

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2022

№ 2

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.



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

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

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: 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 индустриального университета, Новокузнецк, Россия

Дорошкевич А.Г., д-р геол.-минерал. наук, заведующий 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

Ревердатто 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

Худoley 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

Банкс Давид, CGeol, компания Holymoore Consultansy, 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; **Катунин Д.А.**, канд. филол. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Краснова Т.С.**, канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, 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; **Хромых О.В.**, канд. геогр. 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

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

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

E-mail: 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, Holymoor 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; **Katunin D.A.**, Cand. Sci. (Philol.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Krasnova T.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), 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; **Khromykh O.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Абрамов Б.Н., Калинин Ю.А., Боровиков А.А.** Итакинское золоторудное месторождение: изотопный состав, вероятные источники рудного вещества (Восточное Забайкалье) 6
- Колпаков В.В., Неволько П.А., Редина А.А., Редин Ю.О.** Особенности орогенного золото-кварцевого оруденения Федоровского рудно-россыпного поля (Горная Шория) на примере Лазаретного и Федоровского рудопроявлений 23

ГЕОТЕКТОНИКА, ПЕТРОЛОГИЯ

- Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Профиль температуры в континентальной литосфере и в мантии под континентом 47
- Симонов В.А., Котляров А.В., Чернышов А.И., Юричев А.Н.** Условия формирования палеозойских ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна 57
- Чайка И.Ф., Изох А.Э., Калугин В.М., Житова Л.М., Шведов Г.И., Гора М.П., Шевко А.Я.** Оливин и хромшпинелиды месторождения Норильск-1: особенности состава и петрологические следствия 78

МИНЕРАЛОГИЯ

- Радько В.А., Ананьев С.А., Бондина С.С.** Геммологические особенности норильских аммолитов 101
- Сильянов С.А., Сазонов А.М., Лобастов Б.М., Шадрин Д.А., Тихонова К.А., Медведев Н.С.** Типохимизм пирита золоторудного месторождения Советское (Енисейский край) 112

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Смирнова М.А., Бочарников М.В.** Цифровое картографирование и анализ пространственной структуры экосистем горной лесостепи Западного Алтая 127
- Поздняков А.В., Пупышев Ю.С., Пучкин А.В.** Подменная реальность и истинный генезис Курайских гряд (Горный Алтай, Россия) 145
- Прейс Ю.И., Черетько Н.Н.** Циклы солнечной активности и динамика болотообразовательного процесса Западной Сибири в голоцене 162

CONTENTS

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

- Abramov B.N., Kalinin Yu.A., Borovikov A.A.** Itakin gold deposit: isotopic composition: probable sources of ore matter (Eastern Transbaikalia) 6
- Kolpakov V.V., Nevolko P.A., Redina A.A., Redin Y.O.** Features of orogenic gold-quartz mineralization of the Fedorovsky ore-placer field (Gornaya Shoriya) on the example of Lazaretny and Fedorovsky ore occurrences 23

GEOTECTONICS, PETROLOGY

- Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A.** Temperature profile in the continental lithosphere and in the mantle beneath a continent 47
- Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Chernyshov A.I., Yurichev A.N.** Formation conditions of Paleozoic ultrabasic complexes of the basement of the West Siberian sedimentary basin 57
- Chayka I.F., Izokh A.E., Kalugin V.M., Zhitova L.M., Shvedov G.I., Gora M.P., Shevko A.Ya.** Olivine and Cr-spinel from the Noril'sk-1 deposit: compositions and petrological implications 78

MINERALOGY

- Radko V.A., Ananyev S.A., Bondina S.S.** Gemmological features of Norilsk Ammolites 101
- Silyanov S.A., Sazonov A.M., Lobastov B.M., Shadrina D.A., Tikhonova K.A., Medvedev N.S.** Pyrite typochemistry of the Sovetskoe gold deposit (Yenisei Ridge, Russia) 112

GEOMORPHOLOGY, GEOECOLOGY

- Smirnova M.A., Bocharnikov M.V.** Predictive ecosystem mapping and spatial structure analysis for the Mountain Forest-Steppe of West Altai 127
- Pozdnyakov A.V., Pupyshev Yu.S., Puchkin A.V.** Substituted reality and the true genesis of the Kuray Ridges (Altai Mountains, Russia) 145
- Preis Yu.I., Cheredko N.N.** Cycle of Solar activity and dynamics of the sweet formation process in Western Siberia in Holocene 162

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Научная статья
УДК 550.42 (571.55)
doi: 10.17223/25421379/23/1

ИТАКИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ : ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ, ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)



Баир Намжилович Абрамов¹, Юрий Александрович Калинин²,
Андрей Александрович Боровиков³

¹ Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

^{2,3} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

¹ b_abramov@mail.ru

² kalinin@igm.nsc.ru

³ borovik@igm.nsc.ru

Аннотация. По геохимическим особенностям мезозойские магматические образования Итакинского месторождения соответствуют высококальевой известково-щелочной серии и являются вероятными источниками оруденения. На месторождении выделяется три основных продуктивных парагенетических рудных ассоциации: кварц-арсенопиритовая, кварц-полиметаллическая и кварц-антимонитовая. Определено, что рассчитанный изотопный состав кислорода во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа (260–205 °С) меняется от 2,69 до 10,26 ‰. Большая часть значений попадает в интервал от +5,5 до +9,5 ‰, соответствующий флюиду магматической природы. Магматический источник оруденения также подтверждается изотопным составом серы сульфидов. Для флюида, равновесного с пиритом при 300 °С, расчетные значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ лежат интервале от +1,88 до +6,25 ‰, что соответствует сере флюидов орогенных месторождений золота ($\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2} - -3,0 \text{‰} - +9,0 \text{‰}$). Значения $\delta^{34}\text{S}$ флюида, равновесного с антимонитом при температуре 185 °С, варьируют от –0,5 до +1,5 ‰, что близко к изотопному составу мантийной серы. Руды кварц-антимонитовой ассоциации отличаются высокими значениями U/Th отношений (U/Th – 1,92–5,50), что может свидетельствовать о восстановительной обстановке их формирования. Руды кварц-полиметаллической и кварц-арсенопиритовой ассоциаций образованы в окислительно-нейтральной обстановке (U/Th – 0,34–0,97). Наибольшими содержаниями редкоземельных элементов характеризуются руды кварц-арсенопиритовой ассоциации ($\Sigma\text{TR} - 127,4-184,9$), наименьшими – кварц-антимонитовой ($\Sigma\text{TR} - 13,06-30,89$). Таким образом, рудные участки Гавриловский, Сурьянская Горка и Малеевский отличаются минеральным составом и условиями образования. Их формирование, вероятнее всего, происходило в зонах глубинных тектонических нарушений в ходе процессов позднемезозойской тектономагматической активизации.

Ключевые слова: Итакинское месторождение, золото, рудные ассоциации, изотопы кислорода и серы, индикаторные элементы

Источник финансирования: Работа выполнена по государственным заданиям ИПРЭК СО РАН и ИГМ СО РАН.

Для цитирования: Абрамов Б.Н., Калинин Ю.А., Боровиков А.А. Итакинское золоторудное месторождение: изотопный состав, вероятные источники рудного вещества (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 6–22. doi: 10.17223/25421379/23/1

Original article
doi: 10.17223/25421379/23/1

ITAKIN GOLD DEPOSIT: ISOTOPIC COMPOSITION. PROBABLE SOURCES OF ORE MATTER (EASTERN TRANSBAIKALIA)

Bair N. Abramov¹, Yury A. Kalinin², Andrey A. Borovikov²

¹ Institute of natural resources ecology and cryology SB RAS, Chita, Russia

^{2,3} V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

¹ b_abramov@mail.ru

² kalinin@igm.nsc.ru

³ borovik@igm.nsc.ru

Abstract. It has been established that the Itakinskoye gold deposit is similar to many Mesozoic gold deposits of Eastern Transbaikalia according to the conditions of formation, mineral and geochemical features. The study of the elemental

composition of rocks and ores of the deposit was carried out in the analytical laboratories of the Geological Institute of the SB RAS (Ulan-Ude) and in the Center for Collective Use of Multi-Element and Isotope Studies of the SB RAS (Novosibirsk). The content of elements in rocks and ores was determined by the X-ray fluorescence method on the ARL Perform'X 4 spectrometer. The concentrations of rare earth elements were measured by the ICP-AES method. The determination of the oxygen isotopic composition was carried out using the MIR 10–30 installation of a laser heating system with a CO₂ laser with a power of 100 watts and a wavelength of 10.6 microns in the infrared region, in the presence of the BrF₅ reagent. The isotopic composition of sulfur in sulfides was analyzed in the center for collective use of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences on a Finnigan MAT Delta gas mass spectrometer in the double-inlet mode. The values of $\delta^{34}\text{S}$ (Q) are given relative to the CDT standard.

There are three ore sections at the deposit – Gavrilovsky, Antimyanaya Gorka and Maleevsky. Three main paragenetic ore associations are noted at the deposit: quartz-arsenopyrite (productive), quartz-polymetallic (productive) and quartz-antimonite.

A distinctive feature of the Itakinsky deposit is the wide development of quartz-antimonite mineralization. It is determined that the calculated isotopic composition of oxygen in the fluid in equilibrium with quartz of the productive stage (260–205 °C) varies from 2.69 to 10.26 ‰. Most of the values fall within the range of + 5.5 ‰ – +9.5 ‰, corresponding to the fluid of magmatic nature. The magmatic source of mineralization is also confirmed by the isotopic composition of sulfur sulfides. Thus, for the fluid that deposited pyrite at 300 °C, the values of $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ were obtained, respectively +1,88 ‰ – + 6, 25 ‰, which correspond to the values of sulfides of orogenic gold deposits ($\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ – -3.0 ‰ - +9.0 ‰). The fluid that deposited antimonite at a temperature of 185 °C is characterized by the values of $\delta^{34}\text{S} = \delta^{34}\text{S} = -0.5...+1.5$ ‰, which indicates the proximity of the mantle source to sulfur. It is established that the ores of the quartz-antimonite association are characterized by high values of U / Th ratios (U/Th – 1.92–5.50), indicating the reducing environment of their formation. The ores of quartz-polymetallic and quartz-arsenopyrite associations were formed in an oxidation-neutral environment (U/Th-0.34–0.97). The distribution of rare earth elements (REE) shows that the gold-bearing sulfide-quartz ores of the deposit are formed from magmatic foci of different depths to varying degrees of differentiation. During the ore process, the amount of REE decreases from the early stages to the late stages. The spatial and temporal relationship of their mineralization with the rocks of the Amudjikan dike complex (J₂₋₃), as well as the isotopic ratios of oxygen in ore-bearing quartz veins and sulfur in sulfides, indicating magmatic sources of mineralization. The question of the relationship of quartz-antimonite mineralization with magmatism is less defined.

Keywords: *Itakinskoye deposit, gold, ore associations, oxygen and sulfur isotopes, indicator ratios of elements*

Source of financing: The work was carried out under the state assignments of the INREC SB RAS and IGM SB RAS.

For citation: Abramov, B.N., Kalinin, Yu.A., Borovikov, A.A. (2022) Itakin gold deposit: isotopic composition: probable sources of ore matter (Eastern Transbaikalia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 6–22. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/1

Введение

Представленная работа посвящена одной из важнейших фундаментальных проблем рудной геологии и геохимии – выяснению условий, источников и механизмов формирования рудных концентраций металлов в различных геологических обстановках. Забайкальский край характеризуется наличием различных типов золоторудных месторождений, выделяемых по условиям формирования и минеральным ассоциациям [Спиридонов и др., 2006]. «Итакинский» тип отличается от других золоторудных месторождений широким развитием кварц-антимонитовой минерализации.

Итакинское золоторудное месторождение, расположенное в Могочинском рудном районе Забайкальского края, открыто в 1940 г. старателями прииска «Верхамурзолото» как сурьмяное, с 1962 г. переведено в разряд золото-сурьмяных. Оруденение прослежено до глубины 300–410 м от дневной поверхности. Защищенные запасы составляют около 19 т золота, среднее содержание Au в рудах 9,6 г/т [Быбин и др., 2014]. Геологоразведочными партиями Читинского геологического управления с 1960-х гг. по 2013 г. на месторождении проведены комплексные поисково-

разведочные работы, в результате которых было выделено три рудных участка – Малеевский, Сурьмяная гора и Гавриловский, и подсчитаны запасы категории С₂. Тематическими исследованиями изучены структурный и магматический контроль оруденения, минеральный состав руд, выделены стадии минерализации [Лейфман, 1965; Ивасив, 1968; Калашников, Давыдов, 1995; Быбин и др., 2014]. Совместность золотого и сурьмяного оруденения позволяет отнести месторождение к полиформационным. Проблема соотношения золотого и сурьмяного типов оруденений уже достаточно давно обсуждается в литературе [Дистанов и др., 1975; Сидоров, Волков, 1982, 2001; Амузинский и др., 2001; Неволько, Борисенко, 2009; Калинин и др., 2015]. На одних месторождениях Sb-минерализация пространственно обособлена от золото-сульфидных руд, занимая секущее положение по отношению к основным рудоконтролирующим структурам. На других антимонитовая минерализация совмещена с вкрапленными золото-сульфидными рудами с образованием микропарагенезисов Sb-содержащих минералов с никелем, кобальтом, золотом, свинцом и железом. Часто рудообразующие системы этого типа имеют много характеристик, сходных с типичными

орогенными месторождениями (золото-сульфидно-кварцевыми). Во многих случаях из-за конвергентности характеристических признаков отнести месторождение к тому или иному типу весьма затруднительно. Одним из возможных путей решения этой проблемы является анализ изотопно-геохимических данных.

Цель настоящей работы – на основе обобщения всей накопленной геологической информации, анализа изотопного состава минералов, индикаторных соотношений элементов в рудах и распределения редкоземельных элементов выявить условия образования и источники вещества для золотого и сурьмяного оруденения.

Фактический материал и методика исследований

В основу публикации положен фактический материал, собранный авторами в процессе полевых исследований непосредственно на месторождении, а также материал территориальных геологических фондов (Чита). Изучение элементного состава пород и руд проведено в аналитических лабораториях Геологического института СО РАН (Улан-Удэ) и в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск). Содержания элементов определены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL Perform'X 4. Пороги обнаружения V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo 1–3 г/т; Hf, Ta, W, Hb, Bi, Th, U – 5–10 г/т. Измерения концентраций редкоземельных элементов проведены методом ICP-AES (аналитики Т.И. Казанцева, А.А. Цыренова). Определение изотопного состава кислорода проводилось с использованием установки MIR 10–30 системы лазерного нагрева с лазером CO₂ мощностью 100 Вт и длиной волны 10,6 мкм в инфракрасной области, в присутствии реагента BrF₃ по методу [Sharp, 1990] (аналитик В.Ф. Посохов). Изотопный состав серы в сульфидах проанализирован в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT Delta в режиме двойного напуска (аналитики В.Н. Реутский, М.Н. Колбасова). Значения $\delta^{34}\text{S}$ (‰) приведены относительно стандарта CDT.

Краткая характеристика геологического строения месторождения

В геологическом строении района месторождения принимают участие стратифицированные образования архейского, юрского и мелового возрастов (рис. 1).

Архейские плутоногенно-метаморфические образования представлены кристаллическими сланцами, гнейсами могочинского комплекса (Ar₁mg); юрские

вулканогенно-осадочные отложения укурейской свиты (J₁uk) – разнообломочными туфами, туфо-песчаниками, туфо-алевролитами, покровами дацитового, липарит-дацитового состава. Меловые отложения тигнинской (K₁tg), доронинской (K₁dr) и такшинской (K₁tk) свит представлены конгломератами, гравелистами, песчаниками с прослоями алевролитов и угленосных образований. Они выполняют Итакинскую впадину и слагают небольшие мульды в восточной части рудного поля.

Структура рудного поля характеризуется блоково-мозаичным строением. Важную роль в формировании его тектонических и металлогенических особенностей сыграли нарушения северо-восточного и субширотного простираний. Наиболее крупные тектонические нарушения представлены Итакинским и Алексеевским разломами, являющимися фрагментами регионального Итака-Тунгирского глубинного разлома. Рудные участки месторождения приурочены к узлам пересечения Итакинского разлома северо-восточного простирания с тектоническими нарушениями северо-западного и субширотного простираний. Разломы сопровождаются зонами дробления мощностью 10–25 м. В большинстве структур северо-западного простирания локализуются дайки гибридных порфиоров, в меньшей степени диоритовых порфиритов и лампрофиоров. По Алексеевскому тектоническому нарушению проходит граница, разделяющая рудные участки Сурьмяная Горка и Малеевский.

В районе Итакинского месторождения развиты интрузивные образования кручинского (PZ₁k), крестовского (PZ₁kr), олекминского (PZ₁o), амананского (J₁a) и амуджиканского (J₂₋₃am) комплексов. Кручинский комплекс (PZ₁k) представлен интрузивным штоком, сложенным габбро, габбро-амфиболитами и габбро-норитами. В крестовском интрузивном комплексе (PZ₁kr) выделяется две фазы внедрения. Первая фаза представлена диоритами, вторая – гранодиоритами. Интрузивные образования первой фазы олекминского комплекса (PZ₁o) представлены биотитроговообманковыми мелко-среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами, второй фазы – гранодиоритами и плагиогранитами (см. рис. 1).

Подробнее рассмотрим магматические образования мезозойского возраста, с которыми в Восточном Забайкалье в пространстве и во времени ассоциирует золотое оруденение.

Амананский комплекс (J₁ a) представлен тремя фазами: I – габбро, габбро-нориты, II – гранодиориты, III – граниты, гранит-порфиры. Жильная серия представлена аплитами и аплитовидными гранитами. Интрузии комплекса являются вмещающими для рудоносных кварцевых жил на участках Малеевский и Сурьмяная горка. Породы в зависимости от вари-

ций состава соответствуют диорит-гранодиоритовой и монзонит-сиенитовой формациям. В районе Жирекенского молибденового месторождения изотопный возраст (U-Pb метод) гранитоидов амананского

комплекса составляет $162 \pm 1,4$ млн лет [Берзина и др., 2015]. С гранитоидами амананского комплекса связано молибденовое оруденение [Пояснительная..., 1997].

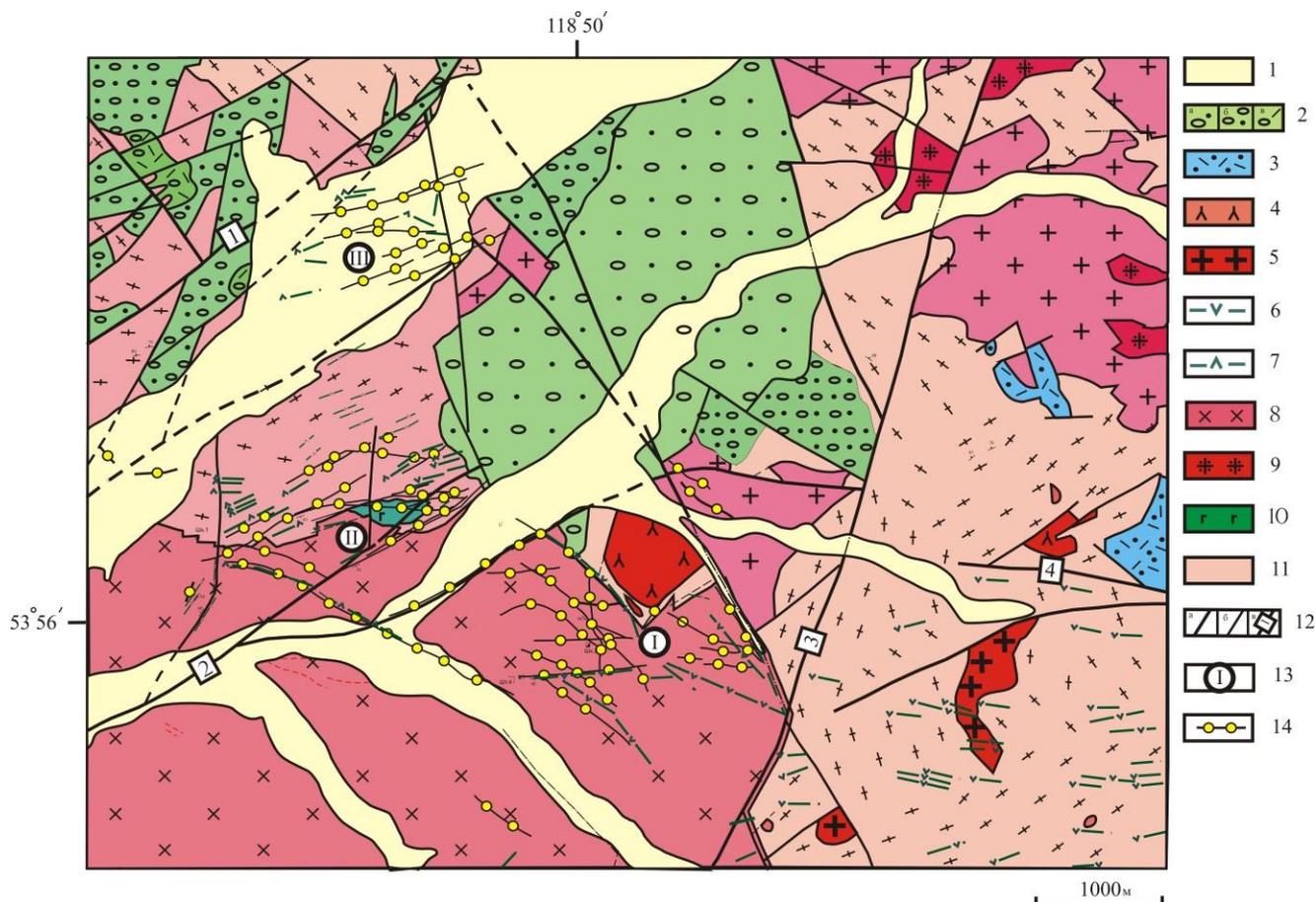


Рис. 1. Схема геологического строения Итакинское золоторудное месторождение
(по материалам проекта на проведение геологоразведочных работ на участках Малеевский и Сурьяная горка; В.А. Мелиневский, Г.А. Дрижак, 2016 г.)

1 – четвертичные отложения (Q) – валуны, галечники, пески, илы, супеси; 2 – меловые отложения: а – тигнинской (K₁tg), б – доронинской (K₁dr), в – такшинской свит (K₁tk) – конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелиты, литокластические туфы; 3 – юрские отложения укуреysкой свиты (J₃uk) – туфы, туфопесчаники с прослоями лав дацитового состава; 4 – нерчинский комплекс (J₃n) – дацитовые порфириты; амуджиканский комплекс (J₂₋₃am): 5 – штоки гранитоидов, дайки диабазовых и гибридных порфириров (6) и лампрофиров (7); 8 – амананский комплекс (J₁) – гранитоиды; 9 – крестовский комплекс (PZ₁) – диориты, кварцевые диориты; 10 – кручининский комплекс (PZ₁k) – габброиды; 11 – архейские метаморфические образования (Ar₁) – гнейсы, кристаллические сланцы; 12 – тектонические нарушения, а – крупные, б – мелкие, в – названия тектонических нарушений: 1 – Итакинское, 2 – Алексеевское, 3 – Пограничный, 4 – Малеевский; 13 – рудные участки: I – Малеевский, II – Сурьяная Горка, III – Гавриловский; 14 – сульфидно-кварцевые жилы

Fig. 1. Scheme of the geological structure Itakinskoe gold deposits
(based on the materials of the project for conducting geological exploration at the Maleevsky and Antimony Gorka sites, V. A. Melinevsky, G. A. Drizhak, 2016)

1 – Quaternary deposits (Q) – boulders, gravel, sand, silt, sandy loam; 2 – Cretaceous sediments: a – tigninskaya suite (K₁tg), b – doroninskaya suite (K₁dr), in – takshinskaya suite (K₁) – conglomerates, conglomerate-breccias, gravestones, lithoclastic tuffs; 3 – Jurassic sediments ukureyskoy suite (J₃uk) – tuffs, tuff sandstones with layers of dacitic lavas; 4 – Nerchinskiy complex (J₃n) – dacitic porphyrites; amudzhikanskiy complex (J₂₋₃am): 5 – granitoid stocks, diabase and hybrid porphyrite dikes (6) and lamprophyre (7); 8 – amanskiy complex (J₁) – granitoids; 9 – Krestovskiy complex (PZ₁kr) – diorites, quartz diorites; 10 – Kruchininskiy complex (PZ₁k) – gabbroids; 11 – Archean metamorphic formations (Ar₁) – gneisses, schists; 12 – tectonic disturbances, a – large, b – small, c – names of tectonic disturbances: 1 – Itakinskoe, 2 – Alekseevskoe, 3 – Border, 4 – Maleevskiy; 13 – ore sites: I – Maleevskiy, II – Sur'myanaya Gorka, III – Gavrilovskiy; 14 – sulfide-quartz veins

Амуджиканский интрузивный комплекс (J_{2-3ат}) представлен штоками и дайками пестрого состава, приуроченными к субширотной Итака-Могочинской тектонической зоне. Отмечается следующая последовательность интрузий амуджиканского комплекса: 1) кварцевые диориты – первая фаза (штоки); 2) гранодиориты средне-мелкозернистые и гранодиорит-порфиры роговообманково-биотитовые – вторая фаза (штоки); 3) гигантопорфировидные гранит-, гранодиорит- и граносиенит-порфиры – третья фаза (штоки); 4) гибридные порфиры (дайки); 5) лампрофиры и диабазовые порфириты (дайки); 6) дациты и их брекчии – дайки и штокообразные тела. С заключительными этапами становления амуджиканского вулканоплутонического комплекса, т.е. непосредственно с формированием дайковых и эксплозивных образований, тесно связано размещение золоторудной минерализации на всех участках Итакинского рудного поля. О парагенетической связи процессов образования золоторудного оруденения с магматизмом амуджиканского комплекса свидетельствует ряд фактов.

1. Тесная пространственная ассоциация золотоносных кварцево-сульфидных жил с дайками лампрофиров: рудоносные жилы часто встречаются в зальбандах даек и частично в них самих. Так, на участке Сурьямая Горка дайка гибридных порфиров внедряется по простиранию в жилу № 21, разрезая ее на две части [Мельникова, 1970]. В целом характерной особенностью пород дайкового комплекса золоторудных полей Восточного Забайкалья является наличие гибридных образований (гибридные порфириты, лампрофиры и диоритовые порфириты), образованных в результате смешения магм кислого и основного составов. На это указывает наличие в дайках диоритовых порфиритов обратной зональности во вкрапленниках плагиоклаза, которые образуются при растворении кислого плагиоклаза в более основном расплаве, а также присутствие в дайках гибридных порфиритов крупных овоидов калиевого полевого шпата с обтеканием их плагиоклаз-амфиболовым базисом [Бородаевская, 1956].

2. Простирание сульфидно-кварцевых жил соответствует простиранию пород дайкового комплекса, что свидетельствует о формировании их в единых тектонических зонах. Так, на Малеевском участке преобладает северо-западное простирание даек и сульфидно-кварцевых жил, на участке Сурьямая горка и те и другие имеют северо-восточное простирание (см. рис. 1).

3. Исследуя фондовые материалы, сотрудники Московского геологоразведочного института в 1969 г. К–Аг методом установили изотопный возраст даек лампрофиров, составляющий 143 ± 8 млн лет, что соответствует периоду формирования золотого оруденения в Восточном Забайкалье.

Отложения **Нерчинского вулканогенно-осадочного комплекса (J_{3-К1})** выполняют крупные депрессионные структуры. В районе месторождения представлен вулканогенно-осадочными отложениями Итакинской депрессии и небольшими штоками андезитовых порфиритов, расположенных южнее. В составе комплекса выделяется две группы отложений – ранняя вулканогенная и поздняя вулканогенно-осадочная. Вулканогенные породы представлены несколькими штоками дацитовых порфиритов, дайками андезитовых порфиритов. Вулканогенно-осадочные отложения Итакинской депрессии мощностью 100–300 м представлены конгломератами, гравелитами, туфо-песчаниками и туфо-алевролитами. В ходе поисково-разведочных работ на золотосеребряное оруденение, проведенных ОАО «Читагеологоразведка» в 2011–2013 гг, в фундаменте Итакинской депрессии выявлено убогое золотосульфидное оруденение, связанное с мезозойской тектономагматической активизацией.

На месторождении выделяются три рудных участка – Гавриловский, Сурьямая Горка и Малеевский, отличающиеся геологическим строением и степенью изученности. Золотое оруденение проявлено в трех основных рудных ассоциациях: кварц-арсенопиритовой, кварц-полиметаллической и кварц-антимонитовой (табл. 1).

Гавриловский участок, наименее изученный, располагается в северной части Итакинского месторождения, преимущественно в долине р. Итака. Участок сложен архейскими метаморфизованными породами (гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами), раннепалеозойскими гранитами, гранодиоритами, габбро и габбро-амфиболитами, прорванными дайками габбро-диабазов, лампрофиров, дацитовых порфиритов и микродиоритов позднеюрского амуджиканского комплекса. В результате поисковых работ выявлено 17 минерализованных зон с золотосеребряной минерализацией. Мощность их достигает 16–18 м, протяженность по простиранию до 100–1 500 м, по падению – 50–250 м. Содержание золота колеблется от десятых долей г/т до 13,5 г/т, серебра от первых г/т до 1 221 г/т. Золото в рудных зонах тонкодисперсное. На участке наиболее широко представлена минерализация кварц-пирит-арсенопиритового и кварц-антимонитового составов, остальные минеральные ассоциации имеют подчиненное значение. Минеральный состав рудных жил близок рудным жилам участка Сурьямая горка.

Участок Сурьямая Горка сложен в разной степени гранитизированными и диафорированными гнейсами, кристаллическими сланцами с линзами амфиболитов и гранулитов архея, габброидами раннего палеозоя и гранодиоритами средне-позднеюрского амананского магматического комплекса. Все

указанные породы прорваны дайками аплитов и аплитовидных гранитов средне-позднеюрского возраста, а также лампрофиров, диоритовых и диабазовых порфиров. На участке выявлено более 30 сульфидизированных зон окварцевания, дробления и брекчирования с золоторудной минерализацией. Рудные тела в них представлены жилами и жильными зона-

ми мощностью от 0,7 до 5,6 м, протяженностью по латерали до 1 500 м. Содержание золота в рудных телах варьирует от 6 до 16,4 г/т. По минеральному составу руды преимущественно кварц-антимонитовые и кварц-пирит-арсенопиритовые с тонкодисперсным золотом. Остальные рудные ассоциации имеют незначительное распространение (см. табл. 1).

Таблица 1

Распространенность рудных минералов Итакинского месторождения

Table 1

Prevalence of ore minerals of the Itakinsky Deposit

Главные	Второстепенные	Малораспространенные	Редкие	Температуры минералообразования °С [по Мельниковой и др., 1970]
Стадии минералообразования				
Кварц-молибденит-пиритовая				
Пирит	Молибденит, марказит, пирротин	Халькопирит	Магнетит	320–420
Кварц-арсенопиритовая (продуктивная)				
Арсенопирит, пирит	Пирит, золото, бурнонит, буланжерит,	Магнетит, марказит, магнетит	Серебро самородное, сульфосоли серебра, теллуриды золота, медь самородная, висмут самородный, джемсонит	85–290
Кварц-полиметаллическая (продуктивная)				
Пирит, галенит, сфалерит	Халькопирит, пирит, золото, гематит, теннантит	Антимонит, арсенопирит	Висмутин, тетрадимит, буланжерит, джемсонит, алтаит, борнит, фрейбергит, киноварь	220–300
Кварц-антимонитовая				
Пирит, антимонит, арсенопирит	Пирротин, сфалерит, халькопирит	Киноварь, шеелит, гематит, магнетит	Молибденит, фрейбергит, тетрадимит, галенит	185–220
Кварц-карбонатная				
–	Пирит		Марказит	130–180

Участок Малеевский расположен в восток-юго-восточной части Итакинского месторождения, примыкая по северной границе к участку Сурьянная Горка. Участок сложен архейскими метаморфическими породами, средне-позднеюрскими интрузивными образованиями и позднеюрскими субвулканическими породами. В пределах участка выявлено более 40 минерализованных зон, в большинстве из которых установлены промышленные концентрации золота. Протяженность рудных зон изменяется от 190 до 1 380 м, мощность от 0,4 до 50 м. Границы рудных зон с вмещающими породами нечеткие, метасоматические. Рудные тела представлены жилами, прожилками и линзами кварц-карбонат-сульфидного и кварц-карбонат-гематитового состава в окварцованных, сульфидизированных, серицитизированных, каолинизированных породах. Характерной особенностью Малеевского участка является наличие столбообразных рудных тел [Быбин и др., 2014]. Среднее содержание золота в рудных телах изменяется от 3,5 до 9,1 г/т и серебра – от 9,8 до 48,5 г/т. Руды участка

относятся к одному геолого-промышленному типу – золото-сульфидно-кварцевому. Количество сульфидов в рудах колеблется от 0,4 до 32 %, составляя в среднем 3,8 %. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, гематит, халькопирит и золото, второстепенными – арсенопирит, буланжерит, самородное серебро, молибденит (см. табл. 1). Характерной особенностью участка являются широкое развитие гипогенной гематитизации и наличие прожилков молибденита, отсутствующих на других участках. Золото тонкодисперсное (от первых мкм до 0,005–0,01 мм), чаще в виде включений в пирите (см. табл. 1). Установлено, что пробность самородного золота колеблется от 700 до 980 ‰, среднее значение – 844 ‰ [Вах и др., 2018].

На месторождении установлена вертикальная зональность оруденения, выраженная в постепенной смене от верхних рудных горизонтов к нижним преобладающей минерализации от сурьянной к полиметаллической, далее к пирит-арсенопиритовой. В западном блоке участка Сурьянная Горка смена антимонитовых

руд полиметаллическими и кварц-арсенопиритовыми происходит на глубине 80–100 м, в центральном блоке поднимается до 15–20 м от поверхности [Мельникова и др., 1970]. Рудные минералы более поздних стадий корродируют ранние рудные минералы. Так, руды кварц-антимонитовой стадии в рудных брекчиях цементируют обломки кварц-пиритовых и кварц-пирит-арсенопиритовых жил. Прожилки кварц-антимонитового состава пересекают рудные жилы кварц-полиметаллической стадии.

В пределах месторождения отмечается широкий спектр метасоматических изменений пород – окварцевание, березитизация, серицитизация и аргиллизация. Мощность зон метасоматитов в приконтактных частях кварцево-сульфидных жил достигает 10 м. Установлена вертикальная зональность метасоматического изменения пород. Так, в верхних горизонтах месторождения (0–500 м) характерно замещение роговой обманки хлоритом и доломитом. Для нижних горизонтов (> 500 м) типично замещение хлорита и плагиоклаза серицитом и кварцем [Гаврикова и др., 1973].

Петрогеохимическая характеристика пород и руд Итакинского месторождения

Золотое оруденение в Восточном Забайкалье связано с мезозойской тектономагматической активизацией [Спиридонов и др., 2006]. Рассмотрим потенциальную рудоносность мезозойских магматических образований, развитых в районе месторождения.

Для установления потенциальной рудоносности гранитов были использованы система классификационных петрохимических трендов гранитоидных формаций, с которыми связано образование главных типов рудных месторождений (рис. 2) [Бородин, 2004] и петрохимические модули: кремнекислотность $g = [Si - (Na + K + Ca + Mg + \Sigma Fe)]/Si$; известковистость $c = Ca/(Ca + Na + K)$; щелочность $\alpha = (Na + K)/Al$; железистость $f = \Sigma Fe/(\Sigma Fe + Mg)$, тип щелочности $n = Na/(Na + K)$ [Пермяков, 1983]. Анализ граничных величин данных петрохимических параметров показывает, что граниты амананского комплекса Итакинского месторождения в целом не соответствуют рудоносным гранитам (рис. 2, 3) [Ефремова, Стафеев, 1985].

