая неоднократно пройдена пожарами. Регулярные пожары подтверждаются исследованиями их распространения в верховьях р. Актру по древесным кернам [Николаева, Савчук, 2022]. Последний крупный пожар в этом сообществе прошел в 1974 г. Более мелкие пожары на этом участке склона, непосредственно предшествовавшие году сбора материала, отмечены в 2012, 2008, 2003 гг. В точках 1 и 3 следы пожаров либо визуально очень старые (обгоревший пенёк на поляне вне участка леса, недалеко от точки 1), либо не фиксируются (точки 3, 4). Следовательно, находки большого количества микроугольков в образцах указывает на наличие кострищ в непосредственной близости от мест сбора образцов. Присутствие микроугольков в небольшом количестве во всех образцах отражает региональный фон, который формируется от распространения пожаров в регионе и от сжигания древесины для отопления жилищ в посёлках Алтая и помещений туристических баз в верховьях р. Актру. Фоновое содержание микроугольков обеспечивается ветровым разносом микрочастиц угля на достаточно большие расстояния (в основном на 20–100 км), и, как правило, оно отражает историю региональных пожаров [Conedera et al., 2009].

Обилие спор грибов (Fungi) сильно варьирует в разных точках и образцах (рис. 3). Наибольшее их количество отмечено в образцах из точек 2 и 5. Сильно

варьирует обилие спор грибов в образцах из точки 1. По-видимому, количество спор грибов связано с материалом отобранных образцов. Наибольшее количество спор грибов отмечено в лесной подстилке и опаде (точки 2 и 5), наименьшее – в куртинках живого мха (точки 3 и 4), варьирующее – в куртинках мха и лишайников с разным количеством почвенного детрита (точка 1).

Три типа непыльцевых палиноморф (створки раковинной амёбы – *Assulina muscorum*, споры зелёных мхов – *Bryophyte* и споры сфагновых мхов – *Sphagnum*) являются индикаторами повышенной увлажнённости среды обитания. Их присутствие в образцах из точек правого склона долины р. Актру и отсутствие в образцах из точки на левом склоне долины маркирует в целом большую увлажнённость правого склона по сравнению с левым. Варьирование обилия этих индикаторов в пределах правого, более влажного склона, вероятно, отражает как локальные условия, так и высотные закономерности. Так, присутствие створок раковинной амёбы и спор зелёных мхов в образцах из точки 1 на участке старовозрастных кедровников, является закономерным. Исследования почв показали [Давыдов, Тимошок, 2010; Копысов, 2011], что под разными участками старовозрастных кедровников развиты не только буроземы, но и почвы мерзлотного ряда – криоземы (см. таблицу). Вода, образующаяся в результате оттаивания почвы, поднимается к поверхностным слоям, способствуя избыточному увлажнению в течение большей части вегетационного сезона. О влиянии высотного градиента на большую увлажнённость почвы и воздуха в точке 1 говорит и присутствие спор зелёных мхов *Bryophyte* только в образцах из этой точки. Следует отметить, что точка 1 – самая высокая в исследуемом ряду точек из долины р. Актру. Вероятно, отмеченные выше особенности локальных условий среды отражают высотный градиент увлажнённости и температуры, характерный для горных районов в целом [Köner, 1999], в частности – увеличение атмосферных осадков с подъемом по долине р. Актру примерно на 190 мм (согласно данным метеостанций Кош-Агача и Актру).

Большое обилие спор сфагнума и створок раковинной амёбы в образцах из лиственничной редины, расположенной под конусом осыпи (точка 4), отражает повышенную локальную увлажненность на этом участке. Она обусловлена расположением мест сбора образцов в нанопонижении, в непосредственной близости от ручья, вытекающего из-под конуса осыпи (см. таблицу). Отсутствие вышеперечисленных индикаторов увлажнённости в лиственничнике (точка 5) закономерно.



**Рис. 3. Непыльцевые палиноморфы и микроугольки субрецентных спектров в образцах из пяти исследованных точек в верховьях р. Актру**

Ось абсцисс – типы NPP, ось ординат – абсолютные значения NPP. Каждый компонент представлен значениями отдельных образцов (а – белый цвет) и средним значением для точки (b – черный цвет), также даны цифровые значения для средних значений. Номера точек исследования обозначены справа от графиков. Характеристику растительных сообществ или их фрагментов в точках отбора см. табл. Остальные обозначения – см. рис. 2

**Fig. 3. Non-pollen palynomorphs and microcharcoal of subrecent spectra from samples of 5 study points in upper valley of the Aktru River**

The abscissa is type of NPP, the ordinate – absolute values of NPP. Each component is presented by values of individual samples (a – white color) and mean value for study, (b – black color), in addition, numbers of mean are given. Numbers of points of investigation are marked to the right of graphics. For deciphering of plant communities or their fragments – see Fig. 2

Он расположен на левом более сухом склоне, его древостой более разрежен из-за вырубki сгоревших деревьев, и, соответственно, в этом месте нижние ярусы леса и подстилка лучше прогреваются солнцем.

Повышенное обилие спор зелёных мхов, хвоща, а также раковинок амёбы *Assulina muscorum* верно отражает градиент высотного повышения локальной увлажнённости в горах [Köner, 1999] одновременно с понижением температуры. В этом случае два из трех типов непыльцевых палиноморфов (створки раковинной амёбы, споры зелёных мхов) закономерно диагностируют самую верхнюю наиболее увлажненную точку этого высотного ряда. Исключение из этого ряда (точка 4), где наблюдается дополнительное внешнее воздействие, – регулярный подток воды из-под конуса осыпи в нанопонижение и, как следствие, формирование здесь сфагновой «подушки».

Находка устьичных клеток (stomata) из игл хвойных деревьев в палеоэкологических исследованиях считается индикатором локального произрастания данной древесной породы [Parshall, 1999; Sweeney, 2004]. В образцах из точки 2 обнаружено очень большое количество макроостатков устьичных клеток (stomata) лиственницы, что, вероятно, связано с локальным местом отбора образцов непосредственно под деревьями лиственницы. В образцах из точки 2 обилие обоих индикаторов локального произрастания лиственницы (пыльцы и устьичных клеток лиственницы) значительно повышено. Второй всплеск обилия пыльцы лиственницы имеется в образцах из точки 4 под конусом осыпи. В этой точке лиственницы произрастают на участке сбора материала, а также очень старые единичные деревья встречаются и на конусе выноса.

Споры почвенного гриба-симбионта *Glomus* [van Geel et al., 1989], найденные лишь в образцах из старовозрастного кедровника (точка 1), свидетельствуют о сформировавшейся зрелой лесной почве, подтверждая факт длительного существования этого участка леса без существенного антропогенного или пожарного влияния.

Таким образом, присутствие и соотношения NPP в современных образцах лесного пояса гор в верховьях р. Актру указывают на действие следующих факторов: споры грибов и макроостатки *Larix-stomata* являются локальными индикаторами, связанными с лесом и лесной подстилкой; микроугольки несут информацию как о локальном и сублокальном сгорании биомассы (близость кострищ, отопление домов в близлежащих поселках и туристических домиков, периодические пожары), так и о региональном распространении крупных пожаров. Раковинные амёбы (*Assulina muscorum*), споры зелёных и сфагновых мхов являются индикаторами переувлажнения локальных почвенных условий места отбора образца. Последние в определённой степени также отражают градиент повышения увлажнённости условий среды с увеличением абсолютной высоты в горах [Köfner, 1999].

**Анализ состава спорово-пыльцевых спектров по высотному макропрофилю в бассейне р. Актру.** Для высотного макропрофиля, кроме исследованных нами пяти точек в верховьях р. Актру (4–18), мы использовали имеющиеся литературные пыльцевые спектры (образцы 1–3 в точке под номером –0 и образцы 19–20 в точке под номером 6) [Blyakharchuk et al., 2008; Папина и др., 2015] (см. таблицу, рис. 4, 5). Хотя эти образцы получены из другого природного материала – льда, талой ледниковой воды, атмосферных осадков и озёрного осадка, они представляют соседние высотные пояса, примыкающие к исследованному нами отрезку горнолесного пояса в верховьях р. Актру: нивальный, нижнюю границу горных лесов и межгорную остривную степь. Такое сравнение представляет интерес независимо от того, какие «природные планшеты» были использованы для сбора субрецентных пыльцевых спектров. Поэтому все перечисленные с.п.с., включая исследованные нами и литературные, мы ранжировали в зависимости от высоты над уровнем моря и представили в виде суммарного графика состава пыльцевых спектров (рис. 4). Кластерный анализ всех образцов этого макропрофиля хорошо разграничил все точки исследования, подтвердив статистическое различие пыльцевых спектров между точками. Кроме того, для удобства экологического анализа компоненты пыльцевых спектров были сгруппированы по эколого-морфологическому принципу (рис. 5).

Анализ графиков с.п.с. (рис. 4, 5) с учетом орографических особенностей местности и особенностей воздушного переноса пыльцы позволяет сделать следующие выводы:

1. В исследуемом районе выявлены пыльца и споры таких эколого-морфологических групп растений, как деревья, кустарники, высокогорно-луговые и луговые мезофитные травы, влажно-луговые (пыльца осок, споры сфагновых и зелёных мхов), споры папоротников (*Monolete* и *Trilete*), ксерофиты (полынь, маревые), а также небольшое число антропогенных индикаторов и NPP, такие как микроугольки, споры грибов (*Fungi*), раковинки амёбы (*Assulina muscorum*) и устьичные клетки листьев (игл хвойных) древесных растений (*Larix-stomata*). В общем составе пыльцевых спектров (рис. 4, левая суммарная колонка) сумма пыльцы деревьев преобладает, затем по обилию следует пыльца травянистых растений и в наименьшем количестве представлена пыльца кустарников (за исключением образца 3 из ручья с поверхности ледника Корумду). Ряд ксерофитных и мезофитных трав представлен в тало-ледниковом и в горнолесных образцах единичными пыльцевыми зёрнами, что указывает на их заносное происхождение, вероятно, из нижележащих островных степей.

2. Доминирующей пылью во всех рассматриваемых спектрах является пыльца кедр сибирского (не менее 44 %). Его пыльца является индикатором региональной растительности Центрального Алтая и, в частности, растительного покрова бассейна р. Актру. Согласно исследованиям [Тимошок и др., 2010; Бочаров, Савчук, 2015; Белова и др., 2020], кедр в верховьях р. Актру формирует чистые кедровники, а в составе лиственничников спускается до нижней границы леса, где на границе со степью исчезает. В верховьях других рек бассейна р. Актру, в том числе р. Корумду, репродуктивный кедр входит в состав лиственничников. В пыльцевых спектрах высотного макропрофиля (рис. 4) пыльца кедр присутствует во всех образцах, но наибольшее её количество характерно для горнолесного пояса.

3. В пыльцевых спектрах бассейна р. Актру пыльца сосны обыкновенной, березы бородавчатой и лиственницы сибирской присутствует по всему профилю, но в малых количествах. В нижней части профиля (точки 3–6) отмечено повышенное обилие пыльцы сосны обыкновенной. Возможно, это результат особенностей воздушной циркуляции в период цветения сосны этого вида.

4. Пыльца лиственницы встречается также по всему высотному профилю, но единично. Повышенная доля пыльцы лиственницы и макроостатков её устьичных клеток (*stomata*) в одной из точек отражают локальное произрастание деревьев этого вида в месте отбора образцов.

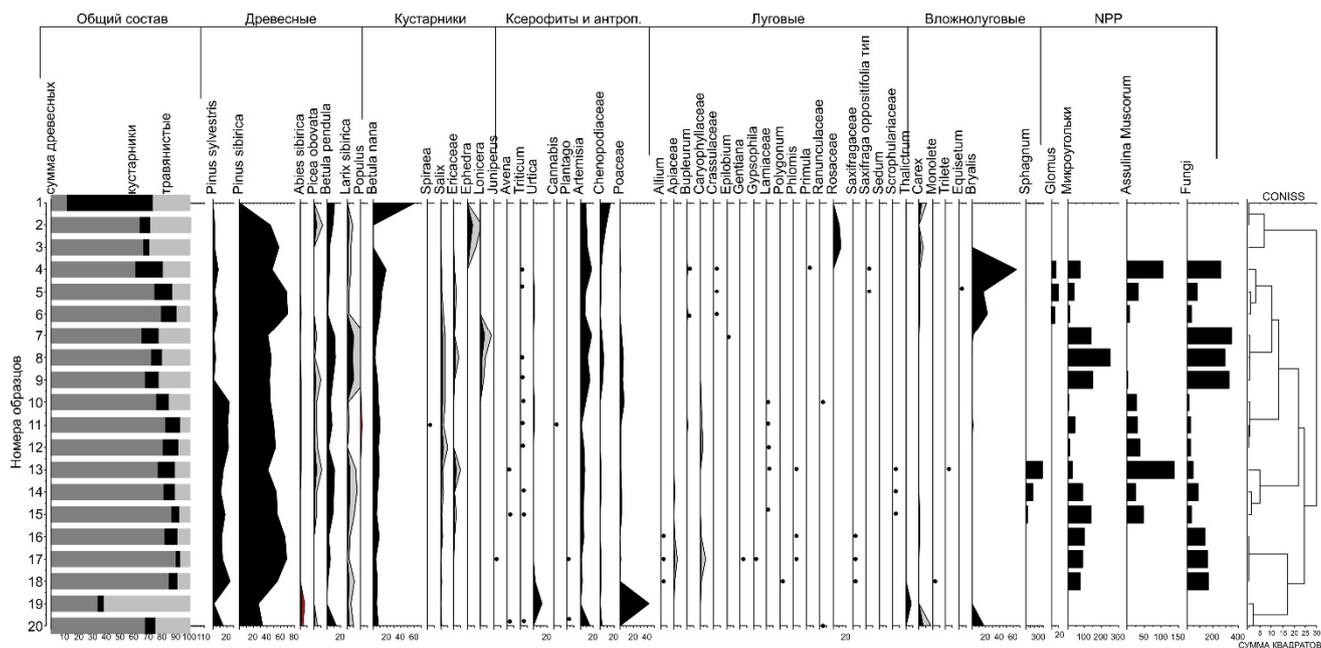


Рис. 4. Суммарная диаграмма спорово-пыльцевых спектров и NPP по высотному макропрофилю в бассейне р. Актру (Центральный Алтай)

Слева – номера 20 образцов из семи точек, включая авторские (4–18) и из публикаций (1–3, 19 и 20), справа – результаты кластерного анализа

Fig. 4. Summary diagram of spore-pollen spectra and NPP along altitude macro profile in the Aktru River catchment basin (the Central Altai Mountains)

The left column lists the numbers of 20 samples from 7 points, including author's (4–18) and from published articles (1–3, 19 and 20), to the right – results of cluster analysis

5. Пыльца пихты встречена единично в верхних точках профиля. Единичные пыльцевые зёрна не произрастающей в данном районе пихты, очевидно, случайно занесены высокими воздушными потоками из удалённых районов Алтая, где эта порода участвует в формировании лесов.

6. Эколого-морфологическая группировка палиноморф (см. рис. 4, 5) показала, что даже на небольшом участке долины в верховьях р. Актру, целиком расположенном в зоне горных лесов, в верхних точках профиля чаще встречается пыльца высокогорно-луговой растительности, которая представлена пыльцой камнеломки (*Saxifraga oppositifolia* type), толстянковых (*Crassulaceae*), володушки (*Bupleurum*), а в нижележащих точках – встречается пыльца других луговых трав. Во влажно-луговой экологической группе в более высоких точках профиля представлена пыльца осоки (*Carex*) и споры хвоща (*Equisetum*), а в нижерасположенных точках – встречены однолучевые (*Monolete*) и трёхлучевые (*Trilete*) споры папоротников. Повышенное обилие спор зелёных мхов, хвоща, а также раковинок амёбы *Assulina muscorum* скорее всего отражает градиент высотного

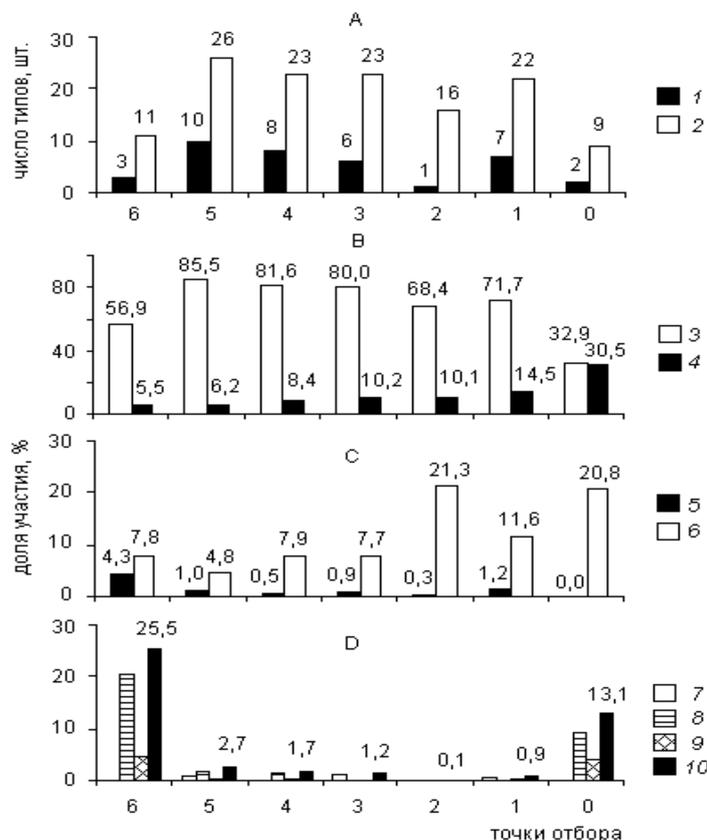
повышения локальной увлажнённости в горах одновременно с понижением летних температур.