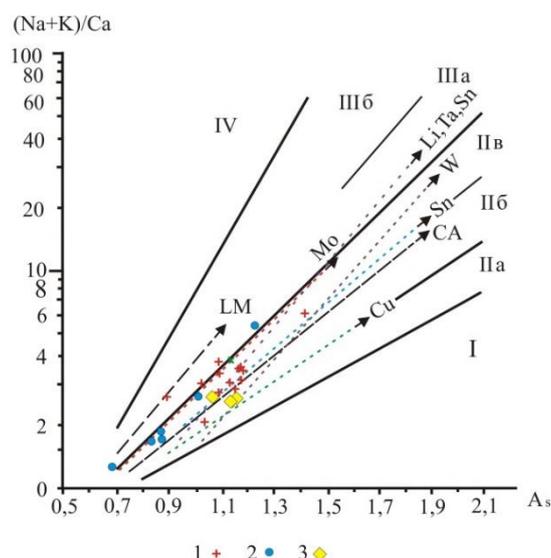


Рис. 2. Диаграмма $(Na + K)/Ca$ для магматических образований Итакинского золоторудного месторождения с эталонными трендами интрузивных образований [Бородин, 2004]

Квалификационные поля: I – известковое, II – известково-щелочное (IIa – субизвестковистые, IIb – известково-щелочные, IIв – известково-субщелочные граниты); III – субщелочное (IIIa – субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты, IIIб – щелочные апаитовые граниты и лейкограниты); IV – Щелочное. Эталонные тренды (штрих-пунктирные линии): CA – главный известково-щелочной, LM – латитовый (монзонитовый). Эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций (пунктирные линии): Sn – оловянный, Cu – медно-порфировый, Mo – (Cu) – молибденовый, W – (Mo) – вольфрам-молибденовый; Li, Ta, Nb, Sn – литий-тантал-ниобий-оловянный. 1 – граниты амананского комплекса, 2 – дайки лампрофиров, гибридных порфиров амуджиканского комплекса, 3 – дациты нерчинского комплекса

Fig. 2. Diagram $(Na + K)/Ca$ for magmatic formations of the Itaka gold Deposit with Etalon trends of Intrusive formations [Borodin, 2004]

Qualifying fields: I – calcareous, II – calc-alkaline (IIa – subcalcareous, IIb – calc-alkaline, IIв – calc-subalkaline granites); III – subalkaline (IIIa – subalkaline and alkaline granites and leucogranites, IIIb – alkaline peralkaline granites and leucogranites); IV – alkaline. Reference trends (dash-dotted lines): CA – main lime – alkaline, LM – latite (monzonite). Reference trends of ore-rich granitoid formations (dotted lines): Sn – tin, Cu – copper-porphyry, Mo – (Cu) – molybdenum, W – (Mo) – tungsten – molybdenum; Li, Ta, Nb, Sn – lithium-tantalum-niobium-tin. 1 – granites of the amananskiy complex, 2 – dikes of lamprophyres, hybrid porphyries of the amudzhikanskiy complex, 3 – dacites of the Nerchinskiy complex

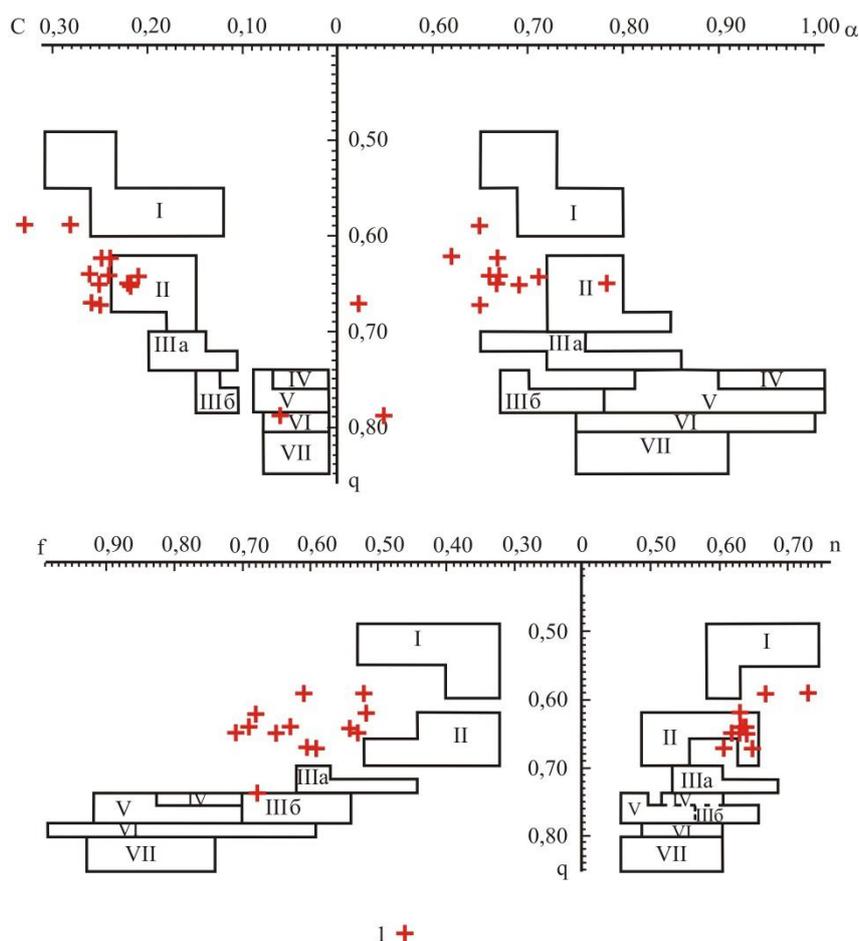


Рис. 3. Диаграмма полей потенциально рудоносных гранитных массивов Восточного Забайкалья по граничным величинам модулей $f-g-n, c-g-a$

Поля рудоносных гранитов: I – с золото-полиметаллической и полиметаллической минерализацией, II – с золото-молибденовой (и полиметаллической) минерализацией, IIIa – с молибденовой (и золото-молибденовой) минерализацией, IIIб – с собственно молибденовой минерализацией, IV – с молибден-вольфрамом минерализацией, V – с вольфрамовой и флюоритовой минерализацией, VI – с вольфрамовой и щелочно-редкометалльной минерализацией, VII – с вольфрам-ниобиевой и флюоритовой минерализацией, 1 – граниты амананского комплекса

Fig. 3. Diagram of fields of potentially ore-bearing granite massifs of Eastern Transbaikalia by the boundary values of modules $f-g-n, c-g-a$

The field of ore-bearing granites: I – с gold-polymetallic and polymetallic mineralization), II – with gold-molybdenum (and polymetallic mineralization), IIIa – molybdenum (and gold-molybdenum mineralization), IIIb – with the actual molybdenum mineralization, IV – with molybdenum-wolfram mineralization, V – tungsten and fluorite mineralization, VI – tungsten and alkaline rare-metal mineralization, VII – with tungsten-niobium, and fluorite mineralization, 1 – granites of the amananskiy complex

На классификационной диаграмме эталонных трендов рудогенных гранитоидных формаций, учитывающей содержание и химическую активность породообразующих элементов, тренду молибден-порфировых месторождений соответствуют породы дайкового комплекса амуджиканского комплекса. С учетом тесной генетической связи золотого и молибденового типов оруденения в Восточном Забайкалье можно констатировать, что дайки амуджиканского комплекса Итакинского месторождения отвечают тренду золото-молибденового оруденения (см. рис. 2).

Мезозойские магматические образования, развитые в районе месторождения, характеризуются повышенными содержаниями щелочей (табл. 2). Такое устойчивое единообразие может свидетельствовать о едином источнике магматических расплавов. На это же указывает распределение в них редкоземельных элементов (РЗЭ). Отмечается их сходство в почти полном перекрытии редкоземельных спектров с умеренным обогащением LREE относительно HREE ($(La/Yb)_n = 14,2-21,2$) (рис. 4). Анализ индикаторных соотношений $(Tb/Yb)_n$, используемых в качестве

оценки глубины магмообразования, указывает на разноглубинные источники магм мезозойских магматических образований Итакинского месторождения. Известно, что значения $(\text{Tb}/\text{Yb})_n > 1,8$ отмечаются в магмах с присутствием граната, ниже 1,8 – в магмах равновесных со шпинелью [Wang et al.,

2002]. Согласно соотношениям $(\text{Tb}/\text{Yb})_n$, из наиболее глубоких источников магм образованы дайки гибридных порфиров $((\text{Tb}/\text{Yb})_n - 2,05-2,47)$. На более высоком гипсометрическом уровне образованы дайки диоритовых порфиритов $((\text{Tb}/\text{Yb})_n - 1,91-2,12)$ и гранитов $((\text{Tb}/\text{Yb})_n - 1,19-1,61)$ (табл. 3).

Таблица 2

Химический состав магматических образований Итакинского золоторудного месторождения

Table 2

Chemical composition of magmatic formations of the Itakinsky gold Deposit

№ проб	301	302-1	306	306-1	308	309	310	313	314	314-1	318	322	323
SiO ₂	47,1	48,20	65,30	63,60	63,60	62,0	59,60	56,10	62,20	63,00	60,50	53,50	55,5
TiO ₂	1,04	0,99	0,78	0,67	0,68	0,67	0,64	0,81	0,52	0,53	0,98	0,84	0,86
Al ₂ O ₃	13,9	13,20	16,70	15,70	15,90	14,7	14,60	14,30	14,50	14,60	14,90	13,70	14,0
Fe ₂ O ₃	1,66	1,89	1,47	2,28	2,06	1,60	3,46	2,27	2,01	1,77	2,89	1,50	1,71
FeO	4,20	4,60	0,84	2,04	1,80	3,16	3,64	5,04	2,80	2,56	3,60	4,28	4,04
MnO	0,30	0,34	0,15	0,12	0,18	0,09	0,17	0,11	0,11	0,10	0,06	0,23	0,20
MgO	7,59	7,98	0,72	1,59	1,26	3,40	1,82	6,66	3,06	2,75	3,91	6,27	6,37
CaO	8,30	7,36	1,65	3,95	3,73	2,66	3,29	5,49	4,03	4,04	3,78	6,34	5,80
Na ₂ O	2,51	2,51	1,58	4,00	3,94	3,05	2,08	3,21	3,42	3,33	3,52	2,47	2,33
K ₂ O	2,50	2,16	5,96	3,70	3,54	4,17	5,16	2,35	3,28	3,59	2,92	3,49	3,21
P ₂ O ₅	0,35	0,32	0,25	0,21	0,22	0,21	0,23	0,23	0,14	0,14	0,35	0,28	0,28
ппп	10,6	9,97	3,77	2,01	2,28	4,39	4,70	3,02	3,35	3,02	1,90	6,76	5,77
<i>Сумма</i>	<i>100</i>	<i>99,52</i>	<i>99,17</i>	<i>99,87</i>	<i>99,19</i>	<i>100</i>	<i>99,39</i>	<i>99,39</i>	<i>99,42</i>	<i>99,43</i>	<i>99,31</i>	<i>99,66</i>	<i>100</i>
Zn	190	160	354	78	87	116	82	83	59	51	59	74	128
As	220	208	115	27	30	84	180	65	16	19	18	152	128
Pb	121	104	44	29	123	50	41	44	21	25	21	19	38
Rb	65	60	198	81	84	126	132	110	84	83	166	108	89
Sr	680	597	200	632	604	570	225	503	519	525	633	671	687
Zr	168	155	206	194	192	166	172	144	145	155	208	156	150
Nb	11	8,8	9,9	7,1	9,7	10	8,8	10	6,6	6,8	12	9,7	9,8
Sb	52	78	54	8,8	9,4	20	13	27	7,0	2,5	9,0	86	116
U	3	3,7	8,8	3,1	3,6	7,8	2,1	6,0	3,4	5,3	2,5	6,5	6,1
Th	12	10	12	12	14	19	7,1	9,0	8,2	8,5	14,9	13,5	15,6
Ba	822	964	1318	1203	1278	871	1593	792	1035	1134	795	870	841
La	42,7	41,1	45,3	43,4	42,1	38,9	44,3	39,3	30,1	30,6	47,8	43,0	40,1
Ce	85,3	83,0	87,6	83,0	90,6	76,9	80,4	80,2	60,1	60,9	91,9	89,3	83,3
Pr	8,80	8,75	8,50	8,20	9,10	8,00	8,40	9,10	5,90	5,86	9,90	9,40	9,50
Nd	35,8	32,6	31,2	30,6	33,1	28,6	32,6	34,4	19,4	20,3	36,6	35,6	36,1
Sm	8,26	8,36	7,37	7,48	6,82	6,93	8,00	7,87	4,75	4,89	8,88	7,63	8,12
Eu	1,84	1,84	1,47	1,45	1,55	1,51	1,85	1,80	1,06	1,08	1,90	1,91	1,79
Gd	5,60	6,00	4,83	4,83	5,07	4,55	5,33	5,20	3,66	3,53	5,85	5,84	5,41
Tb	0,75	0,80	0,70	0,70	0,70	0,65	0,70	0,70	0,52	0,49	0,80	0,80	0,76
Dy	4,10	3,90	3,22	3,22	3,34	3,34	4,00	3,50	2,65	2,78	3,49	3,92	3,77
Ho	0,82	0,70	0,74	0,77	0,67	0,67	0,91	0,76	0,60	0,54	0,67	0,69	0,82
Er	2,20	1,90	1,86	1,87	1,76	1,76	2,50	1,89	1,57	1,56	1,73	1,72	2,03
Tm	0,27	0,25	0,25	0,28	0,23	0,23	0,35	0,25	0,23	0,23	0,22	0,22	0,26
Yb	1,80	1,73	2,00	2,13	1,60	1,60	2,53	1,45	1,51	1,55	1,49	1,49	1,70
Lu	0,21	0,26	0,32	0,30	0,23	0,23	0,37	0,22	0,26	0,24	0,23	0,23	0,25
Y	19,8	19,8	18,8	19,8	18,4	18,4	25,3	16,8	14,3	14,5	17,4	17,3	20,6
Sr/Y	43,34	30,15	10,63	31,9	32,82	30,97	8,89	29,94	36,29	36,21	36,38	38,78	33,35
La/Yb	23,72	23,75	22,65	20,37	26,31	24,31	17,51	27,70	19,93	19,74	32,08	28,86	23,59
Nb/La	0,26	0,21	0,22	0,16	0,23	0,26	0,20	0,25	0,22	0,22	0,25	0,23	0,24
Y/Ho	24,1	28,3	25,4	25,7	27,5	27,5	28,9	22,1	23,8	26,9	26,0	25,1	25,1
U/Th	0,25	0,37	0,73	0,26	0,26	0,41	0,29	0,66	0,41	0,62	0,17	0,48	0,39
$(\text{Tb}/\text{Yb})_n$	1,91	2,12	1,61	1,51	2,01	1,86	1,19	1,98	1,56	1,45	2,47	2,47	2,05
ΣTR	198	191,2	195,4	188,2	196,9	175	192,2	186,6	131,3	134,5	211,5	201,7	194
$(\text{La}/\text{Yb})_n$	16,4	16,4	15,7	14,2	18,3	16,9	12,1	18,9	13,8	13,7	22,2	19,9	16,4
Eu/Eu*	0,83	0,79	0,77	0,74	0,80	0,82	0,87	0,86	0,78	0,79	0,80	0,87	0,82
Eu/Sm	0,22	0,22	0,20	0,19	0,23	0,22	0,23	0,23	0,22	0,22	0,21	0,25	0,22

№ проб	301	302-1	306	306-1	308	309	310	313	314	314-1	318	322	323
Rb/Sr	0,09	0,10	0,99	0,13	0,14	0,22	0,31	0,22	0,16	0,16	0,26	0,16	0,13
Mg#	0,74	0,73	0,48	0,50	0,47	0,61	0,40	0,67	0,61	0,60	0,60	0,70	0,71
Na ₂ O/K ₂ O	1,0	1,16	0,26	1,08	1,11	0,73	0,40	1,36	1,04	0,93	1,20	0,71	0,73

Примечания. Mg# = MgO/(MgO + FeO+0,85Fe₂O₃) в молекулярных количествах; Eu/Eu* = Eu_N/[Sm_N × Gd_N]^{1/2}. Нерчинский комплекс (J_{3n}). Андезитовые порфириды: 313, 314, 314-1; Амуджиканский комплекс (J₂₋₃). Диоритовые порфириды (дайки): 301, 302-1, 309; гибридные порфиры (дайки): 318, 322, 323; Амананский комплекс (J₁). Гранитоиды (штоки): 306, 306-1, 308, 310.

Note, Mg# = MgO/(MgO + FeO + 0.85Fe₂O₃) in molecular quantities; Eu/Eu* = Eu_N/[Sm_N × Gd_N]^{1/2}. Nerchinskiy complex (J_{3, n}), Andesitic porphyrites: 313, 314, 314-1; Amudjikanskiy complex (J₂₋₃). Diorite porphyrites (dikes): 301, 302-1, 309; hybrid porphyries (dikes): 318., 322., 323; the Amananskiy complex (J₁). Granitoids (stocks): 306, 306-1, 308, 310.

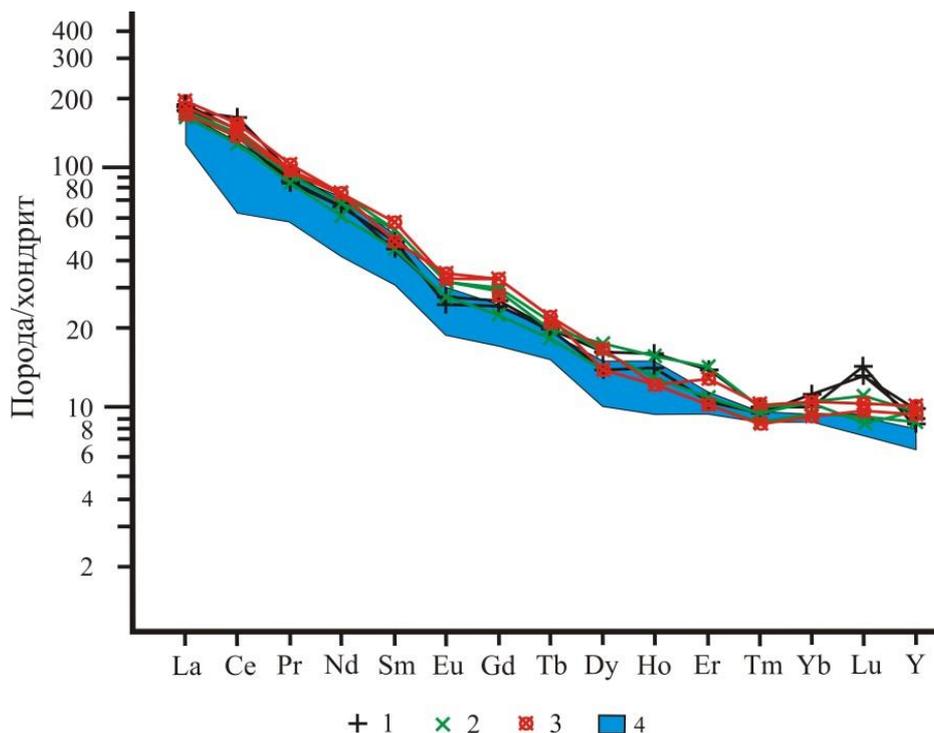


Рис. 4. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в мезозойских магматических образованиях района Итакинского золоторудного месторождения

1 – гранитоиды амананского комплекса (J₁); амуджиканский комплекс (J₂₋₃): 2 – диоритовые порфириды (дайки), 3 – гибридные порфиры (дайки); 4 – дацитовые порфириды нерчинского комплекса (J₃-K₁)

Fig. 4. Spider-diagram of the distribution of rare earth elements in the Mesozoic igneous formations of the Itakinsky gold Deposit area

1 – granitoids of the Amananskiy complex (J₁); Amudjikanskiy complex (J₂₋₃): 2 – diorite porphyrites(dikes), 3 – hybrid porphyries (dikes); 4 – dacite porphyrites of the Nerchinskiy complex (J₃-K₁)

Таблица 3

Индикаторные отношения элементов в сульфидно-кварцевых рудах Итакинского месторождения

Table 3

Indicator ratios of elements in sulfide-quartz ores of the Itakinsky deposit

№ проб	Eu/Eu*	Ce/ Ce*	∑TR	Eu/Sm	U/Th	Co/Ni	Hf/Sm	Nb/La	Th/La	Y/ Ho	Rb/Sr	(La/Yb) _n
Кварц-арсенопиритовая ассоциация												
303	0,83	1,02	184,2	0,22	0,34	0,67	1,61	0,24	0,35	31,38	2,47	15,28
304	0,72	1,05	183,9	0,20	0,29	1,26	0,48	0,25	0,35	13,08	1,68	14,62
305	0,74	0,91	113,5	0,19	–	1,52	0,89	0,16	–	29,63	0,79	28,47
312	0,65	0,96	237,2	0,18	0,42	1,10	0,46	0,21	0,07	23,72	0,23	21,56
336	1,00	1,02	45,84	0,31	0,96	1,71	–	0,11	0,94	26,0	1,92	12,58
337	0,72	1,09	43,49	0,22	0,38	4,30	–	0,15	1,36	32,6	2,33	8,82
339	0,64	0,96	164,1	0,15	0,10	2,32	0,85	0,09	0,72	26,00	7,20	20,95

№ проб	Eu/Eu*	Ce/ Ce*	∑TR	Eu/Sm	U/Th	Co/Ni	Hf/Sm	Nb/La	Th/La	Y/ Ho	Rb/Sr	(La/Yb) _n
350	0,52	0,94	154,6	0,12	–	0,45	1,99	0,07	1,02	28,89	13,42	26,84
351	0,66	0,91	171,7	0,17	0,21	1,93	–	0,20	0,53	30,29	1,81	15,10
351-2	0,71	0,94	127,4	0,20	–	1,39	1,52	0,36	0,36	30,29	7,35	10,43
Кварц-полиметаллическая ассоциация												
311	0,77	1,03	75,57	0,24	0,40	3,0	2,14	0,11	0,49	37,53	3,25	2,83
311-3	0,68	0,94	75,57	0,19	–	1,76	2,31	0,20	0,44	40,36	4,57	9,3
321	0,69	0,95	138,4	0,17	0,14	1,64	1,23	0,50	0,25	27,76	1,47	23,38
326	0,63	0,66	40,9	0,18	0,48	2,06	6,96	0,19	0,65	6,13	12,75	14,37
327	0,49	0,95	132,6	0,13	–	2,15	2,62	0,24	0,21	28,81	0,95	13,2
336	1,04	1,02	41,0	0,31	0,97	2,00	5,27	0,12	0,94	26,00	1,92	12,56
337	0,73	1,09	36,9	0,22	0,38	4,31	8,46	0,15	1,36	32,60	2,33	8,82
Кварц-антимонитовая ассоциация												
343	0,46	0,86	23,81	0,13	1,98	1,92	0,87	0,33	0,31	29,09	4,10	12,11
343-1	0,75	0,78	17,40	0,20	2,77	2,57	0,73	0,47	0,26	30,00	1,44	9,46
344	0,88	0,52	17,51	0,24	3,07	12,5	0,60	0,49	0,19	28,75	3,28	23,42
344-1	0,97	1,25	16,82	0,27	4,41	1,56	0,19	0,05	0,21	40,00	1,43	20,75
345	0,80	2,11	22,95	0,18	3,25	1,59	0,79	0,28	0,27	49,28	2,58	8,68
345-1	0,80	2,08	22,38	0,26	3,12	2,05	1,11	0,29	0,29	40,90	2,00	11,89
346	0,53	2,47	30,89	0,16	2,57	5,50	0,92	0,31	0,37	35,00	4,91	12,25
346-1	0,68	1,94	13,06	0,18	1,50	3,11	0,82	0,24	0,23	71,76	1,20	15,02
347	0,43	2,21	27,85	0,13	3,18	2,39	0,97	0,33	0,25	40,00	3,76	9,39

Между рудоформирующими магматическими очагами и гидротермальными системами существуют значительные пространственные, временные, термодинамические и геохимические различия и далеко не прямые связи. Будем исходить из того, что состав руд в гидротермальной системе соответствует составу рудоносных флюидов. Полученные нами данные указывают на различную степень дифференциации рудоносных флюидов. Для оценки глубин формирования рудоносных магматических очагов используются отношения Eu/Sm в трактовке С.Ф. Винокурова [Винокуров, 1996].

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) показывает, что золотоносные сульфидно-кварцевые руды месторождения характеризуются разными значениями \sum РЗЭ, Eu/Eu*, Eu/Sm и (La/Yb)_n, указывающими на их образование из разноглубинных, в разной степени дифференцированных магматических очагов. Выделяется три группы сульфидно-кварцевых руд. Первая группа (кварц-арсенопиритовая ассоциация) характеризуется повышенными содержаниями РЗЭ (\sum РЗЭ – 127,4–184,2), тяжелых РЗЭ [(La/Yb)_n – 1,9–2,2]. Магматические источники этих руд характеризовались незначительной степенью дифференциации (Eu/Eu* – 0,72–1,04) и значительными глубинами магматических очагов (Eu/Sm – 0,20–0,31) (см. табл. 3).

Вторая группа (кварц-полиметаллическая ассоциация) в целом имеет меньшие концентрации РЗЭ (\sum РЗЭ – 36,9–237,2). Их источниками были дифференцированные магматические очаги (Eu/Eu* – 0,49–

0,74), функционировавшие на меньших глубинах (Eu/Sm – 0,13–0,19).

Третья группа представлена рудами кварц-антимонитовой ассоциации, характеризующимися незначительными концентрациями суммы РЗЭ (\sum РЗЭ – 13,06–23,81). При этом кварц-антимонитовые руды по отношению Ce/Ce* подразделяются на две группы. Первая группа характеризуется «отрицательными» значениями аномалии церия Ce/Ce* 0,52–0,86, вторая группа характеризуется «положительными» значениями аномалии церия Ce/Ce* 1,25–2,47. Эти отличия можно объяснить различными обстановками формирования руд. В рудах с открытой рудно-магматической системой, с доступом кислорода, в процессе окисления Ce⁺³ переходит в Ce⁺⁴, руды закрытых систем характеризуются положительными аномалиями церия. Характерной особенностью элементного состава руд Итакинского месторождения является понижение содержания РЗЭ от ранних стадий рудного процесса к поздним (см. табл. 3).

Установлено, что типоморфные отношения микроэлементов в рудах отражают обстановки их формирования. Так, если значения отношения U/Th меньше 0,75, это указывает на окислительную среду рудообразования, 0,75–1,25 – нейтральную, > 1,25 – восстановительную [Волков и др., 2017]. Значения Co/Ni в рудах 0,67–5,50, Y/Ho – 25,0–50,0, что свидетельствует об определенной доле магматического компонента в составе рудообразующего флюида [Jones, 1994]. В гидротермальных флюидах, содержащих

хлор, отношения Hf/Sm, Nd/La и Th/La в рудах преимущественно меньше единицы, а во флюидах, обогащенных фтором, больше единицы [Ridley, 2000].

Руды кварц-антимонитовой ассоциации отличаются высокими значениями отношений U/Th (1,92–5,50), свидетельствующими о восстановительной обстановке их формирования. Руды кварц-полиметаллической и кварц-арсенопиритовой ассоциаций образованы в окислительно-нейтральной обстановке (U/Th – 0,34–0,97) (см. табл. 3).

Особенности изотопного состава пород и руд Итакинского месторождения

Изучение флюидных включений в минералах показало, что температуры образования кварц-молибденит-пиритовой рудной ассоциации составляют 320–420 °С, кварц-арсенопиритовой – 285–310 °С, кварц-полиметаллической – 220–300 °С, кварц-антимонитовой – 185–220 °С, кварц-карбонатной – 130–180 °С [Мельникова и др., 1970].

Для определения изотопного состава кислорода были отобраны образцы кварца из кварцево-сульфидных руд. Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ в кварце изменяется от 11,1 до 15,7 ‰. Изотопный состав кислорода гидротермального флюида рассчитан в системах кварц–вода по уравнению $\delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3,34 (10^6/T^2) - 3,31$, где T – температура в Кельвинах [Matsuhisa et al., 1979]. Рассчитанный изотопный состав кислорода во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа (220–300 °С) меняется от 2,77 до 7,24 ‰. Часть рассчитанных значений попадает в интервал от +6,34 до +7,24 ‰, что соответствует водному флюиду магматической природы [Ridley et al., 2000] (табл. 4). Зна-

чения изотопного состава кислорода менее 5,0 ‰ можно объяснить участием в рудообразовании метеорных вод.

Изотопный состав серы во флюиде (δS^{34}), находящемся в равновесии с сульфидами в момент минералообразования, был рассчитан по уравнениям фракционирования [Ohmoto et al., 1979], исходя из предположения, что в растворах преобладал H_2S :

$$\Delta_{\text{пирит-H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = 0,4 (10^6/T^2);$$

$$\Delta_{\text{галенит-H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{галенит}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = -0,64 (10^6/T^2);$$

$$\Delta_{\text{сфалерит-H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{сфалерит}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = 0,1 (10^6/T^2);$$

$$\Delta_{\text{антимонит-H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{антимонит}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = 0,4 (10^6/T^2).$$

Рассчитанные значения изотопного состава серы во флюиде, равновесном с сульфидами, Итакинского месторождения в интервале температуры от 185 до 300 °С колеблются от –2,5 до 6,2 ‰ (табл. 5). Значения, попадающие в интервал от –3 до +3 ‰, соответствуют значениям серы, поступающей из магматического источника [Ridley, 2000].

Для флюида, отлагавшего пирит при 300 °С, получены значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ в интервале от +1,88 до +6,25 ‰, что соответствует значениям сульфидов орогенных месторождений золота ($\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2}$ – от –3,0 до +9,0 ‰) [Ridley, 2000]. Флюид, отлагавший антимонит при температуре 185 °С, характеризуется значениями $\delta^{34}\text{S}$ от –0,5 до +1,5 ‰, что указывает на близость к сере мантийного источника.

Анализ соотношения золотого и сурьмяного оруднения в других регионах свидетельствует, что антимонитовая стадия минерализации отделена от продуктивного золото-полисульфидного этапа значительными временными периодами. Так, в золоторудных месторождениях Обь-Зайсанской зоны антимонитовая стадия проявилась на 7 млн лет позднее золоторудной [Калинин и др., 2015].

Таблица 4

Изотопный состав кислорода и сосуществующего с ним флюида Итакинского месторождения

Table 4

The isotopic composition of oxygen and coexisting with fluid Itakinsky gold Deposit

№ проб	Состав руд	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	Изотопный состав флюида при различных температурах, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, ‰	
			285 °С	310 °С
Кварц-арсенопиритовая ассоциация			285 °С	310 °С
350	Пирит, арсенопирит (до 1 %)	11,1	3,8	4,6
351	Пирит, арсенопирит (до 1 %)	12,4	5,0	5,9
Кварц-полиметаллическая ассоциация			220 °С	300 °С
311-1	Пирит (до 1 %)	13,2	2,8	6,3
311-4	Пирит (до 1 %)	14,1	3,7	7,2
317	Пирит (до 1 %)	13,8	3,4	6,9
Кварц-антимонитовая ассоциация			180 °С	220 °С
343	Антимонит (до 1 %)	17,8	4,8	7,4
344	Антимонит (до 1 %)	14,3	1,3	3,9
346-1	Антимонит (до 1 %)	13,4	0,4	3,0
347	Антимонит (до 1 %)	15,7	2,7	5,3

Изотопный состав серы сульфидных минералов и расчетный состав серы во флюиде Итакинского рудного узла

Table 5

Sulfur isotopic composition of sulfide minerals and the estimated composition of sulfur in fluid Itakinsky gold Deposit

Образец	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ CDT	Изотопный состав серы во флюиде	
			$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$, ‰ CDT	
<i>Кварц-арсенопиритовая ассоциация</i>			285 °C	310 °C
332	Пирит	3,1	-0,1	0,2
317	Пирит	3,3	0,1	0,4
317-1	Пирит	3,7	0,5	0,8
326	Пирит	4,4	1,2	1,5
<i>Кварц-полиметаллическая ассоциация</i>			220 °C	320 °C
311-1	Пирит		0,2	1,5
311-4	Пирит	4,5	0,4	1,7
331	Пирит	4,5	0,4	1,7
327	Галенит	4,3	6,9	6,2
<i>Кварц-антимонитовая ассоциация</i>			180 °C	220 °C
344	Антимонит	1,5	-0,5	0,02
346-1	Антимонит	-0,5	-2,5	1,0
347	Антимонит	2,2	0,3	0,7
346-1	Сфалерит	4,5	4,0	3,0

Установлено, что изотопный состав серы антимонита золоторудных месторождений Восточного Казахстана $\delta^{34}\text{S}$ (Суздальское, Жерек, Жанан, Бакырчик и Дальний I) варьирует в интервале от $-3,8$ до $+2,5$ ‰, что предполагает ее глубинное происхождение [Калинин и др., 2015]. В этот же интервал попадают значения изотопного состава серы антимонита Итакинского месторождения.

Обсуждение результатов исследования

По условиям образования и минералого-геохимическим особенностям Итакинское золоторудное месторождение аналогично многим мезозойским золоторудным месторождениям Восточного Забайкалья. Наиболее близким аналогом является «дарасунский» тип золоторудных месторождений. Руды этого типа характеризуются многостадийностью формирования с широким развитием кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации. Отличительной особенностью Итакинского месторождения является широкое развитие кварц-антимонитовой минерализации. Отмечаются следующие черты сходства Итакинского месторождения с другими мезозойскими золоторудными месторождениями Восточного Забайкалья:

1) приуроченность к зонам глубинных нарушений – Итакинский и Алексеевский разломы являются фрагментами регионального Итака-Тунгирского глубинного разлома;

2) тесная парагенетическая связь золотого оруденения с дайками амуджикано-шахтаминского ком-

плекса. Аналогичная парагенетическая связь золотого оруденения с дайками гибридных порфиритов, лампрофиров установлена на Ключевском, Верхне-Алиинском, Любавинском и других золоторудных месторождениях [Абрамов, 2015, 2016; Абрамов и др., 2019; Спиридонов и др., 2006]. На Итакинском месторождении золотоносные кварцево-сульфидные жилы часто встречаются в зальбандах даек лампрофиров и частично в них самих. Простирание сульфидно-кварцевых жил в большинстве своем соответствует простиранию пород дайкового комплекса;

3) для золоторудных месторождений Восточного Забайкалья типичны повторяющиеся стадии рудных этапов [Спиридонов и др., 2006]. Так, на Ключевском, Александровском, Верхне-Алиинском, Любавинском и Итакинском месторождениях к наиболее ранним рудным стадиям относятся кварц-молибденитовая и кварц-пирит-арсенопиритовая, заключительные этапы рудного процесса представлены кварц-карбонатной стадией;

4) в мезозойских золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья установлены следующие температуры минералообразования рудных стадий (°C): турмалиновая 430–320; кварц-актинолит-магнетитовая 395–320; колчеданная 390–275; полиметаллическая 315–230; сульфосольная 300–200; сульфоантимонитовая 270–150; пострудная кварц-карбонатная 120–75 [Спиридонов и др., 2006]. Эти температуры близки температурам минералообразования Итакинского месторождения [Мельникова, 1970];

5) приведенные выше данные указывают на то, что вероятными источниками золотого оруденения в кварц-пирит-арсенопиритовой и кварц-полиметаллической ассоциациях были магматические образования. На это указывает пространственная и временная их связь с породами амуджиканского дайкового комплекса (J₂₋₃), а также изотопные соотношения кислорода в рудоносных кварцевых жилах и серы в сульфидах, свидетельствующие о магматических источниках оруденения. Вопрос связи кварц-антимонитовой минерализации с магматизмом менее определен. Следующие факты указывают на соответствие их мантийным образованиям:

1) отношения U/Th 1,92–5,50 в рудах свидетельствуют о восстановительной обстановке их формирования;

2) изотопные данные серы антимонита $\delta^{34}\text{S}$ от –0,5 до +1,5 ‰ флюидов, отлагавших антимонит, соответствуют сере мантийного источника;

3) наличие в рудах положительной и отрицательной аномалий церия, указывающих на разноглубинные обстановки их формирования.

Эти данные позволяют предполагать, что формирование их происходило в зонах глубинных разломов, за счет глубинных мантийных или нижнекоровых источников. Аналогичный механизм формирования сурьмяных руд предполагается для золотосурьмяных проявлений Адыча-Тарынской рудной зоны Якутии [Рудообразование..., 1988].

Таким образом, на месторождении Итака выделяются три рудных участка: Гавриловский, Сурьмяная Горка и Малеевский, отличающиеся минеральным составом, условиями формирования и источниками вещества. Изотопный состав серы пирита кварц-арсенопиритовой и кварц-полиметаллической стадий отвечает значениям сульфидов орогенных месторождений золота. Изотопный состав серы кварц-антимонитовой ассоциации соответствует глубинному мантийному источнику.

Заключение

Мезозойские магматические образования, развитые в районе Итакинского месторождения, являются вероятными источниками оруденения и соответствуют высококальциевой известково-щелочной серии.

Рассчитанный изотопный состав кислорода H₂O флюида, равновесного с кварцем рудных жил при температуре образования кварца продуктивного этапа (260–205 °С), варьирует от 2,69 до 10,26 ‰. Большая часть этих значений соответствует изотопному составу H₂O флюида магматической природы. Данные изотопного состава кислорода менее 5,5 ‰ можно объяснить участием в рудообразовании метеорных вод. Магматический источник оруденения подтверждается также данными изотопного состава серы H₂S флюида равновесного с сульфидами. Значительная их часть попадает в интервал от +5,5 до +9,5 ‰, соответствующий сере флюида магматической природы. Руды кварц-антимонитовой ассоциации отличаются высокими значениями отношений U/Th (1,92–5,50), свидетельствующими о восстановительной обстановке их формирования. Руды кварц-полиметаллической и кварц-арсенопиритовой ассоциаций образованы в окислительно-нейтральной обстановке (U/Th – 0,34–0,97). Распределение РЗЭ показывает, что золотосурьмяные сульфидно-кварцевые руды месторождения образованы из разноглубинных в разной степени дифференцированных магматических очагов. В ходе рудного процесса от ранних стадий к поздним происходит уменьшение содержания в них РЗЭ. Вероятными источниками золотого оруденения кварц-пирит-арсенопиритовой и кварц-антимонитовой ассоциаций были магматические образования. Образование кварц-антимонитовой ассоциации имеет мантийный источник. Их формирование, вероятнее всего, происходило в зонах глубинных тектонических нарушений в ходе процессов позднемезозойской тектономагматической активизации.

Список источников

Абрамов Б.Н. Ключевское золоторудное месторождение: условия формирования, петрогеохимические особенности пород и руд (Восточное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464, № 1. С. 85–90.

Абрамов Б.Н. Верхне-Алиинское золоторудное месторождение: условия формирования, петрогеохимические особенности пород и руд (Мунгинский рудный узел, Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2016. № 4. С. 92–101.

Абрамов Б.Н., Посохов В.Ф., Калинин Ю.А. Любавинское золоторудное месторождение: источники образования, петрогеохимические особенности пород и руд (Восточное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 485, № 6. С. 713–719.

Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения: геология, минералогия и геохимия. М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 218 с.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Баянова Т.Б., Киселева В.Ю., Крымский Р.Ш., Лепехина Е.Н., Палесский С.В. Жирекенская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): U-Pb возраст, источники, геодинамическая обстановка // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 571–594.

Бородаевская М.Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послевержнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1956. № 6. С. 70–91.

Бородин Л.С. Модельная система петрохимических и металлогенических трендов гранитоидов как система прогноза месторождений Sn, Li, Ta, W, Mo, Cu // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 1–26.

Быбин Ф.Ф., Багова В.З. Могочинско-Карийский золоторудный район (Восточное Забайкалье) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 1 (17). С. 78–84.

Вах А.С., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г., Карабцев А.О., Вах Е.А. Минералого-геохимические особенности руд Малеевского участка Итакинского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Труды VII Всероссийского симпозиума с международным участием «Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий» 22–25 августа 2018 г. Чита : ЗабГУ, 2018. С. 20–23.

Винокуров С.Ф. Европийевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // Доклады Академии наук. 1996. Т. 346. С. 792–795.

Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю. Геохимические особенности палеозойских Au-Ag эпitherмальных месторождений (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472, № 4. С. 443–448.

Гаврикова С.Н., Шевырев И.А., Аликин В.С., Иванов В.Н. Элементы вертикальной зональности в березитах и рудах Итакинского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 1973. № 3. С. 117–123.

Дистанов Э.Г., Стеблева А.Т., Оболенский А.А. и др. Генезис Удерейского золотосурьмяного месторождения в Енисейском кряже // Геология и геофизика. 1975. № 8. С.19–27.

Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород : справ. пособие. М. : Недра, 1985. 511 с.

Ивасив С.М. Температурные условия формирования основных минеральных ассоциаций Итакинского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Материалы III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968. С. 70–72.

Калашников В.А., Давыдов, Ю.К. Итакинское золоторудное месторождение // Месторождения Забайкалья. М. : Геоинформарк, 1995. Т. 1, кн. 2. С. 41–48.

Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Борисенко А.С., Ковалев К.Р., Антропова А.И. Пространственно-временные и генетические соотношения золоторудной и сурьмяной минерализации на золотосульфидных месторождениях Обь-Зайсанской складчатой зоны // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 3. С. 179–194.

Лейфман Е.М. О структурном контроле эндогенного оруденения в Могочинском рудном районе (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1965. № 6. С. 124–127.

Мельникова К.М., Крюков В.К. Основные черты геологии Итакинского золоторудного месторождения // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1970. № 8. С. 67–78.

Неволько П.А., Борисенко А.С. Сурьмяная минерализация на золотосульфидных месторождениях Енисейского кряжа // Разведка и охрана недр. 2009. № 2. С. 11–14.

Пермяков Б.Н. Петрохимические коэффициенты потенциальной рудоносности гранитоидных ассоциаций Забайкалья // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1983. № 3. С. 82–91.

Пояснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000. Чита : Читагеолъемка, 1997. 239 с.

Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций / отв. ред. А.А. Оболенский, В.И. Сотников, В.Н. Шарпов. Новосибирск : Наука. 1988. 344 с.

Сидоров А.А., Волков А.В. Об антимонитовой минерализации на золоторудных месторождениях // Доклады Академии наук СССР. 1982. Т. 266, № 2. С. 433–435.

Сидоров А.А., Волков А.В. О связи крупных золото-сульфидных месторождений с ртутной и сурьмяной минерализацией // Доклады Академии наук. 2001. Т. 379, № 6. С. 802–806.

Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск : Гео, 2006. 291 с.

Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clouton R.N. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anortite-water // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1979. V. 43. P. 1131–1140.

Jones B., Manning D.A.C. Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // *Chemical Geology*. 1994. V. 111. P. 111–129.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotope of sulfur and carbon // *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York : J. Wiley and Sons, 1979. P. 509–567.

Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // *Gold in 2000*. SEG Reviews. 2000. V. 13. P. 141–162.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. P. 1353–1357.

Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L. A mantle melting profile across the Basin and Range, SWUSA // *Journal of Geophysical Research*. 2002. V. 107. № B1. 0.1029/2001JB000209.

References

Abramov B.N. Klyuchevskoe gold Deposit: formation conditions, petrogeochemical features of rocks and ores (Eastern Transbaikalia) // *Doklady Earth Sciences*. 2015. V. 464 (1). pp. 85–90.

Abramov B.N. Verkhne-Aliinsky gold deposit: conditions of formation, petrogeochemical features of rocks and ores (Munginsk Ore Cluster, Eastern Transbaikalia) // *Litosfera*. 2016. No. 4. pp. 92–101. In Russian

Abramov B.N., Posohov V.F., Kalinin Y.A. Lyubavinskoe gold deposit (Eastern Transbaikalia): sources of formation and petrogeochemical features of rocks and ores // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 485. No. 2. pp. 432–438.

Amuzinskiy V.A., Anisimova G.S., Zhdanov Yu.Ya. etc. *Sarylakhskoye i Sentachanskoye zoloto-sur'myanyye mestorozhdeniya : geologiya, mineralogiya i geokhimiya* [Sarylakhskoe and Sentachanskoe gold-antimony deposits: geology, mineralogy and geochemistry]. Moscow : MAIK «Nauka / Interperiodika», 2001. 218 p. In Russian

- Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O., Kiseleva V.Y., Palesskii S.V., Bayanova T.B., Krymskii R.S., Lepekhina E.N. The Zhireken porphyry Mo ore-magmatic system (Eastern Transbaikalia): U-Pb age, sources, and geodynamic setting // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56, No. 3. pp. 446–465.
- Borodaevskaya M.B. *Nekotorye osobennosti petrogenezisa formacii malyh intruzij poslevertcheyevskogo vozrasta v odnom iz rajonov Vostochnogo Zabaykal'ya* [Some features of petrogenesis of small intrusions of post-perch-neur age in one of the districts of Eastern Transbaikalia] // Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya Geologicheskaya. 1956. No. 6. pp. 70–91. In Russian
- Borodin L.S. Model system of petrochemical and metallogenic trends of granitoids as a basis for the prognosis of Sn, Li, Ta, W, Mo and Cu deposits // Geology of ore deposits. 2004. V. 46. No. 1. pp. 1–21.
- Bybin F.F., Bagova V.Z. *Mogochinsko-Karijskij zolotorudnyj rajon (Vostochnoe Zabaykal'e)* [Bagova Mogocha-Carian gold ore district (Eastern Transbaikalia)] // Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri. 2014. No. 1 (17). pp. 78–84. In Russian
- Vakh A.S., Goryachev N.A., Fedoseev D.G., Karabtsev A., Vakh E. A. *Mineralogo-geokhimicheskiye osobennosti rud Maleevskogo uchastka Itakinskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya (Vostochnoye Zabaykal'ye, Rossiya)* [Mineralogical-geochemical features of ores of the Maleevsky plot Irakische gold Deposit (Eastern Transbaikalia, Russia)] // Proceedings of the VII all-Russian Symposium with international participation "Mineralogy and Geochemistry of landscape of the mining areas" 22–25 August 2018 Chita: Sabga. 2018. pp. 20–23. In Russian
- Vinokurov S.F. *Evropeyevyye anomalii v rudnykh mestorozhdeniyakh i ikh geokhimicheskoye znachenie* [Europium anomalies in ore deposits and their geochemical significance] // Reports of the Academy of Sciences. 1996. V. 346. pp. 792–795. In Russian
- Volkov A.V., Sidorov A.A., Murashov K.Y., Savva N.E., Kolova E.E. Geochemical features of Paleozoic Au-Ag epithermal deposits (Northeastern Russia) // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 472. No. 4. pp. 178–183.
- Gavrikova S.N., Shevryev I.A., Alkin V.S., Ivanov V.N. *Elementy vertikal'noy zonal'nosti v berezitakh i rudakh Itakinskogo rudnogo polya (Vostochnoye Zabaykal'ye)* [Elements of vertical zonality in the berezites and ores of the Itakinsky ore field (Eastern Transbaikalia)] // Russian Geology and Geophysics. 1973. No. 3. pp. 117–123. In Russian
- Distanov E.G., Stebleva A.T., Obolensky A.A., etc. *Genezis Udereyskogo zolotosur'myanogo mestorozhdeniya v Eniseyskom kryazhe* [Genesis of the Uderey gold-antimony deposit in the Yenisei Ridge] // Russian Geology and Geophysics. 1975. No. 8. pp. 19–27. In Russian
- Efremova S.V., Stafeev K.G. *Petrokhimicheskiye metody issledovaniya gornyykh porod. Spravochnoye posobiye* [Petrochemistry methods of rock research. Reference manual]. Moscow : Nedra. 1985. 511 p. In Russian
- Ivasiv S.M. *Temperaturnyye usloviya formirovaniya osnovnykh mineral'nykh assotsiatsiy Itakinskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya (Vostochnoye Zabaykal'ye)* [Temperature conditions for the formation of the main mineral associations of the Itakinsky gold Deposit (Eastern Transbaikalia)] / Materials of the III all-Union meeting on mineralogical thermobarometry and Geochemistry of deep mineral-forming reservoirs. Moscow: 1968. pp. 70–72. In Russian
- Kalashnikov V.A., Davydov Yu.K. *Itakinskoye zolotorudnoye mestorozhdeniye // Mestorozhdeniya Zabaykal'ya* [Itakinskoe gold Deposit // Deposits of Transbaikalia]. Vol. I. book II. Moscow: Geoinformark. 1995. pp. 41–48. In Russian
- Kalinin Y.A., Naumov E.A., Borisenko A.S., Kovalev K.R., Antropova A.I. Spatio-temporal and genetic relationships between gold and antimony mineralization at gold-sulfide deposits of the Ob-Zaisan folded zone // Geology of ore deposits. 2015. V. 57. No. 3. pp. 157–171.
- Leifman E.M. On structural control of endogenous mineralization in the Mogochinsky ore district (Eastern Transbaikalia) // Russian Geology and Geophysics. 1965. No. 6. pp. 124–127. In Russian
- Melnikova K. M., Kryukov V.K. *Osnovnye cherty geologii Itakinskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya* [The Main features of the Geology of the Itakinsky gold mine birthplace] // Izvestiya Akademii nauk SSSR. Seriya geologicheskaya. 1970. No. 8. pp. 67–78. In Russian
- Nevolko P.A., Borisenko A.S. *Sur'myanaya mineralizatsiya na zolotosul'fidnykh mestorozhdeniyakh Enisejskogo kryazha* [Antimony mineralization on gold-sulfide deposits of the Yenisei Ridge] // Prospect and protection of mineral resources. 2009. No. 2. pp. 11–14. In Russian
- Permyakov B.N. *Petrokhimicheskiye koeffitsiyenty potentsial'noy rudonosnosti granitoidnykh assotsiatsiy Zabaykal'ya* [Petrochemical coefficients of potential ore-bearing granitoid associations of Transbaikalia] // Izvestia of the USSR Academy of Sciences. A series of geological. 1983. No. 3. pp. 82–91. In Russian
- Poyasnitel'naya zapiska k geologicheskoy karte masshtaba 1: 500 000* [Explanatory note to the geological map of scale 1 : 500 000]. Chita: Chitageolsemka. 1997. 239 p. In Russian
- Rudoobrazovaniye i geneticheskiye modeli endogennykh rudnykh formatsiy* [Ore Formation and genetic models of endogenous ore formations] / Edited by Obolensky A. A., Sotnikov V. I., Sharapov V. N. / Novosibirsk: Nauka. 1988. 344 p. In Russian
- Sidorov A.A., Volkov A.V. *Ob antimonitovoy mineralizatsii na zolotorudnykh mestorozhdeniyakh* [On antimonite mineralization in gold deposits] // Reports of the Academy of Sciences of the USSR. 1982. V. 266. Part 2. pp. 433–435. In Russian
- Sidorov A. A., Volkov A. V. On the relation of a large gold-sulfide deposits of mercury and antimony mineralization // Doklady Earth Sciences, 2001. V. 379. No. 6. pp. 802–806.
- Spiridonov A.M., Zorina N.A., Kitaev N.A. *Zolotonosnyye rudno-magmaticheskiye sistemy Zabaykal'ya* [Gold-Bearing ore-magmatic systems of the Transbaikalian region. Novosibirsk: Akadem. Geo publishing house. 2006. 291 p.
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clauton R.N. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anortite-water // *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1979. V.43. pp. 1131–1140.
- Jones B., Manning D.A.C. Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // *Chemical Geology*. 1994. V.111. pp. 111–129.
- Ohmoto H., Rye R.O. Isotope of sulfur and carbon // *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. N.Y.: J. Wiley and Sons. 1979. pp. 509–567.
- Ridley J. R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // *Gold in 2000*. SEG Reviews. 2000. V. 13. pp. 141–162.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. pp. 1353–1357.

Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L. A mantle melting profile across the Basin and Range. SWUSA // *Journal of Geophysical Research* 2002. V. 107. № B1. 0.1029/2001JB000209.

Информация об авторах:

Абрамов Б.Н., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: b_abramov@mail.ru

Калинин Ю.А., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: kalinin@igm.nsc.ru

Боровиков А.А., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: borovik@igm.nsc.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Abramov B.N., Dr. Sci.(Geol.-Miner.), Leading Researcher, Institute of natural resources. ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: b_abramov@mail.ru

Kalinin Y.A., Dr. Sci.(Geol.-Miner.), Chief Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: kalinin@igm.nsc.ru

Borovikov A.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: borovik@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 04.09.2020; одобрена после рецензирования 10.10.2021; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 04.09.2020; approved after reviewing 10.10.2021; accepted for publication 14.06.2022

Научная статья
УДК 553.411 (571.1)
doi: 10.17223/25421379/23/2

ОСОБЕННОСТИ ОРОГЕННОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ФЕДОРОВСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО ПОЛЯ (ГОРНАЯ ШОРИЯ) НА ПРИМЕРЕ ЛАЗАРЕТНОГО И ФЕДОРОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЙ



Владислав Владимирович Колпаков¹, Петр Александрович Неволько²,
Анна Андреевна Редина³, Юрий Олегович Редин⁴

^{1, 2, 3, 4} *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

² *Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия*

¹ *vladk@igm.nsc.ru*

² *nevolko@igm.nsc.ru*

³ *redina@igm.nsc.ru*

⁴ *redin@igm.nsc.ru*

Аннотация. На примере двух объектов золото-кварцевого сульфидного типа Федоровского рудного поля показаны различия минерального, вещественного состава и особенностей формирования метаморфогенно-гидротермального Лазаретного рудопроявления в существенно черносланцевых толщах и магматогенно-метаморфогенного Федоровского. На последнем важным источником золота явились девонские дайки долеритов, вероятно, парагенетически связанные со становлением Федоровской гранитоидной интрузии (D₁).

Ключевые слова: *золото-кварцевое оруденение, минеральные ассоциации, геохимический профиль, условия формирования*

Благодарности: Авторы выражают благодарности генеральному директору ООО «Тэтис-Т» А.Е. Аввакумову за предоставленную возможность использовать для написания статьи результаты ИСП-МС анализа пород и руд, карты и разрезы, а также сотрудникам ИГМ СО РАН В.П. Мокрушикову и А.В. Малютиной за проведенное определение возраста гранодиоритов по циркону.

Источник финансирования: Работа выполнена по Государственному заданию ИГМ СО РАН.

Для цитирования: Колпаков В.В., Неволько П.А., Редина А.А., Редин Ю.О. Особенности орогенного золото-кварцевого оруденения Федоровского рудно-россыпного поля (Горная Шория) на примере Лазаретного и Федоровского рудопроявлений // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 23–46. doi: 10.17223/25421379/23/2

Original article
doi: 10.17223/25421379/23/2

FEATURES OF OROGENIC GOLD-QUARTZ MINERALIZATION OF THE FEDOROVSKY ORE-PLACER FIELD (GORNAYA SHORIYA) ON THE EXAMPLE OF LAZARETNY AND FEDOROVSKY ORE OCCURRENCES

Vladislav V. Kolpakov¹, Petr A. Nevolko², Anna A. Redina³, Yury O. Redin⁴

^{1, 2, 3, 4} *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

² *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

¹ *vladk@igm.nsc.ru*

² *nevolko@igm.nsc.ru*

³ *redina@igm.nsc.ru*

⁴ *redin@igm.nsc.ru*

Abstract. New mineralogical-geochemical and thermobarogeochemical data on the nature and conditions of the formation of orogenic gold-quartz mineralization of the Lazaretny and Fedorovsky ore occurrences were derived. They are localized in the identical geological structure, however differ in their content composition and genesis. Both objects were an important source of native gold from the Fedorovka River placer, the largest placer in Gornaya Shoria, and deserve to be studied. The aim of the study is to identify the genetic features of gold mineralization that caused such significant mineralogical and geochemical

differences. The age of mineralization ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ by the sericite method) and the age of granodiorites of the Fedorovskaya intrusion (U-Pb by the zircon method) were determined to clarify the role of the intrusion in the formation of gold mineralization. The gold mineralization is concluded in the long-lived tectonic zone at the northern face of the Mrassky anticlinorium. It is represented by vein-metasomatic linear zones among essentially black-shale deposits and volcanogenic rocks V-C₁ metamorphosed in the green-shale facies. The gold mineralization is located near dikes and sills of gabbro-dolerites of C₁ and D_{1,2} ages. It was formed as a result of tectonic processes associated with the closure of the Paleoasiatic Ocean at the end of C₁. Mineral associations and geochemical profiles of mineralization indicate the metamorphogenic-hydrothermal (Au-As) character of the Lazaretny ore occurrence and the magmatogenic-metamorphogenic (Au, Ag, Te, Ba, Se, As, Sb, Pb, W, Bi, Cr, Ni) Fedorovsky. The first has a simple mineral composition and is formed in 2 stages: pyrite-arsenopyrite-pyrrhotite and chalcopyrite-sphalerite-tetrahedrite. Native gold is small and fine, has relatively high fineness, it is found both in quartz veins and in metasomatites. The Fedorovsky ore occurrence has an early pyrite-pyrrhotite and a late, sulfide-sulfosol-sulfotelluride productive stage of mineralization. Native gold is larger, lower fineness, associated with low-temperature minerals (hessite, argentite, freibergite, pyrargyrite, polybasite, etc.). Instead of arsenopyrite, gersdorffite is found in the ores. The main amount of gold is found in quartz veins. The study of gas-liquid inclusions in quartz by cryothermometry and Raman spectroscopy showed that the gold mineralization was formed at a temperature of 190–275 °C by weakly concentrated NaCl solutions (3.3–6.6 wt.% NaCl-eq.). The gas phase of the inclusions consists of CO₂ and N₂, with a small amount of CH₄. CO₂ predominates over N₂. If carbonaceous shales predominate among the rocks containing mineralization, then there is a weak direct correlation between the increased N₂ content in the inclusions and gold in the sample. The age of the gold mineralization is very different from the age of the granodiorites: 322±4–291±1.3 million years (C₂-P₁) and 410±1.5 million years (D₁), but the gold-bearing devonian dolerite dikes, probably paragenetically related to granodiorites, played an important ore-forming role in the Fedorovsky ore occurrence. The dikes were an important source of gold during the metamorphogenic-hydrothermal ore formation in the period from C₂ to P₁, which caused the magmatogenic-metamorphogenic character of gold mineralization.

Keywords: gold-quartz mineralization, mineral associations, geochemical profile, formation conditions

Acknowledgments: The authors are grateful to the General Director of Tetis-T LLC A.E. Avvakumov for the opportunity to use the results of ICP-MS analysis of rocks and ores, maps and cross-sections for this article.

Source of financing: This study is done on state assignment of IGM SB RAS.

For citation: Kolpakov, V.V., Nevolko, P.A., Redina, A.A., Redin, Y.O. (2022) Features of orogenic gold-quartz mineralization of the Fedorovsky ore-placer field (Gornaya Shoriya) on the example of Lazaretny and Fedorovsky ore occurrences. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 23–46. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/2

Введение

Федоровское рудно-россыпное поле расположено в восточной части Ортон-Федоровского рудно-россыпного узла и включает в себя Лазаретное, Федоровское рудопоявления и отработанные россыпи р. Федоровки и нескольких ее притоков. Россыпь р. Федоровки, известная с 1836 г., является крупнейшей в Горной Шории, из нее добыто более 10 т золота [Щербаков и др., 2003]. Отработка россыпи стимулировала геологическое изучение площади, им, в частности, занимались В.А. Обручев (1910) и Ю.А. Кузнецов (1933). Первая Государственная геологическая съемка масштаба 1:200 000 проведена в 1950-е гг. В дальнейшем поисково-разведочные работы производились Красноярским (1956–1964), Западно-Сибирским (1974, 1975, 1990–1993) геологическими управлениями, В.В. Сыроватским (1969–1973) и др. В результате этих работ выявлены Федоровский, Калмыкский, Лазаретный, Сенной золоторудные участки. Наиболее перспективным считалось Федоровское рудопоявление, однако все попытки перевести его в ранг месторождения не увенчались успехом. Одной из причин этого явилось сложное пространственное расположение рудных тел и крайне

неравномерное распределение в них золота (3-я категория сложности), что затрудняет разведку и добычу.

В 2012–2014 гг. ООО «Тэтис-Т» (Новокузнецк) в рамках Госзадания проводило поисковые работы на золото в Ортон-Федоровском рудно-россыпном узле, в том числе на Лазаретном рудопоявлении. Авторы статьи принимали в них участие в качестве субподрядчиков от Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, что позволило собрать представительный фактический материал. Приводимые в данной статье фактические и аналитические данные касаются в основном Лазаретного рудопоявления. Федоровское подробно охарактеризовано Ю.Г. Щербаковым и др. [2003] и рассматривается кратко (с учетом новых данных), в качестве примера золотого оруденения несколько другого генезиса в этой же геологической структуре.

По геолого-генетической промышленной классификации орогенных месторождений [Горячев, 2019], Лазаретное и Федоровское рудопоявления относятся к золото-кварцевому, а по классификации Н.В. Петровской [1973] – к золото-сульфидно-кварцевому убогосульфидному типу. В связи с генетическими особенностями они различаются по вещественному составу руд, крупности и пробности самородного

золота. Оруденение, проявленное на обоих объектах, явилось источником золота россыпи р. Федоровки и, несмотря на пока небольшую практическую значимость, заслуживает внимания. Цель данной статьи – установление характера и особенностей формирования золотого оруденения. Изучены минеральный и вещественный состав руд (по керну скважин и поверхностным горным выработкам), а также газово-жидкие включения в рудном кварце. Определены возраст золотого оруденения на Лазаретном рудопроявлении и гранодиоритов близрасположенной Федоровской интрузии.

Краткие сведения о геологическом строении и золотом оруденении района

Район приурочен к Ортогскому тектоническому блоку, являющемуся частью Мартайгинско-Верхне-лебедской структурно-формационной зоны Кузнецкого Алатау, вмещающей значительную часть золотого оруденения [Алабин, Калинин, 1999]. Блок сложен сильно дислоцированными вулканогенно-осадочными породами (V–Є₁), с юга ограничен Мрасским антиклинорием, а с запада и востока – Кузнецко-Алтайским и Балыксинским региональными разломами (рис. 1).

В истории тектонического развития территории выделяются байкальская (R₃), раннекаледонская (R₃–O₁), позднекаледонско-герцинская (O₁–P₃) и более молодые эпохи складчатости. В период Є₂–O₁ окончательно сформировалось блоковое строение, произошло внедрение гранитоидных массивов, вдоль Кузнецко-Алтайского разлома образовался главный золоторудный пояс Кузнецкого Алатау шириной 30–60 км. С O₁ по D₁ существовал режим пассивной, а в D₁₋₂ – активной континентальной окраины, последний также сопровождался гранитоидным магматизмом. В конце С₁ произошло закрытие палеоазиатского океана, что привело к коллизионным событиям. В дальнейшем развитие территории происходило в континентальном режиме [Юрьев и др., 2001].

В геологическом строении рудного поля принимают участие породы верхнеунушкольской свиты (V–Є_{1us2}) и Кундусуюльского габбро-диорит-гранодиорит-долеритового комплекса (mvЄ_{1k}). Породы прорываются Федоровской интрузией (штоком) гранодиоритов, относимой [Юрьев и др., 2001] ко второй фазе внедрения гранитоидов садринского комплекса (удЄ₃–O_{1s}).

Отложения верхнеунушкольской свиты представлены углеродисто-глинистыми, углеродисто-кремнистыми сланцами, темными тонкослоистыми известняками с разным количеством органического вещества в слойках и – в подчиненном количестве –

песчаниками, лавами и туфами средне-основного состава. Отложения формировались в глубоководных условиях. Сланцы и известняки часто содержат вкрапленность пирита. Углеродистые сланцы имеют кварц-хлорит-серицит-карбонатный состав, иногда встречаются редкие зерна альбита, среди слюдястых минералов преобладает серицит. Углеродистое вещество отмечается как в распыленном по массе породы виде, так и группируется в виде субсогласных мелких полосок, тонких просечек и секущих жилков. Количество C_{орг} составляет 1–3 %. Отложения вмещают послойные или слабо секущие силлы и дайки габбро-долеритов кундусуюльского комплекса, относимого к офиолитовой ассоциации [Юрьев и др., 2001] и прорываются девонскими дайками долеритов. Вся пачка V–Є₁ пород имеет крутое северо-западное падение и метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации. Господствующее простирание геологических структур северо-восточное, параллельное разломам, оперяющим главный Кузнецко-Алтайский.

Золотоносные жильно-метасоматические зоны Лазаретного рудопроявления приурочены к линейным зонам смятия и рассланцевания вулканогенно-осадочных пород северо-восточного простирания. Рудные зоны штокверкового типа, крутопадающие, субсогласные или слабо секущие по отношению к залеганию вмещающих пород, прослежены на 2 км по простиранию и на 70–200 м по падению при мощности до 40 м. Ресурсы золота северо-восточной части рудных зон оценены в 1,5 раза выше, чем юго-западной. Оруденение тяготеет к дайкам и силлам кундусуюльского комплекса и локализуется вблизи них (рис. 2). Метасоматиты развиты в основном по дайкам, редко – по осадочным породам. В состав метасоматитов входят кварц, кальцит, доломит, анкерит, серицит, парагонит, хлорит, альбит, пирит. Перечисленные минералы присутствуют и в кварцевых жилах и линзах, мощность которых достигает 1,5 м. Кварц образует по меньшей мере две генерации: молочно-белый и цементирующий его серый и темно-серый. Содержание сульфидов в кварцевых жилах не превышает 1 %, в метасоматитах может достигать 3–5 %. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, пирротинном, реже – сульфоарсенидами Fe, Co, Ni, сфалеритом, тетраэдритом (Cu,Fe)₁₂Sb₄S₁₃. Содержания Au в рудах низкие, чаще всего это десятые доли г/т, редко до 3–5 г/т, самородное золото находится как в кварцевых жилах, так и в метасоматитах. Вмещающие породы существенно черносланцевые. По описанию керн скважин углеродистые сланцы слагают 50 % разреза, габбро-долериты – 35 %, известняки – 10 %, глинистые сланцы – 5 %.

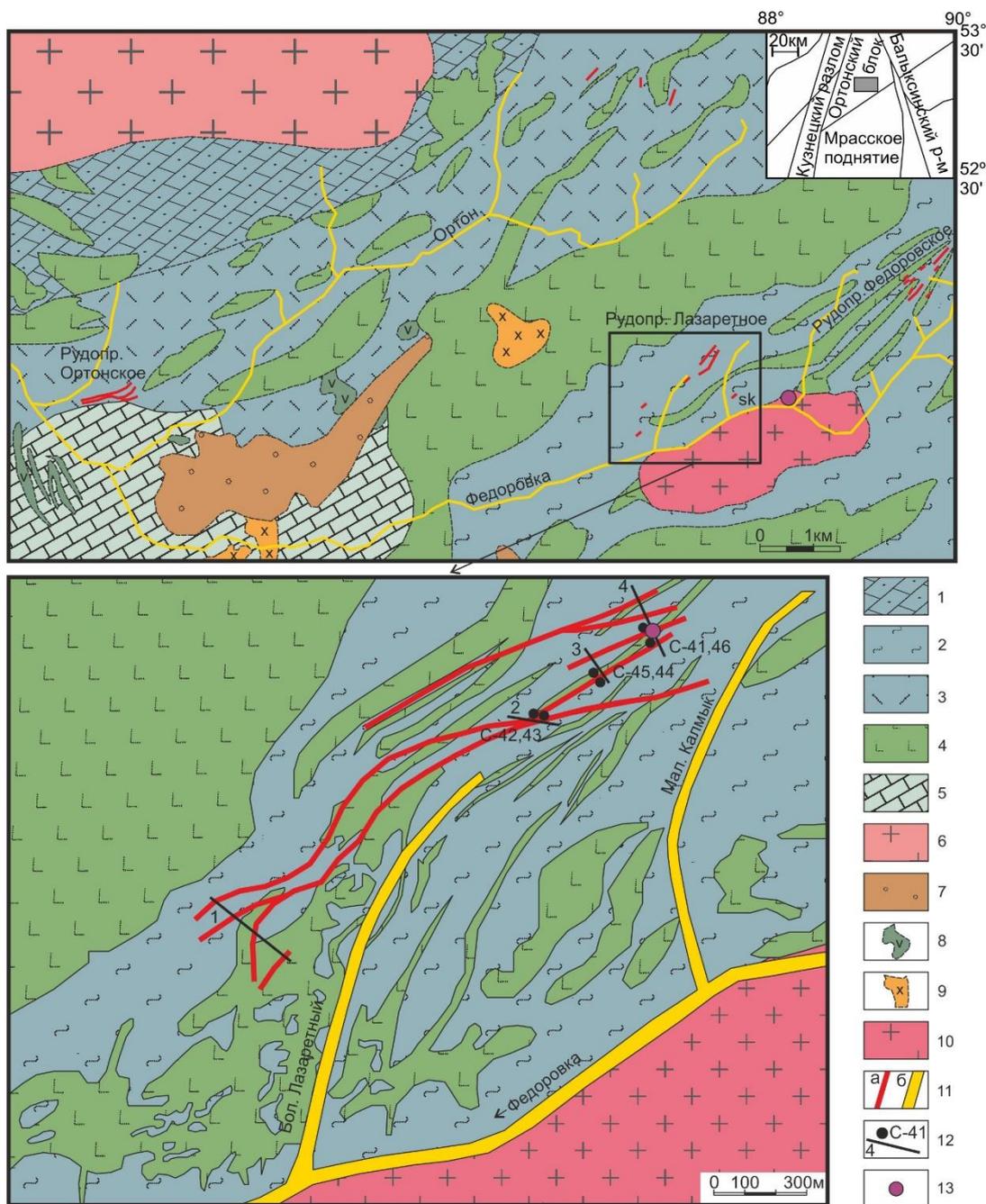


Рис. 1. Схема геологического строения района

1 – унушкольская свита, нижняя подсвита (V-Є₁us₁): известняки, доломиты, песчаники, сланцы углеродисто-глинистые, кремнистые; 2 – унушкольская свита, верхняя подсвита (V-Є₁us₂): сланцы углеродисто-глинистые, кремнистые, известняки, песчаники, лавы и туфы средне-основного состава; 3 – усть-анзасская свита (V-Є₁un): базальты, их туфы, сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, известняки; 4 – Кундусулюский габбро-диорит-гранодиорит-долеритовый комплекс (mvЄ₁k); 5 – мазасская свита (Є₁mz): известняки, доломиты; 6 – Садринский комплекс, Восточно-Орто́нский гранодиоритовый массив (Є₂); 7 – усть-кундусулюская свита (D₁uk): песчаники, алевролиты; 8 – габброиды патынского комплекса (vD₁p); 9 – кварцевые монзониты, монзодиориты патынского комплекса (μD₁p); 10 – Федоровская интрузия, гранодиориты тельбесского? комплекса (D₁); 11 – рудные зоны (а) и отработанные россыпи золота (б); 12 – скважины и канавы; 13 – места отбора проб на возраст золотого оруденения и гранодиоритов

Fig. 1. Geological structure of the region

1 – unushkol formation, lower sub-formation (V-Є₁us₁): limestones, dolomites, sandstones, carbonaceous-clay, siliceous shales; 2 – unushkol formation, upper sub-formation (V-Є₁us₂): carbonaceous-clay, siliceous shales, limestones, sandstones, lavas and tuffs of medium-basic composition; 3 – ust-anzas formation (V-Є₁un): basalts, their tuffs, carbonaceous-clay-siliceous shales, limestones; 4 – Kundusuyul gabbro-diorite-granodiorite-dolerite complex (mvЄ₁k); 5 – mazas formation (Є₁mz): limestones, dolomites; 6 – Sadrin complex, East-Orton granodiorite massif (Є₂); 7 – ust-kundusuyul formation (D₁uk): sandstones, siltstones; 8 – gabbroids of the patyn complex (vD₁p); 9 – quartz monzonites, monzodiorites of the patyn complex (μD₁p); 10 – Fedorovsky intrusion, granodiorites of the telbessky? complex (D₁); 11 – ore zones (a) and worked placers of gold (b); 12 – drill holes and trenches; 13 – sampling sites for the age of gold mineralization and granodiorites

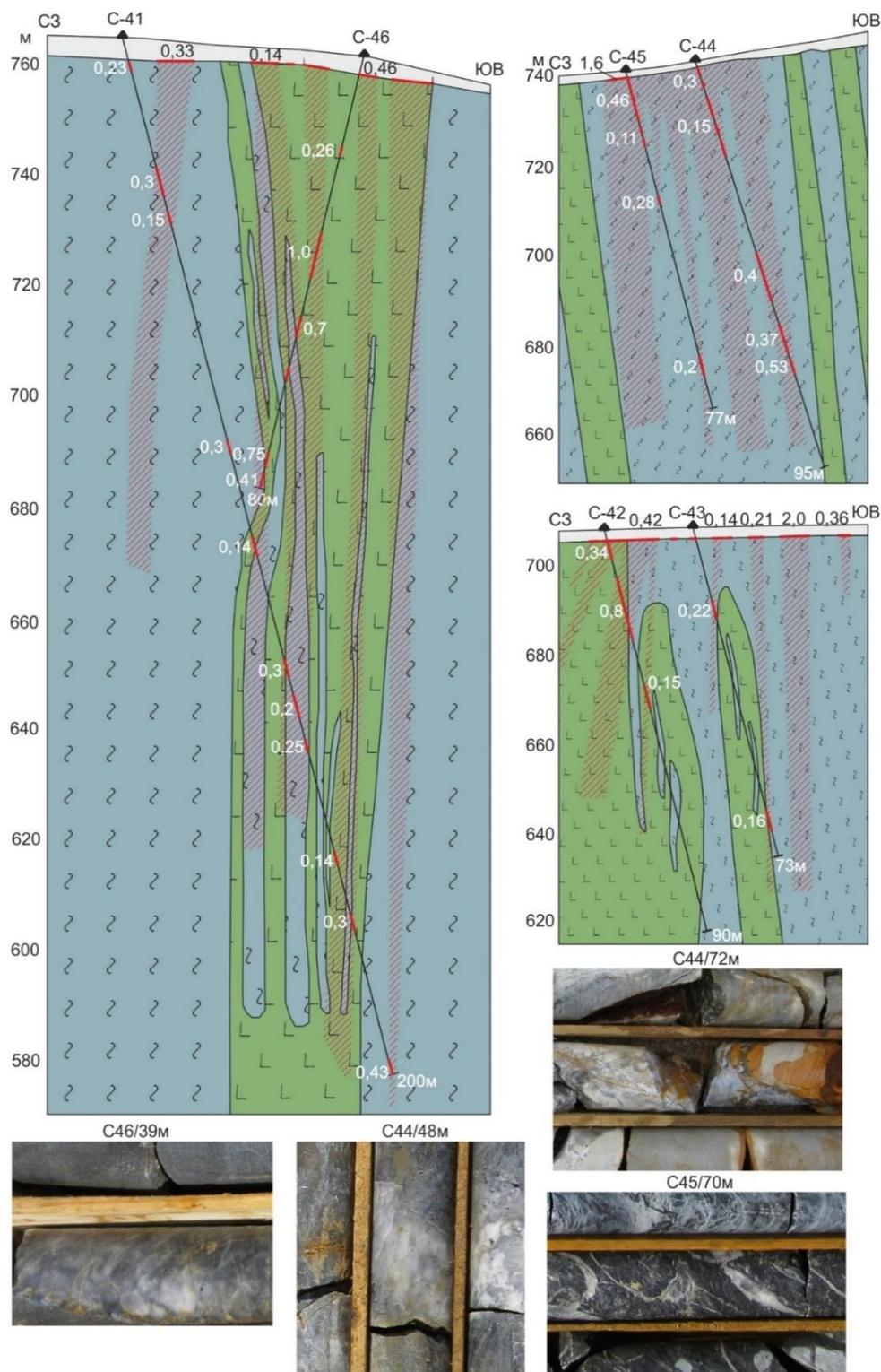


Рис. 2. Геологические разрезы по линиям скважин и фотографии керна

Цифрами на разрезах показаны содержания золота (г/т) в керне на выделенные интервалы. Фотографии керна: C44/48м – кварцевая жила в черных сланцах, содержание Au 1 г/т; C44/72м – контакт черных сланцев и известняка, содержание Au 0,5 г/т, коричневое – анкерит; C45/70м – черные сланцы с прожилками кварца, содержание Au 0,2 г/т; C46/39м – кварцевая жила в долерите, содержание Au 1,5 г/т. Диаметр керна 45 мм

Fig. 2. Geological cross sections by lines of drill holes and the drill samples photos

The numbers on the cross sections show the gold content (ppm) in the drill samples on the selected intervals. Kern photos: C44/48m – quartz vein in black shales, Au content – 1 ppm; C44/72m – contact of black shales and limestone, Au content – 0,5 ppm, brown – ankerite; C45/70m – black shales with quartz veins, Au content – 0,2 ppm; C46/39m – quartz vein in dolerite, Au content – 1,5 ppm. The kern diameter is 45 mm

Условия локализации Федоровского рудопроявления можно охарактеризовать на примере Стержневой жильно-метасоматической зоны, прослеженной на 2 км по простиранию. На ее пересечении штольной последовательность пород следующая: тонкоплитчатые и полосчатые мраморизованные известняки (70 м), вмещающие три дайки долеритов, – мощное тело долеритов (50 м) с крупнозернистым габбро (15 м) в центре – рудовмещающие кварц-хлорит-серицит-полевошпат-карбонатные углеродизированные сланцы (20 м) с золотоносной кварцевой жилкой вдоль контакта с телом долеритов – дайка долеритов – известняки.