7. Споры папоротников характеризуют растительные ассоциации горных лесов. Среди кустарников пыльца кустарниковых видов берёз наиболее обильна в верхних образцах профиля (8–13 %), что отражает близость верхних точек к высотной зоне ерниковых мохово-лишайниковых тундр и лиственнично-кедровых ерnikово-лишайниково-зеленомошных суб-альпийских редколесий [Тимошок и др., 2008]. Отмеченные особенности пыльцевых спектров и непыльцевых палиноморф в целом верно отражают высотную структуру растительного покрова в исследуемом районе.

8. Пыльца полыни, скорее всего, занесена в исследуемые точки горного профиля из степи, которая расположена к северу от р. Актру в Курайской межгорной котловине. Несмотря на то, что в Центральном Алтае степная растительность занимает более низкие межгорные котловины, пыльцы полыни обнаружено больше в верхних образцах горного профиля, чем в нижних, а также её много в донных отложениях оз. Джангысколь, расположенного в Курайской степи. Это может

объясняться влиянием восходящих воздушных потоков, которые более интенсивно переносят нагретый степной воздух вдоль горной долины р. Актру в более высокие точки профиля в середине лета во время цветения пыльцы. Степные ассоциации с различными

видами пыльцы распространены вокруг озера Джангысколь [Куминова, 1960], обогащая пыльной пыльцы озерные отложения. Таким образом, пыльца пыльцы является индикатором комплексной структуры региональной растительности Центрального Алтая.



**Рис. 5. Распределение поверхностных пыльцевых типов по группам растений в бассейне р. Актру**

A – количество пыльцевых типов в группе; B–D – доля пыльцы (%) по группам. Группы растений: 1 – все луговые; 2 – все типы; 3 – кустарники; 4 – деревья; 5 – антропогенные; 6 – ксерофиты; 7 – высокогорно-луговые; 8 – луговые; 9 – влажно-луговые; 10 – все луговые (сумма 8–10)

**Fig. 5. Distribution of surface pollen types by groups of plants in the Aktru River basin**

A – the number of pollen types in the group; B–D – the proportion of pollen (%) by groups. Plant groups: 1 – all meadow; 2 – all types; 3 – shrubs; 4 – trees; 5 – anthropogenic; 6 – xerophytes; 7 – alpine meadow; 8 – meadow; 9 – wet meadow; 10 – all meadow (sum 8–10)

Образцы 1–3 с поверхности ледника Корумду выделяются в зону (см. рис. 4) с повышенным содержанием пыльцы трав и кустарниковых берёз (особенно в пробе воды из ручья, стекающего по поверхности ледника). В образцах льда пыльцы карликовой берёзки значительно меньше, чем в воде этого ручья. Вероятно, в данном случае проявляется эффект переноса пыльцы водой из вышерасположенной высотной зоны в нижерасположенную высотную зону [Алешинская, Шумова, 1973]. Альтернативная гипотеза может объяснять особенности этого спектра его происхождением из более древнего льда, отложившегося в более холодную эпоху, когда лесной пояс отходил дальше вниз от ледника. Однако вытаявание пыльцы

из более древнего льда в вышележащей зоне аккумуляции ледника менее вероятно, чем таяние сезонного снега в зоне его абляции. Поэтому мы склонны считать, что обилие пыльцы карликовой берёзки и пониженное обилие древесной пыльцы в этом образце являются отражением именно высотно-зональной структуры растительного покрова. Образцы 4–18 из горнолесного пояса верховьев р. Актру несут черты данного высотного пояса (доминирование пыльцы деревьев, присутствие спор лесных папоротников). Образец 20 из донных отложений озера Джангысколь в Курайской степи отличается увеличенным обилием пыльцы травянистых растений и некоторым снижением доли пыльцы деревьев и кустарников. Таковую же

особенность несёт образец дождевой воды (19), отобранный с высоты 1 885 м, несмотря на то, что этот образец является рецентным (т.е. отражает с.п.с., сформированный за период менее года). Спорово-пыльцевые спектры ледниковых проб являются субрецентными, т.е. несут полные спектры за несколько последних лет и захватывают сезоны цветения кедр. Таким образом, высотная структура растительного покрова Центрального Алтая [Куминова, 1960] вполне адекватно отражена в исследуемом профиле пыльцевых спектров, если принимать во внимание природу отобранного материала, особенности биологии цветения видов и переноса пыльцы растений.

Кластерный анализ всей серии образцов (см. рис. 4) четко выделил семь точек исследования. Ледниковые спектры (верхние три образца) наиболее сильно отличаются от остальной серии с.п.с. и формируют отдельно стоящий кластер. Далее выделяются два кластера пыльцевых спектров: первый включает точки 1–4, второй – точки 5–6. Первый из них маркирует с.п.с. горнолесного пояса. Второй кластер, включающий образцы 19 и 20, выделяет спектры островной Курайской степи. С ними komponуются спектры самой нижней точки 5 исследуемого горнолесного профиля р. Актру. Таким образом, кластерный анализ подтверждает закономерное изменение состава пыльцевых спектров, проявляющееся в увеличении доли пыльцы трав и кустарничков с высотой при одновременном снижении доли пыльцы деревьев. Это верно отражает смены растительных сообществ с подъёмом в горы от межгорных степей к горным лесам и к высокогорной растительности.

**Вероятные районы заноса пыльцы в бассейн р. Актру.** Путем анализа карты растительного покрова Алтая [Куминова, 1960] были определены наиболее вероятные районы заноса пыльцы в район исследования. Кедр сибирский произрастает в пределах исследуемой территории. Но благодаря наличию воздушных мешков у его пыльцы, она способна переноситься на расстояния свыше 700 км. В районе исследования пыльца кедр может быть как из локальных древостоев, так и заносная с Улаганского плато (в 100 км к северу) и из более удалённых районов Алтая (окрестностей Телецкого озера, Горной Шории, Кузнецкого Алатау).

Здесь следует напомнить результаты исследований Е.А. Мальгиной (1950), которые показали, что пыльцу древесных пород можно разделить на три группы:

1. Породы, пыльца которых выносятся ветром за пределы ареала в большом количестве (сосна).

2. Породы, пыльца которых за пределы ареала выносятся в сравнительно небольших количествах (ель, берёза, ольха).

3. Породы, пыльца которых может быть вынесена ветром за пределы ареала в ничтожных количествах (дуб, липа, вяз, лиственница).

Пыльца ели сибирской отнесена к региональным компонентам с.п.с. [Гричук, 1959], но по сравнению с пыльцой сосны и кедр она относительно крупная и тяжелая и вследствие этого – менее летуча. Исследования Е. Д. Заклинской [1951] показали, что пыльца ели на расстоянии 1–2 км от еловых лесов встречается лишь в количестве 1–6,5 %. По мере удаления от границы леса обилие пыльцы ели в с.п.с. прогрессивно падает в следующем порядке: 35 км – 6 %, 85 км – 5 %, 230 км – 0,5 % и 800 км – 0,1 % [Федорова, 1952].

В верховьях р. Актру пыльца ели встречена в с.п.с. всех точек отбора, но в очень малом количестве (0,1–2,1 %). По наблюдениям авторов, в пределах исследуемого профиля верховьев р. Актру имеется всего два взрослых репродуктивных дерева ели. Наименьшее расстояние исследуемых точек относительно двух растущих в пойме репродуктивных деревьев – около 200 м, наибольшее – около 1,5 км. Кроме того, установлено [Бочаров, Савчук, 2015; Белова и др., 2020], что ель входит в состав смешанных хвойных лесов в локальных местообитаниях на нижней границе леса в долине р. Актру (3–6 км). Более крупные массивы еловых лесов произрастают далеко от места исследования: в долине р. Чуи (в 30 км к северу) и Усть-Коксинском районе (в 138 км к западу). Если учитывать вышеизложенное, то пыльца ели в точках исследования имеет, скорее всего, региональное происхождение, но возможен и вклад пыльцы с экземпляров ели, отмеченных в долине р. Актру, т.е. сублокальной пыльцы ели.

Ранее проведённые исследования [Заклинская, 1951; Фёдорова, 1952] показали, что основная масса пыльцы сосны оседает в лесу под кронами деревьев (800 пыльцевых зёрен на 1 000), а при удалении от соснового леса на 10 км только 150–40 пыльцевых зёрен на 1 000. Тем не менее изучение заноса древесной пыльцы в безлесные районы – тундру, степи и пустыню показали, что пыльца сосны разносится на расстояния до 1000 км [Сладков, 1967]. Доля заносной древесной пыльцы в безлесных районах может достигать 20–30 %, и чаще всего она представлена именно пыльцой сосны [Чупина, 1971]. Сосна обыкновенная не произрастает на Северо-Чуйском хребте. Ближайшим районом, где она встречается, является долина р. Чулышман (в 84 км к северу), где сосна произрастает отдельными небольшими участками. Крупные массивы сосновых лесов находятся на западных и северных предгорьях Алтая. Поэтому её пыльца могла быть занесена издалека – с низовьев р. Катунь (184 км к северо-западу), Шебалинского района (в 307 км к северу) и даже, предположительно,

из северной равнинной тайги [Папина и др., 2015]. В с.п.с. верховьев р. Актру пыльца сосны обыкновенной встречается в количестве 2,5–17,3 %, что однозначно указывает на её дальнезаносное (региональное и субрегиональное) происхождение.

Специальных исследований по рассеиванию пыльцы пихты ранее не проводилось, но поскольку пыльца пихты по размеру и форме сопоставима с пылью ели, можно предположить, что её распространение сходно с закономерностями распространения пыльцы ели. В с.п.с. верховьев р. Актру пыльца пихты встречена лишь в виде единичных зёрен и не во всех образцах. Это также свидетельствует о её дальнем заносе, вероятно, из долины р. Башкаус (46 км) или из Усть-Коксинского (138 км) и Шебалинского (307 км) районов, поскольку нигде в окрестностях района исследования пихта не произрастает из-за несоответствия местного климата её экологическим потребностям.

Пыльца берёзы на дальние расстояния переносится меньше, чем пыльца сосны. В берёзовом лесу пыльца берёзы в с.п.с. составляет 96 %, в 10 км от берёзового леса – 12 %, в 130 км – 5 % [Заклинская, 1951]. В с.п.с. верховьев р. Актру пыльца берёзы бородавчатой (2,4–11,1 %), вероятно, занесена с Онгудайского (92 км) или Майминского (207 км) районов, т.е. является региональной. Пыльца кустарниковых видов берёз в исследованных с.п.с., скорее всего, имеет смешанное сублокально-субрегиональное происхождение, отражая как региональное распространение кустарникового пояса выше горно-лесного (заросли кустарниковых берёз распространены близ ледников и входят в состав нижнего яруса субальпийского пояса горных лесов) [Куминова, 1960; Тимошок и др., 2008], так и локальное распространение кустарниковых видов берёз в лесных и нелесных типах сообществ на высоте (1 800–2 300 м н. у. м.) в пределах лесного пояса [Диркс и др., 2008; Тимошок и др., 2010; Николаева, Белова (Диркс), 2017].

Многие типы пыльцы занесены в исследуемый район из Курайской степи, которая находится в непосредственной близости (в 25 км к северу) от верховьев долины р. Актру. Так, заносной из Курайской степи является пыльца тополя, репродуктивные деревья которого встречаются в Курайской степи вдоль водотоков, и конопли – *Cannabis* (встречается как сорное растение у поселков). Такой вид, как эфедра (*Ephedra*), имеет широкое распространение в степной растительности и встречается в криоаридных условиях высокогорий, кроме того *Ephedra monosperma* отмечена на моренах ледника Малый Актру [Тимошок и др., 2008]. Виды из родов володушка – *Vupleurum*, василистник – *Thalictrum*, первоцвет – *Primula*, из семейств зонтичных – *Ariaceae*,

лютиковых – *Ranunculaceae*, первоцветных – *Primulaceae* встречаются как в высокогорно-альпийской, так и в лесной и степной зонах.

### Заключение

Полный профиль пыльцевых спектров от ледников Северо-Чуйского хребта до степей Курайской котловины вполне адекватно отражает структуру высотных поясов локальной растительности: в самых высоких точках в спектрах повышено обилие пыльцы трав и кустарничковой берёзы; в поясе горных лесов в спектрах доминирует пыльца деревьев с малой долей пыльцы трав и кустарников; в спектрах степи роль пыльцы трав вновь заметно увеличивается, а доля пыльцы кустарников становится минимальной.

Дальнезаносная пыльца сосны обыкновенной, пихты сибирской и полыни в исследованных образцах, отобранных вдоль высотного профиля бассейна р. Актру, отражает региональные особенности растительного покрова Центрального Алтая. На перенос пыльцы этих растений оказывают влияние локальные воздушные потоки (долинные ветра), по-разному формирующиеся в начале и в середине лета, а также глобальные воздушные течения, доминирующие над территорией Северной Евразии. К сублокальным компонентам с.п.с. можно отнести пыльцу кустарниковых берёз, распространённых как в лесной зоне, так и в вышерасположенной субальпийской зоне. Выше границы леса кустарниковые берёзы могут выступать абсолютными доминантами растительных сообществ, вероятно, поэтому доля пыльцы кустарниковых берёз максимальна в образцах самых верхних точек профиля. Исключительно локальные компоненты спорово-пыльцевых спектров, такие как пыльца и устьичные клетки лиственницы, споры сфагновых и зелёных мхов, адекватно отражают особенности локальных условий в точках отбора образцов – локальное присутствие в точках исследования деревьев лиственницы и мохового напочвенного покрова (присутствие последнего отражает более влажные напочвенные условия).

Большая вариабельность обилия микроугольков в образцах по профилю может отражать как региональные, так и локальные особенности прохождения пожаров, а также локальное и региональное антропогенное влияние (наличие кострищ недалеко от мест отбора образцов, а также ветровой занос микроскопических частиц угля, образующихся при отоплении жилищ в посёлках).

Таким образом, микроскопирование поверхностных образцов, отобранных в верховьях долины р. Актру (Центральный Алтай), показало, что они несут

информацию о локальной и региональной растительности, локальных условиях увлажнения, о локальном антропогенном влиянии на ландшафт и о глобальных процессах в атмосфере.