Простирание рудной зоны преимущественно северо-восточное, падение пород крутое, северо-западное, до северного. Рудоносная сланцевая пачка вмещает силлы габбро-долеритов и совпадает с разломом. Породы пересекаются дайками девонских долеритов ССВ простирания и разбиты со смещением более поздними субширотными разломами. Породы сложно деформированы и гидротермально изменены, кварцевая жила будинирована и имеет среднюю мощность 0,7 м. Кварц белого, серого и темно-серого цвета, в призальбандовых частях жилы из-за захвата вмещающих пород имеет полосчатую текстуру. Обычные содержания золота в кварцевых жилах и метасоматитах составляют 0,5–2 г/т, в бонанцах они могут быть очень высокими. Бонанцы приурочены к участкам пересечения рудной зоны дайками и разломами и локализуются в кварцевых жилах, залегающих между сланцами и дайками или силлами.

Содержание рудных минералов в кварцевых жилах менее 1 %, в метасоматитах – до 5 %. Преобладающий рудный минерал – пирит, остальные распространены широко, но в очень малых количествах, – это халькопирит, пирротин, герсдорфит NiAsS, миллерит NiS, пентландит (Fe,Ni)₉S₈, рутил, кубанит CuFe₂S₃, сфалерит, галенит, арсенопирит, монацит, флоренсит (Ce,La,Nd)Al₃[PO₄]₂(OH)₆, гессит Ag₂Te, аргентит Ag₂S, фрайбергит (Ag,Cu)_{8,6–10,4}Fe_{1,5}Sb₄S_{11–12}, пираргирит Ag₃SbS₃, полибазит (Ag,Cu)₁₆Sb₂S₁₁, Ag-Sb сульфотеллурид Ag₁₀SbTe₃S₃.

Федоровская интрузия располагается в 1,5–2,5 км от рудных зон, и, как отмечают Ю.Г. Щербаков и др. [2003], ее становление сыграло важную роль в формировании золотого оруденения. К экзоконтакту Федоровской интрузии приурочено рудопроявление золота (0,84 г/т) в гранат-волластонитовых скарнах, в левом борту приустьевой части рч. Мал. Калмык [Юрьев и др., 2001].

Методы исследования

Образцы пород и руд были получены из керна скважин колонкового бурения с различных горизон-

тов, а также из поверхностных горных выработок. Их минеральный состав, текстурно-структурные особенности и взаимоотношения между минералами изучались в шлифах под оптическим и электронным (MIRA 3 LMU, Tescan Ltd, с системой микроанализа INCA Energy 450 XMax 80, Oxford Instruments Ltd–NanoAnalysis Ltd, с термополевой эмиссией) микроскопами. Самородное золото получено путем промывки рыхлых элювиальных отложений, вскрытых канавами, а из керна скважин – промывкой после предварительного его дробления.

Химический состав сульфидов и самородного золота определен на микронзондах JXA-8100 (аналитик В.Н. Королюк) и Camebax-micro (аналитик О.С. Хмельникова). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, ток в образце – 20 нА, время экспозиции составляло 10 с. Арсенопирит и пирит анализировались на Fe, Ni, Co, As, Au, S и Sb. При анализе были использованы стандарты: FeS₂ (Fe, S), FeAsS (As), Au_{0,75}Ag_{0,25} (Au), Sb₂S₃ (Sb), FeNiCo (Ni, Co). Пределы обнаружения при заданных параметрах составляли (мас. %): 0,03 для Fe; 0,04 для Ni; 0,03 для Co; 0,05 для As; 0,02 для S; 0,04 для Sb; 0,05 для Au; 0,08 для Ag, Cu; 0,1 для Hg.

Содержания в породах и рудах Ag, As, Ba, Cr, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, P, Pb, Sr, Ti, V, Zn, W, Bi определены методом ICP-MS, содержания Au – пробирным методом с атомно-абсорбционным окончанием. Эти анализы были выполнены в лаборатории SGS (ЗАО «СЖС Восток Лимитед», Чита). Пределы обнаружения (г/т): 0,01 для Au; 0,5 для Cu, Sr, Zr; 1 для Ba, Cr, Co, Ni; 2 для Ag, Mn, Pb, V; 3 для As; 5 для Bi; 10 для W; 100 для P; 0,01 % для Fe, Ti.

Для изучения флюидных включений в кварце использовались методы криотермометрии и Раман-спектроскопии. Температуры гомогенизации газожидких включений определены при помощи микрокамеры THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений от –196 до 600 °С. Состав газовой фазы включений определен методом КР-спектроскопии на спектрометре LabRam HR 800 с полупроводниковым детектором Horiba Scientific Symphony II и конфокальным микроскопом Olympus BX 41. В качестве возбуждающего использовано излучение Ar лазера CVI MellesGriot с длиной волны 514 нм и выходной мощностью 50–30 мВт.

U-Pb датирование цирконов из гранитоидов Федоровской интрузии выполнено методом LA-ICP-MS. После дробления и промывки образца гранитоидов из полученного концентрата под бинокулярным микроскопом отобрано 50 зерен циркона, они были смонтированы в полированную эпоксидную шашку. По катодоллюминесцентным изображениям, полученным на сканирующем электронном микроско-

пе (MIRA 3 LMU), для датирования было выбрано 22 зерна циркона с наиболее четко проявленной внутренней зональностью. Датирование производилось при помощи масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR, соединенного с системой лазерной абляции NWR UP 213. Параметры измерения оптимизировались для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb , использовался стандарт NIST SRM612. Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 3,0–3,5 Дж/см². Анализ проводился с использованием международных эталонных образцов цирконов: 91500 – внешний стандарт (1 064 млн лет); Plešovice – контрольный

образец (337 млн лет). Данные измерений обработаны с помощью программ Glitter и Iolite 3.65, встроенной в Igor Pro.

Все анализы, кроме ICP-MS определения содержания химических элементов в породах и рудах и пробирного на Au, выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Результаты исследований

Характеристика рудных минералов. Содержания рудных минералов в породах и рудах, вскрытых скважинами (см. рис. 2), и их количественные соотношения приведены в табл. 1, а примеры минеральных ассоциаций в аншлифах – на рис. 3.

Таблица 1

Распространенность рудных минералов в аншлифах из керна скважин Лазаретного рудопроявления

Table 1

The prevalence of ore minerals in polished samples from the kern of boreholes of the Lazaretny ore occurrence

Скважина / интервал, м	Порода	Жилы и прожилки	% рудн.	Соотношение рудных минералов, %						Au, г/т
				Pу	Сру	Ару	Po	Spl	Te	
C-41/17	Сланец ч.		5	97	2			1		< 0,1
25,6	Сланец ч.	Qu жила	1	50	5	5	40	< 1		0,23
34	Сланец ч.	Qu	5	90	5			2,5	2,5	0,15
42,7	Сланец ч.	Qu	3	85	5		10	< 1		< 0,1
53	Сланец ч.	Qu	2	95	5		< 1	< 1		< 0,1
65	Сланец ч.		2	85	10			5		< 0,1
70,2	Долерит	Qu-карб.	2	95	5		< 1	< 1	< 1	< 0,1
70,5	Сланец ч.		1	95	5			< 1	< 1	< 0,1
72	Сланец ч.	Qu	2	97	2			1		< 0,1
76	Сланец ч.	Qu-карб.	2	95	5			< 1	< 1	0,42
188,6	Сланец ч.	Qu	5	95	< 1	5		< 1	< 1	< 0,1
190,6	Сланец ч.	Qu	5	60	10	20	10	< 1		0,47
C-46/17,7	Долерит	Qu жила	1		5	30	60	5		0,26
26,5	Долерит	Qu-карб.	1	50	10	10	30	< 1		< 0,1
33,2	Долерит	Qu жила	1		5	5	90			0,16
40,5	Долерит	Qu жила	2	98	< 1	1	1	< 1		0,23
41,7	Долерит	Qu жила	1		< 1	100	< 1	< 1		< 0,1
43,9	Порфирит	Qu	1	95	1	1	1		1	< 0,1
44,6	Порфирит	Qu	1		1	1	98	< 1		< 0,1
45,4	Порфирит	Qu жила	1		70	30	< 1	< 1		< 0,1
49,1	Порфирит	Qu жила	1		10	80	10			1,3
56,1	Известняк		2	90	1	5	3	1		< 0,1
57	Известняк		1	80	5	10	5	< 1		< 0,1
62,2	Известняк		1	99	< 1	1	< 1	< 1		< 0,1
65,5	Долерит	Qu	1	80	10		10			< 0,1
67,6	Долерит	Qu жила	4	99	< 1	1	< 1	< 1		< 0,1
C-44/34,8	Сланец ч.		1	95	5			< 1		< 0,1
39,5	Сланец ч.	Qu-карб.	1	98	1			1		< 0,1
44,7	Сланец ч.	Qu-карб.	2	98	1		1	< 1		< 0,1
50,9	Сланец ч.		10	85	5	5	< 1	5	< 1	< 0,1
53	Сланец ч.	Qu	7	85	5	10	< 1	< 1		0,17
58,2	Известняк	Qu-карб.	5	98	1		1	< 1		< 0,1
59,2	Сланец ч.	Qu-карб.	2	98	1		1	< 1		< 0,1
62,7	Сланец ч.	Qu	2	99	< 1	< 1		1		0,38
63	Сланец ч.	Qu	1	90	< 1	10		< 1		0,27
65,2	Сланец ч.	Qu	1	85	10			5	< 1	0,2

Скважина / интервал, м	Порода	Жилы и прожилки	% рудн.	Соотношение рудных минералов, %						Au, г/т
				Pу	Cру	Aру	Po	Spl	Te	
68,1	Долерит	Qu	1	99	1			< 1		< 0,1
86,7	Известняк		1	98	1		< 1	1		< 0,1
C-45/35,1	Сланец ч.	Qu	25	98	1			1	< 1	< 0,1
43,4	Сланец ч.		8	98	1			1		< 0,1
44,4	Сланец ч.	Qu	1	98	1			1	< 1	< 0,1
64,9	Известняк	Qu жила	1	80	10			6	4	< 0,1
70	Сланец ч.	Qu	1	94	5			1	< 1	< 0,1

Примечание. Минералы: Qu – кварц; Pу – пирит; Cру – халькопирит; Aру – арсенопирит; Po – пирротин; Spl – сфалерит; Te – тетраэдрит.

Note. Minerals: Qu – quartz; Pу – pyrite; Cру – chalcopyrite; Aру – arsenopyrite; Po – pyrrhotite; Spl – sphalerite; Te – tetrahedrite.

Пирит и арсенопирит в основном представлены зернами с ярко выраженным идиоморфизмом, обособления сфалерита, халькопирита, пирротина и тетраэдрита аллотриоморфные. Размер выделений рудных минералов изменяется от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров, минералы располагаются в породах в виде отдельных зерен или небольших скоплений их агрегатов вдоль сланцеватости или трещиноватости. В кварцевых жилах и метасоматитах находится один и тот же набор минералов.

Пирит является самым распространенным рудным минералом и встречается как в сланцах, так и в дайках и силлах. Габитус его кристаллов кубический, размер зерен до 4 мм, сростается пирит чаще всего с арсенопиритом. В зернах пирита наблюдаются включения всех рудных минералов, сам он очень редко образует аллотриоморфные вкрапления в халькопирите.

Основное количество арсенопирита (как и сульфидов Fe, Co, Ni) приурочено к гидротермально измененным породам основного состава, размер его зерен до 1 мм. По трещинам в арсенопирите могут развиваться пирит и халькопирит. В некоторых зернах арсенопирита находятся мельчайшие включения самородного золота, наблюдаются также сростания арсенопирита, пирита и самородного золота. Наличие арсенопирита в рудных зонах коррелирует с повышенной золотоносностью.

Пирротин также характерен для даек основного состава (см. табл. 1, скважина 46). Он образует сростки с арсенопиритом, халькопиритом, изредка – с самородным золотом, и включения в пирите, арсенопирите (вместе с халькопиритом). Размер выделений пирротина – до 0,3 мм.

Халькопирит встречается как в дайках, так и в сланцах, размер его зерен до 0,5 мм. Он находится в ассоциации со всеми рудными минералами, может выполнять трещины в пирите и нарастать на зерна пирита и арсенопирита. В редких случаях в халькопирите встречаются включения самородного золота, образует он с ним и сростки.

Сфалерит, как и халькопирит, встречается во всех типах пород, но в меньших количествах. Ассоциация этих минералов очень устойчивая. Размер выделений сфалерита – до 0,2 мм. В виде включений сфалерит может находиться в пирите, арсенопирите, пирротине, в нем иногда присутствует эмульсионная вкрапленность халькопирита.

Тетраэдрит весьма редок и почти не образует самостоятельных выделений (их размер – до 0,05 мм). Он находится в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом, во включениях в пирите и халькопирите и нарастает на пирит.

Самородное золото (размером до 0,1 мм) образует сростки с арсенопиритом и пиритом, с пирротинном, а также встречается в виде мелких включений в арсенопирите и халькопирите. Такие выделения самородного золота более характерны для метасоматитов. В кварцевых и кварц-карбонатных жилах оно находится чаще в виде свободных выделений, размеры золотин в жилах достигают 1 мм.

Химические составы пирита, арсенопирита и минералов состава (Fe,Co,Ni)[AsS] из керна скважин отображены (в разных координатах) на рис. 4.

Примерно в 10 % зерен пирита обнаружены примеси Co (до 0,16 мас. %) и Ni (до 0,47 мас. %), в одном зерне 0,64 мас. % As и еще в одном 0,4 мас. % Au. В арсенопирите примеси Co, Ni встречаются в 25–30 % анализов (до 1,86 и 0,5 мас. %), Au – в двух зернах (0,11 и 0,23 мас. %), Sb – в трех зернах (0,15–0,43 мас. %).

Отношение Co к Ni в пиритах составляет 0,3–0,5, в арсенопиритах – 1–5. Такие значения Co/Ni типичны для золото-кварцевой минерализации [Тюкова, Ворошин, 2007]. Пирит несильно отклоняется от своего стехиометрического состава, в основном в сторону дефицита Fe. Для арсенопирита характерен дефицит As. Зависимости между наличием примесей Co, Ni и составами пирита, арсенопирита нет. Минералы состава (Fe,Co,Ni)[AsS] чаще обогащены Co, чем Ni.

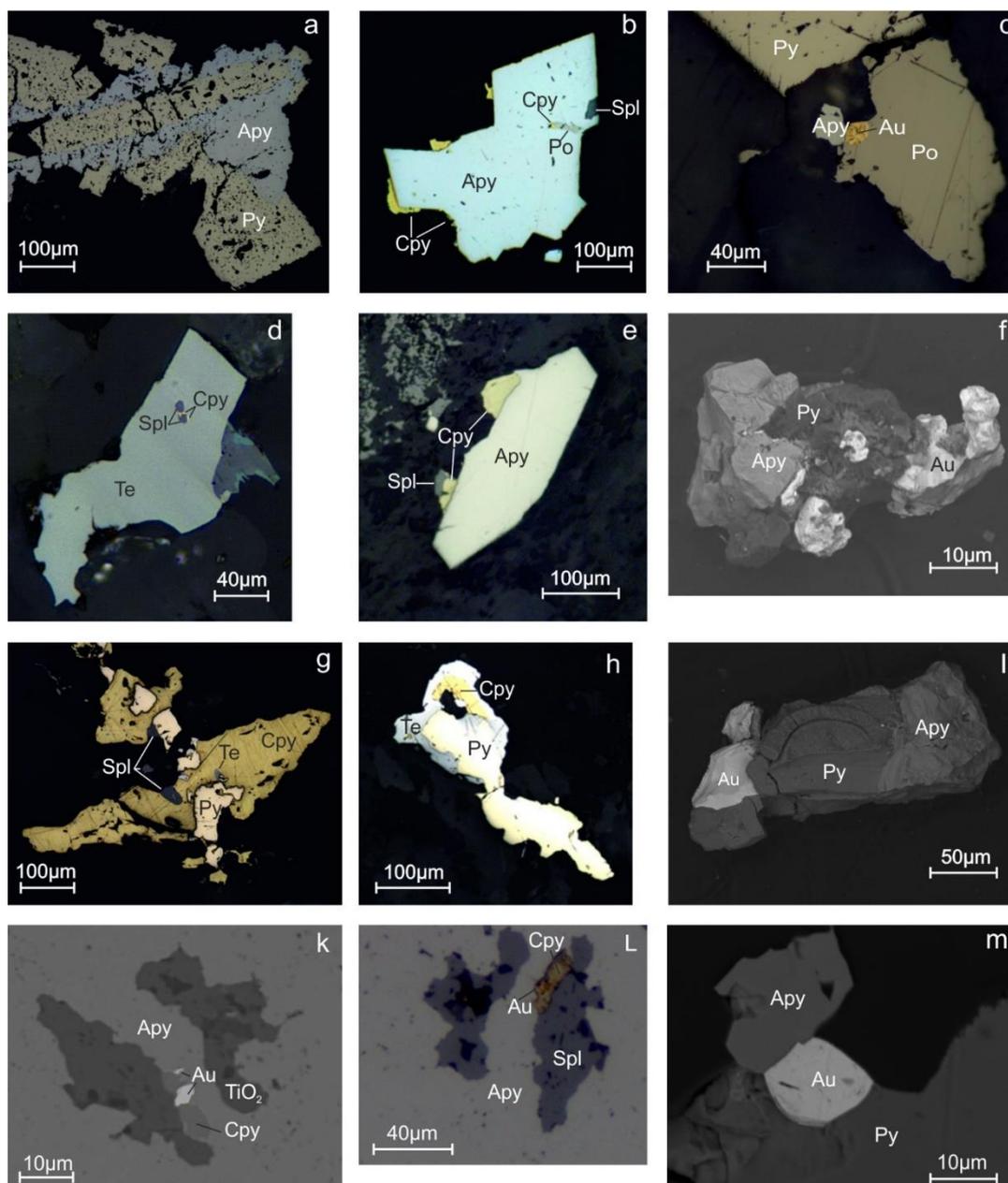


Рис. 3. Аншлифы и SEM-изображения рудных минералов Лазаретного рудопроявления

a – сростание пирита и арсенопирита; b – халькопирит нарастает на арсенопирит, включение в котором представлено сростком халькопирита и пирротина; c – сростание частички самородного золота и пирротина; d – сросток халькопирита и сфалерита во включении в тетраэдрите; e – на зерно арсенопирита нарастает халькопирит, на него – сфалерит; f – сростание самородного золота, арсенопирита и пирита; g – халькопирит в сростании с пиритом и сфалеритом, в халькопирите включение тетраэдрита, в пирите – халькопирита и сфалерита; h – нарастание тетраэдрита и халькопирита на зерно пирита; i – сростание золота, пирита и арсенопирита; k – включение в арсенопирите представлено сростком минерала состава TiO_2 , халькопирита и самородного золота; L – на включение сфалерита в арсенопирите последовательно нарастают халькопирит и самородное золото; m – сростание идиоморфных зерен самородного золота, пирита и арсенопирита

Fig. 3. Polished samples and SEM-images of ore minerals of the Lazaretny ore occurrence

a – intergrowth of pyrite and arsenopyrite; b – chalcopyrite increases on arsenopyrite, the inclusion of which is represented by an intergrowth of chalcopyrite and pyrrhotite; c – intergrowth of a particle of native gold and pyrrhotite; d – intergrowth of chalcopyrite and sphalerite in the inclusion in tetrahedrite; e – chalcopyrite increases on the grain of arsenopyrite, sphalerite on it; f – intergrowth of native gold, arsenopyrite and pyrite; g – chalcopyrite in intergrowth with pyrite and sphalerite, in chalcopyrite the inclusion of tetrahedrite, in pyrite – chalcopyrite and sphalerite; h – the increase of tetrahedrite and chalcopyrite on the grain of pyrite; i – intergrowth of gold, pyrite, and arsenopyrite; k – inclusion in arsenopyrite is represented by intergrowth of a mineral of the composition TiO_2 , chalcopyrite, and native gold; L – on the inclusion of sphalerite in arsenopyrite, chalcopyrite and native gold successively increase; m – intergrowth of idiomorphic grains of native gold, pyrite, and arsenopyrite

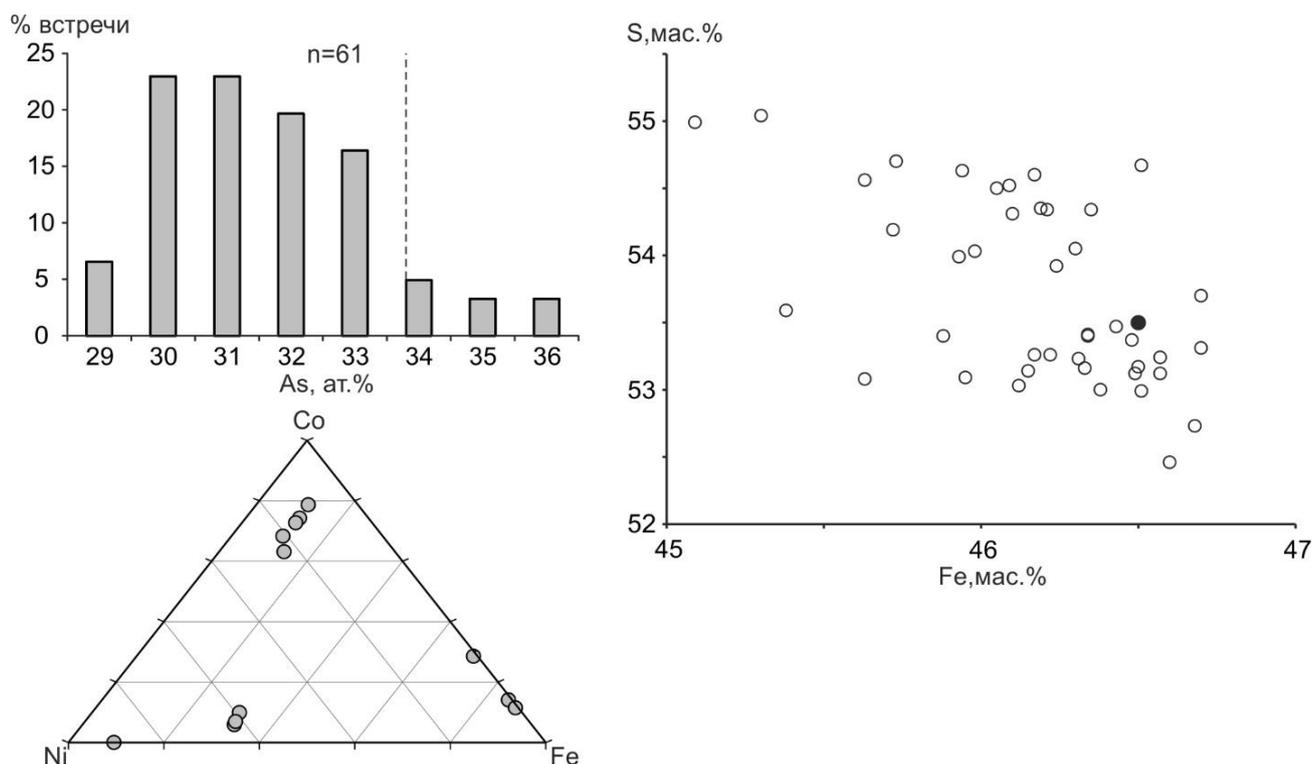


Рис. 4. Химический состав пирита, содержание As в арсенопирите и сульфоарсениды Ni, Co, Fe

Fig. 4. Pyrite chemical composition, As content in arsenopyrite and Ni, Co, Fe sulfoarsenides

В составе самородного золота, кроме Ag, присутствует небольшая примесь Hg (в 30 % золотинок, от 0,1 до 0,6 мас. %, среднее – 0,2 мас. %), примесь Cu не обнаружена. Пробность Au выдержана по простиранию рудных зон (табл. 2), но в их выходах на поверхность она чаще выше, чем у золота из керна скважин (рис. 5): 709–971 (среднее 880 ‰) и 722–935

(838 ‰). По канавам самородное золото получено из песчано-глинистого структурного элювия, содержащего большое количество обломков рудного и молочно-белого кварца. Интенсивных гипергенных преобразований золотинок (высокопробных кайм, прожилков) или новообразований золота не наблюдается.

Таблица 2

Гранулометрия, пробность и шлиховые минеральные ассоциации самородного золота

Table 2

The grain size distribution, fineness and schlich mineral assemblages of native gold

№ на рис. 1	Объект	Au, штук	Размер Au, мм	Пробность Au, ‰	Минералы в шлихах
1	Канавка	20	<0,1–0,25	751–924	Limp, Mgt, Ep, Ilm
2	Канавка	>200	<0,1–0,8	788–920	Limp, Ep, Mgt, Ilm, Lim
3	Канавка	80	<0,1–0,15	709–955	Limp, Ep, Mgt, Ilm, Lim, Zir
3	C44/ 48; 72м	11	<0,1–0,1	774–922	Py
4	Канавка 168	>200	<0,1–0,5	774–941	Limp, Py, Ep, Amf, Px
4	C41/ 26; 128м	3	<0,1–0,25	722–820	Py, Po
4	C46/ 36-57м	25	<0,1–0,25	799–935	Py, Apy, Cpy
	Отвал россыпи рч. Б. Лазаретный	28	0,1–1,0	753–927	Mgt, Ep, Amf, Px, Ilm, Gr, Zir, Cr, Limp, Py

Примечание. Минералы: Limp – окисленный пирит; Ep – эпидот; Mgt – магнетит; Ilm – ильменит; Lim – лимонит; Zir – циркон; Amf – амфибол; Px – пироксен; Gr – гранат; Cr – хромит; Py – пирит; Apy – арсенопирит; Cpy – халькопирит; Po – пирротин.

Note. Minerals: Limp – oxidized pyrite; Ep – epidote; Mgt – magnetite; Ilm – ilmenite; Lim – limonite; Zir – zircon; Amf – amphibole; Px – pyroxene; Gr – garnet; Cr – chromite; Py – pyrite; Apy – arsenopyrite; Cpy – chalcopyrite; Po – pyrrhotite.

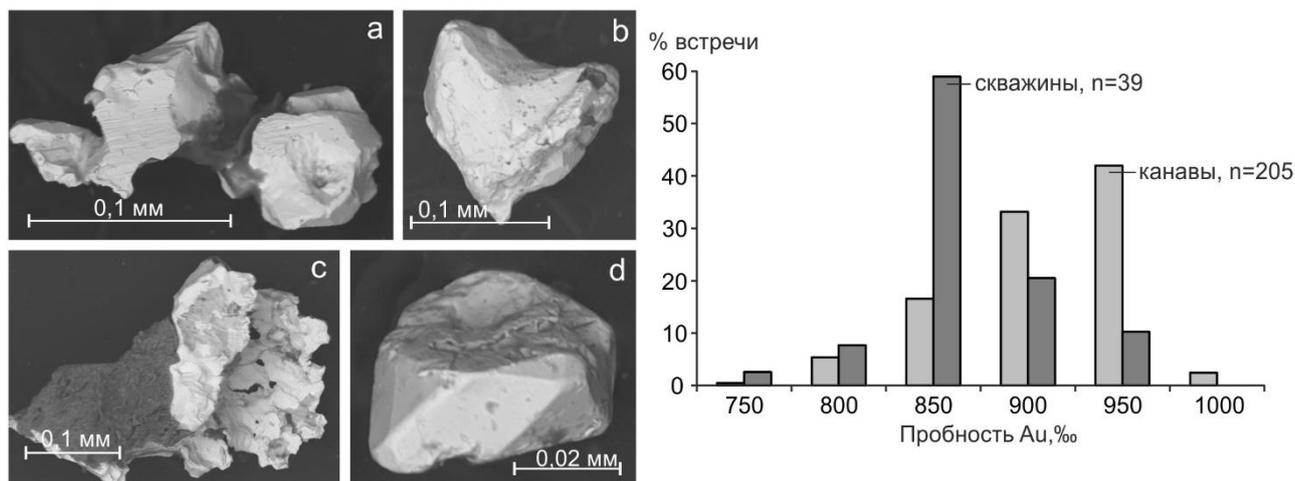


Рис. 5. Примеры морфологии и гистограммы пробности самородного золота
 Морфология: а – друзовидная, б – массивная, с – ксеноморфная, d – кристаллоподобная

Fig. 5. Examples of morphology and histogram of the fineness of native gold
 Morphology: a – druzoid, b – massive, c – xenomorphic, d – crystal-like

Преобладающий размер золотинок – менее 0,25 мм, по морфологии золотины можно разделить на четыре группы (в порядке распространенности): ксеноморфные (интерстиционные и жилковидно-пластинчатые); массивные; друзовидные и кристаллоподобные (см. рис. 5). Кроме того, встречаются комбинированные формы – ксеноморфные с идиоморфными фрагментами, массивные с отпечатками минералов, комковато-массивные и др. В шлиховых концентратах элювия рудных зон преобладающим минералом является окисленный пирит, остальных минералов намного меньше или даже единичные знаки. Выход шлиха небольшой.

Пробность самородного золота из канав хорошо соответствует таковой из отвалов отработки россыпей рч. Бол. Лазаретный, а из керн скважин – россыпей рч. Мал. Калмык и р. Федоровки [Колпаков и др., 2016]. В россыпях очень мало золотинок с гипергенными каймами.

Сквозным минералом на Федоровском рудопроявлении является пирит, в основном кубического габитуса, в кварцевых жилах он может быть золотоносен (до 2 кг/т), из примесей в нем чаще всего находятся Bi, Ni; включения, кроме Au, представлены минералами Ag, халькопиритом, сфалеритом, пирротином. Для химического состава пирита характерен небольшой дефицит серы. Единичные определения ее изотопного состава (из пирита, парагенного с золотом) свидетельствуют о глубинном происхождении ($\delta^{34}\text{S} = 1\text{‰}$). Арсенипирит встречается очень редко, вместо него в рудах находится герсдорфит, содержащий во включениях остальные минералы Ni, пирротин и халькопирит. Герсдорфит

образует сростания с пиритом, доломитом и минералом состава TiO_2 в метасоматитах (рис. 6), а также находится в кварцевых жилах вместе со сфалеритом, халькопиритом и минералами серебра. Последние содержат примеси As, Bi (0,1 мас. %) и образуют между собой тесные ассоциации. Галенит очень редок. Монацит и флоренсит встречаются в слюдястых агрегатах, иногда вместе с самородным золотом. Флоренсит является типичным акцессорным минералом золотоносных черносланцевых толщ [Паленова и др., 2012]. Основное количество самородного золота выполняет трещины и пустоты в рудном кварце. В рудах преобладают золотины крупнее 0,5 мм, самородное золото находится в основном в виде свободных выделений, реже в сростках. Мелкие и тонкие частицы Au приурочены к полосчатости в зальбандах жил (часто вместе с графитом) или густой сыпью покрывают стенки трещин. Выделяется две стадии оруденения [Щербаков и др., 2003]: ранняя пирит-пирротиновая, слабо золотоносная, и продуктивная, включающая в себя все рудные минералы и основное количество самородного золота. Редко встречающиеся минералы находятся в основном в богатых рудах.

Пробность самородного золота, по данным 224 определений, составляет 530–890 (среднее 743 ‰) [Колпаков и др., 2016], что заметно ниже, чем на Лазаретном рудопроявлении. Характер распределения пробности на гистограмме близок к нормальному. Кроме Ag в 10 % золотинок находится небольшая примесь Hg (0,1–0,45 мас. %, среднее – 0,2 мас. %) и в ряде золотинок десятые доли мас. % Bi [Щербаков и др., 2003]. Гипергенные преобразова-

ния золотин из элювия рудных зон слабые и выражаются в наличии на поверхности некоторых из них следов растворения или видимых в аншлифах тонких высокопробных прожилков. В пустотах

выщелачивания сульфидов среди гидроокислов Fe иногда находятся мельчайшие золотины с пробностью около 1 000 ‰. На них встречаются каймы аргентита.

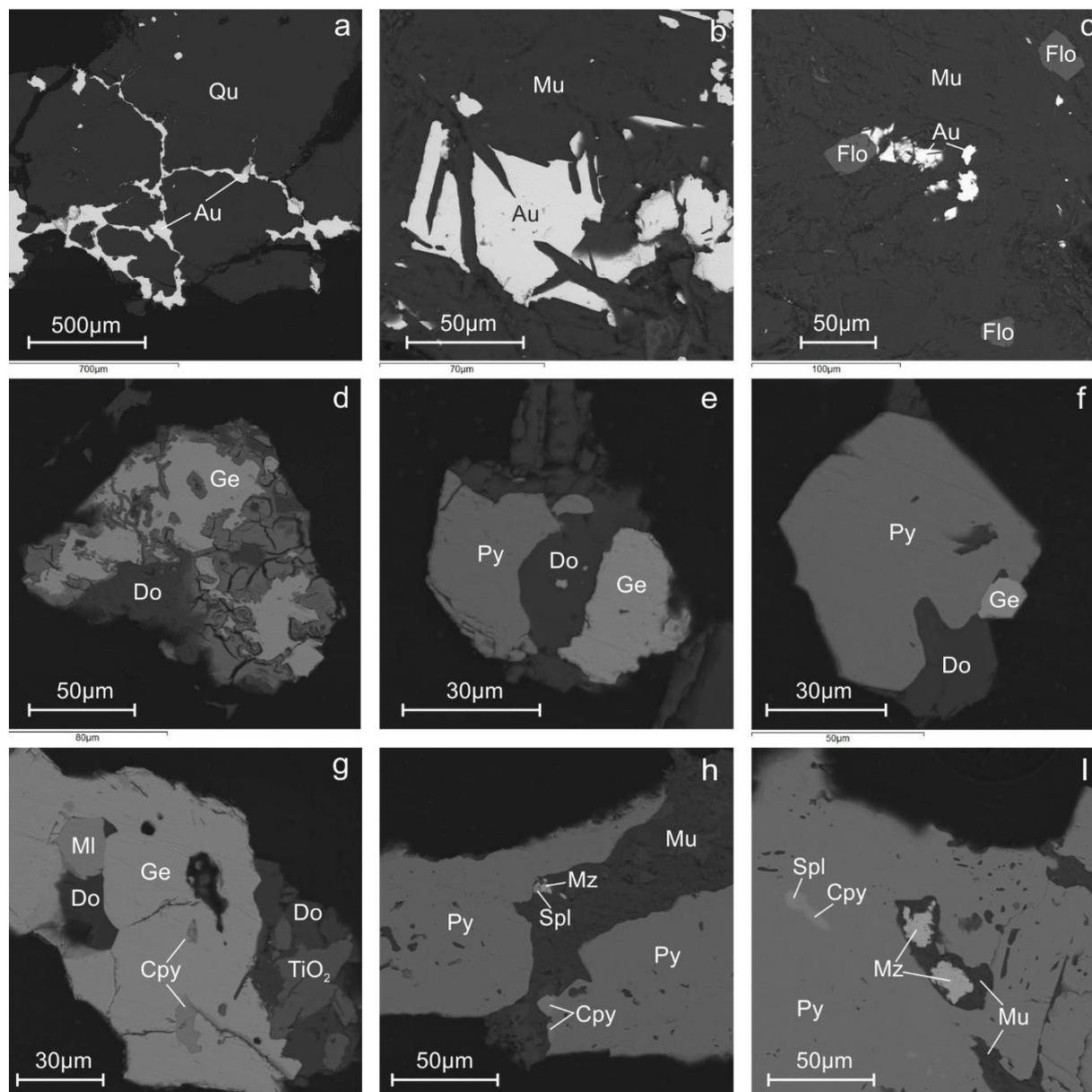


Рис. 6. SEM-изображения аншлифов Федоровского рудопроявления

a – самородное золото (820 ‰) выполняет трещинки в кварце; b – закономерное сростание золота (840 ‰) и мусковита; c – включения золота (820 ‰) и флоренсита в мусковитовом агрегате; d – сростание герсдорфита, замещающего его минерала с составом NiAsO₆ и доломита; e, f – сростания пирита, герсдорфита и доломита; g – в герсдорфите включения халькопирита, миллерита и доломита, герсдорфит сростается с агрегатом доломита и минерала состава TiO₂; h – пирит сцементирован мусковитом, на поверхности пирита мелкие наросты халькопирита, сфалерита, монацита; i – в пирите включения халькопирита в сростании со сфалеритом и монацита в мусковитовом агрегате

Fig. 6. SEM-images of polished samples of the Fedorovsky ore occurrence

a – native gold (820 ‰) in cracks in quartz; b – regular intergrowth of gold (840 ‰) and muscovite; c – inclusions of gold (820 ‰) and florencite in the muscovite aggregate; d – intergrowth of gersdorffite, its replacement mineral with the composition of NiAsO₆ and dolomite; e, f – intergrowth of pyrite, gersdorffite and dolomite; g – inclusions of chalcopyrite, millerite and dolomite in gersdorffite, gersdorffite intergrowth with the aggregate of dolomite and a mineral of the composition TiO₂; h – pyrite is cemented with muscovite, on the surface of the pyrite there are small increases of chalcopyrite, sphalerite, monazite; i – in pyrite, inclusions of chalcopyrite in intergrowth with sphalerite and monazite in the muscovite aggregate

Геохимическая характеристика оруденения.

В табл. 3 приведены нормированные содержания химических элементов в породах в зависимости от уровня содержаний золота.

Кларк концентрации золота в околорудных породах (с содержаниями Au < 0,1 г/т) превышен более чем в 4 раза, мышьяка – в 20–30 раз, в рудах концентрация мышьяка увеличивается еще на порядок. Содержания Co, Cu, Fe, Mn, Zn в породах и рудах незначительно надкларковые, остальные – на уровне, или ниже, или сильно ниже (Ti, Ba, Sr) кларка. Содержания элементов (кроме Au, As) по отдельным анализам превышают кларк максимум в 3–10 раз. По простиранию рудных зон (с юго-запада на северо-восток) содержания элементов в них выдержаны,

лишь концентрация As в северо-восточной, более продуктивной части в среднем в 2,5 раза выше. Ag, Bi, W обнаружены во всех пробах в количествах, равных пределам их обнаружения, W в 15 % анализов – в 2–3 раза больше. Чувствительность анализа на эти элементы слишком низкая, такие данные не использовались. Так как Ag входит в состав самородного золота, геохимический профиль на Лазаретном рудопроявлении может быть обозначен как Au,Ag-As.

Золото имеет сильную корреляционную связь с мышьяком и слабую – с Cu, Fe, Mn, Co (табл. 4). Также коррелируют между собой содержания подвижных (транзитных) элементов (Cr, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Ti, Zn), входящих в состав рудных минералов.

Таблица 3

Коэффициенты концентрации элементов (средние значения) в пробах из керна скважин (1) и поверхностных горных выработок (2) Лазаретного рудопроявления

Table 3

Coefficients of element concentration (average values) in samples from the drill samples (1) and surface mine workings (2) of the Lazaretny ore occurrence

Au, г/т	№	n	Au 4,3 × 10 ⁻³	As 1,7	Co 18	Ni 58	Cu 47	Zn 83	Pb 16	Fe 4,6 %	Cr 83	Mn 1000	Ti 4500	V 90	P 930	Ba 650	Sr 340
Σ	1	490	7,3	42,6	1,1	0,7	1,2	0,7	0,3	0,9	0,4	0,9	0,0	0,4	0,6	0,1	0,6
	2	1234	7,2	28,9	1,6	0,9	1,4	1,2	0,4	1,4	0,7	1,1	0,2	1,1	1,0	0,2	0,1
< 0,1	1	395	4,3	29,3	1,0	0,6	1,1	0,6	0,3	0,8	0,4	0,8	0,0	0,4	0,6	0,1	0,7
	2	1004	4,5	20,3	1,5	0,8	1,3	1,1	0,4	1,3	0,7	1,0	0,1	1,1	1,0	0,2	0,1
> 0,1	1	95	67	201	1,4	0,9	1,7	0,9	0,4	1,2	0,4	1,2	0,1	0,3	0,6	0,1	0,4
	2	230	55	137	1,9	1,1	1,9	1,3	0,5	1,6	0,7	1,3	0,1	0,9	0,9	0,2	0,1
> 0,5	1	22	204	318	1,6	0,9	2,1	0,9	0,4	1,4	0,4	1,3	0,1	0,5	0,7	0,1	0,3
	2	29	263	359	1,9	1,0	2,2	1,1	0,5	1,6	0,6	1,0	0,1	0,9	0,8	0,2	0,1

Примечание. Для расчетов использовались кларки концентраций элементов в земной коре по А.П. Виноградову [1962]. Они приведены (в г/т) под названиями химических элементов.

Note. For calculations were used clarks of the concentrations of elements in the earth's crust according to A.P. Vinogradov [1962]. They are given (in ppm) under the names of chemical elements.

Таблица 4

Значимые коэффициенты корреляции элементов в пробах из керна скважин (n = 490, r_{0,99} = 0,12) и канав (n = 1 234, r_{0,99} = 0,07)

Table 4

Significant correlation coefficients of elements in drill samples (n = 490, r_{0,99} = 0.12) and trenches (n = 1234, r_{0,99} = 0.07)

	Au	As	Cr	Co	Cu	Fe	Mn	Ni	P	Pb	Ti
As	0,48 0,54	1									
Cr			1								
Co	0,17		0,50 0,56	1							
Cu	0,20 0,17	0,13 0,16	0,10	0,53 0,42	1						
Fe	0,18 0,09	0,18	0,28 0,10	0,78 0,54	0,67 0,55	1					
Mn	0,17		0,19	0,61 0,38	0,49 0,20	0,68 0,30	1				
Ni		0,30 0,10	0,54 0,78	0,51 0,63	0,14 0,08	0,26	0,30	1			
P			0,21	0,40	0,36	0,51	0,50	0,17	1		

	Au	As	Cr	Co	Cu	Fe	Mn	Ni	P	Pb	Ti
Pb	0,14			0,28	0,49	0,38	0,34	0,17	0,38	1	
Ti			0,38	0,36		0,33	0,20		0,27 0,31		1
Zn			0,21	0,58 0,13	0,80 0,17	0,75 0,26	0,54 0,30	0,22	0,47	0,49 0,14	0,21

По результатам 33 количественных спектральных анализов 9 проб из богатых руд (26 г/т Au и более) Стержневой рудной зоны Федоровского рудопроявления, Au сопровождается Ag, Te, Ba, Se, As, Sb, Pb, W, Bi – подвижными элементами, характерными для верхней части глубоко проникающего оруденения [Щербаков и др., 2003]. Средние содержания Pb, Cu, Zn превышают кларковые в 4–17 раз, Ni, Cr, As – в 3, 6 и 60 раз. Наиболее устойчивая корреляция наблюдается между содержаниями Au и Ag, As, W [Бакшеев и др., 2009]. По фоновым данным, химический анализ по трем технологическим пробам из этой же рудной

зоны с рядовыми содержаниями золота (выполнен ОАО «Иргиредмет») дает концентрации Pb, Cu, Zn ниже кларка, а Ni, Cr, As – в 7, 20 и 120 раз выше кларка. Подтверждается высокое содержание золота в монофракции магнетита (без видимых выделений Au).

Результаты термобарогеохимических исследований. В сингенетичном рудном минералам сером кварце золотоносных жил изучались первичные и псевдоторичные (по Røedder [1984]) включения. Они имеют изометричную, неправильную, отрицательных кристаллов или удлинённую форму (рис. 7), размер их составляет от менее 10 до 20 мкм.

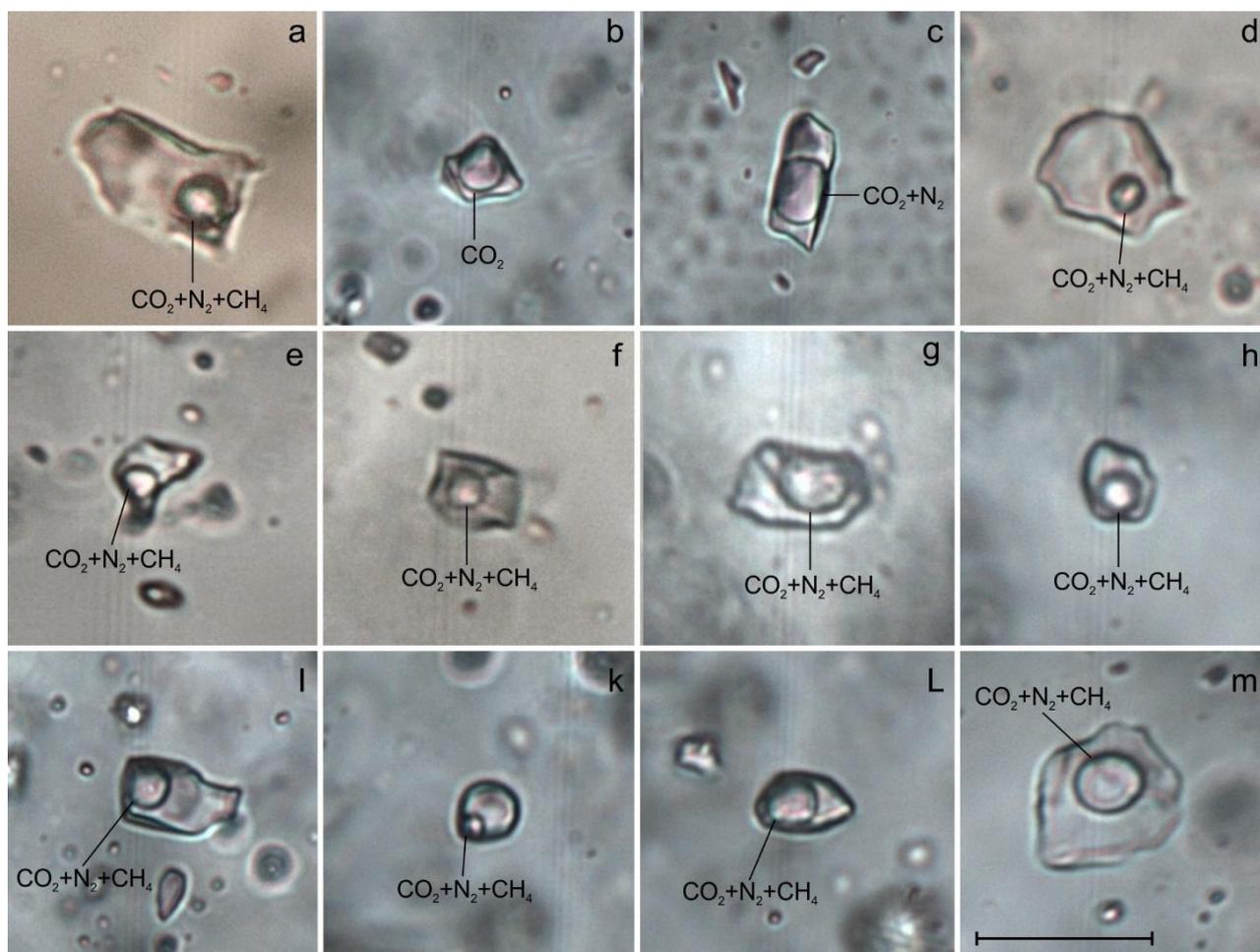


Рис. 7. Фотографии газо-жидких включений в рудном кварце
a, b – C44/48,1м; c – C44/72,3м; d – F-14-1; e-m – K168. Масштабная линейка соответствует 20 мкм

Fig. 7. Photos of gas-liquid inclusions in ore quartz
a, b – C44/48,1m; c – C44/72,3m; d – F-14-1; e-m – K168. The scale corresponds to 20 microns

Рудообразующие флюиды представляли собой водно-солевой раствор, содержащий пузырьки газа, в кварце присутствовали сингенетичные разнонаполненные включения (с переменным соотношением газовой и водно-солевой фаз). В одном из них обнаружена также твердая фаза NaCl. Температура гомогенизации включений составила 190–275 °С, а солёность растворов – 3,3–6,6 мас. % NaCl-эквивалента (табл. 5). NaCl–H₂O состав раствора был определен с использованием данных по температурам эвтектик водно-солевых систем [Борисенко, 1977]. По данным [Щербаков и др., 2003], T_{гом} рудного серого кварца из богатых руд Стержневой рудной зоны составляет 140–300 °С, чаще – 150–200 °С.

С помощью Рамановской спектроскопии был установлен состав газовой фазы индивидуальных

включений в кварце (табл. 6). Доля газовой фазы составляет 5–50 %, изредка встречаются существенно газовые включения (CO₂). В газовых пузырьках находится смесь CO₂, N₂ и CH₄. Содержания метана незначительные, в единичных случаях превышают 1 мол. %. Главным компонентом газовой фазы является углекислый газ (47,5–100 мол. %, среднее 86 мол. %). Содержания азота составляют от < 0,1 до 51,8 мол. % (среднее 16 мол. %). Азот более характерен для образцов Лазаретного рудопроявления, здесь существует слабая положительная корреляция между содержаниями азота в газовой фазе флюидных включений и золота в руде. Меньшее количество азота в образцах Федоровского рудопроявления может быть обусловлено меньшим количеством углеродистого вещества во вмещающих породах.

Таблица 5

Обобщенные результаты термометрии и криометрии флюидных включений в рудном кварце Лазаретного рудопроявления

Table 5

Generalized results of thermometry and cryometry of fluid inclusions in the ore quartz of the Lazaretny ore occurrence

№ на рис. 1	Образец	n	T _{гом} , °С	T _{эв} , °С	T _{пл} , °С	NaCl, мас. % экв.	Au, г/т
4	C46/40.5	7	210–245	–21,9 ... –20,5	–4 ... –2,9	4,7–6,2	0,23
4	C46/41.5	5	230–270	–22 ... –21,5	–3,6 ... –2,8	4,5–5,7	0,23
3	C44/48.1	4	250–270	–21,5	–3,9 ... –3,2	5,1–6,1	1,15
3	C44/72.3	5	225–250	–22,8 ... –20,1	–3,9 ... –2,5	4–6,1	0,6
4	K168	9	190–260	–21,2 ... –19	–3,4 ... –2,6	4,2–5,4	3,2
4	K168	10	190–255	–23 ... –18,6	–4,3 ... –2,5	4–6,6	2,15
4	K168	4	240–275	–22,3 ... –21	–3,8 ... –2	3,3–6	2
4	K168	6	240–265	–22 ... –20,8	–4,1 ... –2,6	4,2–6,4	1,8
4	K169	3	240–265	–22,7 ... –21,5	–3,7 ... –2,7	4,3–5,8	0,29
4	K169	8	200–240	–21,1 ... –20,1	–4,3 ... –3	4,8–6,6	0,2

Примечание. Плотность флюида составляет 0,8–0,9 г/см³.

Note. The fluid density is 0,8–0,9 g/sm³.

Таблица 6

Результаты Рамановской спектроскопии газовой фазы включений в кварце

Table 6

Results of Raman spectroscopy of the gas phase of inclusions in quartz

Образец	Содержание газа, мол. %			Форма включений, содержание в них газовой фазы	T _{гом} , содерж. Au
	CO ₂	N ₂	CH ₄		
C44/48,1м	74,2	25,6	0,2	неправильной формы, удлиненные или изометричные, S _{газ} = 15–20 %	250–270 °С, 1,15 г/т
	77,8	22,0	0,2		
	82,6	17,2	0,2		
	91,6	8,1	0,2		
	92,8	6,6	0,5		
	100	< 0,1	< 0,1		
C44/72,3м	100	< 0,1	< 0,1	существенно газовое изометричные или удлиненные, S _{газ} = 35–50 %	225–250 °С, 0,6 г/т
	95,3	4,7	< 0,1		
	97,9	2,1	< 0,1		
	98,4	1,6	< 0,1		
	98,5	1,5	< 0,1		
	98,8	1,2	< 0,1		
100	< 0,1	< 0,1			

Образец	Содержание газа, мол. %			Форма включений, содержание в них газовой фазы	Тгом, содерж. Au
	CO ₂	N ₂	CH ₄		
K168	49,7	47,3	3,0	неправильной формы, отрицательных кристаллов	190–255 °С, 2,15 г/т
	87,0	13,0	< 0,1		
	89,6	9,0	1,3		
	100	< 0,1	< 0,1		
K168	78,6	21,1	0,3	изометричное, Сгаз = 20 %	240–275 °С, 2 г/т
	66,4	32,3	1,2		
	80,3	19,0	0,7	неправильной формы, Сгаз = 10–20 %	
	81,7	18,0	0,2		
	97,1	2,6	0,3	тв. фаза – NaCl, Сгаз = 25–30 %	
K168	47,5	51,8	0,7	неправильной формы, Сгаз = 10 %	190–260 °С, 3,2 г/т
	54,7	44,4	1,0		
	76,8	21,7	1,5		
	99,0	< 0,1	1,0	Сгаз = 20 %	
K169	72,2	27,3	0,4	неправильной формы, очень мелкие	240–265 °С, 0,29 г/т
	78,2	20,9	0,9		
	80,9	17,1	2,0		
	88,1	11,4	0,5		
K169	97,2	2,8	< 0,1	неправильной или удлиненной формы, Сгаз = 10–15 %	200–240 °С, 0,2 г/т
	98,6	1,3	0,1		
	99,0	1,0	< 0,1		
	99,5	0,5	< 0,1		
F-14-1 *	97,6	2,4	< 0,1	неправильной формы, в основном мелкие, Сгаз = 5–40 %	200–250 °С, 1 г/т
	95,6	4,2	0,3		
	95,2	4,5	0,2		
	85,9	14,1	< 0,1		
F-14-9 *	99,8	< 0,1	0,2		200–250 °С, 0,5 г/т
	87,0	13,0	< 0,1		
	94,9	5,1	< 0,1		
	91,6	7,4	1,0		

Примечание. * – Федоровское рудопроявление.

Note. * – Fedorovskoe ore occurrence.

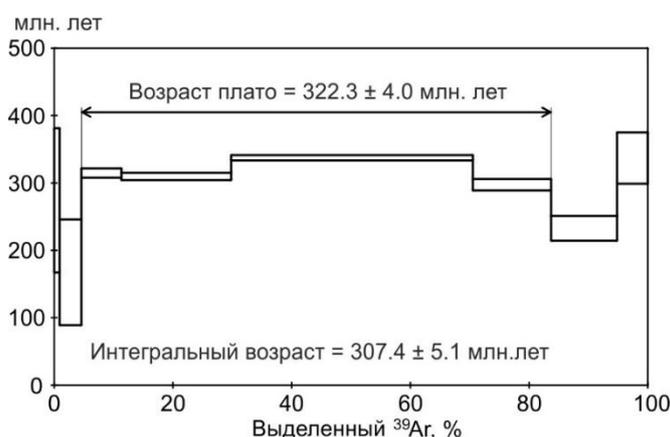


Рис. 8. Результаты ³⁹Ar/⁴⁰Ar определения возраста золотого оруденения Лазаретного участка по серициту

Fig. 8. Results of ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating of gold mineralization of the Lazaretny ore occurrence by sericite

Результаты изотопно-геохронологических исследований. Возраст оруденения определен ³⁹Ar/⁴⁰Ar методом по серициту из призальбандовой части золотоносной кварцевой жилы, вскрытой канавой 168 в гидротермально измененных долеритах. Возраст

составил 322,3 ± 4 млн лет (рис. 8), что соответствует границе С₁ и С₂.

На Федоровском рудопроявлении возраст оруденения близок к Лазаретному и составляет: по серициту из богатого золотом штуфа 291,1 ± 1,3 млн лет [Щер-

баков и др., 2003]; по фукситу из околожильных метасоматитов с содержаниями золота 0,5–1 г/т – $307,2 \pm 2,2$ и $319,4 \pm 2,4$ млн лет [Колпаков и др., 2015].

Образец гранодиоритов для определения возраста по циркону отобран из коренного выхода Федоровской интрузии в правом борту долины р. Федоровки ниже устья рч. Бол. Калмык. Зерна циркона представлены хорошо ограненными бесцветными кристаллами дипирамидально-призматического габитуса, средне

и слабо удлинены (рис. 9). На катодолюминисцентных изображениях отчетливо видна зональность их внутреннего строения, что свидетельствует о магматогенной природе цирконов. 22 выполненных определения (табл. 7), по 1 на каждое зерно циркона в краевой его части, показало возраст $410,2 \pm 1,5$ млн лет (D_1) при малой погрешности анализа и хорошей сходимости конкордий (рис. 10). Содержания Th в цирконах составляет 73–277 г/т, урана – 249–617 г/т, вариация отношения Th/U небольшая (0,29–0,48).

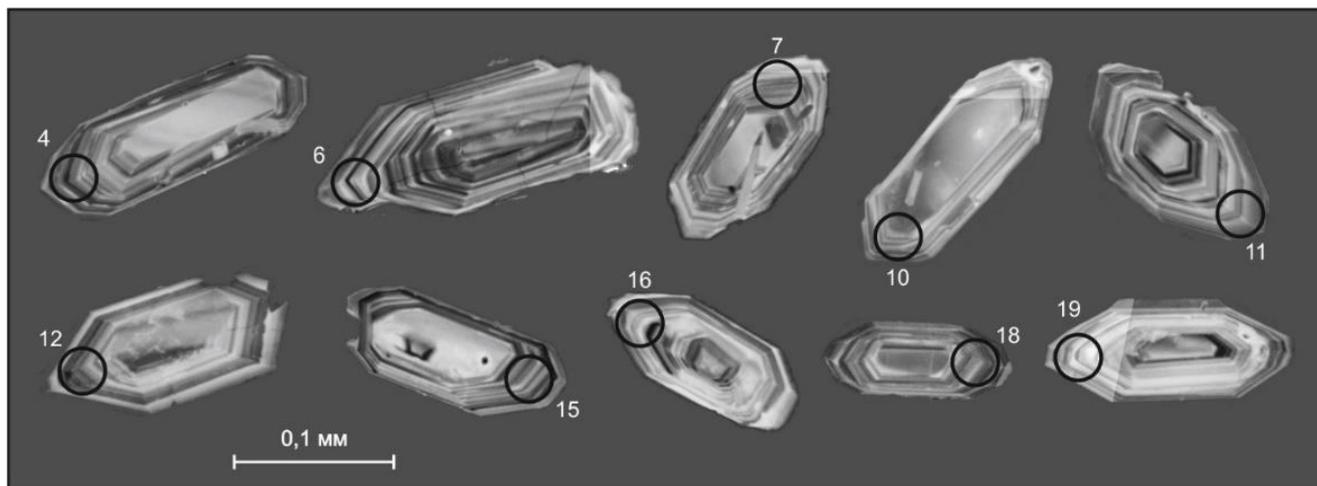


Рис. 9. Катодолюминисцентные изображения представительной выборки цирконов из гранодиоритов Федоровской интрузии
Номера анализов соответствуют номерам в табл. 7

Fig. 9. Cathodoluminescent images of a representative sample of zircons from granodiorites of the Fedorovsky intrusion
The analysis numbers correspond to the numbers in table 7

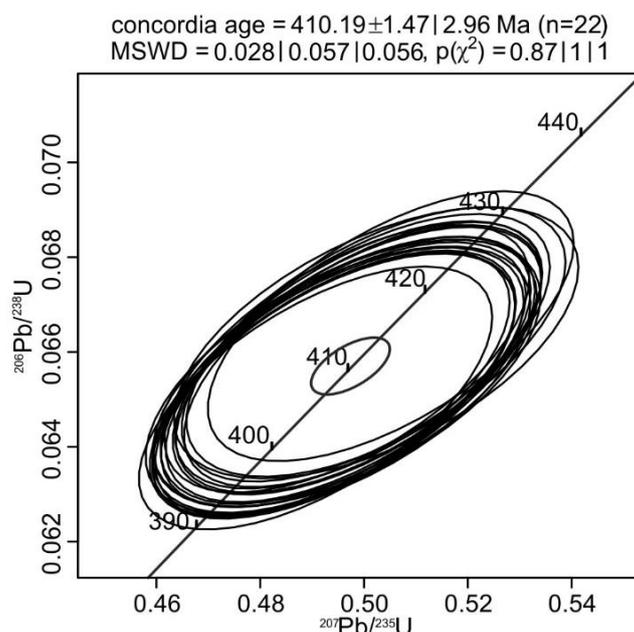


Рис. 10. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранодиоритов Федоровской интрузии

Fig. 10. Concordia diagram for zircons from granodiorites of the Fedorovsky intrusion

Результаты U-Pb изотопного датирования (млн лет) цирконов из гранодиоритов Федоровской интрузии

Table 7

Results of U-Pb isotope dating (ma) of zircons from granodiorites of the Fedorovskaya intrusion

№ ан.	Th (г/г)	U (г/г)	Th/U	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ возр.	1σ	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ возр.	1σ	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ возр.	1σ
1	147	399	0,37	0,0550	0,0013	0,5012	0,0146	0,0661	0,0012	411	26	413	12	413	7
2	135	424	0,32	0,0549	0,0013	0,4989	0,0144	0,0659	0,0012	407	26	411	12	412	7
3	277	609	0,45	0,0550	0,0012	0,4998	0,0141	0,0659	0,0011	411	25	412	12	412	7
4	231	548	0,42	0,0549	0,0013	0,4945	0,0142	0,0653	0,0011	407	26	408	12	408	7
5	250	617	0,40	0,0551	0,0012	0,5052	0,0144	0,0665	0,0012	415	25	415	12	415	7
6	164	433	0,38	0,0547	0,0012	0,4907	0,0139	0,0650	0,0011	401	25	405	11	406	7
7	177	435	0,41	0,0549	0,0013	0,4986	0,0145	0,0658	0,0012	410	26	411	12	411	7
8	156	414	0,38	0,0550	0,0013	0,5023	0,0149	0,0662	0,0012	413	27	413	12	413	7
9	73	249	0,29	0,0550	0,0014	0,5023	0,0159	0,0662	0,0012	414	29	413	13	413	7
10	161	450	0,36	0,0549	0,0013	0,4970	0,0144	0,0656	0,0011	409	26	410	12	410	7
11	127	360	0,35	0,0549	0,0013	0,4969	0,0147	0,0656	0,0012	409	27	410	12	410	7
12	153	427	0,36	0,0550	0,0014	0,4967	0,0152	0,0656	0,0011	410	28	410	13	409	7
13	112	371	0,30	0,0547	0,0013	0,4967	0,0144	0,0659	0,0012	400	26	410	12	411	7
14	253	531	0,48	0,0548	0,0012	0,4936	0,0141	0,0653	0,0011	404	25	407	12	408	7
15	218	546	0,40	0,0549	0,0013	0,4960	0,0144	0,0655	0,0011	408	26	409	12	409	7
16	224	492	0,46	0,0549	0,0013	0,4939	0,0144	0,0653	0,0011	407	26	408	12	408	7
17	178	547	0,32	0,0550	0,0013	0,4990	0,0144	0,0659	0,0012	410	26	411	12	411	7
18	186	537	0,35	0,0549	0,0013	0,5003	0,0145	0,0661	0,0012	408	26	412	12	413	7
19	104	321	0,32	0,0549	0,0014	0,4963	0,0151	0,0655	0,0012	409	28	409	12	409	7
20	129	403	0,32	0,0549	0,0013	0,4950	0,0146	0,0654	0,0011	408	27	408	12	408	7
21	216	599	0,36	0,0549	0,0013	0,4941	0,0143	0,0653	0,0011	407	26	408	12	408	7
22	93	279	0,33	0,0549	0,0014	0,4950	0,0152	0,0654	0,0012	408	28	408	13	408	7

Обсуждение результатов

Согласно классическому определению [Groves et al., 1998], орогенные золоторудные месторождения формируются при аккреционных и коллизионных событиях, в террейнах, из метаморфогенных и магматогенных гидротермальных растворов. Существует следующая геолого-генетическая промышленная классификация этих месторождений [Горячев, 2019]: золото-мышьяк-сульфидные с вкрапленными рудами; золото-кварцевые жильные; золото-висмутовые с жильными и вкрапленными рудами (аналог intrusion-related типа); золото-серебряно-кварцевые жильные.

Как отмечается многими исследователями, для золото-кварцевого оруденения характерны: отсутствие явной связи с гранитоидными интрузиями; приуроченность к разломным зонам и локализация в кварцевых жилах и штокверках среди осадочных и вулканогенных пород, метаморфизованных, как правило, не выше зеленосланцевой фации; низкое (от менее 1

до 5 %) содержание сульфидов, простой (пирит, арсенопирит, реже – халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, блеклые руды) и выдержанный минеральный состав [Тюкова, Ворошин, 2007]; высокая россыпеобразующая способность; Au, Ag-As геохимический профиль с добавлением Sb, Te, W, Pb и других элементов в зависимости от генетических особенностей оруденения [Горячев, 2019]; метаморфогенно-гидротермальный генезис, предполагающий извлечение золота из вмещающих пород растворами разного происхождения, возникшими под влиянием метаморфических и магматических процессов [Николаева и др., 2013]. Все эти признаки характерны для Лазаретного и Федоровского рудопроявлений, различия между ними обусловлены главным образом привнесением вещества золотоносных девонских даек на последнем.

Изучение рудообразующего флюида по включениям в минералах является важным методом установления условий формирования оруденения [Сокина и др., 2012]. Водно-углекислотный состав

флюида на метаморфогенно-гидротермальных месторождениях в существенно черносланцевых породах закономерен. Углекислый газ является конечным продуктом окисления углеродистого вещества вмещающих пород под воздействием воды. Кроме того, часть CO_2 могла сформироваться при разложении карбонатов. Присутствие азота во включениях также часто отмечается на месторождениях золота этого типа [Баранова и др., 1997; Прокофьев и др., 1994; Vodnar et al., 2014], нередко существует прямая зависимость между содержаниями N_2 и богатством руд. Азот и метан образуются при взаимодействии углеродистого вещества и гидротермального флюида, содержащего ион NH_4^+ , источником которого являются калийсодержащие слюды [Duit et al., 1986]. От интенсивности этого взаимодействия, по-видимому, зависит не только количество азота во флюиде, но и содержание золота в рудах.

Температуры образования орогенных метаморфогенно-гидротермальных месторождений золота чаще всего составляют 150–350 °С, состав рудообра-

зующего флюида $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2 \pm \text{N}_2, \text{CH}_4$. Содержания CO_2 во включениях обычно низкие (4–25 мол. %), но встречаются и существенно углекислотные (с жидкой H_2CO_3), наиболее распространенные включения имеют соленость раствора 0–10 мас. % NaCl-экв . Более высокую соленость связывают с солеными подземными водами, но не с минерализацией. Кроме Na в растворе могут содержаться ионы $\text{K}, \text{Ca}, \text{Mg}$, а кроме $\text{Cl} - \text{F}$ и Br , но Na и Cl встречаются чаще всего. Глубина образования месторождений составляет до 10 км [Vodnar et al., 2014].

Графическим отображением привноса и выноса химических элементов в процессе рудообразования могут служить изоконцентрационные диаграммы [Grant, 1986]. Анализ такой диаграммы (рис. 11) для Лазаретного рудопоявления показывает, что совместно с золотом в рудах существенно увеличивается концентрация мышьяка и, незначительно, меди, цинка, свинца, кобальта, никеля и бария. Накопления или выноса остальных элементов практически не наблюдается.

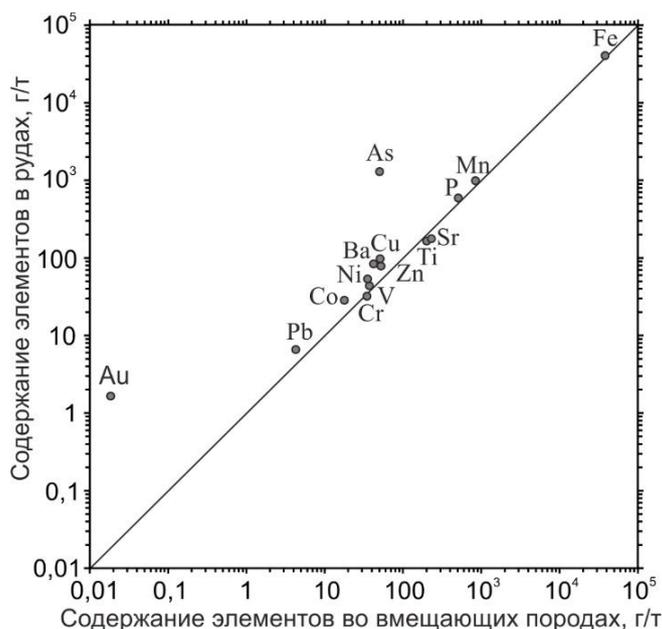


Рис. 11. Изоконцентрационная диаграмма привноса-выноса химических элементов

Fig. 11. Isoconcentration diagram of the introduction-removal of chemical elements

Это свидетельствует о том, что рудные минералы сформированы гидротермальным флюидом за счет существовавших ранее минералов вмещающих пород [Hofstra et al., 1991; Saunders et al., 2014]. Пирит изначально образует диагенетическую вкрапленность в углеродистых сланцах, пирротин и халькопирит, вероятно, присутствуют в дайках как акцессорные минералы (см. табл. 1). В конце C_1 , в колли-

зионной обстановке, начинается метаморфогенно-гидротермальное рудообразование. Оно происходит в тех же зонах смятия и рассланцевания вулканогенно-осадочных пород, что и имевшее место при каледонской складчатости в $\text{C}_2\text{-O}_1$. Под воздействием гидротермальных растворов, обогащенных Au, As и, вероятно, S , образуются арсенопирит и пирит. В них содержатся включения всех обнаруженных рудных

минералов и небольшие примеси Co, Ni. Одновременно возникают минералы состава (Fe,Co,Ni)[AsS]. Арсенопирит может замещать пирит (см. рис. 3, а) и, возможно, развиваться по ильмениту или титаномагнетиту даек, при этом обособляется фаза состава TiO_2 (см. рис. 3, к). В пользу замещения пирита арсенопиритом свидетельствует наблюдаемый в нем дефицит As (см. рис. 3, а) [Тюкова, Ворошин, 2007]. Пирит, арсенопирит и пирротин (см. рис. 3, с) образуют раннюю минеральную ассоциацию. Для сфалерита характерна тесная ассоциация с халькопиритом, к которой иногда присоединяется тетраэдрит (см. рис. 3, d, g). Эти минералы относятся к поздней стадии оруденения – нарастают на пирит и арсенопирит (см. рис. 3, b, e, h) и выполняют трещины в них. Самородное золото образует сростания с пиритом и арсенопиритом, а также с пирротинном и халькопиритом (см. рис. 3, с, f, l, k, L, m). Самородное золото находится как в кварцевых жилах, так и в метасоматитах, что подтверждается результатами опробования, но в жилах золотины достигают больших размеров. Судя по тому, что ранние рудные минералы содержат включения более поздних, отложение минералов происходило, вероятно, близкодновременно.