#### Список источников

- Алешинская З.В., Шумова Г.М. О методике применения спорово-пыльцевого анализа в горных условиях на примере Тянь-Шаня // Методические вопросы палинологии / отв. ред. А.М. Медведева. М. : Наука, 1973. С. 70–74.
- Андреева Е.М., Бойцова Е.П., Жежель О.Н., Кольцова Т.Т., Комарова Н.И., Кручинина Н.В., Любер А.А., Ошуркова М.В., Панова Л.А., Покровская Г.М., Романовская Г.М., Сиверцева И.А., Стельмак Н.К., Табачникова И.П., Ялышева А.А. Палеопалинология. Т. I: Методика палеопалинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий. Л. : Недра, 1966. 351 с.
- Белова М.Н., Тимошок Е.Е., Тимошок Е.Н., Райская Ю.Г. Флористическое разнообразие сосудистых растений в сомкнутых пограничных лесах нижней части лесного пояса Северо-Чуйского хребта (Русский Алтай) // ENVIRONIS'2020 : избранные тр. Междунар. конф. и школы молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды. Томск, 2020. С. 165–169.
- Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В., Тарасевич В.Ф. Споры папоротникообразных и пыльца голосеменных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Л. : Наука, 1983. 208 с.
- Бочаров А.Ю., Савчук Д.А. Структура лесов и климатический отклик деревьев в зоне контакта «лес–степь» (Горный Алтай) // Журнал Сибирского федерального университета. Биология. 2015. Т. 8, № 4. С. 424–440.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М. : Географгиз, 1948. 224 с.
- Гричук М.П. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири // Научн. докл. высшей школы. Геол.-географ. науки. 1959. № 1. С. 113–122.
- Гричук М.П. Закономерности формирования современных пыльцевых спектров как основа для интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров // История развития растительности внеледниковой зоны Западной Сибири в позднеледниковое и четвертичное время. М. : Наука, 1970. С. 12–19.
- Давыдов В.В., Тимошок Е.Е. Формирование почв на молодых моренах в бассейне Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет) // Сибирский экологический журнал. 2010. № 3. С. 505–514.
- Диркс М.Н., Тимошок Е.Е., Скороходов С.Н. Видовое разнообразие сосудистых растений на молодых моренах долинных ледников северного макросклона Северо-Чуйского хребта // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2008. № 3 (4). С. 16–23.
- Заклинская Е.Д. Материалы к изучению состава современной растительности и её спорово-пыльцевых спектров для целей биостратиграфии четвертичных отложений (широколиственный и смешанный лес) // Труды Института геологических наук. Серия Геол. 1951. Вып. 127, № 40. 100 с.
- Копысов С.Г. Ландшафтная гидрология геосистем лесного пояса Центрального Алтая. Saarbrücken : LAP Lambert Academic Publishing, 2011. 160 с.
- Куминова А.В. Растительный покров Алтая. Новосибирск : Изд-во СО АН СССР, 1960. 450 с.
- Куприянова Л.А. Палинология серёжкоцветных. Л. : Наука, 1965. 215 с.
- Куприянова Л.А., Алёшина Л.А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Т. 1. Л. : Наука, 1972. 171 с.
- Куприянова Л.А., Алёшина Л.А. Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. Т. 2. Л. : Наука, 1978. 184 с.
- Мазей Ю.А., Цыганов А.Н. Пресноводные раковинные амёбы. М. : Товарищество научных изданий КМК, 2006. 300 с.
- Мальгина Е.А. Опыт сопоставления распространения пыльцы древесных пород с их ареалами в пределах Европейской части СССР // Труды Института географии АН СССР. 1950. Т. 46, вып. 3. С. 256–270.
- Мальгина Е.А. К вопросу о формировании спорово-пыльцевых спектров в условиях пустынь Средней Азии // Труды Института географии АН СССР. 1959. Т. 77, вып. 21. С. 113–139.
- Мальгина Н.С., Папина Т.С., Митрофанова Е.Ю., Бляхарчук Т.А. Пыльцевые спектры ледниковых кернов как отражение климатических изменений на Алтае // Географические исследования молодых ученых в регионах Азии. 2012. С. 161–162.
- Николаева С.А., Белова (Диркс) М.Н. Фитоценоотическая оценка местообитаний в местах схода селей и лавин в верховьях р. Актру (Горный Алтай) // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2017. № 40. С. 181–201.
- Николаева С.А., Савчук Д.А., Кузнецов А.С., Тимошок Е.Е. Дендроиндикация прошлых пожаров в верховьях р. Актру (Горный Алтай) // Журнал Сибирского федерального университета. Биология. 2022. Т. 15, № 2. С. 221–243.
- Папина Т.С., Мальгина Н.С., Бляхарчук Т.А., Ненашева Г.И., Рябчинская Н.А., Эйрих А.Н. Изотопный состав и палиноспектры атмосферных осадков и краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) // Лёд и Снег. 2015. № 55 (1). С. 40–48.
- Ревушкин А.С. Высокогорная флора Алтая. Томск : Изд-во Томского университета, 1988. 320 с.
- Ревякин В.С., Галахов В.П., Голещихин В.П. Горноледниковые бассейны Алтая. Томск : Изд-во ТГУ, 1979. 308 с.
- Севастьянов В.В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1998. 201 с.
- Сладков А.Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. М. : Наука, 1967. 275 с.
- Смагин В.Н., Ильинская С.А., Назимова Д.И., Новосельцева И.Ф., Чередникова Ю.С. Типы лесов гор Южной Сибири. Новосибирск : Наука, 1980. 334 с.
- Тимошок Е.Е., Нарожный Ю.К., Диркс М.Н., Скороходов С.Н., Березов А.А. Динамика ледников и формирование растительности на молодых моренах Центрального Алтая. Томск : Изд-во НТЛ, 2008. 206 с.
- Тимошок Е.Е., Скороходов С.Н., Тимошок Е.Н. Флора высокогорных лесов верховий р. Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай) // Журнал Сибирского федерального университета. Биология. 2010. № 4. С. 351–371.
- Федорова Р.В. Количественные закономерности распространения древесных пород воздушным путём // Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М. : Наука, 1952. С. 91–103.

- Чупина Л.И.** Пыльца древесных пород в современных спорово-пыльцевых спектрах Средней Азии и Казахстана. М. : Наука, 1971. С. 227–238.
- Birks H.H., Ammann B.** Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14000-9000 calendar years B.P.) from Europe // Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America. 2000. V. 97. P. 1390–1394.
- Blyakharchuk T.A.** Peculiarities of contemporary surface spore-pollen spectra from southern Siberia (Tuva and Khakassia republics) // Ecological Questions. 2017. V. 26. P. 49–52.
- Blyakharchuk T.A., Wright H., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B.** The role of pingos in the development of the Dzungarskoye lake-pingo complex, central Altai Mountains, southern Siberia // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleo-ecology. 2008. V. 257. P. 404–420.
- Catalan J., Ventura M., Brancelj A., Granados I., Thies H., Hickus U., Korhola A., Lotter A.F., Barbieri A., Stuchlik E., Lien L., Bitušik P., Buchaca T., Camarero L., Goudsmit G.H., Kopáček J., Lemcke G., Livingstone D.M., Müller B., Rautio M., Šiško M., Šorvari S., Šporka F., Strunecký O., Toro M.** Seasonal ecosystem variability in remote montane lakes: implications for detecting climatic signals in the sediment record // Journal of Paleolimnology. 2002. V. 18. P. 25–46.
- COHMAP Members.** Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations // Science. 1988. V. 241. P. 1043–1052.
- Conedera M., Tinner W., Neff C., Meurer M., Dickens A., Krebs P.** Reconstructing past fire regimes: methods, applications and relevance to fire management and conservation // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28. P. 435–456.
- Court-Picon M., Buttler A., Beaulieu J.K.** Modern pollen-vegetation relationship in the Champsaur valley (French Alps) and their potential in the interpretation of fossil pollen records of past cultural landscapes // Review of Paleobotany and Palynology. 2005. V. 135. P. 13–39.
- Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J.** The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data // Quaternary Science Reviews. 2003. V. 22. P. 1701–1716.
- Grimm E.** 1991. Tilia 1.12, Tilia\*Graph 1.18. Illinois State Museum, Research and Collection Center, Springfield, IL.
- Faefri K., Iversen I.** Text-book of modern pollen analysis. Copenhagen. 1955. 167 p.
- Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J., Xiaosu D.** Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge : Cambridge University Press, 2001.
- Kharlamova N., Sukhova M., Chachula J.** Present climate development in Southern Siberia: a 55-year weather observations record // IOP conference Series: Earth and Environment Science. 2019. V. 395. 012027.
- Körner Ch.** Alpine Plant Life. Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems. Heidelberg : Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1999. 338 p.
- Livingstone D.M., Lotter A.F., Kettle H.** Altitude-dependent differences in the primary physical response of mountain lakes to climatic forcing // Limnology and Oceanology. 2005. V. 50. P. 1313–1325.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E.** Pollen Analysis. Oxford : Blackwell, 1997. 216 p.
- Müller S., Davis F., Wicha S.** Impact de l'exposition et de l'anthropisation sur la dynamique forestière dans les Alpes du Sud (France) // Géographie Physique et Quaternaire. 2000. V. 54. P. 227–239.
- Ortu E.** Reconstruction sur base pollinique de la dynamique de la végétation tardiglaciaire et Holocene dans les Alpes Maritimes Italiennes. These es sciences. Marseille : Université d'Aix-Marseille III, 2002.
- Ortu E., Brewer S., Peyron O.** Pollen-inferred palaeoclimate reconstructions in mountain areas: problems and perspectives // Journal of Quaternary Science. 2006. V. 21 (16). P. 615–627.
- Parshall T.** Documenting forest stand invasion: fossil stomata and pollen in forest hollow // Canadian Journal of Botany. 1999. P. 1529–1538.
- Pini R., Badino F., Brunetti M., Champvillair E., Furlanetto G., Valle F., Ravazzi C., De Amicis M.** Altitudinal training sets of pollen rain – vegetation cover and modelled climate as a tool for the interpretation of palaeoecological records // Ecological Questions. 2017. V. 26. P. 57–60.
- Sweeney Ch.** A key for the identification of stomata of the native conifers of Scandinavia // Review of Palaeobotany and Palynology. 2004. V. 128. P. 281–290.
- Tauber H.** Differential pollen dispersion and the interpretation of pollen diagrams // Denmarks Geol. Unders. 11 Raekk. 1965. V. 89.
- Timoshok E.E., Timoshok E.N., Nikolaeva S.A., Savchuk D.A., Filimonova E.O., Skorokhodov S.N., Bocharov A.Yu.** Monitoring of high altitudinal terrestrial ecosystems in the Altai Mountains // IOP conf. series: Earth and environmental science. 2016. V. 48. P. 1–9.
- Van Geel B.** Non-pollen palynomorphs // Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Terrestrial, Algal and Siliceous indicators / eds. by J.P. Smol, H.J.B. Birks, W.M. Last. Dordrecht, The Netherlands : Kluwer Academic Publishers, 2001. V. 3. P. 1–17.
- Van Geel B., Coope G.R., van der Hammen.** Palaeoecology and stratigraphy of the late glacial type section at Usselo (the Netherlands) // Review of Palaeobotany and Palynology. 1989. V. 60. P. 25–129.

### References

- Aleshinskaya Z.V., Shumova G.M. *O metodike primeneniya sporovo-pyltsevoogo analiza v gornyykh usloviyakh na primere Tyan-Shanya* [On the methodology for using spore-pollen analysis in mountain conditions using the example of the Tien Shan] // in A.M. Medvedeva (ed.) Metodicheskie voprosy palinologii. Moscow: Izdatel'stvo «Nauka». 1973. pp. 70–74. In Russian
- Andreyeva Ye.M., Boytsova Ye.P., Zhezhzhel' O.N. *Paleopalinologiya. Tom I. Metodika paleopalinologicheskikh issledovaniy i morfologiya nekotorykh iskopaemykh spor, pyl'tsy i drugikh rastitel'nykh mikrofosilii* [Paleopalinology. Volume I. Methodology of paleopalinological studies and morphology of some fossil spores, pollen and other plant microfossils]. Leningrad: Izdatel'stvo «Nedra». Leningradskoye otdeleniye. 1966. 351 p. In Russian
- Belova M.N., Timoshok Ye.Ye., Timoshok Ye.N., Rayskaya YU.G. *Floristicheskoye raznoobraziye sosudistykh rasteniy v somkhnutykh pogranichnykh lesakh nizhney chasti lesnogo poyasa Severo-Chuyskogo khrebt (Russkiy Altay)* [Floristic diversity of vascular plants in closed border forests of the lower part of the forest belt of the North Chuya Range (Russian Altai)] // ENVIROMIS'2020: Izbrannyye tr. Mezhdunarod. konf. i shkoly molodykh uchenykh po izmereniyam, modelirovaniyu i informatsionnym sistemam dlya izucheniya okruzhayushchey sredy. Tomsk. 2020. pp. 165–169. In Russian

- Bobrov A.Ye., Kupriyanova L.A., Litvintseva M.V., Tarasevich V.F. *Spory paprotnikoobraznykh i pyl'tsa golosemennykh i odnodol'nykh rasteniy flory yevropeyskoy chasti SSSR* [Spores of ferns and pollen of gymnosperms and monocotyledons of the flora of the European part of the USSR]. Leningard: Izdatel'stvo «Nauka». 1983. 208 p.
- Bocharov A.YU., Savchuk D.A. *Struktura lesov i klimaticheskoy otklik derev'yev v zone kontakta «les-step'» (Gornyy Altay)* [Forest structure and climatic response of trees in the forest-steppe contact zone (Altai Mountains)] // *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Biologiya* [Journal of Siberian Federal University. Biology]. 2015. T. 8. No. 4. pp. 424–440. In Russian
- Grichuk V.P., Zaklinskaya Ye.D. *Analiz iskopayemykh pyl'tsy i spor i yego primeneniye v paleogeografii* [Analysis of fossil pollen and spores and its application to paleogeography]. Moscow: Izd-vo Geografiz. 1948. 224 p.
- Grichuk M.P. *K primeniyu metoda sporovo-pyl'tsevogo analiza v Sibiri* [On the application of the method of spore-pollen analysis in Siberia] // Nauchn. Report High school. Geol.-Geographer. Sciences. 1959. No. 1. pp. 113–122. In Russian
- Grichuk M.P. *Zakonomernosti formirovaniya sovremennykh pyl'tsevyykh spektrov kak osnova dlya interpretatsii iskopayemykh sporovo-pyl'tsevyykh spektrov* [Patterns of formation of modern pollen spectra as a basis for the interpretation of fossil spore-pollen spectra] // *Istoriya razvitiya rastitel'nosti vnednikovoy zony Zapadnoy Sibiri v pozdnelednikovoye i chetvertichnoye vremya* [History of the development of vegetation in the non-glacial zone of Western Siberia in Late Glacial and Quaternary times.]. Moscow: Nauka. 1970. pp. 12–19. In Russian
- Davydov V.V., Timoshok Ye.Ye. *Formirovaniye pochv na molodykh morenakh v bassejne Aktru (Tsentral'nyy Altay, Severo-Chuyskiy khrebet)* [Soil formation on young moraines in the Aktru basin (Central Altai, North Chuisky ridge)] // *Sibirskiy Ekologicheskiy Zhurnal*. 2010. No. 3. pp. 505–514. In Russian
- Dirks M.N., Timoshok Ye.Ye., Skorokhodov S.N. *Vidovoye raznoobraziye sosudistykh rasteniy na molodykh morenakh dolinnykh lednikov severnogo makrosklona Severo-Chuyskogo khrebra* [Species diversity of vascular plants on young moraines of valley glaciers on the northern macroslope of the North Chuya Range] // *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya*. 2008. No. 3 (4). pp. 16–23. In Russian
- Zaklinskaya E.D. *Materialy k izucheniyu sostava sovremennoy rastitel'nosti i eyo sporovo-pyl'tsevyykh spektrov dlya tseye biostratigrafii chetvertichnykh otlozheniy (shirokolistvennyy i smeshanny les)* [Materials for the study of the composition of modern vegetation and its spore-pollen spectra for the purposes of biostratigraphy of Quaternary deposits (broad-leaved and mixed forest)] // Tr. Instituta of Geol. Sciences. Series Geol. 1951. Issue. 127. No. 40. 100 p. In Russian
- Kopysov S.G. *Landshaftnaya gidrologiya geosistem lesnogo poyasa Tsentral'nogo Altaya* [Landscape hydrology of geosystems of the forest belt of Central Altai]. Saarbrücken: LAP Lambert Academic Publishing. 2011. 160 p. In Russian
- Kuminova A.V. *Rastitel'nyy pokrov Altaya* [Vegetation cover of Altai]. Novosibirsk: Izd-vo SO AN SSSR. 1960. 450 p. In Russian
- Kupriyanova L.A. *Palinologiya serozhkotsvetnykh* [Palynology of catkinaceae]. Leningrad: Nauka, 1965. 215 p. In Russian
- Kupriyanova L.A., Aloshina L.A. *Pyl'tsa i spory rasteniy flory yevropeyskoy chasti SSSR* [Pollen and spores of plants of the flora of the European part of the USSR.]. V. 1. Leningrad: Nauka. 1972. In Russian
- Kupriyanova L.A., Aloshina, L.A. *Pyl'tsa i spory rasteniy flory yevropeyskoy chasti SSSR* [Pollen and spores of plants of the flora of the European part of the USSR.]. V. 2. Leningrad: Nauka, 1978. In Russian
- Mazey Yu.A., Tsyganov A.N. *Presnovodnyye rakovinnyye amoby* [Freshwater testate amoebas]. Moscow : Tovarishestvo nauchnykh izdaniy KMK, 2006. 300 p. In Russian
- Mal'gina Ye A. Experience of comparison of tree pollen with their areas in European part of USSA // Опыт сопоставления распространения пыльцы древесных пород с их ареалами в пределах Европейской части СССР // Tr. In-ta geografii AN SSSR [Tr. Institute of Geography of the USSR Academy of Sciences]. 1950. T.46. Issue 3. pp. 256–270. In Russian
- Mal'gina Ye.A. *K voprosu o formirovanii sporovo-pyl'tsevyykh spektrov v usloviyakh pustyn' Sredney Azii* [On the issue of the formation of spore-pollen spectra in the desert conditions of Central Asia] // Tr. In-ta geografii AN SSSR [Tr. Institute of Geography of the USSR Academy of Sciences]. 1959. T.77. Issue. 21. pp. 113–139. In Russian
- Malygina N.S., Papina T.S., Mitrofanova Ye.Yu., Blyakharchuk T.A. *Pyl'tsevyye spektry lednikovyykh kernov kak otrazheniye klimaticheskikh izmeneniy na Altaye* [Pollen spectra of ice cores as a reflection of climate change in Altai] // *Geograficheskiye issledovaniya molodykh uchenykh v regionakh Azii* [Geographical studies of young scientists in the regions of Asia]. 2012. pp. 161–162. In Russian
- Nikolayeva S.A., Belova (Dirks) M.N. *Fitotsenoticheskaya otsenka mestoobitaniy v mestakh skhoda seley i lavin v verkhov'yakh r. Aktru (Gornyy Altay)* [Phytocenotic assessment of habitats in areas of mudflows and avalanches in the upper reaches of the river. Aktru (Altai Mountains)] // *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya*. 2017. No. 40. pp. 181–201. In Russian
- Nikolayeva S.A., Savchuk D.A., Kuznetsov A.S., Timoshok Ye.Ye. *Dendroindikatsiya proshlykh pozharov v verkhov'yakh r. Aktru (Gornyy Altay)* [Dendroindication of past fires in the upper reaches of the river. Aktru (Altai Mountains)] // *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Biologiya* [Journal of Siberian Federal University. Biology]. 2022. V.15, No. 2. pp. 221–243. In Russian
- Papina T.S., Malygina N.S., Blyakharchuk T.A., Nenasheva G.I., Ryabchinskaya N.A., Eirikh A.N. *Izotopnyi sostav i palinospektry atmosferykh osadkov i krayevykh chastey lednika Korumdu (Severo-Chuyskii khrebet, Gornyy Altay)* [Isotopic composition and palynospectra of atmospheric precipitation and marginal parts of the Korumdu glacier (North Chuisky ridge, Altai Mountains)] // *Lod i Sneg* [Ice and Snow]. 2015. 55(1). pp. 40–48. In Russian
- Revushkin A.S. *Vysokogornaya flora Altaya* [Altai flora]. Tomsk: Izd-vo Tomskogo universiteta. 1988. 320 s. In Russian
- Revyakin V.S., Galakhov V.P., Goleshchikhin V.P. *Gornolednikovyye basseyny Altaya* [Altai glacier basins]. Tomsk: Izdatel'stvo Tomskogo universiteta. 1979. 308 p. In Russian
- Sevastyanov V.V. *Klimat vysokogornyykh rayonov Altaya i Sayan* [The climate of the high-mountain regions of Altai and Sayan]. Tomsk: TGU Publishing House. 1998. 201 p. In Russian
- Sladkov A.N. *Vvedeniye v sporo-pyl'tsevoy analiz* [Introduction to spore-pollen analysis]. Moscow: Nauka. 1967. 275 p. In Russian
- Smagin V.N., Il'inskaya S.A., Nazimova D.I., Novosel'tseva I.F., Cherednikova YU.S. *Tipy lesov gor Yuzhnoy Sibiri* [Types of forests in the mountains of Southern Siberia]. Novosibirsk: Nauka SO. 1980. 334 p. In Russian
- Timoshok Ye.Ye., Narozhnyy YU.K., Dirks M.N., Skorokhodov S.N., Berezov A.A. *Dinamika lednikov i formirovaniye rastitel'nosti na molodykh morenakh Tsentral'nogo Altaya* [Dynamics of glaciers and formation of vegetation on young moraines of Central Altai.]. Tomsk: Izd-vo NTL. 2008. 206 p. In Russian