На Лазаретном рудопроявлении возраст золотой минерализации составляет $322,3 \pm 4$ млн лет, что соответствует границе C_1-C_2 . Оруденение сформировано в коллизионной обстановке, обусловленной закрытием палеоазиатского океана, и не обнаруживает явной связи со становлением Федоровской гранитоидной интрузии (D_1). Формирование золотого оруденения происходило при температуре $190-275$ °C метаморфогенными, слабо концентрированными NaCl-растворами (3,3–6,6 мас. % NaCl-экв.) за счет относительно бедных золотом вмещающих пород, вероятно, без заметного участия глубинного источника вещества. Последнее подтверждается тем, что вместе с Au в рудах накапливается только As, привноса других химических элементов практически нет. Прост и минеральный состав руд. В газовой фазе флюидных включений в рудном кварце преобладает CO_2 , заметное количество азота коррелирует с содержанием золота в образце. Содержания Au в углеродистых сланцах и породах кундусуольского комплекса обычно не превышают 2–3 кларка. Наблюдаемые 4,5-кратно надкларковые концентрации Au (и 20–30-кратно As) в околорудных породах могут быть результатом метаморфогенно-гидротермального процесса, приведшего к рудообразованию, и / или имевшего место в Ортон-Федоровском рудном узле в E_2-O_1 [Юрьев и др., 2001], с которым связано и наличие в рудных зонах слабо золотоносных кварцевых жил с молочно-белым кварцем.

Рассматривая Федоровское рудопроявление, Ю.Г. Щербаков и соавт. [2003] отмечают, что в результате внедрения Федоровской интрузии, которая считалась кембрийской, вокруг нее возник ореол повышенных содержаний Au (до 50 мг/т) и Fe. Золото сконцентрировалось в магнетите и пирите. В пределах этого ореола происходило дальнейшее рудообразование, тесно связанное с золотоносными дайками долеритов (D_{1-2}) и тектонической активностью, продолжавшейся до границы карбона и перми. Источниками Au, Ag являются магнетит девонских долеритовых даек, содержащий в среднем по 4 анализам 110 г/т Au и 35 г/т Ag (магнетита в дайках 2–7 %, дайки фактически сами являются рудой), и кембрийские слабозолотоносные жильно-метасоматические зоны. Установленный D_1 возраст гранодиоритов и пространственная близость к ним даек позволяют предположить их происхождение из одного магматического очага.

Связь золотого оруденения с дайками (преимущественно основного состава) является давно подмеченным фактом. Существуют разные варианты этой связи – от чисто структурной до парагенетической [Горячев, 2005]. Например, в Яно-Кольмском поясе находится ряд месторождений золота, в которых оруденение сосредоточено в дайках, чаще всего среднего состава [Волков и др., 2008]. Дайки сами являются бедной рудой за счет вкрапленных сульфидов с высокими содержаниями Au. Золотоносность даек напрямую связана с интенсивностью их березитизации. Рудные столбы приурочены либо к зальбандам даек, либо к кварцевым жилам в дайках, часто на участках пересечения даек тектоническими нарушениями. На Березовском месторождении, где оруденение также часто локализуется в дайках, а основность магматических пород в рудном поле выше, к геохимическому профилю оруденения добавляются Cr, Ni, Co. На этих месторождениях многие данные указывают на схожесть оруденения в дайках с оруденением, связанным с интрузивами гранитоидов. Возраста даек и золотой минерализации в них близки. Дайки могут иметь общие магматические очаги с нескрытыми или выходящими на поверхность близрасположенными гранитоидными интрузивами.

Геохимический профиль на Федоровском рудопроявлении близок таковому орогенных месторождений мафического профиля (Au, Ag, As, Te, Sb, W, Pb) [Горячев, 2019], а также месторождений золота в дайках (Au, Ag, As, Te, Sb, W, Bi, Ni, Cr, Co, Pb, Cu, Zn) [Волков и др., 2008]. Рассматриваемое оруденение имеет смешанное, магматогенно-метаморфогенное происхождение. Это связано с вовлечением в процесс метаморфогенно-гидротермального

рудообразования вещества золотоносных девонских даек, вероятно, парагенных с гранодиоритами Федоровской интрузии. Но возраст даек сильно оторван от возраста золотого оруденения, также и по условиям формирования и локализации оруденение отличается от связанного с гранитоидными интрузиями.

Возраст гранитоидов садринского комплекса, ко второй фазе внедрения которого относят Федоровскую интрузию, определен как $501,8 \pm 2,9$ млн лет [Руднев и др., 2004]. Восточно-Ортонский массив, расположенный в 10 км к северо-западу от Федоровской интрузии (см. рис. 1) и относимый к третьей фазе внедрения садринского комплекса, имеет возраст 510 ± 7 млн лет [Врублевский и др., 2016]. Ю.Г. Щербаков и др. [2003] считали Федоровскую интрузию сателлитом многофазного Тигертышского гранитоидного массива ($\text{Є}_3\text{-O}_1$) Мартайгинского комплекса. Его крупный батолит, к северо-востоку от выхода интрузии, примыкает к Балыксинскому разлому. По полученному возрасту отнести Федоровскую интрузию к какому-либо комплексу гранитоидов пока невозможно, можно только отметить, что из сопоставимых по возрасту пространственно ближе всего к ней находятся нижнедевонские гранодиориты тельбесского комплекса, распространенные у западной и северо-западной границ Мрасского антиклинория. Здесь с ними связаны скарновые месторождения магнетитовых руд, а в северной части Кузнецкого Алатау – Fe-скарново-редкометалло-золоторудное Амपालкское и Au-Cu-скарновое Ольгинское месторождения.

Заключение

Золотое оруденение Федоровского рудного поля сформировано метаморфогенными флюидами в период с Є_2 по P_1 , в коллизийной обстановке закрытия палеоазиатского океана. Оно приурочено к долгоживущей тектонической зоне северо-восточного простирания, оперяющей Кузнецко-Алтайский главный разлом, и локализовано среди метаморфизованных в зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочных пород V-Є_1 . Оруденение относится к золото-кварцевому убогосульфидному типу.

Лазаретное рудопроявление носит метаморфогенно-гидротермальный характер, среди вмещающих пород преобладают углеродистые сланцы, содержащие 1–3 % $\text{C}_{\text{орг}}$. Рудные жильно-метасоматические зоны приурочены к линейным зонам смятия и рассланцевания северо-восточного простирания, локализованы вблизи широко распространенных даек и силлов габбро-долеритов Кундусульского комплекса и заходят в них. Минеральный состав руд простой. Пирит, арсенипирит и пирротин выдели-

лись на ранней стадии оруденения, а халькопирит, сфалерит и тетраэдрит – близко по времени после них. Самородное золото мелкое и тонкое, находится в ассоциации с минералами как ранней, так и более поздней стадии. В кварцевых жилах оно более крупное и более высокопробное, чем в метасоматитах, которые развиваются главным образом по габбро-долеритам. Содержания золота в рудах невысокие. Оруденение сформировано при температуре 190–275 °C слабо концентрированными NaCl-растворами (3,3–6,6 мас. % NaCl-экв.), обогащенными Au, As и, вероятно, S. Золото имеет четкую корреляционную связь с мышьяком. Существенного накопления в рудных зонах других химических элементов не наблюдается. Флюидные включения в рудном кварце в основном газовой-жидкие, газовая фаза состоит из CO_2 и N_2 , с незначительным количеством CH_4 . Существует слабая положительная корреляция между содержаниями азота в газовой фазе флюидных включений и золота в рудах, что нередко для орогенного золотого оруденения в черносланцевых толщах. Оруденение не обнаруживает видимой связи с близрасположенной интрузией гранитоидов. Ресурсы рудопроявления невысокие.

Главной отличительной особенностью Федоровского рудопроявления является широкая распространенность даек долеритов (D_{1-2}) с сильно золотоносным магнетитом. Внедрение даек, вероятно, связано со становлением Федоровской гранитоидной интрузии, во всяком случае оно происходило близкоодновременно. Дайки явились важным, возможно, главным источником золота при последующем метаморфогенно-гидротермальном рудообразовании. Рудные тела с высокими содержаниями золота находятся в кварцевых жилах, залегающих между гидротермально измененными дайками долеритов или силлами габбро-долеритов и углеродсодержащими сланцами и приурочены к тектонически нарушенным участкам рудных зон. Углеродсодержащие породы распространены более локально, чем на Лазаретном рудопроявлении. Основное количество самородного золота, вместе с гесситом, аргентитом, пираргиритом, полибазитом, фрайбергитом и другими минералами, выделилось в позднюю низкотемпературную (150–200 °C) стадию. Самородное золото крупное, средней пробы, содержания его в рудах могут быть очень высокими. Кроме даек источником золота явились, вероятно, как и на Лазаретном рудопроявлении, слабо золотоносные метаморфогенные жильно-метасоматические зоны, возникшие в $\text{Є}_2\text{-O}_1$. Золото в рудах сопровождается Ag, Te, Ba, Se, As, Sb, Pb, W, Bi – подвижными элементами, характерными для верхней части глубоко проникающего оруденения. По возрасту золотое оруденение сильно

оторвано от даек и имеет смешанное, магматогенно-метаморфогенное происхождение. Сложное пространственное расположение рудных тел и крайне неравномерное распределение в них золота, среди прочих причин, пока не позволяют достоверно оценить ресурс рудопроявления.

Список источников

- Алабин Л.В., Калинин Ю.А.** Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. 237 с.
- Бакшеев Н.А., Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Тараканов К.В.** Минералогия и минерально-сырьевые ресурсы золотонной коры выветривания Федоровского рудного поля Кузнецкого Алатау // Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов : материалы междунар. научно-практ. конф. «Сагпаевские чтения». Алматы, 2009. С. 172–177.
- Баранова Н.Н., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Миронова О.Ф., Колпакова Н.Н.** Характеристика процессов рудообразования на Au-(Sb-W) месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия. 1997. № 3. С. 282–293.
- Борисенко А.С.** Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Виноградов А.П.** Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Волков А.В., Егоров В.Н., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Горячев Н.А., Бирюков А.В.** Месторождения золота в дайках яно-колымского пояса // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 4. С. 311–337.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И.** Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 2. С. 287–311.
- Горячев Н.А.** Дайки и золотое оруденение: генетическая или парагенетическая ассоциация? // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2005. № 1. С. 36–43.
- Горячев Н.А.** Месторождения золота в истории Земли // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61, № 6. С. 3–18.
- Колпаков В.В., Неволько П.А., Калинин Ю.А., Кириллов М.В., Шадрин А.А., Редин Ю.О., Дульцев В.Ф.** Условия формирования золото-кварцевого оруденения Ортон-Федоровского рудно-россыпного узла (Горная Шория) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. Т. 21, № 1. С. 103–115.
- Колпаков В.В., Неволько П.А., Дульцев В.Ф., Фоминих П.А.** Новые данные об источниках питания золотоносной россыпи р. Федоровка (Горная Шория) // Разведка и охрана недр. 2016. № 4. С. 12–17.
- Николаева Л.А., Некрасова А.Н., Миляев С.А., Яблокова С.В., Гаврилов А.М.** Геохимические особенности самородного золота месторождений различных рудно-формационных типов // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 3. С. 203–213.
- Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Котляров В.А., Новоселов К.А., Илева А.А.** Особенности флоренсита золотоносных черносланцевых формаций Бодайбинского рудного района (на примере месторождений Копыловское и Кавказ) // Новое в познании процессов рудообразования : материалы 2-й Научной молодежной школы. М. : ИГЕМ РАН, 2012. С. 150–152.
- Петровская Н.В.** Самородное золото. М. : Наука. 1973. 347 с.
- Прокофьев В.Ю., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Буарон М.К., Мариньяк Х.** Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W) месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия. 1994. № 4. С. 1012–1029.
- Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.
- Сокерина Н.В., Шанина С.Н., Исаенко С.И.** Газовый состав рудообразующего флюида золоторудного проявления Синильга, приполярный Урал // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2012. Т. 207, № 3. С. 12–15.
- Тюкова Е.Э., Ворошин С.В.** Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах верхне-Колымского региона. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 107 с.
- Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В., Колпаков В.В.** Федоровское месторождение золота и перспективы золотоносности Южно-Сибирской рудной провинции (Горная Шория) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 10. С. 979–992.
- Юрьев А.А., Рында Г.С., Зейферт Л.Л., Касимова Т.А., Колыхалов Ю.М., Арнаутова Е.И., Юрьева В.В.** Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Кузбасская. Лист N-45-XXIX / ред. Г.А. Бабин. Новокузнецк, 2001. 324 с.
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnis M.** Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Treatise on Geochemistry / H.D. Holland, K.K. Turekian (eds.). Oxford : Elsevier, 2014. V. 13. P. 119–142.
- Duit W., Jansen J.H., Breeam A., Bos A.** Ammonium micas in metamorphic rocks as exemplified by Dome de L'Agout (France) // Amer. J. Science. 1986. V. 286 (9). P. 702–732.
- Grant J.A.** The isocon diagrams – a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration // Econ. Geol. 1986. V. 42. P. 91–106.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F.** Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. 1998. V. 13. P. 7–27.
- Hofstra A.H., Leventhal J.S., Northrop H.R., Landis G.P., Rye R.O., Birak D.J., Dahl A.R.** Genesis of sediment-hosted disseminated gold deposits by fluid mixing and sulfidization: Chemical-reactionpath modeling of ore-depositional processes documented in the Jerritt Canyon district // Nev. Geol. 1991. V. 19. P. 36–40.
- Röedder E.** Fluid inclusions. Berlin ; Boston : De Gruyter, 1984. 646 p. (Reviews in Mineralogy & Geochemistry; v. 12). DOI: 10.1515/9781501508271
- Saunders J.A., Hofstra A.H., Goldfarb R.J., Reed M.H.** Geochemistry of hydrothermal gold deposits // Treatise on Geochemistry / H.D. Holland, K.K. Turekian (eds.). Oxford : Elsevier, 2014. V. 13. P. 383–424.

References

- Alabin L.V., Kalinin Yu.A. *Metallogeniya zolota Kuznetskogo Alatau* [Metallogeny of gold in Kuznetsk Alatau]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN. 1999. 237 p. In Russian
- Bakshiev N.A., Kalinin Yu.A., Roslyakov N.A., Tarakanov K.V. *Mineralogiya i mineralno-syrjevye resursy zolotonosnoi kory vyvetrivaniya Fedorovskogo rudnogo polya Kuznetskogo Alatau* [Mineralogy and mineral resources of the gold-bearing weathering crust of the Fedorovsky ore field of the Kuznetsk Alatau] // *Geologiya, mineragiya i perspektivy rasvitiya mineralno-syrjevykh resursov* / "Satpaevskie tshteniya". Almaty. 2009. pp. 172–177. In Russian
- Baranova N.N., Afanas'eva Z.B., Ivanova G.F., Mironova O.F., Kolpakova N.N. Mineralization at the Olimpiada Au-(Sb-W) deposit: evidence from mineral parageneses and fluid inclusions // *Geochemistry International*. 1997. 35 (3). pp. 239–249.
- Borisenko A.S. *Izucheniye solevogo sostava rastvorov gasovo-zhidkikh vklyutchenii v mineralah metodom kriometrii* [Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by cryometry] // *Russian Geology and Geophysics*. 1977. No. 8. pp. 16–27. In Russian
- Vinogradov A.P. *Srednie sodержaniya himicheskikh elementov v glavnykh tipah izverzhennykh gornyykh porod semnoi kory* [Average contents of chemical elements in the main types of eruptive rocks of the Earth's crust] // *Geohimiya*. 1962. No. 7. pp. 555–571. In Russian
- Volkov A.V., Egorov V.N., Prokof'ev V.Yu., Sidorov A.A., Goryachev N.A., Biryukov A.V. Gold deposits in dikes of the Yana-Kolyma belt // *Geology of ore deposits*. 2008. 50 (4). pp. 311–337.
- Vrublevskii V.V., Kotel'nikov A.D., Rudnev S.N., Krupchatnikov V.I. Evolution of the Paleozoic granitoid magmatism in the Kuznetsk Alatau: new geochemical and U-Pb (SHRIMP-II) isotope data // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. 57 (2). pp. 225–246.
- Goryachev N.A. *Daiki i zolotoe orudnenie: geneticheskaya ili parageneticheskaya asociatsiya?* [Dikes and gold mineralization: a genetic or paragenetic association?] // *Bulletin of the North-East Scientific Center, Russia Academy of Sciences Far East Branch*. 2005. No. 1. pp. 36–43. In Russian
- Goryachev N.A. Gold deposits in the Earth's history // *Geology of ore deposits*. 2019. 61 (6). pp. 495–511.
- Kolpakov V.V., Nevolk P.A., Kalinin Yu.A., Kirillov M.V., Shadrina A.A., Redin Y.O., Dultsev V.F. *Usloviya formirovaniya soloto-kvarzevogo orudneniya Orton-Fedorovskogo rudno-rossypnogo uzla (Gornaya Shoriya)* [Conditions for the formation of gold-quartz mineralization of the Orton-Fedorovsky ore-placer district (Gornaya Shoria)] // *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. 2015. V. 21. No. 1. pp. 103–115. In Russian
- Kolpakov V.V., Nevolk P.A., Dultsev V.F., Fominykh P.A. *Novye dannye ob istotchnikah pitaniya zolotonosnoi rossypy r.Fedorovka (Gornaya Shoria)* [Ore food sources of gold placers Fedorovka River gold placer (Gornaya Shoria)] // *Prospect and protection of mineral resources*. 2016. No. 4. pp. 12–17. In Russian
- Nikolaeva L.A., Nekrasova A.N., Milyaev S.A., Yablokova S.V., Gavrilov A.M. Geochemistry of native gold from Deposits of various types // *Geology of Ore Deposits*. 2013. 55 (3). pp. 176–184.
- Palenova E.E., Belogub E.V., Kotlyarov V.A., Novoselov K.A., Ileva A.A. *Osobennosti florensita zolotonosnykh tchernoslantsevyykh formazii Bodaibinskogo rudnogo raiona (na primere mestorozhdenii Kopylovskoye I Kavkaz)* [Features of the florencite of the gold-bearing black-shale formations of the Bodaibinsky ore region (on the example of the Kopylovskoye and Kavkaz deposits)] / *Novoe v posnaniy processov rudoobrasovaniya*. Moscow: IGEN RAN. 2012. pp. 150–152. In Russian
- Petrovskaya N.V. *Samorodnoye zoloto* [Native Gold]. Moscow: Nauka. 1973. 347 p. In Russian
- Prokof'ev V.Yu., Afanas'eva Z.B., Ivanova G.F., Buaron M.K., Marin'yak H. *Issledovanie flyuidnykh vklyutchenii v mineralah Olimpiadinskogo Au-(Sb-W) mestorozhdeniya (Eniseiskii kryazh)* [Study of fluid inclusions in minerals of the Olympiadinsky Au-(Sb-W) deposit (Yenisei Ridge)] // *Geohimiya*. 1994. No. 4. pp. 1012–1029. In Russian
- Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Kruk N.N., Ponomarchuk V.A., Babin G.A., Borisov S.M. Early Paleozoic granitoid batholiths of the Altai-Sayan folded region (lateral-temporal zoning and sources) // *Doklady Earth Sciences*. 2004. 396 (4). pp. 492–495.
- Sokerina N.V., Shanina S.N., Isaenko S.I. *Gazovyi sostav rudoobrazuyushchego flyuida zolotorudnogo prozvleniya Sinil'ga, pripolyarniy Ural* [Gas composition of ore-forming fluid of the Sinilga gold deposit, polar Urals] // *Vestnik of the Institute of Geology of the Komi Science Center of the Ural Branch of the RAS*. 2012. V 207. No. 3. pp. 12–15. In Russian
- Tyukova E.E., Voroshin S.V. *Sostav i paragenesisy arsenopyrita v mestorozhdeniyah i vmeshayushih porodah verhne-Kolymskogo regiona* [Composition and parageneses of arsenopyrite in deposits and host rocks of the upper-Kolyma region] // *Magadan: SKVNI DVO RAN*. 2007. 107 p. In Russian
- Shcherbakov Yu.G., Roslyakova N.V., Kolpakov V.V. Fedorovskoye gold deposit and gold-bearing potential of the South-Siberian ore province (Mountain Shoria) // *Russian Geology and Geophysics*. 2003. 44 (3). pp. 939–953.
- Yur'ev A.A., Rynda G.S., Zeifert L.L., Kasimova T.A., Kolyhalov Yu.M., Arnautova E.I., Yur'eva V.V. *Ob "yasnitel'naya zapiska k Gosudarstvennoy geologicheskoy karte Rossiyskoy Federazii masshtaba 1 : 200 000. Izd. 2. Seriya Kuzbasskaya. List N-45-XXIX* [Explanatory note to the state geological map of the Russian Federation on a scale of 1 : 200 000. Second edition. Series Kuzbass. Sheet N-45-XXIX] / edit by G.A. Babin. Novokuznetsk. 2001. 324 p. In Russian
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnis M. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. In: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier. 2014. V. 13. pp. 119–142.
- Duit W., Jansen J.H., Breemen A., Bos A. Ammonium micas in metamorphic rocks as exemplified by Dome de L'Agout (France) // *Amer. J. Science*. 1986. V. 286 (9). pp. 702–732.
- Grant J.A. The isocon diagrams – a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration // *Econ. Geol.* 1986. V. 42. pp. 91–106.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geol. Rev.* 1998. V. 13. pp. 7–27.
- Hofstra A.H., Leventhal J.S., Northrop H.R., Landis G.P., Rye R.O., Birak D.J., Dahl A.R. Genesis of sediment-hosted disseminated gold deposits by fluid mixing and sulfidization: Chemical-reactionpath modeling of ore-depositional processes documented in the Jerritt Canyon district // *Nev. Geol.* 1991. V. 19. pp. 36–40.

Röedder E. (Ed.). Fluid inclusions. De Gruyter, Berlin, Boston. 1984. DOI: 10.1515/9781501508271

Saunders J.A., Hofstra A.H., Goldfarb R.J., Reed M.H. Geochemistry of hydrothermal gold deposits. In: Holland H.D., Turekian K.K. (eds.) Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier. 2014. V. 13. pp. 383–424.

Информация об авторах:

Колпаков В.В., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рудообразующих систем, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: vladk@igm.nsc.ru

Неволько П.А., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рудообразующих систем, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; старший преподаватель кафедры петрографии и геологии рудных месторождений, геолого-геофизический факультет, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: nevolko@igm.nsc.ru

Редина А.А., научный сотрудник, лаборатория рудоносности щелочного магматизма, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: redina@igm.nsc.ru

Редин Ю.О., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рудообразующих систем, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: redin@igm.nsc.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Kolpakov V.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of ore-forming systems, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: vladk@igm.nsc.ru

Nevolko P.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of ore-forming systems, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS; Senior Lecturer, Section of Petrography and Ore Deposits Geology, Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: nevolko@igm.nsc.ru

Redina A.A., Researcher, Laboratory of ore content of alkaline magmatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: redina@igm.nsc.ru

Redin Y.O., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of ore-forming systems, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: redin@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 22.03.2021; одобрена после рецензирования 14.02.2022; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 22.03.2021; approved after reviewing 14.02.2022; accepted for publication 14.06.2022

ГЕОТЕКТОНИКА, ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.2: 551.14: 536.25

doi: 10.17223/25421379/23/3

ПРОФИЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ И В МАНТИИ ПОД КОНТИНЕНТОМ

Анатолий Григорьевич Кирдяшкин¹, Алексей Анатольевич Кирдяшкин²

^{1,2} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

¹ agk@igm.nsc.ru

² aak@igm.nsc.ru



Аннотация. Найдено распределение температуры в верхней мантии под континентом и в нижней мантии. В континентальной литосфере решение получено в приближении кондуктивного теплообмена с внутренними источниками тепла в коровом слое. Профили температуры по толщине верхней и нижней мантии получены с использованием результатов экспериментального и теоретического моделирования свободноконвективного теплообмена в горизонтальном слое вязкой жидкости, нагреваемого снизу и охлаждаемом сверху.

Ключевые слова: континентальная литосфера, астеносфера, нижняя мантия, экспериментальное и теоретическое моделирование, свободноконвективные течения, горизонтальный слой вязкой жидкости, распределение температуры

Источник финансирования: Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

Для цитирования: Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Профиль температуры в континентальной литосфере и в мантии под континентом // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 47–56. doi: 10.17223/25421379/23/3

Original article

doi: 10.17223/25421379/23/3

TEMPERATURE PROFILE IN THE CONTINENTAL LITHOSPHERE AND IN THE MANTLE BENEATH A CONTINENT

Anatoly G. Kirdyashkin¹, Alexey A. Kirdyashkin²

^{1,2} Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

¹ agk@igm.nsc.ru

² aak@igm.nsc.ru

Abstract. To study the structure and composition of the upper mantle as well as to determine its physical properties, it is necessary to know the temperature distribution in it. In studies of the temperature field during the subduction, it is necessary to know the temperature boundary conditions in the upper mantle at the continental limb of the subduction zone. To find the temperature distribution in the upper mantle, it is necessary to know the temperature conditions at the upper – lower mantle boundary. These conditions can result from the analysis of heat transfer in the lower mantle.

The temperature distribution in the continental lithosphere is obtained in the approximation of conductive heat transfer with internal heat sources in the crustal layer. The distribution of radioactive heat release through the thickness of the crustal layer is approximated by an exponential law. The temperature distribution through the thickness of the continent away from the subduction zone is compared with the temperature conditions of Northern Lesotho lherzolites. The latter agree closely with the calculated temperature profile.

A three-layered structure of the upper mantle in the continental limb of the subduction zone is considered. The upper layer is represented by the continental lithosphere. The asthenospheric layer underlies the lithosphere extending to a depth of 410 km. The layer C is below the asthenosphere. Such a three-layer structure is obtained on the basis of the density and seismic velocity distribution in the Earth's mantle (PREM). The lithospheric mantle is highly viscous, its kinematic viscosity is $\nu_l \approx 10^8\text{--}10^{19}$ m²/s. The kinematic viscosity of the asthenospheric layer ($\nu_a \approx 10^{14}$ m²/s) was estimated earlier on the basis of our experimental and theoretical modeling. In the present paper the kinematic viscosity of layer C ($\nu_c \approx 4 \times 10^{15}$ m²/s) is estimated. The analysis of heat transfer in the lithosphere is carried out in the approximation of conductive heat transfer (the kinematic viscosity is $\nu_l \rightarrow \infty$). The analysis of heat transfer in the asthenosphere and the layer C is performed in the approximation of free-convective heat

transfer. The asthenospheric layer and the layer C are separated by the "olivine–wadsleyite" phase transition. The temperature distribution in the asthenospheric layer and the layer C is obtained on the basis of experimental data on convective heat transfer in the horizontal liquid layer heated from below and cooled from above. The temperature distribution in the lower mantle was based on the results of experimental modeling of free-convection flows in the horizontal layer heated from below for the Rayleigh number $Ra = 10^6$ – 10^7 i.e., for turbulent regime of free convection.

Keywords: continental lithosphere, asthenosphere, lower mantle, experimental and theoretical modeling, free-convective flows, horizontal liquid layer, temperature distribution

Source of funding: Work is done on state assignment of IGM SB RAS with financial support of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation.

For citation: Kirdyashkin, A.G., Kirdyashkin, A.A. (2022) Temperature profile in the continental lithosphere and in the mantle beneath a continent. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 47–56. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/3

Введение

Для исследования строения и состава верхней мантии, определения ее физических свойств необходимо знать распределение температуры в ней [Добрецов и др., 2001; Turcotte, Schubert, 2002]. В исследованиях [Anderson, 1980; Cammarano et al., 2003; Кусков, Кронрод, 2006; Röhm et al., 2000] профиль температуры в верхней мантии под континентом определен на основе сейсмических данных с учетом различных моделей ее состава. Построены континентальные геотермы, согласующиеся с оценками P - T -условий для ксенолитов в кимберлитах [Jeanloz, Morris, 1986; McKenzie et al., 2005]. В [Turcotte, Schubert, 2002] геотерма получена, исходя из решения задачи о стационарной теплопроводности, и для экспоненциального закона убывания радиоактивного тепловыделения в континентальной коре с глубиной. Континентальные геотермы рассчитываются для различных тепловых потоков на поверхности и для случая нестационарной теплопроводности [Jaupart, Mareschal, 2007].

В наших работах [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013, 2014] и в настоящей статье конвектирующая верхняя мантия рассматривается как двухслойная, представленная астеносферой и слоем C (переходной зоной мантии). В континентальной области над ними залегает континентальная литосфера. Двухслойная структура верхней мантии следует из распределения скорости сейсмических волн (v_p , v_s) и плотности в модели PREM [Anderson, 2007; Dziewonski, Anderson, 1981; Жарков, 1983; Hofmeister, 2019]. В настоящей статье сначала представлено распределение температуры в континентальной литосфере в приближении высоковязкой жидкости и в условиях кондуктивного теплопереноса. Затем получено распределение температуры в астеносфере и слое C на основе экспериментального и теоретического моделирования свободноконвективных течений в горизонтальном слое вязкой жидкости, подогреваемого снизу и охлаждаемого сверху. Найдено распределение температуры по толщине нижней мантии также

в условиях свободной конвекции в модели горизонтального слоя вязкой жидкости, подогреваемого снизу, с учетом влияния сферичности в пограничных слоях на кровле и подошве нижней мантии.

Распределение температуры в континентальной литосфере

Рассмотрим вначале теплообмен в континентальной литосфере (рис. 1). Анализ теплообмена в литосфере будем проводить в приближении кондуктивного теплообмена. Распределение радиоактивного тепловыделения по толщине корового слоя можно аппроксимировать экспоненциальным законом

$$Q = Q_{\text{п}} e^{-x/x_{\text{ор}}},$$

где $Q_{\text{п}}$ – среднее значение интенсивности генерации радиоактивного тепла в приповерхностных породах региона, x – глубина, $x_{\text{ор}}$ – характерный масштаб убывания радиоактивного тепловыделения с глубиной [Добрецов и др., 2001]. В этом случае профиль сверхадиабатической температуры по толщине континента описывается уравнением

$$T_{\text{ca}} = q_{\text{вм}} x / \lambda_{\text{к}} + (Q_{\text{п}} x_{\text{ор}}^2 / \lambda_{\text{к}}) [1 - e^{-x/x_{\text{ор}}}] + T_{\text{п}}, \quad (1)$$

где $q_{\text{вм}}$ – удельный тепловой поток из мантии к континенту, $\lambda_{\text{к}}$ – коэффициент теплопроводности, $T_{\text{п}}$ – температура на поверхности Земли [Добрецов и др., 2001; Turcotte, Schubert, 2002].

В области $x < 200$ км адиабатический градиент температуры $(\partial T / \partial x)_{\text{ад}} = 0,75$ °C/км, а в области $200 < x < 500$ км, $(\partial T / \partial x)_{\text{ад}} = 0,56$ °C/км [Жарков, 1983]. Распределение температуры по толщине континента вычисляется с учетом сверхадиабатической температуры:

$$T = T_{\text{ca}} + (\partial T / \partial x)_{\text{ад}} x. \quad (2)$$

Профиль температуры по толщине континента вдали от зоны субдукции будем находить при средних значениях параметров для континента: $q_{\text{п}} = 0,052$ Вт/м² – удельный тепловой поток на поверхности Земли, $Q_{\text{п}} = 1,82 \times 10^{-6}$ Вт/м³, $x_{\text{ор}} = 2,2 \times 10^4$ м, $\lambda_{\text{к}} = 3$ Вт/м · °C, $T_{\text{п}} = 0$, толщина литосферы $l_{\text{к}} = 2,5 \times 10^5$ м. При этих параметрах $q_{\text{вм}} = q_{\text{п}} + Q_{\text{п}} x_{\text{ор}}$, т.е. $q_{\text{вм}} = 0,012$ Вт/м².

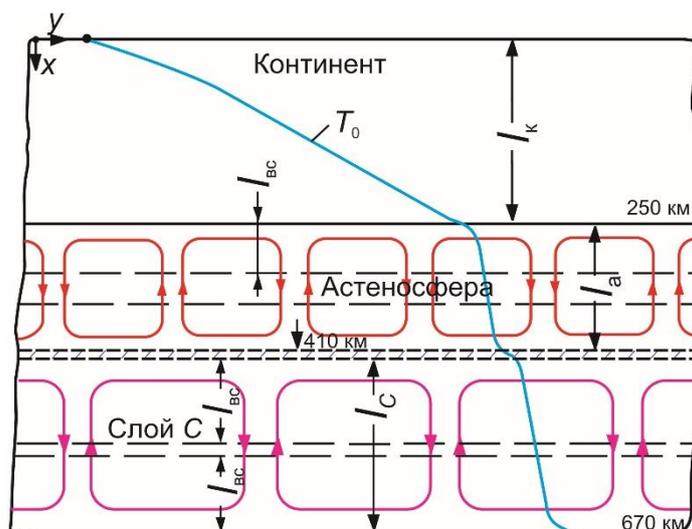


Рис. 1. Схема свободноконвективных течений в верхней мантии под континентом

Подошва континентальной литосферы расположена на глубине 250 км. Под континентальной литосферой толщиной l_k залегают астеносферный слой толщиной l_a , под которым находится слой С (переходная зона мантии) толщиной l_c . Свободноконвективные течения в астеносфере и слое С показаны в соответствии с данными лабораторного моделирования в горизонтальном слое вязкой жидкости, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин, 1989; Кирдяшкин и др., 2006]. Вблизи границ слоев формируются конвективные валики, направление течения в которых перпендикулярно к направлению течения в крупномасштабных ячейках, изображенных на рисунке. l_{bc} – высота конвективных валиков вблизи границ слоев, T_0 – схематически изображенный профиль температуры в литосфере и верхней мантии

Fig. 1. Diagram of free-convection flows in the upper mantle beneath the continent

The base of the continental lithosphere is located at a depth of 250 km. The lithosphere thickness is l_k . The asthenospheric layer of thickness l_a lies below the continental lithosphere. The layer C (mantle transition zone) with thickness l_c lies below the asthenosphere. Free-convection flows in the asthenosphere and layer C are shown in accordance with laboratory modeling data for a horizontal layer of a viscous liquid heated from below and cooled from above [Dobretsov et al., 2001; Kirdyashkin, 1989; Kirdyashkin et al., 2006]. Convection rolls are formed at the boundaries of the layers. The roll flow direction is perpendicular to the flow direction in the large-scale cells shown in the figure. l_{bc} is the height of the convective rolls at the layer boundary, T_0 is the schematically depicted temperature profile in the lithosphere and upper mantle

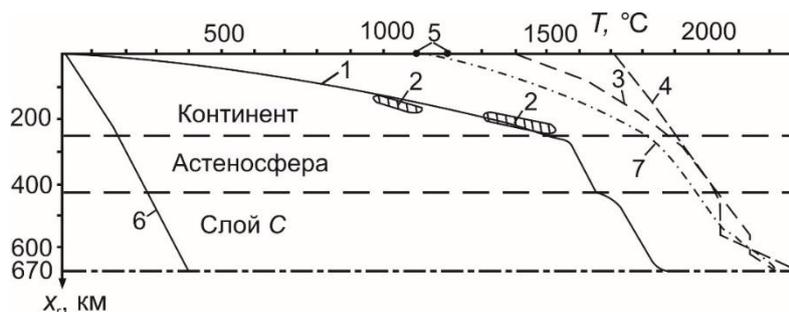


Рис. 2. Распределение температуры в верхней мантии под континентом

1 – профиль температуры в верхней мантии, построенный на основании закономерностей свободноконвективного теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу; 2 – условия формирования лерцолитов Северного Лесото [Сурков, 2003]; 3 – кривая плавления перидотита KLB-1 [Herzberg, Zhang, 1996]; 4 – кривая плавления вещества верхней мантии согласно расчетам [Walzer et al., 2004]; 5 – температура плавления сухого и водосодержащего базальта согласно экспериментальным исследованиям [Perchuk, Kushiro, 1985]; 6 – распределение адиабатической температуры, 7 – кривая плавления базальта [Yasuda et al., 1994]

Fig. 2. The temperature distribution in the upper mantle beneath the continent

1 – temperature profile in the upper mantle constructed on the basis of regularities of free-convective heat transfer in a horizontal layer heated from below; 2 – conditions of formation of the Northern Lesotho lherzolites [Surkov, 2003]; 3 – melting curve of peridotite KLB-1 [Herzberg, Zhang, 1996]; 4 – the melting curve of the upper mantle according to calculations [Walzer et al., 2004]; 5 – melting point of dry and hydrous basalt according to experimental studies [Perchuk, Kushiro, 1985]; 6 – adiabatic temperature distribution, 7 – melting curve of basalt [Yasuda et al., 1994]

Профиль температуры, вычисленный по соотношениям (1) и (2) до глубины $x_0 = 250$ км, представлен на рис. 2 (профиль 1). На этом же рисунке представлены температурные условия формирования лерцолитов Северного Лесото (2) [Сурков, 2003]. Они согласуются с вычисленным профилем температуры. Температура на подошве континента (при $l_k = 2,5 \times 10^5$ м) равна $T_k = 1\,472$ °С.

Распределение температуры в астеносфере и слое С под континентом

При исследовании поля температуры в процессе развития субдукции необходимо знать температурные граничные условия в верхней мантии на континентальном крыле субдукционной зоны. Для нахождения распределения температуры в верхней мантии необходимо знать температурные условия на границе верхняя–нижняя мантия, которые могут быть оценены при исследовании теплообмена в нижней мантии.

Рассмотрим теплообмен в верхней мантии под континентом. Структура мантии в континентальной области (применительно к субдукции – на континентальном крыле зоны субдукции на значительном удалении от желоба), как и под океанами, – многослойна. Верхний слой в океанической области – океаническая литосфера, под ним залегает астеносферный слой до глубины 410 км. Нижний слой верхней мантии – слой С. Астеносфера отделена от слоя С границей фазового перехода оливин–вадслеит. В континентальной области верхний слой представлен континентальной литосферой, затем следуют астеносферный слой до глубины 410 км и далее слой С (см. рис. 1).

Такая многослойная структура получена на основе распределения плотности в мантии Земли, которая найдена по измерениям скорости сейсмических волн [Жарков, 1983]. Таким образом, мантия устойчиво стратифицирована по плотности, т.е., плотность возрастает с глубиной. Литосферная мантия – высоковязкая, ее кинематическая вязкость $\nu_l \approx 10^{18}–10^{19}$ м²/с [Добрецов и др., 2001; Strehlau, Meissner, 1987]. Астеносферный слой относительно литосферы низковязкий ($\nu_a \approx 10^{14}$ м²/с) [Кирдяшкин и др., 2006], как и слой С ($\nu_C \approx 4 \times 10^{15}$ м²/с; см. ниже). Анализ теплообмена в астеносфере и слое С будем проводить в приближении свободноконвективного теплообмена.

Как указано ранее, астеносферный слой и слой С разделены по границе фазового перехода оливин–вадслеит, расположенной на глубине 410 км. Превращение оливина в вадслеит сопровождается скачком плотности $\Delta\rho/\rho = 0,07$, наклон кривой фазового равновесия составляет $\gamma = dP/dT = 3 \times 10^6$ Па/°С, где

P – давление, T – температура [Bina, Helffrich, 1994; Schubert et al., 2001]. Безразмерная величина $\bar{\gamma} = \gamma\Delta T/\rho g l$, где ΔT – перепад температуры в слое, ρ – плотность, g – ускорение силы тяжести, l – толщина слоя. Для $\gamma = 3 \times 10^6$ Па/°С, $\Delta T = 200$ °С, $\rho = 3\,700$ кг/м³ и $l = 410$ км находим $\bar{\gamma} = 0,04$. Для границы 670 км для абсолютной величины γ , равной 1×10^6 Па/°С [Faccenda, Dal Zilio, 2017], скачка плотности $\Delta\rho/\rho \approx 0,09$ [Трубицын и др., 2008], $\Delta T = 400$ °С, $\rho = 4\,100$ кг/м³ и $l = 670$ км получаем $\bar{\gamma} = 0,015$ и величину плотностного отношения $R_p = \Delta\rho/\rho\beta\Delta T = 7,5$, где $\beta = 3 \times 10^{-5}$ °С⁻¹ – коэффициент теплового объемного расширения.

Согласно численным решениям [Трубицын и др., 2008], при $\bar{\gamma} = 0,015–0,04$ число Нуссельта $Nu = ql/\Delta T\lambda$ возрастает на несколько процентов по сравнению с числом Нуссельта для $\bar{\gamma} = 0$. Средняя скорость восходящего конвективного течения при наличии фазового перехода возрастает не более чем на 10 % от скорости при $\bar{\gamma} = 0$. Решения получены при одинаковом значении кинематической вязкости ν выше и ниже фазовой границы. Таким образом, влиянием фазового перехода на тепло- и массообмен можно пренебречь.

Оценим вязкость в слое С. Ее можно определить, анализируя теплообмен в слое С под океаном. В статьях [Кирдяшкин и др., 2006; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008] было представлено лабораторное и теоретическое моделирование свободноконвективных течений в астеносфере под океаном. Теплофизическая модель астеносферы представляет собой слой, подогреваемый в области оси срединно-океанического хребта (СОХ) и охлаждаемый сверху (на границе литосфера–астеносфера); нижняя граница слоя адиабатическая [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008]. На основе экспериментальных и теоретических исследований в горизонтальном слое в условиях свободной конвекции при подводе тепла у одного из торцов и охлаждении сверху (нижняя граница адиабатическая) установлена зависимость коэффициента кинематической вязкости от параметров астеносферного слоя [Кирдяшкин и др., 2006]:

$$\nu = \frac{\beta g}{a} \left(\frac{\lambda}{Q_0} \right)^2 \left(\frac{\Delta T_{\max} l}{8} \right)^3, \quad (3)$$

где $\Delta T_{\max} = T_{\max} - T_{\text{кр}}$, T_{\max} – максимальная температура в подъемном потоке у кровли астеносферного слоя, $T_{\text{кр}}$ – температура охлаждаемой кровли, l – толщина слоя, Q_0 – количество тепла, подводимого подъемным потоком в области оси срединно-океанического хребта (СОХ) на 1 погонный метр вдоль нее, a – коэффициент температуропроводно-

сти. В работе [Кирдяшкин и др., 2006] показано, что количество тепла, подводимого на оси COX , – $Q_0 = q_{ок}X_0$, где $q_{ок}$ – средний удельный тепловой поток от океанического дна, X_0 – горизонтальный размер астеносферного слоя ($X_0/l \gg 1$). Согласно [Кирдяшкин и др., 2006], для астеносферного слоя $\nu_a = 10^{14} \text{ м}^2/\text{с}$.

В слое C граничные условия следующие: охлаждение сбоку (в зоне субдукции) и нагрев слоя на границе верхняя–нижняя мантия, расположенной на глубине 670 км; верхняя граница адиабатическая. Таким образом, задача о теплообмене в слое C сводится к задаче о теплообмене при свободной конвекции в астеносфере. В этом случае соотношение (3) справедливо для слоя C , где $\Delta T_{\max} = T_2 - T_{\min}$, T_2 – температура на границе верхняя–нижняя мантия и T_{\min} – минимальная температура в опускном потоке в зоне субдукции, $Q_2 = q_2X_0$ [Вт/м] – количество тепла, отводящегося опускным субдукционным потоком. Принимаем значения параметров: $\beta = (2-5) \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $\lambda = 3,5-4 \text{ Вт/м} \cdot \text{ }^\circ\text{C}$, $\rho = 3900 \text{ кг/м}^3$, $a = \lambda/c\rho = (7,5-8,5) \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, $q_2 = 0,06 \text{ Вт/м}^2$, $X_0 = 3 \times 10^6 \text{ м}$, $\Delta T_{\max} = 850 \text{ }^\circ\text{C}$ [Кирдяшкин и др., 2006; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008]. Тогда из соотношения (3) получаем кинематическую вязкость слоя C : $\nu_C = (2,1-6,0) \times 10^{15} \text{ м}^2/\text{с}$. Таким образом, кинематическая вязкость слоя C в 21–60 раз больше, чем вязкость астеносферы.

В условиях свободной конвекции в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху, при различии в вязкостях двух слоев более чем на порядок эффект проницаемости фазовой границы снижается по сравнению со случаем, когда слои имеют одинаковую вязкость. Поэтому рассматриваем слой C и астеносферный слой как слои, разделенные границей фазового перехода.

Вдали от области контакта субдуцирующей плиты с континентальным крылом теплообмен в астеносфере под континентом и в слое C происходит в условиях свободной конвекции, и моделью астеносферного слоя и слоя C служит горизонтальный слой вязкой жидкости, подогреваемый снизу и охлаждаемый сверху [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008]. При числах Рэлея $Ra = \beta g \Delta T l^3 / \nu a > 10^5$ закон теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху, согласно экспериментам [Добрецов и др., 2001]:

$$Nu = 0,1Ra^{1/3}. \quad (4)$$

где $Nu = q_{вм} / \Delta T \lambda$ – критерий Нуссельта (безразмерный коэффициент теплообмена), $q_{вм}$ – удельный тепловой поток в верхней мантии (в астеносфере и слое C), l – толщина слоя, ΔT – перепад температуры между горизонтальными границами слоя, β – коэффициент объемного теплового расширения,

$a = \lambda/c\rho$ – коэффициент температуропроводности, c – теплоемкость. Из соотношения (4) следует, что удельный тепловой поток через слой не зависит от толщины слоя: $q = 0,1\lambda\Delta T^{4/3}(\beta g/\nu a)^{1/3}$.

Дальнейший анализ показал, что в слое астеносферы $Ra_a = 5,2 \times 10^5$ и в слое C $Ra_C = 4,7 \times 10^5$, т.е. $Ra > 10^5$. Сверхадиабатический перепад температуры в астеносфере и слое C , согласно (4), определяется из соотношения

$$\Delta T = (10q/\lambda)^{3/4}(\nu a/\beta g)^{1/4}. \quad (5)$$

Тепловой поток на границе фазового перехода 410 км

$$q_{410} = q_{вм}[R_3/(R_3 - 410)]^2, \quad (6)$$

где $R_3 = 6370 \text{ км}$ – радиус Земли. Из соотношения (6) для полученного выше теплового потока и $q_{вм} = 0,012 \text{ Вт/м}^2$ находим $q_{410} = 0,0137 \text{ Вт/м}^2$.

При значениях параметров для астеносферы под континентом: $\lambda = 3,8 \text{ Вт/м} \cdot \text{ }^\circ\text{C}$, $c = 1200 \text{ Дж/кг} \cdot \text{ }^\circ\text{C}$, $\rho = 3,2 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, $\beta = 3 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $a = 9,9 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, $\nu_a = 10^{14} \text{ м}^2/\text{с}$ [Добрецов и др., 2001], $q = q_{410} = 0,0137 \text{ Вт/м}^2$, – из соотношения (5) определяем сверхадиабатический перепад температуры в астеносферном слое: $\Delta T_a = 63 \text{ }^\circ\text{C}$. Для слоя C при указанных параметрах и $\nu_C = 3,8 \times 10^{15} \text{ м}^2/\text{с}$, $q = 0,0137 \text{ Вт/м}^2$ из соотношения (5) следует, что сверхадиабатический перепад температуры в нем $\Delta T_C = 156,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

Температура на границе астеносферы и слоя C $T_{a-C} = T_k + \Delta T_a + (\partial T/\partial x)_{ад}l_a$. При значениях $T_k = 1472 \text{ }^\circ\text{C}$, $\Delta T_a = 63 \text{ }^\circ\text{C}$, $(\partial T/\partial x)_{ад} = 0,56 \text{ }^\circ\text{C/км}$, $l_a = 170 \text{ км}$ получаем $T_{a-C} = 1630 \text{ }^\circ\text{C}$. Температура на подошве слоя C (на границе верхняя–нижняя мантия) $T_2 = T_{a-C} + \Delta T_C + (\partial T/\partial x)_{ад}l_C$, и при $l_C = 250 \text{ км}$ получаем $T_2 = 1932 \text{ }^\circ\text{C}$.

Среднее значение перепада температуры в тепловом пограничном слое на нагреваемой горизонтальной пластине составляет $\Delta T_{пс} = 0,5\Delta T$, где ΔT – перепад температуры между нагреваемой и охлаждаемой ограничивающими поверхностями горизонтального слоя; перепад температуры в кондуктивном подслое теплового пограничного слоя [Добрецов и др., 2001; Кутателадзе и др., 1972]

$$\Delta T_{кп} = 0,7\Delta T_{пс} = 0,35\Delta T. \quad (7)$$

Тепловой поток можно определить из соотношения

$$q = \lambda\Delta T_{кп}/\delta_{кп}, \quad (8)$$

где $\delta_{кп}$ – толщина кондуктивного подслоя, примыкающего непосредственно к нагреваемой поверхности. Таким образом, в области кондуктивного подслоя температура изменяется по линейному закону. Из соотношений (5), (7), (8) определим толщину $\delta_{кп}$:

$$\delta_{кп} = 3,5(\nu a/\beta g\Delta T_{кп})^{1/3}. \quad (9)$$

Эксперименты показывают, что вблизи поверхности теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху, при числах Рэлея $Ra > 5 \times 10^6$ существуют пристенные валиковые

течения [Добрецов и др., 2001]. Пристенный валиковый слой возникает вследствие неустойчивой стратификации в пограничном слое. Число Рэлея, вычисленное по высоте валикового слоя l_{bc} (см. рис. 1) и перепаду температуры в нем ΔT_{bc} , $Ra_{bc} = \beta g \Delta T_{bc} l_{bc}^3 / \alpha \nu = (1,5-2) \times 10^4$. Толщина валикового слоя

$$l_{bc} = (Ra_{bc} \alpha \nu / \beta g \Delta T_{bc})^{1/3}, \quad (10)$$

где $\Delta T_{bc} \approx \Delta T_{pc}$. При числах $Ra > 5 \times 10^6$ толщина теплового пограничного слоя $\delta_{pc} \approx l_{bc}$ [Добрецов и др., 2001].

Для построения профиля температуры в верхней мантии были использованы определенные выше значения перепадов температуры ΔT в астеносфере и слое C , температуры границы астеносферы и слоя C и границы верхней и нижней мантии. Кроме того, с использованием вышеприведенных соотношений были вычислены перепады ΔT_{pc} , ΔT_{kp} , а также толщины δ_{kp} , δ_{pc} для пограничных слоев на границах астеносферы и слоя C . Таким образом, на основании экспериментально определенных закономерностей свободно-конвективного теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху, изложенных выше, построен профиль температуры по толщине астеносферного слоя и слоя C до глубины 670 км (см. рис. 2, профиль 1).

Распределение температуры в нижней мантии

При определении профиля температуры под континентом (вдали от зоны субдукции) температура на границе верхняя–нижняя мантия $T_2 = 1916^\circ C$ (см. рис. 2). Оценим температуру T_2 , используя закономерности свободноконвективного теплообмена в нижней мантии. Будем рассматривать нижнюю мантию как сферическую прослойку, подогреваемую снизу на глубине $x = 2880$ км и охлаждаемую сверху на глубине $x = 670$ км. Среднее значение теплового потока для континентальных регионов $q_k = 0,0565$ Вт/м² и для океанов $q_{ок} = 0,0782$ Вт/м² [Жарков, 1983]. Вследствие изолирующего влияния субдуцирующей плиты, уходящей под континентальное крыло субдукционной зоны, тепловой поток $q_{нм}$, направленный из нижней мантии вверх, к границе 670 км, может быть значительно выше, чем тепловой поток от границы 670 км к континентальной литосфере. В первом приближении в качестве среднего значения теплового потока $q_{нм}$ принимаем средний тепловой поток на земной поверхности: $q_{нм} = 2/3 q_{ок} + 1/3 q_k = 0,071$ Вт/м². С увеличением глубины (уменьшением радиуса) удельный тепловой поток возрастает согласно соотношению (6). Из него следует, что при $q_{нм} = 0,071$ Вт/м² тепловой поток на кровле нижней мантии (на границе 670 км)

$q_2 = 0,089$ Вт/м², а на подошве нижней мантии (на границе 2880 км) $q_1 = 0,236$ Вт/м².

Число Рэлея для нижней мантии $Ra = 10^6-10^7$, и свободноконвективные течения в ней существуют в турбулентном режиме [Добрецов и др., 2001]. В этом случае, согласно соотношению (4), интенсивность теплообмена у кровли и подошвы нижней мантии не зависит от ее толщины. Как указано в предыдущем разделе, толщина теплового пограничного слоя на поверхности теплообмена (кровле и подошве нижней мантии) соизмерима с толщиной пристенного валикового слоя. Среднее значение сверхадиабатической температуры постоянное в области вне пограничных слоев, согласно экспериментальным данным [Добрецов и др., 2001].

Как будет показано ниже, толщина пристенного валикового слоя у кровли (l_{bc1}) и подошвы (l_{bc2}) нижней мантии много меньше, чем толщина нижней мантии $l_{нм} = 2210$ км. Для нижней мантии, рассматриваемой как сферический слой радиусом $r_{нм}$, отношение $l_{bc}/r_{нм} \ll 1$. В том случае, когда $l_{bc}/r_c \ll 1$ (r_c – средний радиус сферического слоя), влиянием центральной симметрии в пограничном слое можно пренебречь и рассматривать пограничный слой в приближении плоского горизонтального слоя. В этом случае у кровли нижней мантии будем рассматривать задачу об охлаждении большого объема жидкости горизонтальной поверхностью, а у подошвы – задачу о подводе тепла от горизонтальной поверхности к большому объему жидкости. Для этого случая закон теплообмена от горизонтальной поверхности имеет вид: $Nu = 0,18 Ra^{1/3}$ [Леонтьев, Кирдяшкин, 1965], – и удельный тепловой поток не зависит от линейного размера:

$$q = 0,18 \lambda \Delta T_{pc}^{4/3} (\beta g / \alpha \nu)^{1/3}, \quad (11)$$

где ΔT_{pc} – перепад температуры в тепловом пограничном слое (по толщине l_{bc}).

При известном значении q можно определить перепад температуры в пограничном слое с использованием соотношения (5):

$$\Delta T_{pc} = (q / 0,18 \lambda)^{3/4} (\alpha \nu / \beta g)^{1/4}. \quad (12)$$

Сверхадиабатический перепад температуры в нижней мантии будет

$$\Delta T_{нм} = \Delta T_{pc1} + \Delta T_{pc2}, \quad (13)$$

где ΔT_{pc1} – перепад температуры в пограничном слое у подошвы, ΔT_{pc2} – у кровли нижней мантии. Толщину кондуктивного подслоя определяем из соотношения (9) и толщину всего пограничного слоя – из (10).

В работе [Walzer et al., 2004] представлены численные расчеты температуры плавления на основании предположения Ф. Линдемана [Lindemann, 1910] о том, что плавление происходит тогда, когда колебания атомов превосходят определенный порог, зависящий от кристаллической решетки. Оценки тем-

пературы плавления в нижней мантии показали, что при изменении плотности с глубиной согласно модели PREM [Жарков, 1983; Anderson, 2007] температура плавления мантии на границе ядро–мантия составляет $T_{плс} = 3\,450\text{ °C}$, что согласуется с оценками [Walzer et al., 2004], градиент температуры плавления нижней мантии $(\partial T/\partial x)_{плс} = 0,5\text{ °C/км}$. Градиент температуры плавления больше, чем адиабатический градиент температуры в мантии, средняя величина которого для нижней мантии $(\partial T/\partial x)_{ад} = 0,28\text{ °C/км}$ [Жарков, 1983], а по [Katsura et al., 2010] – $0,33\text{ °C/км}$.

Согласно исследованиям устойчивого существования термохимического плюма [Добрецов и др., 2005], разность температуры плавления «сухой» окружающей мантии и температуры границы ядро–мантия $T_{плс} - T_1 \approx 30 - 60\text{ °C}$. Поэтому принимаем температуру границы ядро–мантия равной $T_1 = 3\,400\text{ °C}$. Принимаем следующие значения параметров в пограничном слое на кровле нижней мантии: $\beta_2 = 3 \times 10^{-5}\text{ °C}$, $\rho_2 = 4\,400\text{ кг/м}^3$, $\nu_2 = 8 \times 10^{15}\text{ м}^2/\text{с}$, $\lambda_2 = 10\text{ Вт/м} \times \text{°C}$, $c_2 = 1,2 \times 10^3\text{ Дж/кг} \cdot \text{°C}$, $a_2 = \lambda_2/c\rho_2 = 1,89 \times 10^{-6}\text{ м}^2/\text{с}$ [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин и др., 2009]. Тогда согласно соотношениям (7) и (12) для пограничного слоя на границе верхняя–нижняя мантия для $q_2 = 0,0886\text{ Вт/м}^2$ получаем перепады температуры $\Delta T_{плс2} = 280\text{ °C}$, $\Delta T_{кп2} = 196\text{ °C}$. В соответствии с указанными выше оценками для числа Рэлея принимаем $Ra_{плс2} = 2 \times 10^4$, и из соотноше-

ния (10) определяем толщину пограничного слоя $\delta_{плс2} = 154\text{ км}$. Используя соотношение (9), находим толщину кондуктивного подслоя $\delta_{кп2} = 22\text{ км}$.

Для пограничного слоя у подошвы нижней мантии принимаем значения: $\beta_1 = 3 \times 10^{-5}\text{ °C}$, $\rho_1 = 5\,000\text{ кг/м}^3$, $\nu_1 = 8 \times 10^{15}\text{ м}^2/\text{с}$, $\lambda_1 = 10\text{ Вт/м} \cdot \text{°C}$, $c_1 = 1,2 \times 10^3\text{ Дж/кг} \cdot \text{°C}$, $a_1 = 1,667 \times 10^{-6}\text{ м}^2/\text{с}$, $Ra_{плс1} = 2 \times 10^4$ [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин и др., 2009]. Тогда, используя вышеуказанные соотношения, для $q_1 = 0,2364\text{ Вт/м}^2$ получаем $\Delta T_{плс1} = 566\text{ °C}$, $\Delta T_{кп1} = 396\text{ °C}$, $\delta_{плс1} = 117\text{ км}$ и $\delta_{кп1} = 17\text{ км}$. Толщина валиковых слоев у кровли и подошвы нижней мантии $l_{вс1} \approx \delta_{плс1}$ и $l_{вс2} \approx \delta_{плс2}$ (см. предыдущий раздел), и, следовательно, много меньше толщины нижней мантии.

Из соотношения (13) определяем сверхадиабатический перепад $\Delta T_{нм} = 846\text{ °C}$. Температура на кровле нижней мантии

$$T_2 = T_1 - \Delta T_{нм} - (\partial T/\partial x)_{ад} l_{нм}. \quad (14)$$

При значении адиабатического градиента температуры для нижней мантии $(\partial T/\partial x)_{ад} = 0,28\text{ °C/км}$ и $l_{нм} = 2\,210\text{ км}$, согласно соотношению (14), $T_2 = 1\,935\text{ °C}$. Это значение соответствует значению T_2 , определенному выше с использованием профиля температуры в области континентального крыла зоны субдукции. В результате вычислений характерных температур и перепадов температуры построено распределение температуры в нижней мантии (рис. 3).

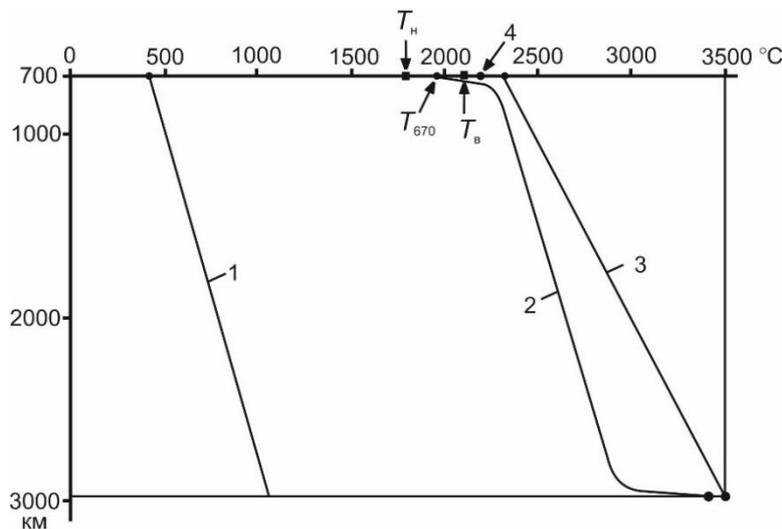


Рис. 3. Профили температуры в нижней мантии

1 – адиабатическая температура, 2 – распределение средней температуры по толщине нижней мантии, 3 – кривая плавления нижней мантии по расчетам [Walzer et al., 2004], 4 – температура плавления базальта на границе верхней и нижней мантии ($T_4 = 2\,200\text{ °C}$) [Yasuda et al., 1994], T_b , T_n – температуры восходящего и нисходящего потоков нижнемантийной ячейки соответственно

Fig. 3. Temperature profiles in the lower mantle

1 – adiabatic temperature, 2 – distribution of average temperature over the thickness of the lower mantle according to calculations [Walzer et al., 2004], 3 – melting curve of the lower mantle according to calculations [Walzer et al., 2004], 4 – melting point of basalt at the boundary of the upper and lower mantle ($T_4 = 2\,200\text{ °C}$) [Yasuda et al., 1994], T_b , T_n is the temperature of the ascending and descending flows of the lower-mantle cell, respectively

Заключение

Для исследования строения и состава верхней мантии, определения ее физических свойств необходимо знать распределение температуры в ней. Для изучения процессов теплообмена в зоне субдукции необходимо знание распределения температуры вдали от субдукционной зоны, т.е. необходимо знать граничные условия. Поэтому прежде всего найдено распределение температуры в континентальной литосфере и верхней мантии под континентом и на границе верхняя–нижняя мантия. В континентальной литосфере профиль температуры получен в прибли-

жении кондуктивного теплообмена с внутренними источниками радиоактивного тепла в коровом слое. Распределение температуры по толщине континента согласуется с условиями формирования лерцолитов Северного Лесото.

Профили температуры по толщине верхней и нижней мантии получены на основе экспериментальных и теоретических закономерностей свободноконвективного теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху. Распределение температуры в нижней мантии найдено при числах Рэлея $Ra = 10^6$ – 10^7 , характерных для турбулентной свободной конвекции в горизонтальном слое.

Список источников

- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 408 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 6. С. 589–602.
- Жарков В.Н.** Внутреннее строение Земли и планет. М. : Наука, 1983. 416 с.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Теплообмен между каналом термохимического плюма и окружающей мантией при наличии горизонтального мантийного потока // Физика Земли. 2009. № 8. С. 66–82.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Влияние скорости движения океанической литосферы на свободно-конвективные течения в астеносфере под срединно-океаническим хребтом // Физика Земли. 2008. № 4. С. 35–47.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Силы, действующие на субдуцирующую океаническую плиту // Геотектоника. 2014. № 1. С. 62–76.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Экспериментальное и теоретическое моделирование тепловой и гидродинамической структуры субдуцирующей плиты // Геотектоника. 2013. № 3. С. 31–42.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Сурков Н.В.** Тепловая гравитационная конвекция в астеносфере под срединно-океаническими хребтами и устойчивость основных глубинных парагенезисов // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 76–94.
- Кирдяшкин А.Г.** Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск : Наука, 1989. 81 с.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А.** Об определении температуры континентальной верхней мантии Земли по геохимическим и сейсмическим данным // Геохимия. 2006. № 3. С. 267–283.
- Кутателадзе С.С., Кирдяшкин А.Г., Ивакин В.П.** Турбулентная естественная конвекция у изотермической вертикальной пластины // Теплофизика высоких температур. 1972. Т. 10, № 1. С. 91–95.
- Леонтьев А.И., Кирдяшкин А.Г.** Теплообмен при свободной конвекции в горизонтальных щелях и в большом объеме над горизонтальной поверхностью // Инженерно-физический журнал. 1965. Т. 9, № 1. С. 9–14.
- Сурков Н.В.** Лерцолитовая палеогеотерма // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века / ред. А.Д. Савко, Н.Н. Зинчук. Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003. С. 430–433.
- Трубицын В.П., Евсеев А.Н., Баранов А.А., Трубицын А.П.** Структура конвекции при различной ширине зон фазовых переходов // Физика Земли. 2008. № 8. С. 3–14.
- Anderson D.L.** New theory of the Earth. Cambridge University Press, 2007. 384 p.
- Anderson O.L.** The temperature profile of the upper mantle // J. Geophys. Res. 1980. V. 85 (B12). P. 7003–7010.
- Bina C.R., Helffrich G.** Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography // J. Geophys. Res. 1994. V. 99 (B8). P. 15,853–15,860.
- Cammarrano F., Goes S., Vacher P., Giardini D.** Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. V. 138. P. 197–222.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.** Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297–356.
- Faccenda M., Dal Zilio L.** The role of solid–solid phase transitions in mantle convection // Lithos. 2017. V. 268–271. P. 198–224.
- Herzberg C., Zhang J.** Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // J. Geophys. Res. 1996. V. 101 (B4). P. 17,729–17,742.
- Hofmeister A.M.** Heat transport and energetics of the earth and rocky planets. Elsevier, 2019. 350 p. DOI: 10.1016/C2018-0-04206-1.
- Jaupart C., Mareschal J.-C.** Heat flow and thermal structure of the lithosphere // Crust and lithosphere dynamics / ed. G. Schubert. Amsterdam : Elsevier, 2007. P. 217–251. (Treatise on Geophysics; v. 6).
- Jeanloz R., Morris S.** Temperature distribution in the crust and mantle // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 377–415.
- Katsura T., Yoneda A., Yamazaki D., Yoshino T., Ito E.** Adiabatic temperature profile in the mantle // Phys. Earth Planet. Inter. 2010. V. 183 (1-2). P. 212–218.
- Lindemann F.A.** Über die Berechnung molekularer Eigenfrequenzen // Physicalische Zeitschrift. 1910. Bd. XI (14). S. 609–612.
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K.** Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 233. P. 337–349.
- Perchuk L.L., Kushiro I.** Experimental study of the system alkali basalt-water up to pressure 20 kbar in respect of estimation of H₂O content in the original magmas beneath the island arcs // Geologicky Zbornik – Geologica Carpathica. 1985. V. 36 (3). P. 359–368.

- Röhm A.H.E., Snieder R., Goes S., Trampert J.** Thermal structure of continental upper mantle inferred from S-wave velocity and surface heat flow // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 181. P. 395–407.
- Schubert G., Turcotte D., Olson P.** Mantle convection in the Earth and planets. Cambridge University Press, 2001. 940 p.
- Strehlau J., Meissner R.** Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state flow data // *Composition, structure and dynamics of the lithosphere–asthenosphere system* / K. Fuchs, C. Froidevaux (eds.). Washington : AGU, 1987. V. 16. P. 69–87. DOI: 10.1029/GD016p0069
- Turcotte D.L., Schubert G.** Geodynamics. Cambridge University Press, 2002. 456 p.
- Walzer U., Hendel R., Baumgardner J.** The effects of a variation of the radial viscosity profile on mantle evolution // *Tectonophysics*. 2004. V. 384. P. 55–90.
- Yasuda A., Fujii T., Kurita K.** Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99 (B5). P. 9401–9414.

References

- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A. *Glubinnaya geodinamika* [Deep-level geodynamics]. Novosibirsk: Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Branch «GEO». 2001. 409 p. In Russian
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A. Parameters of hot spots and thermochemical plumes // *Russian Geology and Geophysics*. 2005. V. 46, No 6. pp. 575–588.
- Zharkov V.N. *Vnutrennee stroenie Zemli i planet* [The internal structure of the Earth and planets]. Moscow: Publishing house "Nauka". 1983. 416 p. In Russian
- Kirdyashkin A.A., Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G. Heat transfer between a thermochemical plume channel and the surrounding mantle in the presence of horizontal mantle flow // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2009. V. 45, No. 8. pp. 684–700.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. Effect of the oceanic lithosphere velocity on free convection in the asthenosphere beneath mid-ocean ridges // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2008. V. 44, No. 4. pp. 291–302.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A. G. Forces acting on a subducting oceanic plate // *Geotectonics*. 2014. V. 48, No. 1. pp. 54–67.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. Experimental and theoretical simulation of the thermal and hydrodynamic structure of a subducting plate // *Geotectonics*. 2013. V. 47, No. 3. pp. 156–166.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Surkov N.V. Thermal gravitational convection in the asthenosphere beneath a mid-oceanic ridge and stability of main deep-seated parageneses // *Russian Geology and Geophysics*. 2006. V. 47, No. 1. pp. 76–94.
- Kirdyashkin A.G. *Teplovye gravitatsionnye techeniya i teploobmen v astenosfere* [Thermal gravitational flows and heat transfer in the asthenosphere]. Novosibirsk: Publishing house "Nauka". 1989. 81 p. In Russian
- Kuskov O.L., Kronrod V.A. Determining the temperature of the Earth's continental upper mantle from geochemical and seismic data // *Geochemistry International*. 2006. V. 44, No. 3. pp. 232–248.
- Kutateladze S.S., Kirdyashkin A.G., Ivakin V.P. *Turbulentnaya estestvennaya konveksiya u izotermicheskoy vertikal'noy plastiny* [Turbulent natural convection at an isothermal vertical plate] // *Teplofizika Vysokikh Temperatur*. 1972. V. 10, No. 1. pp. 91–95. In Russian
- Leont'ev A.I., Kirdyashkin A.G. *Teploobmen pri svobodnoy konveksii v gorizontallykh shchelyakh i v bol'shom ob'eme nad gorizontallykh poverkhnost'yu* [Heat transfer under free convection in horizontal slits and in a large volume over a horizontal surface] // *Inzhenerno-fizicheskiy zhurnal*. 1965. V. 9, No. 1. pp. 9–14. In Russian
- Surkov N.V. *Lertsolitovaya paleogeoterma* [Lherzolite paleogeotherm] // *Problems of forecasting, prospecting and studying mineral deposits on the threshold of the XXI century* / Savko A.D., Zinchuk N.N. (Eds.). Voronezh: Publishing House of Voronezh State University. 2003. pp. 430–433. In Russian
- Trubitsyn V.P., Evseev A.N., Baranov A.A., Trubitsyn A.P. Phase transition zone width implications for convection structure // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2008. V. 44, No. 8. pp. 603–614.
- Anderson D.L. *New theory of the Earth*. Cambridge University Press. 2007. 384 p.
- Anderson O. L. The temperature profile of the upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85(B12). pp. 7003–7010.
- Bina C.R., Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99(B8). P. 15,853–15,860.
- Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2003. V. 138. pp. 197–222.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1981. V. 25. pp. 297–356.
- Faccenda M., Dal Zilio L. The role of solid–solid phase transitions in mantle convection // *Lithos*. 2017. V. 268–271. pp. 198–224.
- Herzberg C., Zhang J. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101(B4). pp. 17,729–17,742.
- Hofmeister A.M. *Heat transport and energetics of the earth and rocky planets*. Elsevier. 2019. 350 p. <https://doi.org/10.1016/C2018-0-04206-1>.
- Jaupart C., Mareschal J.-C. Heat flow and thermal structure of the lithosphere / Ed. Schubert G. *Treatise on Geophysics*. V. 6. Crust and lithosphere dynamics // Amsterdam, Elsevier. 2007. pp. 217–251.
- Jeanloz R., Morris S. Temperature distribution in the crust and mantle // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. pp. 377–415.
- Katsura T., Yoneda A., Yamazaki D., Yoshino T., Ito E. Adiabatic temperature profile in the mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2010. V. 183(1–2). pp. 212–218.
- Lindemann F.A. Über die Berechnung molekularer Eigenfrequenzen. *Physicalische Zeitschrift*. 1910. V. XI(14). pp. 609–612.
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 233. pp. 337–349.
- Perchuk L.L., Kushiro I. Experimental study of the system alkali basalt–water up to pressure 20 kbar in respect of estimation of H₂O content in the original magmas beneath the island arcs // *Geologicky Zbornik–Geologica Carpathica*. 1985. V. 36(3). pp. 359–368.

Röhm A. H. E., Snieder R., Goes S., Trampert J. Thermal structure of continental upper mantle inferred from S-wave velocity and surface heat flow // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 181. pp. 395–407.

Schubert G., Turcotte D., Olson P. *Mantle convection in the Earth and planets.* Cambridge University Press. 2001. 940 p.

Strehlau J., Meissner R. Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state flow data // In: K. Fuchs, C. Froidevaux (Eds.). *Composition, structure and dynamics of the lithosphere–asthenosphere system.* Washington: AGU, 1987. V. 16. pp. 69–87. <https://doi.org/10.1029/GD016p0069>.

Turcotte D.L., Schubert G. *Geodynamics.* Cambridge University Press. 2002, 456 p.

Walzer U., Hendl R., Baumgardner J. The effects of a variation of the radial viscosity profile on mantle evolution // *Tectonophysics.* 2004. V. 384. pp. 55–90.