- Timoshok Ye.Ye., Skorokhodov S.N., Timoshok Ye.N. *Flora vysokogornyykh lesov verkhoy r. Aktru (Severo-Chuyskiy khrebet, Tsentral'nyy Altay)* [Flora of alpine forests of the upper river. Aktru (North Chuisky ridge, Central Altai)] // *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Biologiya* [Journal of Siberian Federal University. Biology]. 2010. No. 4. pp. 351–371. In Russian
- Fedorova R.V. *Kolichestvennyye zakonomernosti rasprostraneniya drevesnykh porod vozduzhnym putem* [Quantitative patterns of distribution of tree species by air] // *Materialy po geomorfologii i paleogeografii SSSR* [Materials on geomorphology and paleogeography of the USSR]. Moscow: Izdatel'stvo «Nauka». 1952. pp. 91–103. In Russian
- Chupina L.I. *Pyl'tsa drevesnykh porod v sovremennykh sporovo-pyl'tsevykh spektrakh Sredney Azii i Kazakhstana* [Pollen of tree species in modern spore-pollen spectra of Central Asia and Kazakhstan]. Moscow: Nauka, 1971. pp. 227–238. In Russian
- Birks H.H., Ammann B. Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14000-9000 calendar years B.P.) from Europe // *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America*. 2000. V. 97. P. 1390-1394.
- Blyakharchuk T. A. Peculiarities of contemporary surface spore-pollen spectra from southern Siberia (Tyva and Khakassia republics) // *Ecological Questions*. 2017. V. 26. pp. 49–52.
- Blyakharchuk T.A., Wright H., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. The role of pingos in the development of the Dzangskol lake-pingo complex, central Altai Mountains, southern Siberia // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleo-ecology*. 2008. V. 257. pp. 404–420.
- Catalan J., Ventura M., Brancelj A., Granados I., Thies H., Hickus U., Korhola A., Lotter A.F., Barbieri A., Stuchlik E., Lien L., Bitušik P., Buchaca T., Camarero L., Goudsmit G.H., Kopáček J., Lemcke G., Livingstone D.M., Müller B., Rautio M., Šiško M., Šorvari S., Šporka F., Strunecý O., Toro M. Seasonal ecosystem variability in remote montane lakes: implications for detecting climatic signals in the sediment record // *Journal of Paleolimnology*. 2002. V. 18. pp. 25–46.
- COHMAP Members. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations // *Science*. 1988. V. 241. pp. 1043–1052.
- Conedera M., Timmer W., Neff C., Meurer M., Dickens A., Krebs P. Reconstructing past fire regimes: methods, applications and relevance to fire management and conservation // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. P. 435–456.
- Court-Picon M., Buttler A., Beaulieu J.K. Modern pollen-vegetation relationship in the Champsaur valley (French Alps) and their potential in the interpretation of fossil pollen records of past cultural landscapes // *Review of Paleobotany and Palynology*. 2005. V. 135. pp. 13–39.
- Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data // *Quaternary Science Reviews*. 2003. V. 22. pp. 1701–1716.
- Grimm E. 1991. Tilia 1.12, Tilia\*Graph 1.18. Illinois State Museum, Research and Collection Center, Springfield, IL.
- Faefri K. and Iversen I. Text-book of modern pollen analysis. Copenhagen. 1955. 167 p.
- Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J., Xiaosu D. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press: Cambridge. 2001.
- Iversen I. Problems of the early post glacial forest development in Denmark // *Danmarks Geologiske Undersogelse*. 1960. V.4. N 4(3). 32 p.
- Kharlamova N., Sukhova M., Chachula J. Present climate development in Southern Siberia: a 55-year weather observations record // *IOP conference Series: Earth and Environment Science*. 2019. V. 395. 012027.
- Körner Ch. *Alpine Plant Life. Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems*. Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 1999. 338 p.
- Livingstone D.M., Lotter A.F., Kettle H. Altitude-dependent differences in the primary physical response of mountain lakes to climatic forcing // *Limnology and Oceanology*. 2005. V. 50. pp. 1313–1325.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. *Pollen Analysis*. Blackwell, Oxford. 1997. 216 p.
- Müller S., Davis F., Wicha S. Impact de l'exposition et de l'anthropisation sur la dynamique forestiere dans les Alpes du Sud (France) // *Geographie Physique et Quaternaire*. 2000. V. 54. pp. 227–239.
- Ortu E. *Reconstruction sur base pollinique de la dynamique dela vegetation tardiglaciaire et Holocene dans les Alpes Maritimes Italiennes*. These es sciences, Universite d'Aix-Marseille III, Marseille. 2002.
- Ortu E., Brewer S., Peyron O. Pollen-inferred palaeoclimate reconstructions in mountain areas: problems and perspectives // *Journal of Quaternary Science*. 2006. V. 21 (16). pp. 615–627.
- Parshall T. Documenting forest stand invasion: fossil stomata and pollen in forest hollow // *Canadian Journal of Botany*. 1999. pp. 1529–1538.
- Pini R., Badino F., Brunetti M., Champvillair E., Furlanetto G., Valle F., Ravazzi C., De Amicis M. Altitudinal training sets of pollen rain – vegetation cover and modelled climate as a tool for the interpretation of palaeoecological records // *Ecological Questions*. 2017. V. 26. pp. 57–60.
- Sweeney Ch. A key for the identification of stomata of the native conifers of Scandinavia // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2004. V. 128. pp. 281–290.
- Tauber H. Differential pollen dispersion and the interpretation of pollen diagrams. *Danmarks Geol. Unders.* 11 Raekk. 1965. V.89.
- Timoshok E.E., Timoshok E.N., Nikolaeva S.A., Savchuk D.A., Filimonova E.O., Skorokhodov S.N., Bocharov A.Yu. Monitoring of high altitudinal terrestrial ecosystems in the Altai Mountains // *IOP conf. series: Earth and environmental science*. 2016. V. 48. pp. 1–9.
- Van Geel B. Non-pollen palynomorphs. In: J.P. Smol, H.J.B. Birks and W.M. Last (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Terrestrial, Algal and Siliceous indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherland. 2001. V. 3. pp. 1–17.
- Van Geel B., Coope G.R., van der Hammen. Palaeoecology and stratigraphy of the late glacial type section at Usselo (the Netherland) // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1989. V. 60. pp. 25–129.

#### Информация об авторах:

**Бляхарчук Т.А.**, доктор биологических наук, главный научный сотрудник, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: blyakharchuk@mail.ru

**Николаева С.А.**, кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия.

E-mail: sanikoll@rambler.ru

**Долгих Н.М.**, инженер, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: buzzard00@mail.ru

*Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.*

*Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.*

**Information about authors:**

**Бляхарчук Т.А.**, Dr. Sci. (Biology), Leading Researcher, Institute for Monitoring of Climatic and Ecological Systems of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia; National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: blyakharchuk@mail.ru

**Николаева С.А.**, Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, Institute for Monitoring of Climatic and Ecological Systems of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia.

E-mail: sanikoll@rambler.ru

**Долгих Н.М.**, Engineer, Institute for Monitoring of Climatic and Ecological Systems of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia.

E-mail: buzzard00@mail.ru

*Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.*

*The authors declare no conflicts of interests.*

*Статья поступила в редакцию 25.10.2021; одобрена после рецензирования 05.05.2023; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 25.10.2021; approved after reviewing 05.05.2023; accepted for publication 18.09.2023*

Научная статья

УДК 551.578.46: 504.064

doi: 10.17223/25421379/28/10

## ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ТЕХНОГЕННО-НАГРУЖЕННЫХ ПРИГОРОДНЫХ РАЙОНОВ Г. ШЕЛЕХОВА И Г. ИРКУТСКА ПО ДАННЫМ СНЕГОГЕОХИМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА



Сергей Николаевич Просекин<sup>1,2</sup>, Алена Андреевна Амосова<sup>3</sup>,  
Виктор Маратович Чубаров<sup>4</sup>, Валерий Алексеевич Бычинский<sup>5</sup>

<sup>1,3,4,5</sup> *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия*

<sup>2</sup> *Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия*

<sup>1,2</sup> *pros.sergey@igc.irk.ru*

<sup>3</sup> *amosova@igc.irk.ru*

<sup>4</sup> *chubarov@igc.irk.ru*

<sup>5</sup> *val@igc.irk.ru*

**Аннотация.** Представлены результаты оценки уровня пылевого загрязнения атмосферы на территории пригородных районов г. Шелехова и г. Иркутска по данным снегогеохимической съемки. Анализ пылевой нагрузки за 2015, 2020 и 2021 гг. выявил тенденцию к снижению средней пылевой нагрузки для изучаемых техногенно-нагруженных пригородных районов. Показано, что формирование ореолов повышенной запыленности в районах расположения промышленных предприятий сохраняется.

**Ключевые слова:** *снеговая вода, твердый осадок снегового покрова, промышленные и жилые районы городов, техногенные источники, теплоэнергетический комплекс, алюминиевое производство*

**Источник финансирования:** исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Президента для молодых кандидатов наук (№ МК-2709.2022.1.5); проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0005 «Развитие методов исследования химического состава и структурного состояния природных и техногенных сред в науках о Земле» с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

**Для цитирования:** Просекин С.Н., Амосова А.А., Чубаров В.М., Бычинский В.А. Оценка эколого-геохимического состояния техногенно-нагруженных пригородных районов г. Шелехова и г. Иркутска по данным снегогеохимического мониторинга // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 140–153. doi: 10.17223/25421379/28/10

Original article

doi: 10.17223/25421379/28/10

## ASSESSMENT OF THE ECOLOGICAL AND GEOCHEMICAL STATE OF TECHNOGENOUSLY LOADED SUBURBAN DISTRICTS OF SHELEKHOV AND IRKUTSK CITIES ACCORDING TO THE DATA OF SNOW GEOCHEMICAL MONITORING

Sergey N. Prosekin<sup>1,2</sup>, Alena A. Amosova<sup>3</sup>, Victor M. Chubarov<sup>4</sup>, Valery A. Bychinsky<sup>5</sup>

<sup>1,3,4,5</sup> *Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

<sup>2</sup> *Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia*

<sup>1,2</sup> *pros.sergey@igc.irk.ru*

<sup>3</sup> *amosova@igc.irk.ru*

<sup>4</sup> *chubarov@igc.irk.ru*

<sup>5</sup> *val@igc.irk.ru*

**Abstract.** Assessment of the current level and composition of dust pollution in the suburban areas of Shelekhov and Irkutsk cities was carried out based on the results of studying samples of the snow cover solid phase and snow water. The main sources of pollution in the study area are the Irkutsk aluminum smelter, including heat power engineering as well as cable and silicon production, and the Novo-Irkutskaya heat and power plant. The sampling scheme was drawn up taking into account the physical and geographical conditions, including the wind rose (mainly northwest and southeast winds), the location of industrial enterprises and the terrain. A total of 37 snow cover samples were collected in 2015, 93 in 2020 and 40 in 2021. To determine the background concentrations of elements, several samples were collected outside the study area, 15 km from pollution sources, on a territory

identical to the territory of the pollution source in terms of climatic parameters, geological structure, topography, and soil cover. The place of background sampling satisfies the condition of minimum urbanization of the adjacent territory. One of the main elements of pollution from the Irkutsk aluminum smelter is fluorine, the element of the first hazard class for soils and the second hazard class for water and atmosphere. The heat and power plant is a source of Si, Al, Fe, Mg, Mn, B, as well as highly toxic volatile and soluble beryllium compounds contained in the fly ash. Under the influence of transport, road and housing construction, V, Zn, Cd, Pb, Ca, Cr, Mn, Co, Cu, C, and S accumulate. Selected elements (Al, Na, As, Li, Ni, F, Cd, Be) make it possible to determine the origin of aerosol particles and the areas of their accumulation. On the territory of the study areas, a pollution process is observed at different stages and spreads unevenly across the regions. The analysis of the spatial and temporal distribution of dust load for 2015, 2020 and 2021 according to snow geochemical monitoring data shows a downward trend in the average dust pollution for technogenically loaded suburban areas of Shelekhov and Irkutsk cities, while the formation of areas of increased dust content is saved in areas where industrial enterprises are located. The degree of pollution in some areas from 2015 to 2021 decreased from a high level to a medium degree (moderately hazardous category) according to the values of the total pollution index. The generalization of the obtained results allows us to confirm the presence of two main sources of pollution in the study area and to identify the cleanest in terms of air pollution among the territories studied.

**Keywords:** snow water, snow cover solid phase, industrial and residential areas of cities, heat and power complex, aluminum productio

**Source of financing:** the research was supported by the President's grant for young candidates of science (No. МК-2709.2022.1.5); research was performed by the governmental assignment in terms of project No. 0284-2021-0005 using the equipment of the Center of isotopic and geochemical Research, Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation.

**For citation:** Prosekin S.N., Amosova A.A., Chubarov V.M., Bychinsky V.A. (2023) Assessment of the ecological and geochemical state of technogenously loaded suburban districts of Shelekhov and Irkutsk cities according to the data of snow geochemical monitoring. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 140–153. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/28/10

## Введение

В результате возрастающей субурбанизации на территории России изучение воздействия выбросов производств на состояние компонентов окружающей среды является актуальной задачей. Территории поселков, микрорайонов, а также садоводческих и дачных некоммерческих товариществ активно застраиваются, что подтверждается спутниковыми снимками Google Earth 2002 и 2021 гг. (рис. 1), при сравнении которых можно заметить, как образовались и массово разрослись населенные пункты Иркутского и Шелеховского районов Иркутской области (с. Баклаши, с. Смоленщина, д. Олха), особенно в рамках р.п. Маркова, включая микрорайоны Сергиев Посад, Николов Посад, Березовый, Изумрудный.

При проведении экологического мониторинга и оценки техногенного загрязнения окружающей среды широко используются естественные планшеты-накопители пылеаэрозольных выбросов [Язиков и др., 2010; Филимоненко и др., 2012; Бояркина и др., 1993]. Снеговой покров является природным сорбентом атмосферных пылевых частиц и хранителем информации о сезонном техногенном загрязнении, которое не всегда проявляется в почвенном покрове [Язиков и др., 2010; Филимоненко и др., 2012; Ермолов, Смоленцев, 2020]. В период между снегопадами происходит выпадение частиц из атмосферы и загрязнение снегового покрова, в результате чего минеральные и органические вещества накапливаются и сохраняются в

практически неизменном виде [Василенко и др., 1985]. Кроме того, атмосферные осадки не только отражают состояние воздуха, но и являются составляющей баланса поверхностных вод, оказывая влияние на состояние почв, растительности и грунтовых вод [Двинских, 2020]. Изучение твердой фазы снегового покрова и снеговой воды позволяет получить данные об атмосферных выпадениях в зимний сезон, оценить пылевую нагрузку на окружающую среду и выявить пространственные ореолы загрязнения [Сагет и др., 1990].

В городах Сибири постоянный снеговой покров удерживается около пяти месяцев, что позволяет использовать его в качестве индикатора состояния воздуха и получить большой объем информации о химических изменениях в атмосфере за зимний период [Таловская, 2010; Язиков и др., 2010; Гребенщикова, 2013]. Проведенные нами ранее исследования [Прошкин и др., 2018, 2020а, 2020б, 2021] показали, что существенное влияние на загрязнение снегового покрова пригородов г. Иркутска и г. Шелехова оказывают металлургические предприятия, теплоэнергетический комплекс, автотранспорт и частный сектор.

Основная цель работы – оценка современного уровня и состава пылевого загрязнения на территории пригородных районов г. Шелехова и г. Иркутска, мониторинг и определение наименее загрязненных районов с точки зрения влияния техногенных источников на основе данных снегогеохимической съемки.

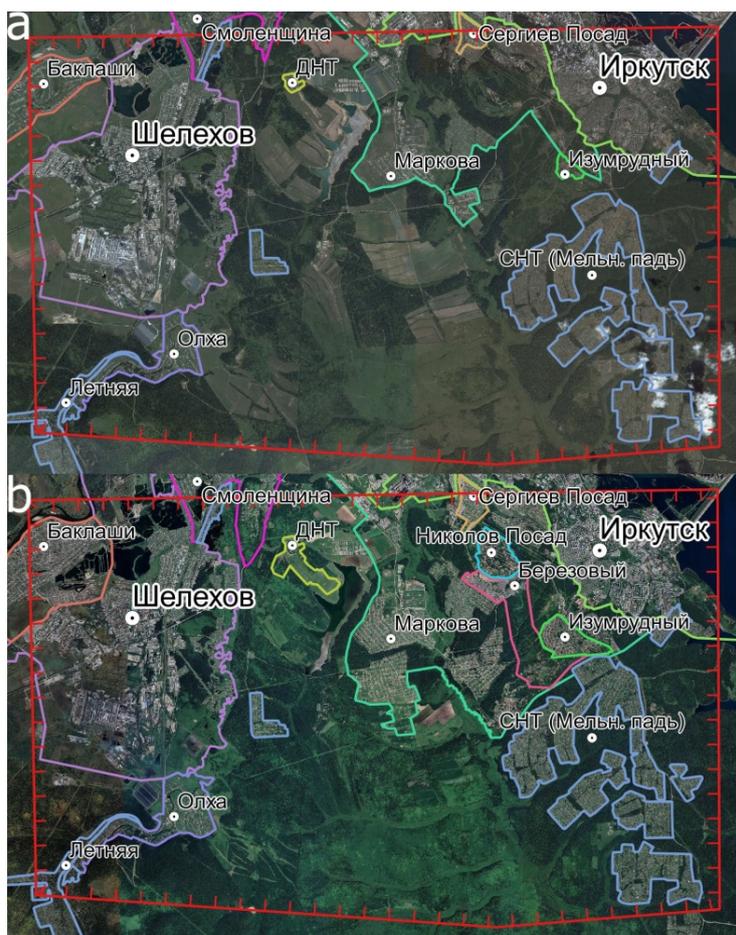


Рис. 1. Спутниковые снимки района исследований 2002 (а) и 2021 гг. (б)

Fig.1. Satellite images of the study area in 2002 (a) and 2021 (b)

### Объекты и методы исследований

Объектом исследования являлся снеговой покров (образцы твердой фазы снегового покрова и снеговой воды) урбанизированных территорий Иркутской области: г. Иркутска, г. Шелехова, а также их пригородов, где уровень загрязнения атмосферного воздуха долгое время остается на очень высоком уровне [Государственный доклад..., 2020]. В антропогенной нагрузке исследуемой территории преобладают газопылевые выбросы, поэтому в качестве объектов исследования были выбраны Иркутский алюминиевый завод (ИрАЗ) в г. Шелехове, на территории которого также находится теплоэлектроцентраль (ТЭЦ-6), предприятия по производству кабеля (АО «Иркутсккабель») и кремния (АО «Кремний»), а также Ново-Иркутская ТЭЦ, находящаяся на границе Иркутского и Шелеховского районов.

В твердом осадке снегового покрова Шелеховской промышленной зоны преобладают частицы техногенного происхождения: оксиды, силикаты и фториды

алюминия, оксиды железа, а также сульфиды железа, обогащенные тяжелыми металлами. Элементы-маркеры, установленные в ранее проведенных исследованиях (Al, Na, As, Li, Ni, F, Cd, Be), позволяют определить происхождение аэрозольных частиц и участки их накопления [Просекин и др., 2018, 2020b]. Одним из основных элементов выбросов ИрАЗа является фтор, элемент первого класса опасности для почв и второго класса опасности для воды и атмосферы, используемый для растворения тугоплавкого глинозема в криолите и содержащийся в частицах, обнаруженных в снеговых пробах, отобранных в непосредственной близости к заводу. Неблагоприятное воздействие фтора на окружающую среду Прибайкалья было отмечено во многих работах [Филимонова и др., 2015; Головных и др., 2014; Янченко и др., 2014; Лисецкая, Шаяхметов, 2021]. Фтор, содержащийся в твердом осадке снегового покрова, легко растворим, поэтому в процессе таяния снега он может переходить в почвенные растворы в доступной для растений ионной форме [Давыдова, 2016]. Теплоэнергетический

комплекс является источником выбросов в окружающую среду Si, Al, Fe, Mg, Mn, B, а также высокотоксичных летучих и растворимых соединений бериллия, содержащихся в золе-уноса ТЭЦ. Присутствие оплавленных сферул магнетита, оксида алюминия, муллита, кварцевого стекла, которые образуются при высоких температурах, указывает, что эти частицы поступают в окружающую среду с выбросами теплоэлектростанций. Под воздействием автотранспорта, дорожного и жилищного строительства накапливаются V, Zn, Cd, Pb, Ca, Cr, Mn, Co, Cu, C, S.

Снегогеохимическая съемка применена для изучения пылевой нагрузки и особенностей вещественного состава пылеаэрозольных выпадений. Схема отбора проб была составлена с учетом физико-географических условий, включая розу ветров (преимущественно северо-западные и юго-восточные ветры), расположения промышленных предприятий и рельефа местности. Схема отбора представляла собой прямоугольник, охватывающий восточную часть с. Баклаши, г. Шелехова, д. Олхи, южную часть с. Смоленщина, южную часть г. Иркутска, р.п. Маркова, включая микрорайоны Сергиев Посад, Николов Посад, Березовый и Изумрудный, а также садоводческие (СНТ) и дачные (ДНТ) некоммерческие товарищества (рис. 2). Была намечена сеть размерами 1,5 × 1,5 км, однако в процессе отбора проб некоторые точки были смещены в связи с невозможностью отбора проб непосредственно на территориях промышленных объектов или жилых массивов. Снегогеохимическая съемка проводилась в конце февраля и начале марта, в конце сезона устойчивого

снежного покрова в период его максимального накопления перед началом подтаивания. Отбор и подготовку снеговых проб выполняли с учетом методических рекомендаций [Назаров и др., 1978; Василенко и др., 1985; Методические рекомендации..., 1982], а также руководства по контролю загрязнения атмосферы [Руководство..., 1991]. Кроме того, использован многолетний практический опыт эколого-геохимических исследований, проведенных на территории Восточной Сибири [Белозерцева, 1999; Белозерова и др., 2002; Ходжер, 2005]. Отбор проб осуществляли на всю глубину снежного пласта за исключением пятисантиметрового слоя над почвой специальными поливиниловыми пробоотборниками в полиэтиленовые пакеты, при этом производили замер площади и глубины шурфа. Всего было отобрано 37 проб снежного покрова в 2015 г. и 93 пробы в 2020 г. Базируясь на полученных ранее результатах, сеть отбора на 2021 г. была разрежена до 40 проб (рис. 2). Для определения фоновых содержаний элементов несколько проб были отобраны за пределами района исследований в 20 км от источников выбросов на территории, идентичной территории источника выбросов по климатическим показателям, геологическому строению, рельефу и почвенному покрову. Место отбора фоновых проб удовлетворяет условию минимальной урбанизации прилегающей территории. После статистической обработки данных было определено содержание элементов, принятое условно за региональный фон [Parshin et al., 2014].

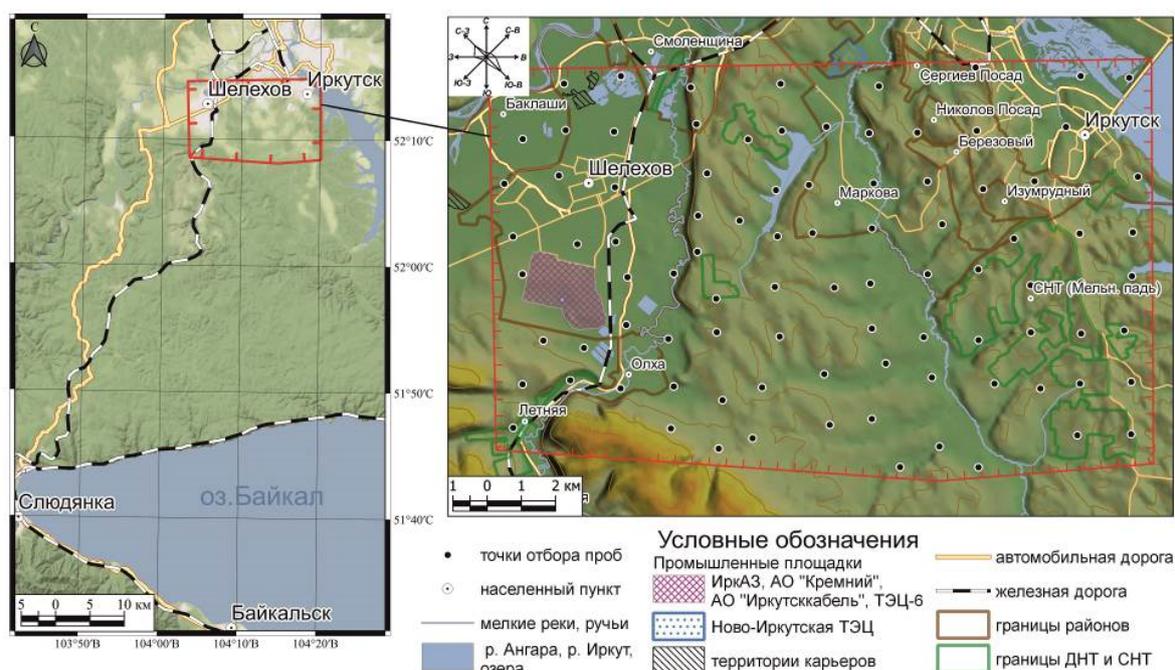


Рис. 2. Обзорная карта-схема района исследований

Fig. 2. Map-scheme of the study area

Определение элементного состава твердого осадка снегового покрова выполнялось комплексом методов: масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой, рентгенофлуоресцентным анализом, атомно-абсорбционной спектрометрией, атомно-эмиссионной спектрометрией, спектрофотометрией, потенциометрией [Amosova et al., 2016; Скузатов и др., 2022]. Исследования снеговой воды проводились гидрохимическим методом, а также методикой масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой [Скузатов и др., 2022].

Обработка полученных аналитических данных включала расчет показателей в соответствии с работами Н.С. Касимова и Ю.С. Саета [Сает и др., 1990; Касимов и др., 2012]. Опасность полиэлементного техногенного загрязнения определялась по суммарному показателю геохимического загрязнения [Гинзбург, Токавищев, 2012; Касимов и др., 2012], который является количественной мерой воздействия ассоциации элементов на окружающую среду и вычисляется по следующей формуле:

$$Z_c = \sum K_c - (n - 1), \quad (1)$$

где  $n$  – число учитываемых элементов с  $K_c > 1$ ;  $K_c$  – коэффициент концентраций, который в свою очередь рассчитывается по формуле

$$K_c = \frac{C}{C_{\phi}}, \quad (2)$$

где  $C$  – содержание элемента в пробе;  $C_{\phi}$  – фоновое содержание.

Наравне с суммарным показателем геохимического загрязнения производился расчет среднесуточной пылевой нагрузки на основе массы твердого осадка снеговой пробы:

$$P_n = \frac{P_0}{S \times t}, \quad (3)$$

где  $P_0$  – масса пыли в пробе (мг);  $S$  – площадь шурфа ( $m^2$ );  $t$  – время от начала снегостава (количество суток).

Дальнейшая обработка данных проводилась с помощью программ Microsoft Excel и Statistica, также расчет показателей осуществлялся на уровне системы управления базами данных (PostgreSQL/PostGIS). Для зонирования территории по геохимическим характеристикам были выполнены факторный анализ в программном пакете Statistica и кластерный анализ при помощи надстройки Cluster для Microsoft Excel. В данной надстройке есть возможность проводить Q и R тип анализа, что позволило выделить группы проб, сходных по составу, и определить ассоциации элементов, характерных для различных источников загрязнения, функционирующих на исследуемой территории [Гусев и др., 1974].

Карты и карты-схемы были подготовлены в программе QGIS. Для построения полей

распространения элементов использовались геоалгоритмы программы SAGA GIS, интегрированные в QGIS в качестве дополнительного модуля. На основании изучения литературных данных и проведенных оценок выбран оптимальный метод интерполяции Ordinary Kriging. Для оценки достоверности данных интерполяции для каждого элемента были сопоставлены карты разносок и результаты интерполяции. В качестве метода классификации интерполированных данных использовался метод классификации по квантилям, каждый из которых содержал одинаковое количество данных, при этом диапазоны, на которые разделены данные, были неравны между собой.

### Результаты исследований и их обсуждение

Согласно нормативным показателям [Сает и др., 1990] величина пылевой нагрузки ( $mg/(m^2 \times \text{сут})$ ) ниже 250 соответствует низкой степени загрязнения, от 251 до 450 – средней; от 451 до 800 – высокой; более 800 – очень высокой. Данная градация была дополнена в работе [Касимов и др., 2012] по уровню загрязнения и экологической опасности: менее 200 – низкий, неопасный; 200–300 – средний, умеренно опасный; 300–500 – высокий, опасный; 500–800 – очень высокий, очень опасный; более 800 – максимальный, чрезвычайно опасный.

По данным проведенных площадных снеговых съемок, величина среднесуточной пылевой нагрузки на исследуемой территории в 2015 г. варьировала в пределах от 8,4 до 263  $mg/(m^2 \times \text{сут})$ , что соответствует низкой и средней степени загрязнения, неопасному и умеренно опасному уровню экологического неблагополучия. Размах значений пылевой нагрузки на исследуемую территорию представлен на рис. 3.

Содержание пылевых частиц в снеговых пробах исследуемой территории варьирует в широких пределах. Высокие значения пылевой нагрузки наблюдаются вблизи ИркаЗа и Ново-Иркутской ТЭЦ и далее снижаются с увеличением расстояния по направлению розы ветров (северо-западные и юго-восточные ветры), которая хорошо прослеживается на построенных полях распределения пылевой нагрузки [Просекин, Бычинский, 2021]. Значения среднесуточной пылевой нагрузки в 2020 г. изменялись в диапазоне от 2,2 до 333  $mg/(m^2 \times \text{сут})$ , что также соответствует неопасному и умеренно-опасному уровню экологической опасности (низкая и средняя степени загрязнения). Однако средняя величина пылевой нагрузки превышает фоновые значения (6,5  $mg/m^2 \times \text{сут}$  для 2015 г. и 8  $mg/m^2 \times \text{сут}$  для 2020 и 2021 гг.) от 17 (2021 г.) до 41 (2015 г.) и 42 (2020 г.) раз.

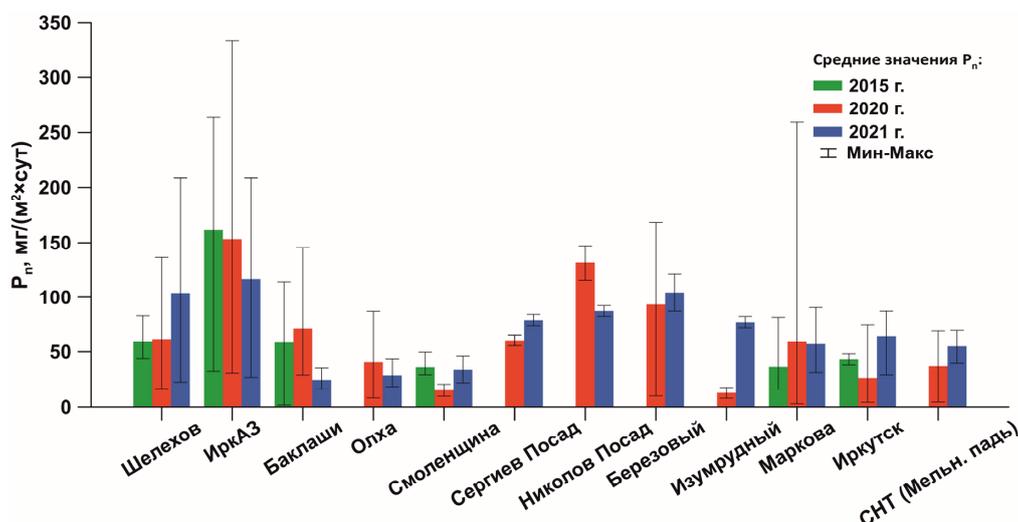


Рис. 3. Диаграмма размаха значений среднесуточной пылевой нагрузки пригородных районов г. Шелехова и г. Иркутска

Fig. 3. Diagram of the range of the average daily dust load values in the suburban areas of Shelekhov and Irkutsk cities

В 2021 г. величина среднесуточной пылевой нагрузки не превышала границу, соответствующую низкой степени загрязнения и неопасному уровню экологического неблагополучия, максимальное значение составило  $133 \text{ мг}/(\text{м}^2 \times \text{сут})$ . Анализ пространственно-временного распределения пылевой нагрузки за 2015, 2020 и 2021 гг. демонстрирует сохранение тенденции к формированию ореолов повышенной запыленности в техногенно-нагруженных пригородных районах г. Шелехова и г. Иркутска, однако имеется тенденция к снижению в этих ореолах значений средней пылевой нагрузки.

Для определения динамики изменения коэффициентов концентрации элементов в пробах твердой фазы снегового покрова в районе алюминиевого завода сравнивались данные за 2015, 2020 и 2021 гг. (рис. 4). Наибольшие значения коэффициента  $K_C$  наблюдались для Al, Be, Zn, Ga, Zr и F, что указывает на сохранение высокого негативного воздействия на окружающую среду производств, находящихся на территории ИрКАЗа. При этом за последние 6 лет в окрестностях ИрКАЗа средние значения коэффициентов  $K_C$  большинства элементов увеличились или уменьшились незначительно, в то время как среднее значение коэффициента  $K_C$  фтора за 2020 г. уменьшилось примерно в 6 раз по сравнению с 2015 г. Рост коэффициента  $K_C$  циркония связан, прежде всего, с производством отожженной катанки из сплава алюминий-цирконий. Для окрестностей Ново-Иркутской ТЭЦ также были посчитаны средние значения коэффициентов  $K_C$  в пробах твердого осадка снегового

покрова. Результаты показали, что значения коэффициентов  $K_C$  большинства элементов имеют малую вариацию и в большинстве случаев либо остаются на уровне 2015 г., либо снижаются, лишь изредка возрастают. Например, коэффициент  $K_C$  бериллия в 2015 г. составлял 0,8, затем к 2020 г. возрос до 1,6 и в 2021 г. снова снизился до 0,8. Коэффициент  $K_C$  циркония, сплавы которого используются в оболочках тепловыделительных элементов ТЭЦ, возрос с 3,8 (2015 г.) до 6,3 (2020 г.), затем снизился до 4,0 (2021 г.).

На рис. 5 приведена диаграмма размаха значений суммарного показателя загрязнения пригородных районов г. Шелехова и г. Иркутска. Согласно полученным за 2015 г. данным, средние значения коэффициента  $Z_C$  в районе ИрКАЗа и с. Баклаши соответствовали высокой степени загрязнения снегового покрова, а в 2020 и 2021 гг. снизились до средней степени (умеренно опасная категория). В целом с 2015 по 2021 г. для территорий д. Олхи, с. Смоленщина, микрорайонов р.п. Маркова, а также СНТ наблюдается низкая степень загрязнения.

Кластерный анализ был выполнен на основании аналитических данных для образцов снеговой воды и твердого осадка снегового покрова для 2020 и 2021 гг. (рис. 6), результаты не выявили принципиальных отличий. В пробах снеговой воды содержания Be, Al, F, Na, Ni и Cd строго коррелируют между собой, из чего можно сделать вывод, что источником поступления этих элементов также является ИрКАЗ (рис. 6, а).

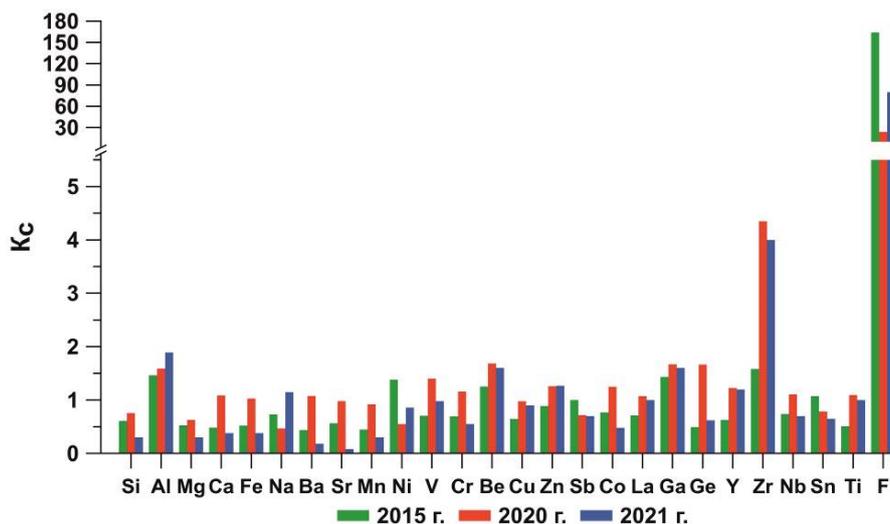


Рис. 4. Средние значения коэффициентов концентраций ( $K_c$ ) элементов в пробах твердой фазы снегового покрова в окрестностях ИркаЗа

Fig. 4. Average values of the elements concentration coefficients ( $K_c$ ) in snow cover solid phase samples collected near IrkAZ

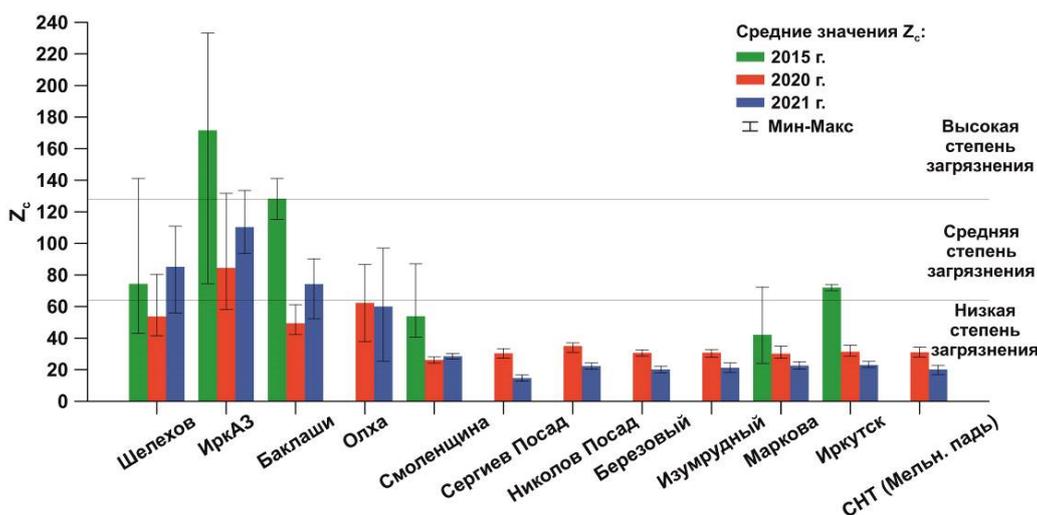


Рис. 5. Диаграмма размаха значений суммарного показателя загрязнения ( $Z_c$ ) пригородных районов г. Шелехова и г. Иркутска

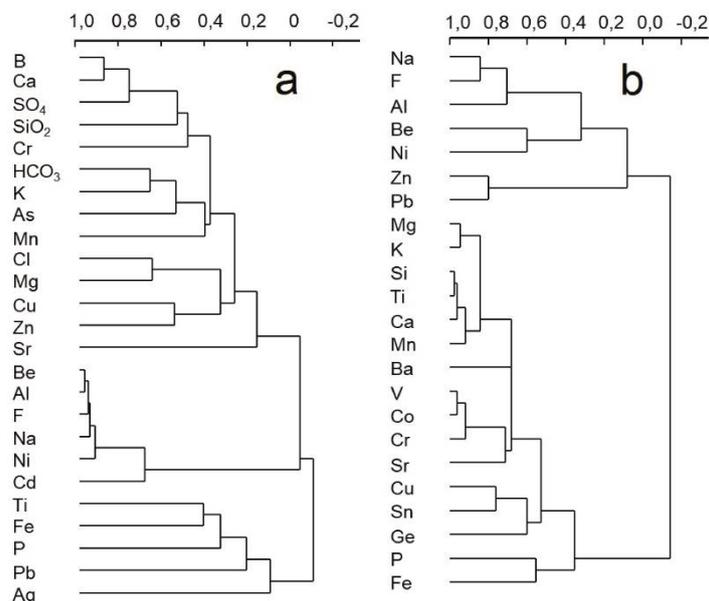
Fig. 5. Diagram of the range of the total indicator of pollution values ( $Z_c$ ) in the suburban areas of Shelekhov and Irkutsk cities

В пробах твердой фазы снегового покрова формируется аналогичная группа Na, F, Al, Be и Ni, а также группа Mg, K, Si, Ti, Ca и Mn, характерная для выбросов теплоэнергетического комплекса. К этой группе примыкают Ba, V, Co, Cr и Sr, но с меньшим коэффициентом корреляции (рис. 6, b). Ассоциация Al, Na, F, Ni и Be имеет высокую корреляционную зависимость в твердом осадке снегового покрова и снеговой воде, поскольку именно эти элементы являются основными компонентами газопылевых выбросов ИркаЗа [Головных и др., 2013, 2014].

Для проб снеговых вод был проведен общий гидрохимический анализ с определением водородного показателя (pH), который позволяет косвенно судить об источниках происхождения химических компонентов осадков и их соотношений при проведении экологических исследований. В отсутствие загрязнителей природные осадки имеют слабокислую реакцию (pH = 5,6), изменение которой оказывает влияние на физические и химические свойства почв и может повлечь за собой изменения кислотности грунтовых и поверхностных вод.

Исследуемая территория в целом характеризуется слабокислой средой (значения рН снеговой воды за 2020 г. изменялись в диапазоне 5,5–7,1), что является косвенным показателем техногенного воздействия и, вероятно, обусловлено присутствием F, Cl, SO<sub>4</sub>, NO<sub>2</sub>,

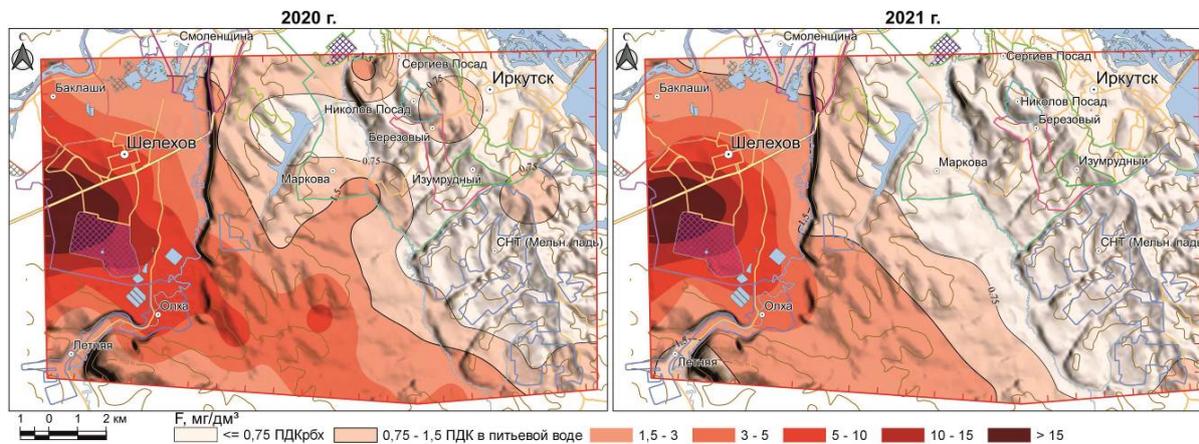
NO<sub>3</sub> в атмосферных осадках в содержаниях выше природного фона. На территории г. Иркутска наблюдается нейтральный уровень, что может быть связано с обработкой дорог противогололедными реагентами зимой.



**Рис. 6. Иерархическая дендрограмма парных корреляций образцов снеговых вод (а) и твердой фазы снегового покрова (б) районов г. Шелехова и г. Иркутска. Верхняя линия – шкала коэффициентов корреляции между переменными и группами переменных. Все переменные нормированы в интервале 0÷1**  
**Fig. 6. Hierarchical dendrogram of pairwise correlations of samples of snow water (a) and snow cover solid phase (b) in the areas of Shelekhov and Irkutsk cities. The top line is the scale of correlation coefficients between variables and groups of variables. All variables are normalized in the range 0÷1**

Особое внимание следует уделить основному элементу выбросов ИркаЗа – фтору, предельно допустимая концентрация которого (ПДК) для воды объектов рыбохозяйственного значения (ПДК<sub>РБХ</sub>) составляет

0,75 мг/дм<sup>3</sup> [Приказ..., 2010], а в питьевой воде – 1,5 мг/дм<sup>3</sup> [СанПиН 2.1.4.1074-01]. Водорастворимый фтор распространяется в северо-западном и юго-восточном направлении от ИркаЗа (рис. 7).



**Рис. 7. Распределение фтора в образцах снеговой воды пригородных районов г. Шелехова и г. Иркутска в 2020 и 2021 гг.**

**Fig. 7. Distribution of fluorine in snow water samples in the suburban areas of Shelekhov and Irkutsk cities for 2020 and 2021**

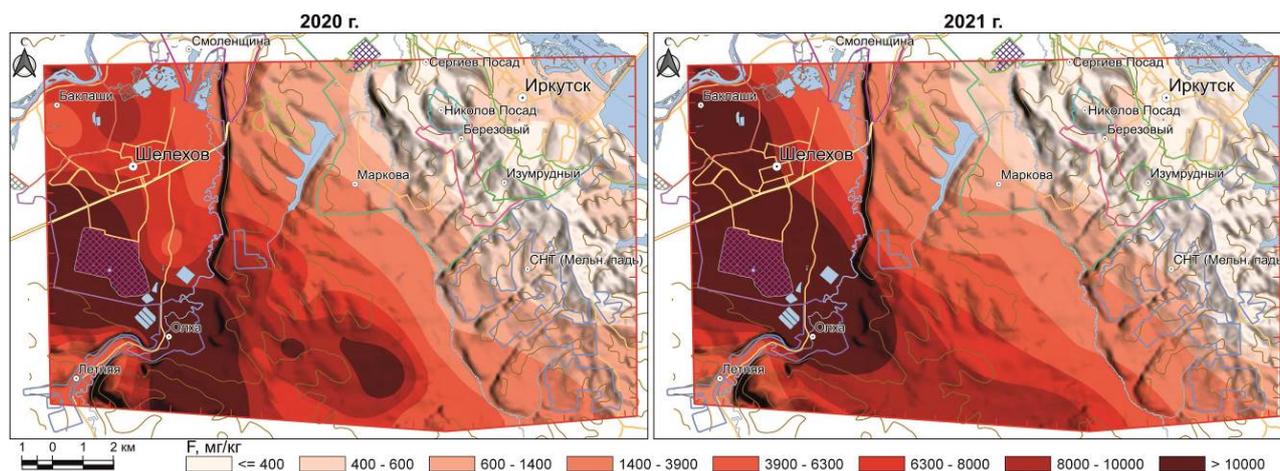


Рис. 8. Распределение фтора в образцах твердой фазы снегового покрова пригородных районов г. Шелехова и г. Иркутска в 2020 и 2021 годах

Fig. 8. Distribution of fluorine for snow cover solid phase samples in the suburban areas of Shelekhov and Irkutsk cities for 2020 and 2021

В 2020 г. значения выше ПДК<sub>РБХ</sub> немного захватывают территории р.п. Маркова и нескольких СНТ, а зона, где содержания элементов не превышают ПДК в питьевой воде, проходит вдоль их границ. Наибольшая концентрация водорастворимого фтора в пробах снегового покрова наблюдается в г. Шелехове и населенных пунктах, граничащих с ним (с. Баклаши, с. Смоленщина, д. Олха). Максимальное содержание водорастворимого фтора в снеговой воде (22,49 мг/дм<sup>3</sup>) характерно для проб, расположенных вблизи ИркаЗа, а минимальное (0,19 мг/дм<sup>3</sup>) – для пробы, находящейся вблизи иркутского водозабора, расположенного в северо-восточном углу исследуемого района. В 2021 г. границы зоны, где содержание фтора не превышает ПДК<sub>РБХ</sub> и ПДК в питьевой воде, сместились ближе к заводу, а максимальное и минимальное содержание фтора в снеговой воде составили 21 мг/дм<sup>3</sup> (вблизи ИркаЗа) и 0,13 мг/дм<sup>3</sup> (в районе г. Иркутска) соответственно. С увеличением расстояния от завода содержание растворимого фтора в снеговой воде постепенно уменьшается. На удалении 10 и 15 км в направлении розы ветров его количество превышает фоновое в 5 и 2 раза соответственно, а вблизи завода – в 25–35 раз.

С твердыми аэрозолями фтор поступает в окружающую среду в больших количествах (см. рис. 8). Величина коэффициента  $K_C$  фтора в некоторых пробах твердой фазы снегового покрова в 2020 г. превышала 90, а среднее его значение для всей территории составляло 24. В 2021 г. в одной из проб (500 м к юго-востоку от границы ИркаЗа) значение  $K_C$

фтора превышало 130, а среднее значение коэффициента для всей территории составляло 30.

Уголь, используемый на Ново-Иркутской ТЭЦ, содержит в своем составе множество элементов-примесей (Pb, As, Cd, Hg, Se, Be, Co, Cr, Mn, Ni и др.), которые при сжигании угля попадают в атмосферу [Бойко и др., 2003]. Воздействие выбросов Ново-Иркутской ТЭЦ на изучаемую территорию не ярко выражено, содержание Si, Fe, Mg, Mn, Zr и V незначительно, но выше фоновых значений. Как было отмечено ранее, летучие и растворимые соединения бериллия высокотоксичны, а его содержания в образцах твердого осадка снегового покрова могут служить индикатором и четко идентифицировать Ново-Иркутскую ТЭЦ как источник его поступления в окружающую среду (рис. 9). Для бериллия коэффициент  $K_C$  в 2020 г. варьировал от 0,7 (СНТ (Мельничная падь)) до 2,3 (микрорайон Березовый), в 2021 г. максимальное значение коэффициента  $K_C$  (2,2) наблюдалось в микрорайоне Изумрудный.

Для анализа всей совокупности полученных данных в программе Statistica был применен метод многомерного кластерного анализа нормированных данных на основе расчета евклидова расстояния (рис. 10). В соответствии с полученной дендрограммой по характеру источника загрязнения можно выделить две основные группы: Иркутск, Изумрудный, Николов Посад, СНТ (Мельничная падь), Маркова, Березовый, Сергиев Посад и Смоленщина; ИркаЗ, Баклаши, Олха и Шелехов.

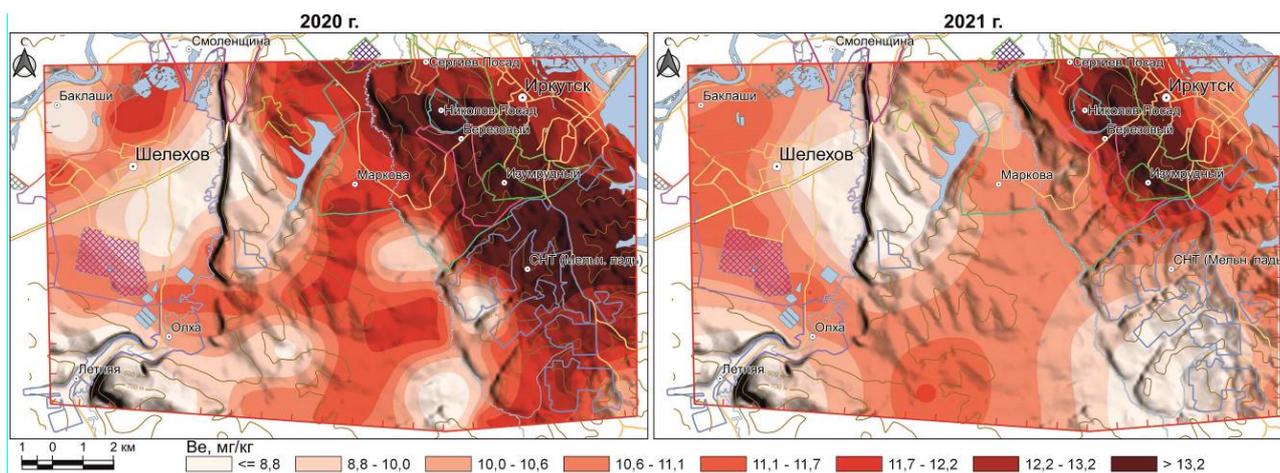


Рис. 9. Распределение бериллия в образцах твердой фазы снегового покрова пригородных районов г. Шелехова и г. Иркутска в 2020 и 2021 гг.

Fig. 9. Distribution of beryllium for snow cover solid phase samples in the suburban areas of Shelekhov and Irkutsk cities for 2020 and 2021

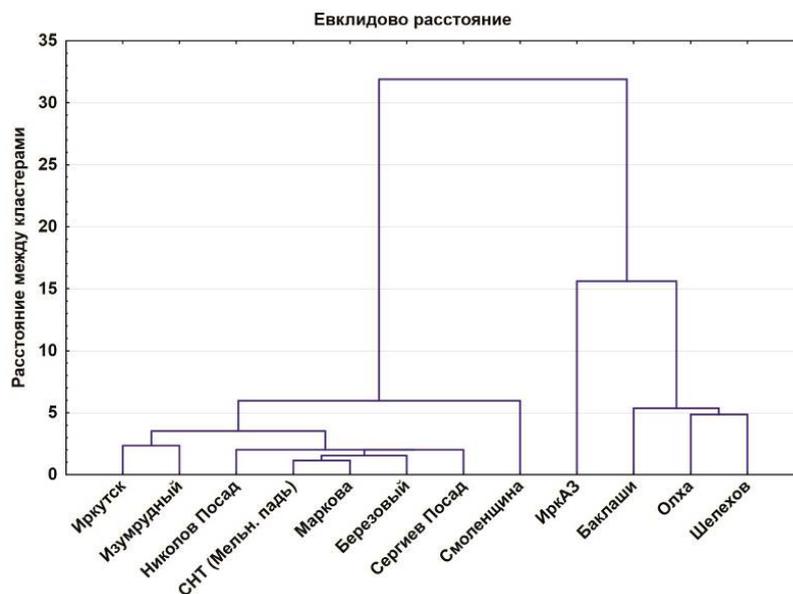


Рис. 10. Дендрограмма результатов кластерного анализа средних значений химического состава твердой фазы снегового покрова по районам

Fig. 10. Dendrogram of the results of cluster analysis of the average values of chemical composition for snow cover solid phase by districts

В первой группе наблюдаются более тесные связи между пригородными районами (Николов Посад, СНТ (Мельничная падь), Маркова, Березовый и Сергиев Посад). Связь второй группы с районом ИркаЗа отчетливо характеризует влияние выбросов завода.

Обобщение полученных результатов позволяет подтвердить наличие двух основных источников загрязнения на исследуемой территории и выделить

территории СНТ (Мельничная падь) как наиболее чистые среди изученных, поскольку этот район обладает меньшей запыленностью и отличается низкими коэффициентами корреляций между исследуемыми элементами. Территории р.п. Маркова, включая микрорайоны Сергиев Посад, Николов Посад, Березовый и Изумрудный, также характеризуются низкой степенью загрязнения по суммарному показателю,

низкими значениями пылевой нагрузки и неопасным уровнем экологического неблагополучия, т.е. могут считаться «чистыми» с точки зрения загрязнения атмосферного воздуха.

### Заключение

Анализ пространственно-временного распределения пылевой нагрузки за 2015, 2020 и 2021 гг. по данным снегогеохимической съемки показывает, что формирование ореолов повышенной запыленности в техногенно-нагруженных пригородных районах г. Шелехова и г. Иркутска сохраняется, однако имеется тенденция к снижению в этих ореолах значений средней пылевой нагрузки. Степень загрязнения в районе ИркАЗа и с. Баклаши с 2015 по 2021 г. снизилась с высокого уровня до средней степени (умеренно опасная категория) согласно значениям суммарного показателя загрязнения. Для территории, включающей д. Олху, с. Смоленщина, микрорайоны р.п. Маркова, а также ближайшие СНТ (Мельничная падь), за исследуемый период наблюдается низкая степень загрязнения. Таким образом, на территории исследуемых районов наблюдается процесс загрязнения, находящийся на

разных стадиях и распространяющийся по районам неравномерно.

В соответствии с полученными результатами исследования можно сделать вывод об относительно благополучной экологической обстановке в СНТ (Мельничная падь), р.п. Маркова, включая микрорайоны Сергиев Посад, Николов Посад, Березовый и Изумрудный. Следует отметить положительную тенденцию по уменьшению концентраций Be, Zr, Si и Al в снеговом покрове района воздействия выбросов Ново-Иркутской ТЭЦ, что свидетельствует о снижении техногенной нагрузки и об улучшении качества атмосферного воздуха. Также наблюдается тенденция по уменьшению концентраций F, Si и Be, что, в свою очередь, свидетельствует о незначительном снижении техногенной нагрузки со стороны Иркутского алюминиевого завода, но вместе с этим сохраняющимся плохим качеством атмосферного воздуха в г. Шелехове, а также с. Баклаши, д. Олхе и с. Смоленщина. Эти районы характеризуются средней степенью (умеренно опасная категория) загрязнения снегового покрова, средней степенью загрязнения пылевой нагрузки и умеренно опасным уровнем экологического неблагополучия, что свидетельствует о более высокой техногенной нагрузке.

### Список источников

- Белозерова О.Ю., Королева Г.П., Павлова Л.А.** Рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ твердых осадков снегового покрова как индикаторов загрязнения окружающей среды // Аналитика и контроль. 2002. Т. 6, № 4. С. 477–484.
- Белозерцева И.А.** Техногенное воздействие на снежный покров Верхнего Приангарья // География и природные ресурсы. 1999. № 2. С. 46–51.
- Бойко С.М., Сутурин А.Н., Парадина Л.Ф., Куликова Н.Н.** Геохимические особенности золы углей Ирша-Бородинского месторождения (Канско-Ачинский бассейн) // География и природные ресурсы. 2003. № 2. С. 82–88.
- Бояркина А.П., Байковский В.В., Васильев М.В., Глухов Г.Г., Медведев М.А.** Аэрозоли в природных планшетах Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1993. 160 с.
- Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д.** Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л. : Гидрометеоздат, 1985. 185 с.
- Гинзбург Л.Н., Токавищев И.А.** Многомерный анализ геохимических данных Европы (геохимическое районирование и оценка экологического состояния). М. : Пангея, 2012. С. 3–19.
- Головных Н.В., Верхозина В.А., Верхозина Е.В.** Анализ техногенного воздействия выбросов алюминиевого производства на почвы промышленного района г. Шелехов // Экология промышленного производства. 2013. № 3 (83). С. 57–63.
- Головных Н.В., Бычинский В.А., Филимонова Л.М., Глазунов О.М.** Геоэкологические исследования загрязненности почв в зоне действия алюминиевого завода // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геоэкология. 2014. № 3. С. 224–232.
- Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2019 году».** Иркутск : Мегапринт, 2020. 314 с.
- Гребенщикова В.И.** Геохимическая специфика состава снеговой воды некоторых городов Иркутской области // Вода: химия и экология. 2013. № 2. С. 19–25.
- Гусев В.А., Карпов И.К., Киселев А.И.** Алгоритм построения иерархической дендрограммы кластер-анализом в геолого-геохимических приложениях // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1974. № 8. С. 61–67.
- Давыдова Н.Д.** Транслокация техногенного фтора в растениях степей юга Минусинской котловины // Успехи современного естествознания. 2016. № 8. С. 173–177.
- Двинских С.А.** Факторы формирования и элементы химического состава поверхностных вод : учеб.-метод. пособие. Пермь, 2020. 77 с.
- Ермолов Ю.В., Смоленцев Н.Б.** Зимний фоновый сток примесей атмосферы на юго-востоке Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33, № 1. С. 75–81.
- Касимов Н.С., Кошелева Н.В., Власов Д.В., Терская Е.В.** Геохимия снежного покрова в Восточном округе Москвы // Вестник Московского университета. 2012. № 4. С. 14–24.
- Лисецкая Л.Г., Шаяхметов С.Ф.** Уровень загрязнения снегового покрова фтористыми соединениями в зоне выбросов алюминиевого производства // Здоровье населения и среда обитания. 2021. № 3 (336). С. 41–46.

Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территории городов химическими элементами. М. : ИМГРЭ, 1982. 112 с.

Назаров И.М., Фридман Ш.Д., Ренне О.С. Использование сетевых снеговосъемок для изучения загрязнения снежного покрова // Метеорология и гидрология. 1978. № 7. С. 74–78.

Приказ Росрыболовства от 18.01.2010 № 20 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения».

Просекин С.Н., Филимонова Л.М., Бычинский В.А. Оценка воздействия алюминиевых производств на окружающую среду с помощью ГИС и ФХМ // Вопросы естествознания. 2018. № 2 (16). С. 100–106.

Просекин С.Н., Ощепкова А.В., Бычинский В.А. Современные методы оценки техногенной нагрузки на урбанизированные территории средствами геоинформационных систем и физико-химического моделирования // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. 2020а. № 3. С. 182–187.

Просекин С.Н., Бычинский В.А., Чудненко К.В., Амосова А.А., Знаменская Т.И. Физико-химические особенности процессов почвообразования в условиях техногенной нагрузки // География и природные ресурсы. 2020б. № 2. С. 71–77.

Просекин С.Н., Бычинский В.А. Атлас «Байкальский регион: общество и природа». Карта № 272: Распределение среднесуточной пылевой нагрузки. М. : Паулсен, 2021. 256 с.

Руководство по контролю загрязнения атмосферы. РД 52.04.186 № 2932\_83. М. : Госкомгидромет, 1991. 693 с.

Сагт Е.Ю., Ревич Б.А., Янин Е.П. Геохимия окружающей среды. М. : Недра, 1990. 335 с.

СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода и водоснабжение населенных мест».

Скузатов С.Ю., Белозерова О.Ю., Васильева И.Е., Зарубина О.В., Канева Е.В., Сокольников Ю.В., Чубаров В.М. Центр коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН: современное состояние методов изучения вещества на микро- и макроуровне // Геофизика и геотектоника. 2022. Т. 13, № 2. С. 1–10.

Таловская А.В. Геохимическая характеристика пылевых атмосферных выпадений на территории г. Томска // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23, № 6. С. 519–524.

Филимоненко Е.А., Таловская А.В., Язиков Е.Г. Особенности вещественного состава пылевых атмосферных выпадений в зоне воздействия предприятия топливно-энергетического комплекса (на примере Томской ГРЭС-2) // Оптика атмосферы и океана. 2012. № 10. С. 896–901.

Филимонова Л.М., Паршин А.В., Бычинский В.А. Оценка загрязнения атмосферы в районе алюминиевого производства методами геохимической съемки снегового покрова // Метеорология и гидрология. 2015. № 10. С. 75–84.

Ходжер Т.В. Исследование состава атмосферных выпадений и их воздействия на экосистемы байкальской природной территории : дис. д-ра геогр. наук. Иркутск, 2005. 305 с.

Язиков Е.Г., Таловская А.В., Жорняк Л.В. Оценка эколого-геохимического состояния территории г. Томска по данным изучения пылеаэрозолей и почв. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. 264 с.

Янченко Н.И., Баранов А.Н., Яскина О.Л. Распределение компонентов выбросов алюминиевого производства в атмосфере и атмосферных осадках Байкальского промышленного региона // Известия вузов. Цветная металлургия. 2014. № 3. С. 56–60.

Amosova A.A., Panteeva S.V., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Determination of major elements by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry and trace elements by inductively coupled plasma mass spectrometry in igneous rocks from the same fused sample (110 mg) // Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy. 2016. V. 122. P. 62–68.

Parshin A.V., Filimonova L.M., Prosekin S.N. Methodical and technical solutions of GIS for snowgeochemical observations in the areas under diverse anthropogenic impact // Modern Information Technologies in Earth Sciences: Proceedings of the International Conference. Petropavlovsk on Kamchatka. 2014. Vladivostok: Dalnauka. 2014. P. 88.

## References

Belozerova O.Yu., Koroleva G.P., Pavlova L.A. *Rentgenospektral'nyy elektronno-zondovyy mikroanaliz tverdykh osadkov snegovogo pokrova kak indikatorov zagryazneniya okruzhayushchey sredy* [X-ray electron probe microanalysis of solid snow cover sediments as indicators of environment pollution] // *Analitika i kontrol'*. 2002. V. 6 (4). pp. 477–484. In Russian

Belozertseva I.A. *Tekhnogennoe vozdeystvie na snezhnyy pokrov Verkhnego Priangar'ya* [Technogenic impact on the snow cover of the Upper Angara region] // *Geografiya i prirodnye resursy*. 1999. No. 2. pp. 46–51. In Russian

Boyko S.M., Sutturin A.N., Paradina L.F., Kulikova N.N. *Geokhimicheskie osobennosti zoly ugley Irsha-Borodinskogo mestorozhdeniya (Kansko-Achinskiy basseyn)* [Geochemical features of coal ash from the Irsha-Borodino deposit (Kansk-Achinsk basin)] // *Geografiya i prirodnye resursy*. 2003. No. 2. pp. 82–88. In Russian

Boyarkina A.P., Baykovskiy V.V., Vasil'ev M.V., Glukhov G.G., Medvedev M.A. *Aerozoli v prirodnykh planshetakh Sibiri* [Aerosols in natural plates of Siberia]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta. 1993. 160 p. In Russian

Vasilenko V.N., Nazarov I.M., Fridman Sh.D. *Monitoring zagryazneniya snezhnogo pokrova* [Snow pollution monitoring]. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1985. 185 p. In Russian

Ginzburg L.N., Tokavishchev I.A. *Mnogomernyy analiz geokhimicheskikh dannykh Evropy (geokhimicheskoe rayonirovanie i otsenka ekologicheskogo sostoyaniya)* [Multivariate analysis of European geochemical data (geochemical zoning and assessment of the ecological state)]. Moscow: ZAO «Pangeya». 2012. pp. 3–19. In Russian

Golovnykh N.V., Verkhozina V.A., Verkhozina E.V. *Analiz tekhnogenno go vozdeystviya vybrosov alyuminiyevogo proizvodstva na pochvy promyshlennogo rayona g. Shelekhov* [Analysis of the technogenic impact of aluminum production emissions on the soils of the industrial area of Shelekhov] // *Ekologiya promyshlennogo proizvodstva*. 2013. No. 3(83). pp. 57–63. In Russian

Golovnykh N.V., Bychinskii V.A., Filimonova L.M., Glazunov O.M. *Geoekologicheskie issledovaniya zagryaznennosti pochv v zone deystviya alyuminiyevogo zavoda* [Geoecological studies of soil contamination in the area of aluminum plant] // *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya*. 2014. No. 3. pp. 224–232. In Russian

*Gosudarstvennyy doklad «O sostoyanii i ob okhrane okruzhayushchey sredy Irkutskoy oblasti v 2019 godu»* [State report "On the state and protection of the environment of the Irkutsk region in 2019"]. Irkutsk: Megaprint. 2020. 314 p. In Russian

Grebenshchikova V.I. *Geokhimicheskaya spetsifika sostava snegovoy vody nekotorykh gorodov Irkutskoy oblasti* [Geochemical specificity of the composition of snow water in some cities of the Irkutsk region] // *Voda: himiya i jekologiya* [Water: chemistry and ecology]. 2013. No. 2. pp. 19–25. In Russian

Gusev V.A., Karpov I.K., Kiselev A.I. *Algoritm postroeniya ierarkhicheskoy dendrogrammy klaster-analizom v geologo-geokhimicheskikh prilozheniyakh* [Algorithm for constructing a hierarchical dendrogram by cluster analysis in geological and geochemical applications] // *Izvestiya AN SSSR, seriya geologicheskaya*. 1974. No.8. pp. 61–67. In Russian

Ermolov Yu.V., Smolentsev N.B. *Zimniy fonovyy stok primesey atmosfery na yugo-vostoke Zapadnoy Sibiri* [Winter background aerosol deposition in the south-eastern part of Western Siberia] // *Optika atmosfery i okeana*. 2020. V. 33 (1). pp. 75–81. In Russian

Davydova N.D. *Translokatsiya tekhnogennoy flora v rasteniyakh stepey yuga Minusinskoy kotloviny* [Translocation of technogenic fluorine in plants of the Minusinsk depression south steppes] // *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya* [Advances in current natural sciences]. 2016. No. 8. pp. 173–177. In Russian

Dvinskikh S.A. *Faktory formirovaniya i elementy khimicheskogo sostava poverkhnostnykh vod: Uchebno-metodicheskoe posobie* [Formation factors and elements of the chemical composition of surface waters: Educational and methodological manual]. Perm': Permskiy gosudarstvennyy natsional'nyy issledovatel'skiy universitet. 2020. 77 p. In Russian

Kasimov N.S., Kosheleva N.V., Vlasov D.V., Terskaya E.V. *Geokhimiya snezhnogo pokrova v Vostochnom okruge Mosky* [Geochemistry of snow cover within the eastern district of Moscow] // *Vestnik Moskovskogo universiteta*. 2012. No. 4. pp. 14–24. In Russian

Lisetskaya L.G., Shayakhmetov S.F. *Uroven' zagryazneniya snegovogo pokrova fluoridnymi soedineniyami v zone vybrosov alyuminiyevogo proizvodstva* [The Level of Snow Cover Contamination with Fluoride Compounds in the Emission Zone of a Primary Aluminum Smelter] // *Zdorov'e naseleniya i sreda obitaniya*. 2021. No. 3 (336). pp. 41–46. In Russian. doi: 10.35627/2219-5238/2021-336-3-41-46

*Metodicheskie rekomendatsii po geokhimicheskoy otsenke zagryazneniya territorii gorodov khimicheskimi elementami* [Guidelines for the geochemical assessment of pollution of urban areas with chemical elements]. Moscow: IMGRE. 1982. 112 p. In Russian

Nazarov I.M., Fridman Sh.D., Renne O.S. *Ispol'zovanie setevykh snegos"emok dlya izucheniya zagryazneniya snezhnogo pokrova* [Using network snow surveys to study snow cover pollution] // *Meteorologiya i gidrologiya*. 1978. No. 7. pp. 74–78. In Russian

Prikaz Rosrybolovstva ot 18.01.2010 № 20 "Ob utverzhenii normativov kachestva vody vodnykh ob"ektov rybkhozyaystvennogo znacheniya, v tom chisle normativov predel'no dopustimyykh kontsentratsiy vrednykh veshchestv v vodakh vodnykh ob"ektov rybkhozyaystvennogo znacheniya" [Order of the Federal Agency for Fishery dated January 18, 2010 No. 20 "On approval of water quality standards for water bodies of fishery significance, including standards for maximum permissible concentrations of harmful substances in the waters of water bodies of fishery significance"]. In Russian

Prosekin S.N., Filimonova L.M., Bychinskiy V.A. *Otsenka vozdeystviya alyuminiyevykh proizvodstv na okruzhayushchuyu sredu s pomoshch'yu GIS i FKM* [Assessment of impact of aluminum productions on the surrounding medium by means of GIS and PCM] // *Voprosy estestvoznaniya*. 2018. No. 2 (16). pp. 100–106. In Russian

Prosekin S.N., Oshepkova A.V., Bychinsky V.A. *Sovremennyye metody otsenki tekhnogennoy nagruzki na urbanizirovannyye territorii sredstvami geoinformatsionnykh sistem i fiziko-khimicheskogo modelirovaniya* [Modern methods of assessment of anthropogenic load on urbanized territories by means of geoinformation systems and physical and chemical modeling] // *Aktual'nye problemy nauki Pribaykal'ya*. 2020a. No. 3. pp. 182–187. In Russian

Prosekin S.N., Bychinsky V.A., Chudnenko K.V., Amosova A.A., Znamenskaya T.I. *Physicochemical Features of Soil-Forming Processes in Conditions of Technogenic Load* // *Geography and Natural Resources*. 2020b. V. 41 (2). pp. 71–77. doi: 10.1134/S1875372820020080.

Prosekin S.N., Bychinskiy V.A. *Atlas «Baikal'skiy region: obshchestvo i priroda». Karta № 272: Raspreделение srednesutochnoy pylevoy nagruzki* [Atlas "Baikal region: society and nature". Map No. 272: Distribution of the average daily dust load]. Moscow: Paulsen. 2021. 256 p. In Russian

RD 52.04.186№2932 83. *Rukovodstvo po kontrolyu zagryazneniya atmosfery* [Air Pollution Control Guide]. Moscow: Goskomgidromet. 1991. 693 p. In Russian

Saet E.Yu., Revich B.A., Yanin E.P. *Geokhimiya okruzhayushchey sredy* [Environmental geochemistry]. Moscow: Nedra. 1990. 335 p. In Russian

SanPiN 2.1.4.1074-01. *Pit'evaya voda i vodosnabzhenie naselennykh mest.* [SanPiN 2.1.4.1074-01. Drinking water and water supply of populated areas]. In Russian

Skuzovatov S.Yu., Belozeroва O.Yu., Vasil'eva I.E., Zarubina O.V., Kaneva E.V., Sokolnikova Yu.V., Chubarov V.M., Shabanova E.V. *Centre of isotopic and geochemical research (IGC SB RAS): current state of micro- and macroanalysis* // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13 (2), pp. 1–10. In Russian. doi: 10.5800/GT-2022-13-2-0585

Talovskaya A.V. *Geokhimicheskaya kharakteristika pylevykh atmosferykh vypadeniy na territorii g. Tomsk* [Geochemical characteristics of atmospheric dust fallout on the territory of Tomsk] // *Optika atmosfery i okeana*. 2010. V. 23 (6). pp. 519–524. In Russian

Filimonenko E.A., Talovskaya A.V., Yazikov E.G. *Osobennosti veshchestvennogo sostava pylevykh atmosferykh vypadeniy v zone vozdeystviya predpriyatiya toplivno-energeticheskogo kompleksa (na primere Tomskoy GRES-2)* [Mineralogy characteristic of dust aerosols in fuel and power supplying plant area (by the example Tomskaya GRES-2)] // *Optika atmosfery i okeana*. 2012. No. 10. pp. 896–901. In Russian

Filimonova L.M., Bychinskii V.A., Parshin A.V. *Air pollution assessment in the area of aluminum production by snow geochemical survey* // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2015. V. 40 (10). pp. 691–698. In Russian. doi: 10.3103/S1068373915100076

Khodzher T. V. *Issledovanie sostava atmosferykh vypadeniy i ikh vozdeystviya na ekosistemy baykal'skoy prirodnoy territorii* [Study of the Composition of Atmospheric Fallouts and Their Impact on the Ecosystems of the Baikal Natural Territory]: dis. doktora geogr. nauk. Irkutsk. 2005. 305 p. In Russian

Yazikov E.G., Talovskaya A.V., Zhorniyak L.V. *Otsenka ekologo-geokhimicheskogo sostoyaniya territorii g. Tomsk po dannym izucheniya pyleajerozolej i pochv* [Assessment of the ecological and geochemical state of the territory of the city of Tomsk according to the study of dust aerosols and soils]. Tomsk: Izd-vo Tomskogo politekhnicheskogo universiteta, 2010. 264 p. In Russian

Yanchenko N.I., Baranov A.N., Yaskina O.L. *Raspredelenie komponentov vybrosov alyuminievogo proizvodstva v atmosfere i atmosferykh osadkakh Baykal'skogo promyshlennogo regiona* [Distribution of aluminium production emissions' components in atmosphere and atmospheric precipitations of Baikal industrial zone] // *Izvestiya Vuzov. Tsvetnaya Metallurgiya*. 2014. No. 3. pp. 56–60. In Russian. doi: 10.17073/0021-3438-2014-3-56-60

Amosova A.A., Panteeva S.V., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Determination of major elements by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry and trace elements by inductively coupled plasma mass spectrometry in igneous rocks from the same fused sample (110 mg) // *Spectrochimica Acta. Part B*. 2016. V. 122. pp. 62–68. doi: 10.1016/j.sab.2016.06.001

Parshin A.V., Filimonova L.M., Prosekin S.N. Methodical and technical solutions of GIS for snowgeochemical observations in the areas under diverse anthropogenic impact // *Modern Information Technologies in Earth Sciences: Proceedings of the International Conference. Petropavlovsk on Kamchatka*. 2014. Vladivostok: Dalnauka. 2014. p. 88.

#### **Информация об авторах:**

**Прошкин С.Н.**, кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, лаборатория моделирования геохимических процессов, Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия; младший научный сотрудник, департамент рудной геологии, Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия.

E-mail: pros.sergey@igc.irk.ru

**Амосова А.А.**, кандидат химических наук, научный сотрудник, лаборатория рентгеновских методов анализа, Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия.

E-mail: amosova@igc.irk.ru

**Чубаров В.М.**, кандидат химических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рентгеновских методов анализа, Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия.

E-mail: chubarov@igc.irk.ru

**Бычинский В.А.**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория моделирования геохимических процессов, Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия.

E-mail: val@igc.irk.ru

**Вклад авторов:** все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

**Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.**

#### **Information about the authors:**

**Prosekin S.N.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Junior Researcher, Laboratory of Geochemical Processes Modeling, Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation; Junior Researcher, Department of Ore Geology, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia.

E-mail: pros.sergey@igc.irk.ru

**Amosova A.A.**, Cand. Sci. (Chemistry), Researcher, Laboratory of X-Ray Methods, Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia.

E-mail: amosova@igc.irk.ru

**Chubarov V.M.**, Cand. Sci. (Chemistry), Senior Researcher, Laboratory of X-Ray Methods, Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia.

E-mail: chubarov@igc.irk.ru

**Bychinsky V.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of Geochemical Processes Modeling, Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia.

E-mail: val@igc.irk.ru

**Author Contributions:** All authors have made an equivalent contribution to the preparation of the publication.

**The authors declare no conflict of interest.**

*Статья поступила в редакцию 27.05.2022; одобрена после рецензирования 03.05.2023; принята к публикации 18.09.2023*

*The article was submitted 27.05.2022; approved after reviewing 03.05.2023; accepted for publication 18.09.2023*

Научный журнал

## ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

## GEOSPHERE RESEARCH

2023. № 3

Редактор Ю.П. Готфрид  
Оригинал-макет А.И. Лелоюр  
Редактор-переводчик С.И. Гертнер  
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара  
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.  
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 27.09.2023 г. Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Гарнитура Times. Печ. л. 19,2; усл. печ. л. 17,9.  
Тираж 50 экз. Заказ № 5595. Цена свободная.

Дата выхода в свет 24.10.2023 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании  
Издательства Томского государственного университета  
634050, г. Томск, Ленина, 36  
Тел. 8(382-2)–52-98-49; 8(382-2)–52-96-75  
Сайт: <http://publish.tsu.ru>; E-mail: [rio.tsu@mail.ru](mailto:rio.tsu@mail.ru)