Yasuda A., Fujii T., Kurita K. Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99(B5). pp. 9401–9414.

Информация об авторах:

Кирдяшкин А.Г., доктор технических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория физического и химического моделирования геологических процессов, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: agk@igm.nsc.ru

Кирдяшкин А.А., доктор геолого-минералогических наук, профессор РАН, заведующий лабораторией физического и химического моделирования геологических процессов, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: aak@igm.nsc.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Kirdyashkin A.G., Dr. Sci. (Tech.), Leading Researcher, Laboratory of Physical and Chemical Modeling of Geological Processes, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: agk@igm.nsc.ru

Kirdyashkin A.A., Dr. Sci. (Geol.-Min.), professor of the Russian Academy of Sciences, chief of the Laboratory of Physical and Chemical Modeling of Geological Processes, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: aak@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 30.05.2021; одобрена после рецензирования 29.10.2021; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 30.05.2021; approved after reviewing 29.10.2021; accepted for publication 14.06.2022

Научная статья
УДК 552.3: 550.4
doi: 10.17223/25421379/23/4

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА



Владимир Александрович Симонов¹, Алексей Васильевич Котляров²,
Алексей Иванович Чернышов³, Алексей Николаевич Юричев⁴

^{1,2} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

¹ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

^{1,2} Казанский федеральный университет, Казань, Россия

^{3,4} Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

¹ kotlyarov@igm.nsc.ru

² kotlyarov@igm.nsc.ru

³ aich@ggf.tsu.ru

⁴ juratur@sibmail.com

Аннотация. Исследования палеозойских ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна свидетельствуют об участии магматических систем срединно-океанических хребтов в процессах последовательной (9,7–2,5 кбар) кристаллизации оливинов (1 560–1 470 °С) и клинопироксенов (1 355–1 100 °С) при формировании перидотитов Хултурского и Фестивального массивов. Образование пикритов Чкаловской площади происходило при падении *PT*-параметров в ходе кристаллизации оливина (1 540–1 490 °С, 12,8–7 кбар), клинопироксена (1 315–1 215 °С, 8–4,5 кбар) и амфибола (1 105–1 060 °С, 6,1–4,5 кбар) из островодужных и плюмовых расплавов.

Ключевые слова: ультраосновные комплексы, перидотиты, пикриты, Западно-Сибирский осадочный бассейн, клинопироксен, хромшпинелид, условия кристаллизации минералов

Благодарности: Авторы выражают благодарность рецензенту за критические замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Источник финансирования: Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договора № 14.Y26.31.0029.

Для цитирования: Симонов В.А., Котляров А.В., Чернышов А.И., Юричев А.Н. Условия формирования палеозойских ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 57–77. doi: 10.17223/25421379/23/4

Original article
doi: 10.17223/25421379/23/4

FORMATION CONDITIONS OF PALEOZOIC ULTRABASIC COMPLEXES OF THE BASEMENT OF THE WEST SIBERIAN SEDIMENTARY BASIN

Vladimir A. Simonov¹, Alexey V. Kotlyarov², Alexey I. Chernyshov³, Alexey N. Yurichev⁴

^{1,2} V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

¹ Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia

^{1,2} Kazan Federal University, Kazan, Russia

^{3,4} National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

¹ kotlyarov@igm.nsc.ru

² kotlyarov@igm.nsc.ru

³ aich@ggf.tsu.ru

⁴ juratur@sibmail.com

Abstract. Recent studies have shown the wide distribution of ultrabasic rocks in the basement of the West Siberian sedimentary basin [Kuzovatov et al., 1988, 1996; Bochkarev et al., 2003; Ivanov et al., 2003, 2007, 2009; Simonov et al., 2006–2010, 2012, 2018–2020; Stupakov et al., 2008]. The overwhelming majority of ultrabasic rocks of the West Siberia are dunite-harzburgite assemblages of ophiolite associations of Paleozoic age [Ivanov et al., 2007, 2009; Erokhin et al., 2008]. Another

more rare type of ultrabasic rocks in the basement of the West Siberian sedimentary basin is represented by picrites [Kuzovатов et al., 1988, 1996; Simonov et al., 2018, 2019] of the Early Paleozoic age [Simonov et al., 2020].

The article is a continuation of studies of ultrabasic complexes of the West Siberia. It is based on the results of processing the original (including partially previously published) data, obtained mainly during study of clinopyroxene containing peridotites of the Hultursky and Festivalny massifs and also picrites of the Chkalovsky area.

The carried out studies of clinopyroxenes from peridotites of the Hultursky and Festivalny massifs indicate that its crystallization was connected with the “oceanic” magmatic trend, while clinopyroxenes from picrites of the Chkalovsky area are associated with the “island-arc-plume” magmatism. At the same time, clinopyroxenes from the peridotites are close to the data on minerals from ultrabasic rocks of standard ophiolites (Polar Urals).

Analysis of the composition of Cr-spinels showed that the evolution of ultrabasic complexes of the basement of the West Siberian sedimentary basin took place during the geodynamic situation changed from oceanic to island arc. In this case, clinopyroxene containing parageneses were formed both at the beginning (ocean) and at the end (island arc) of the history of evolution of ultramafic rocks.

Results of studying of the features of the distribution of rare-earth elements (as well as data on minerals) clearly indicate the participation of magmatic systems of mid-oceanic ridges in the formation of clinopyroxene containing peridotites of the Hultursky massif, in contrast to picrite porphyrites of the Chkalovsky area, which are characterized by island-arc and plume melts.

As a whole, study of the Paleozoic clinopyroxene containing ultrabasic complexes of the basement of the West Siberian sedimentary basin (including computational modeling with the help of modern software WinPLtb [Yavuz, Yıldırım, 2018], COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004], PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011]) testify about participation of mid-oceanic magmatic systems during successive (9.7–2.5 kbar) crystallization of olivines (1560–1470 °C) and clinopyroxenes (1355–1100 °C) of peridotites of Hultursky and Festivalny massifs. Formation of picrite porphyrites of the Chkalovsky area is connected with a drop in *PT* - parameters during crystallization of olivine (1540–1490 °C, 12.8–7 kbar), clinopyroxene (1315–1215 °C, 8–4.5 kbar) and amphibole (1105–1060 °C, 6.1–4.5 kbar) from the island arc and plume melts.

Keywords: ultrabasic complexes, peridotites, picrites, West Siberian sedimentary basin, clinopyroxene, Cr-spinel, conditions of mineral crystallization

Acknowledgments: The authors are grateful to the referee for critical remarks that contributed to the improvement of the article.

Source of financing: The work was performed on the state assignment of IGM SB RAS, with the financial support by the Ministry of Science and Higher Education (contract 14.Y26.31.0029).

For citation: Simonov, V.A., Kotlyarov, A.V., Chernyshov, A.I., Yurichev, A.N. (2022) Formation conditions of Paleozoic ultrabasic complexes of the basement of the West Siberian sedimentary basin. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 57–77. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/4

Введение

Исследования последних лет показали широкое распространение пород ультраосновного состава в фундаменте Западно-Сибирского осадочного бассейна [Кузоватов и др., 1988, 1996; Бочкарев и др., 2003; Иванов и др., 2003, 2007, 2009; Симонов и др., 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2012, 2018, 2019, 2020; Ступаков и др., 2008; Юричев, 2019, 2020 и др.] (рис. 1). Подавляющее большинство ультрабазитов Западной Сибири представляет дунит-гарцбургитовый комплекс офиолитовых ассоциаций, имеющих, судя по опубликованным материалам [Иванов и др., 2007, 2009; Ерохин и др., 2008], палеозойский возраст. Данные офиолиты привлекают к себе самое пристальное внимание в связи с тем, что, являясь фрагментами структур древних океанов, позволяют рассмотреть геодинамическую эволюцию фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна на наиболее ранних стадиях его развития. Существует и другой, гораздо более редкий, тип ультраосновных пород в фундаменте Западной Сибири, представленный

пикритами [Кузоватов и др., 1988, 1996; Симонов и др., 2018, 2019, 2020]. Проведенные исследования показали, что эти пикритовые комплексы имеют раннепалеозойский возраст и их формирование связано с развитием субдукционной зоны древнего океана [Симонов и др., 2020].

В целом анализ современного состояния исследований ультраосновных пород фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна свидетельствует, что, несмотря на важность и значительный интерес к этим объектам, многие вопросы, связанные с условиями их формирования, остаются открытыми. Это обусловлено прежде всего тем, что очень высокая степень вторичных преобразований ультрабазитов не дает возможности однозначно установить особенности генетических процессов с помощью традиционных геологических, петрологических и геохимических методов. Выходом в данной ситуации является изучение сохранившихся первичных минералов. В то же время в ультрабазитах фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна в большинстве случаев только хромшпинелиды сохраняют

свои свойства и несут важную информацию о происхождении и эволюции ультраосновных комплексов. В очень редких случаях присутствуют первичные оливины и пироксены.

В связи с этим большой интерес представляют ультраосновные породы (перидотиты) Хултурского и Фестивального массивов, в которых присутствуют хромшпинелиды, оливины, ортопироксены и клинопироксены [Иванов и др., 2009; Симонов и др., 2010, 2012; Юричев, 2019, 2020], а также ультрабазиты (пикриты) Чкаловской площади [Кузоватов и др., 1996; Симонов и др., 2018, 2019, 2020], содержащие клинопироксен и развивающийся по нему амфибол.

Предлагаемая статья является продолжением исследований ультраосновных комплексов Западной Сибири. Ее основу составляют результаты обработки оригинальных (в том числе и частично ранее опубликованных) данных, полученных в основном при исследовании клинопироксен содержащих пе-

ридитов Хултурского и Фестивального массивов, а также пикритов Чкаловской площади (см. рис. 1).

Условия формирования клинопироксен содержащих ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна установлены главным образом в результате изучения первичных минералов (клинопироксены, хромшпинелиды, оливины, ортопироксены, амфиболы) и обработки полученной информации с помощью современных расчетных программ. Большое значение имеют геохимические данные по распределению редкоземельных элементов в минералах и ультраосновных породах. Проведен сравнительный анализ всей полученной информации по ультрабазитам Западной Сибири с данными по эталонным объектам, представляющим структуры древних (офиолиты Полярного Урала и Горного Алтая) и современных (океаны Атлантический и Тихий) океанических областей.

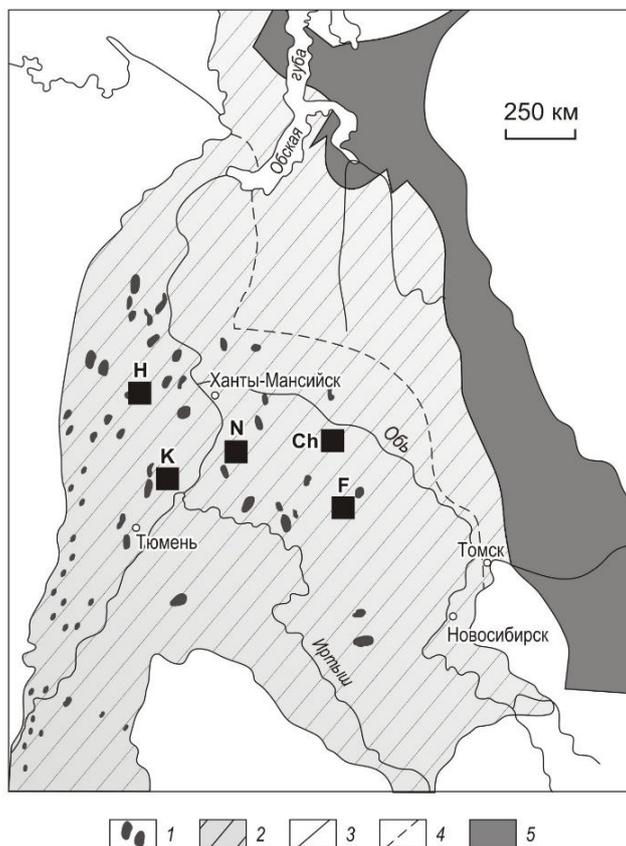


Рис. 1. Расположение клинопироксен содержащих ультраосновных комплексов в фундаменте Западно-Сибирского осадочного бассейна

1 – ультрабазиты; 2 – Западно-Сибирский бассейн; 3, 4 – восточные границы: герцинид (3) и гранитизации (4); 5 – байкалиды [Бочкарев и др., 2003]. Изученные ультраосновные комплексы: Хултурский (Н), Фестивальный (F), Немчиновский (N), Кальчинский (K). Чкаловская площадь – Ch

Fig. 1. Location of the clinopyroxene containing ultrabasic complexes in the basement of the West Siberian sedimentary basin

1 – ultrabasic rocks; 2 – West Siberian basin; 3, 4 – eastern borders: of Hercynides (3) and of granitization (4); 5 – Baikals [Bochkarev et al., 2003]. Studied ultrabasic complexes: Hultursky (H), Festivalny (F), Nemchinovsky (N), Kalchinsky (K). Chkalovsky area – Ch

Методы исследования

Исследования ультрабазитов из фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна проводились в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Анализы составов минералов и пород выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск), в ИГМ СО РАН (Новосибирск) и в Томском региональном центре коллективного пользования НИ ТГУ (Грант МинОбрНауки РФ № 075-15-2021-693 (№ 13.ЦКП.21.0012).

Составы минералов проанализированы на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro в ИГМ СО РАН (Новосибирск). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток поглощенных электронов – 40 нА, диаметр зонда 2–3 мкм, время счета 10 с на каждой аналитической линии. Пределы обнаружения (мас. %) компонентов следующие: SiO₂ – 0,007, TiO₂ – 0,032, Al₂O₃ – 0,011, FeO – 0,019, MnO – 0,034, MgO – 0,011, CaO – 0,008, Na₂O – 0,017, K₂O – 0,009, Cl – 0,017, P₂O₅ – 0,011. Стандартами служили: ортоклаз (OR), альбит (AB), диопсид (DI), гранат (O-145), базальтовое стекло (GL).

Первичные минералы из ультрабазитов анализировались также с помощью микрорентгеноспектрального метода на микроанализаторе JEOL JXA-8100 SuperProbe по методике, описанной в работе [Королюк и др., 2008].

Содержания редкоземельных элементов в ультрабазитах определены методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELEMENT 2 в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск) [Симонов и др., 2013], а также установлены методом ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) на масс-спектрометре Finnigan Element в ИГМ СО РАН (Новосибирск). Пределы обнаружения для большинства редкоземельных элементов составляют от 0,01 до 0,06 ppm, для Eu, Ho, Lu – 0,003 ppm.

В случае клинопироксенов содержания редкоземельных элементов установлены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (Ярославль) по опубликованной ранее методике [Соболев, 1996]. Пределы обнаружения элементов – 0,01 ppm.

Для получения наиболее представительных выводов дополнительно использована информация других исследователей по составам пород и минералов, находящаяся в базе геохимических данных GEOROC [GEOROC].

При выяснении *PT*-параметров формирования ультрабазитов применялись различные методы.

Условия кристаллизации клинопироксенов установлены в результате расчетов по программе WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018], а также при использовании ряда термобарометров [Перчук, 1980; Mercier, 1980; Perkins, Newton, 1980; Lindensley, Dixon, 1983; Brey et al., 1990; Slavinskiy, 1993; Taylor, 1998; Nimis, Taylor, 2000; Ащепков, 2001].

На основе составов оливинов и сосуществующих с ними хромшпинелидов с помощью минералогического (Ol-Sp) геотермометра [Wan et al., 2008; Coogan et al., 2014] был выяснен температурный режим формирования клинопироксен содержащих перидотитов Фестивального массива на этапе субсолидусного минерального равновесия ультрабазитов.

При расчете давлений и температур заключительных этапов магматических процессов применены амфиболовые термобарометры [Ridolfi, Renzulli, 2012].

Полученные с помощью различных термобарометров *PT*-параметры кристаллизации минералов сравнивались между собой и тестировались при сопоставлении с информацией по эталонным объектам, а также с результатами применения программ расчетного моделирования PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004].

Особенности состава клинопироксен содержащих ультрабазитов

Главное внимание при проведении исследований ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна было уделено породам, содержащим такие первичные минералы, как клинопироксен, хромшпинель, оливин и ортопироксен.

Как было отмечено выше, в фундаменте Западно-Сибирского осадочного бассейна устанавливается два типа клинопироксен содержащих ультраосновных пород: ультрабазиты, являющиеся фрагментами дунит-гарцбургитовых комплексов офиолитовых ассоциаций, и пикриты кумулятивно-магматогенного происхождения.

Офиолитовые ультрабазиты. Наиболее представительные данные по клинопироксен содержащим офиолитовым ультрабазитам получены в результате исследования образцов, отобранных из керна скважин на Хултурском, Фестивальном и Немчиновском массивах (см. рис. 1).

Исследования ультраосновных пород из скважины 10367 Хултурского массива показали, что они слабо изменены и часто в их составе преобладают оливин, ортопироксен и клинопироксен, с незначительным содержанием серпентина (рис. 2, 1). По соотношению первичных минералов породы соответствуют клинопироксен содержащим перидотитам. По химическому составу, прежде всего по Al₂O₃ и

СаО, они близки к лерцолитам. На диаграмме Ni–Cr эти перидотиты обладают относительно низкими содержаниями никеля (до 647 г/т) и располагаются преимущественно в области ультраосновных куму-

лятов [Симонов и др., 2012]. По особенностям распределения редкоземельных элементов [Иванов и др., 2009] они отвечают лерцолитам срединно-океанических хребтов.

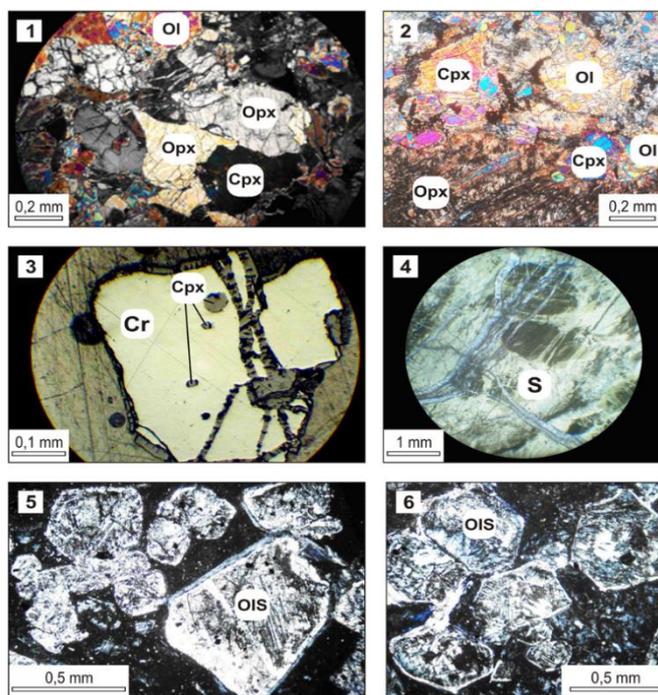


Рис. 2. Фотографии шлифов и аншлифов ультраосновных пород фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна

1, 2 – клинопироксен содержащие перидотиты Хултурского (1) и Фестивального (2) массивов (Срх – клинопироксен, ОI – оливин, Орх – ортопироксен); 3, 4 – серпентинизированные ультрабазиты Немчиновского (3) (Срх – клинопироксен, Cr – хромшпинель) и апогарцбургитовые серпентиниты Кальчинского (4) (S – серпентин) массивов; 5, 6 – пикритовые порфириты Чкаловской площади (OIS – серпентинизированные вкрапленники оливина). 3 – отраженный свет; остальные фотографии – проходящий свет, поляризаторы скрещены

Fig. 2. Photographs of thin sections and polished sections of Ultrabasic rocks from the basement of the West Siberian sedimentary basin

1, 2 – clinopyroxene containing peridotites of the Hultursky (1) and Festivalny (2) massifs (Срх – clinopyroxene, OI – olivine, Орх – orthopyroxene); 3, 4 – serpentinized ultrabasic rocks of the Nemchinovsky (3) (Срх – clinopyroxene, Cr – Cr-spinel) and apogharzburgite serpentinites of the Kalchinsky (4) (S – serpentine) massifs; 5, 6 – picrite porphyrites of the Chkalovsky area (OIS – serpentinized olivine phenocrysts). 3 – reflected light; the rest of the photographs are transmitted light, the polarizers are crossed

Ультрабазиты Фестивального массива из скважин 1, 2 и 260 содержат значительное количество первичных минералов (оливин, клинопироксен и ортопироксен; см. рис. 2, 2), по соотношениям которых эти породы близки к лерцолитам.

Ультраосновные породы Немчиновского массива (скважина Немчиновская 40) интенсивно серпентинизированы, и клинопироксен сохранился только в виде кристаллических включений в хромшпинелиде (см. рис. 2, 3).

В целом необходимо подчеркнуть, что офиолитовые ультрабазиты с первичными клинопироксенами представлены единичными образцами среди преобладающей массы практически полностью серпенти-

низированных ультраосновных пород (апогарцбургитовые серпентиниты; см. рис. 2, 4), характерных для фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Пикриты были исследованы нами в разрезе скважины Чкаловская 11 на Чкаловской площади (см. рис. 1). Изучение шлифов показало, что эти породы являются интенсивно измененными пикритовыми порфиритами с вкрапленниками оливина, полностью серпентинизированными и располагающимися в основной хлоритизированной и серпентинизированной мелкозернистой массе (см. рис. 2, 5; 2, 6). Присутствуют также вкрапленники клинопироксена, в значительной мере замещенные хлоритами. В от-

дельных образцах пикритов по пироксену развивается амфибол, образующий также самостоятельные фазы.

Составы первичных минералов в ультрабазитах

Среди первичных минералов в ультраосновных породах фундамента Западно-Сибирского осадочно-го бассейна особую роль играют клинопироксены, присутствующие как в офиолитовых ультрабазитах, так и в пикритах. Большое значение имеют хромшпинелиды, сохранившиеся даже в полностью серпентинизированных разностях ультрабазитов. Оливины позволили получить важную информацию об особенностях формирования клинопироксен содер-

жащих перидотитов. Амфиболы, развивающиеся по клинопироксенам, дали возможность установить параметры заключительных стадий магматической кристаллизации пикритов.

Клинопироксены из перидотитов Хултурского и Фестивального массивов по своему составу отвечают главным образом диопсидам, в отличие от пироксенов из пикритов Чкаловской площади, относящихся преимущественно к салитам и авгитам. Клинопироксены в хромшпинелидах из серпентинизированных ультрабазитов Немчиновского массива соответствуют по составу диопсидам и авгитам. Составы изученных клинопироксенов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Представительные анализы клинопироксенов из ультрабазитов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна, мас. %

Table 1

Representative analyzes of clinopyroxenes from ultrabasic rocks of the basement of the West Siberian sedimentary basin, wt. %

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
1	1	51,08	0,36	6,28	0,90	2,66	0,10	15,05	21,25	1,32	99,00	90,98
2	1/1Б	51,58	0,32	6,19	0,90	3,00	0,10	15,88	20,03	1,24	99,23	90,41
3	1/2	51,69	0,34	5,88	0,84	2,57	0,10	15,23	20,43	1,38	98,46	91,35
4	1/2А	51,71	0,39	6,13	0,93	2,41	0,08	14,83	20,81	1,43	98,73	91,64
5	1/3	51,78	0,35	6,25	0,88	2,98	0,10	15,64	20,23	1,30	99,51	90,34
6	1/3А	52,51	0,34	5,77	0,85	2,81	0,09	15,40	20,52	1,33	99,62	90,71
7	1/3Г	51,58	0,34	6,10	0,92	2,76	0,12	15,12	20,18	1,42	98,53	90,71
8	1/3Д	51,47	0,34	6,09	0,88	2,51	0,08	14,71	20,90	1,37	98,35	91,26
9	2/2Б	51,85	0,30	6,20	0,92	2,68	0,11	15,28	20,08	1,43	98,84	91,04
10	2/2Б-1	52,04	0,14	6,17	0,89	2,89	0,11	15,39	20,14	1,26	99,03	90,47
11	2/3	52,44	0,05	5,61	0,86	2,45	0,09	15,18	20,38	1,47	98,53	91,70
12	3/2	51,34	0,33	6,14	0,91	2,97	0,09	15,66	19,82	1,35	98,61	90,38
13	3/4Б	51,90	0,28	6,15	0,94	3,08	0,10	16,18	18,91	1,30	98,84	90,35
14	2/3А	52,02	0,36	6,09	0,89	2,81	0,12	15,23	20,36	1,33	99,21	90,62
15	2/3А-2	51,33	0,35	6,45	0,99	2,42	0,09	14,56	21,15	1,55	98,89	91,47
16	32	54,17	0,08	2,25	0,92	2,09	0,07	17,01	22,52	0,48	99,59	93,54
17	43	53,36	0,07	2,92	1,30	2,44	0,07	17,25	21,39	0,58	99,38	92,64
18	51	53,65	0,09	2,77	1,26	2,14	0,08	16,58	22,63	0,55	99,75	93,24
19	55	53,48	0,08	2,85	1,22	2,23	0,08	17,61	22,01	0,44	100,00	93,36
20	63	53,05	0,08	3,20	1,44	2,09	0,09	16,39	22,51	0,56	99,41	93,33
21	70	52,93	0,09	2,82	1,27	2,23	0,09	17,54	21,91	0,51	99,38	93,35
22	83	53,90	0,03	1,59	0,79	1,68	0,05	16,91	24,35	0,10	99,40	94,72
23	86	54,84	0,03	1,41	0,68	1,82	0,08	17,14	23,96	0,12	100,07	94,39
24	1	54,19	н.о.	0,78	0,79	1,77	0,11	18,40	24,00	0,18	100,22	94,88
25	2	54,13	н.о.	0,89	1,22	2,10	0,06	18,25	23,98	0,22	100,85	93,93
26	3	54,04	0,01	0,86	1,08	2,06	0,04	17,76	24,49	0,27	100,61	93,89
27	4	54,57	н.о.	0,78	1,10	1,85	0,06	17,74	24,09	0,23	100,42	94,47
28	5	54,36	н.о.	0,94	1,01	1,99	0,07	18,12	24,09	0,24	100,82	94,19
29	6	57,00	н.о.	1,48	0,94	2,04	0,04	24,67	14,28	0,08	100,54	95,57
30	7	56,12	0,01	3,11	1,27	2,36	0,02	22,44	13,47	0,31	99,11	94,43
31	9	59,42	н.о.	1,61	0,91	2,28	0,04	22,92	13,26	0,18	100,63	94,71
32	1-1	48,50	1,58	5,12	0,48	6,45	0,11	14,64	22,01	0,49	99,38	80,18
33	1-2	48,58	1,73	5,00	0,46	6,54	0,12	13,85	22,17	0,47	98,92	79,05
34	1-3	48,41	1,70	4,98	0,46	6,68	0,11	13,63	22,33	0,47	98,78	78,43
35	1-4	48,62	1,68	4,98	0,51	6,49	0,08	13,90	22,01	0,45	98,72	79,24
36	1-6	48,99	1,77	5,10	0,49	6,55	0,09	14,15	22,05	0,47	99,66	79,38
37	1-7	48,04	1,72	5,01	0,47	6,70	0,11	14,09	21,81	0,46	98,41	78,94
38	1-8	48,11	1,82	5,29	0,54	6,57	0,11	13,46	22,19	0,41	98,50	78,50

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
39	1-10	48,18	1,87	5,43	0,51	6,68	0,11	13,32	22,12	0,42	98,64	78,04
40	1-11	48,54	2,05	5,38	0,38	6,73	0,11	13,76	21,92	0,49	99,36	78,46
41	1-12	47,81	2,01	5,24	0,38	7,03	0,11	13,78	21,23	0,49	98,08	77,74
42	1-14	48,54	1,76	4,98	0,46	6,74	0,09	14,20	21,17	0,51	98,44	78,97
43	1-16	48,22	1,67	4,91	0,57	6,49	0,14	13,67	22,07	0,44	98,18	78,96
44	1-17	47,89	1,83	5,36	0,58	6,48	0,09	13,44	22,14	0,44	98,26	78,71
45	1-18	48,43	1,73	4,95	0,50	6,45	0,12	13,71	21,82	0,50	98,21	79,11
46	1-19	48,24	1,74	4,90	0,50	6,49	0,09	13,81	21,91	0,46	98,14	79,13

Примечание. Из перидотитов Хултурского (1–15) и Фестивального (16–23) массивов; в хромшпинелидах из серпентинизированных ультрабазитов Немчиновского массива (24–31); из пикритов Чкаловской площади (32–46). Mg# = Mg·100/(Mg + Fe) (ф. ед.); н.о. – компонент не определен

Note: From peridotites of the Hultusky (1–15) and Festivalny (16–23) massifs; in Cr-spinels from serpentinized ultrabasic rocks of the Nemchinosky massif (24–31); from picrite porphyrites of the Chkalovsky area (32–46). Mg# = Mg·100/(Mg + Fe) (f. e.); н.о. – component not defined.

По соотношению титана и железа клинопироксены из ультрабазитов Хултурского, Фестивального и Немчиновского массивов образуют совместно с пироксенами из гипербазитов офиолитов Полярного Урала и района разлома Вима (Срединно-Атлантический хребет – САХ) единую группу с минимальными значениями этих компонентов. При этом клинопироксены из пикритов Чкаловской площади обладают высокими содержаниями титана при относительно

повышенной железистости и близки к пироксенам из пикритов Гавайских островов и из базальтов внутриплитных океанических островов с эталонным плюмовым магматизмом типа ОИВ. Намечается определенный тренд одновременного роста TiO₂ и FeO (трассируемый данным по пироксенам из пикритов Камчатки) при переходе от клинопироксенов с океаническими характеристиками к пироксенам из ОИВ (рис. 3).

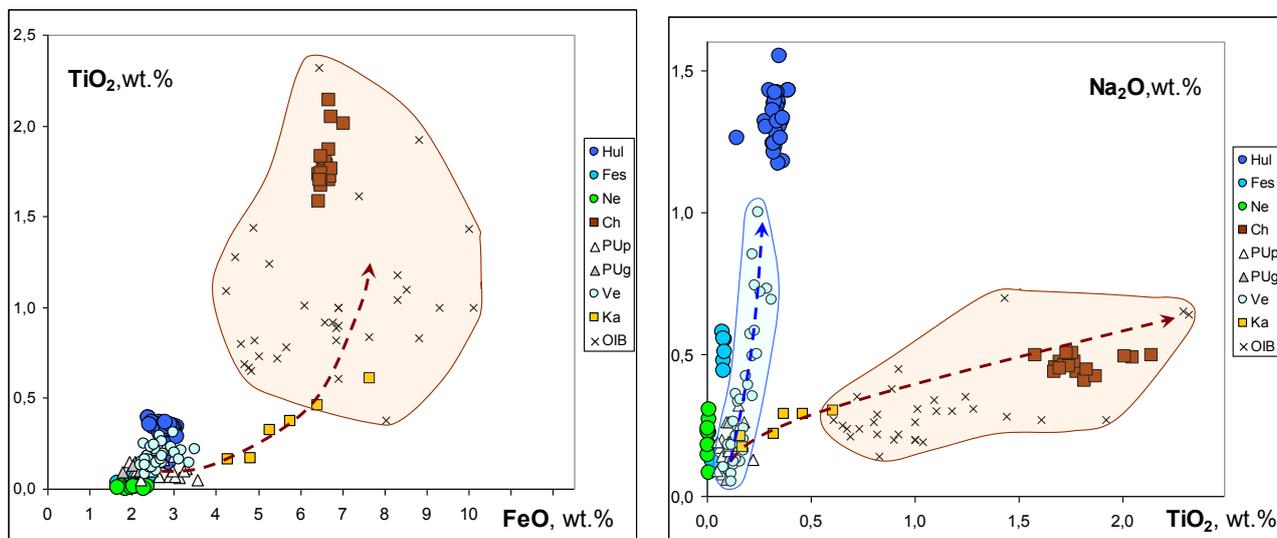


Рис. 3. Составы клинопироксенов из ультрабазитов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна. Клинопироксены: из клинопироксен содержащих перидотитов Хултурского (Hul, скважина 10367) и Фестивального (Fes) массивов; из серпентинизированных ультрабазитов Немчиновского (Ne) массива; из пикритовых порфиритов скважины Чкаловская 11 (Ch); из пироксенитов (PUp) и гарцбургитов (PUg) офиолитов Полярного Урала; из перидотитов района разлома Вима в Срединно-Атлантическом хребте (Ve); из пикритов Камчатки (Ka) и из базальтов внутриплитных океанических островов (OIB). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Симонов и др., 2012; Белоусов, 2012; Brunelly et al., 2006; GEOROC]

Fig. 3. Compositions of clinopyroxenes from ultrabasic rocks of the basement of the West Siberian sedimentary basin. Clinopyroxenes: from clinopyroxene containing peridotites of the Hultusky (Hul, well 10367) and Festivalny (Fes) massifs; from serpentinized ultrabasic rocks of the Nemchinosky (Ne) massif; from picrite porphyrites from the Chkalovsky 11 (Ch) well; from pyroxenites (PUp) and harzburgites (PUg) of ophiolites of the Polar Urals; from the peridotites of the Vema Fracture Zone region on the Mid-Atlantic Ridge (Ve); from the picrites of Kamchatka (Ka) and from basalts of the within plate oceanic islands (OIB). The figure is built on the basis of original data using information from works [Simonov et al., 2012; Belousov, 2012; Brunelly et al., 2006; GEOROC]

На диаграмме Na₂O–TiO₂ клинопироксены из перидотитов Хултурского массива, обладая повышенными содержаниями натрия, располагаются на окончании тренда пироксенов из ультрабазитов разлома Вима (САХ). При этом кристаллики клинопироксена в хромитах серпентинитизированных ультрабазитов Немчиновского массива содержат минимум натрия и тесно ассоциируют с данными по пироксенам из ультрабазитов Полярного Урала. Клинопироксены из перидотитов Фестивального массива занимают промежуточное положение, и в целом эти три группы минералов располагаются в соответствии с трендом пироксенов разлома Вима (САХ). В то же время клинопироксены из пикритов Чкаловской площади (с максимумом титана при незначительных количествах натрия) приурочены к тренду пироксенов из пикритов Гавайских островов и из базальтов типа ОИВ (внутриплитный океанический плюмовый магматизм), фактически продолжающему тренд клинопироксенов из пикритов Камчатки (субдукционный островодужный магматизм) (см. рис. 3).

В целом выясняется, что клинопироксены из перидотитов Хултурского и Фестивального массивов связаны с «океаническим» трендом (минералы срединно-океанических хребтов), а клинопироксены из пикритов Чкаловской площади приурочены к «островодужно-плюмовому» тренду.

Хромшпинелиды наиболее устойчивы в ходе вторичных процессов и позволяют провести сравнительный анализ хромитов из хорошо сохранившихся перидотитов Хултурского и Фестивального массивов с минералами из апограбургиловых серпентинитов других районов Западной Сибири.

Хромшпинелиды из клинопироксен содержащих перидотитов Хултурского массива (табл. 2) имеют низкие значения хромистости, явно отличаясь от хромитов из других ультрабазитов в Западной Сибири, и приурочены к полю минералов из гарбургилов района разлома Вима (САХ). Значительная часть хромшпинелидов из перидотитов Фестивального массива также располагается в поле океанических хромитов (район разлома 15°20', САХ), обладая при этом более высокими значениями Cr#. В целом данные по хромшпинелидам в ультрабазитах из Хултурского, Фестивального и Немчиновского массивов (а также из офиолитов Полярного Урала и Горного Алтая) образуют фактически единый тренд одновременного роста значений хромистости и падения магнезиальности, переходящий из океанической области в островодужную. Хромшпинелиды в серпентинитах Кальчинского массива с выдержанными значениями хромистости также фиксируют переход от поля хромитов в океанических породах к островодужному (рис. 4).

Таблица 2

Представительные анализы хромшпинелидов из клинопироксен содержащих перидотитов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна, мас. %

Table 2

Representative analyzes of Cr-spinels from from clinopyroxene containing peridotites of the basement of the West Siberian sedimentary basin, wt. %

№ п.п.	Образец	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
1	2,1	0,06	57,32	11,81	11,96	0,08	18,88	0,02	0,34	100,46	73,72	12,14
2	14	0,06	57,18	11,65	11,66	0,14	19,22	0,01	0,41	100,33	75,22	12,02
3	16	0,07	57,40	11,95	11,85	0,08	19,26	н.о.	0,36	100,97	74,74	12,25
4	17	0,06	57,02	11,46	11,88	0,08	19,29	0,01	0,42	100,22	75,47	11,88
5	18	0,07	56,78	11,63	12,14	0,12	19,00	0,01	0,39	100,13	74,56	12,08
6	20	0,08	56,74	11,98	12,03	0,09	19,31	0,01	0,43	100,67	75,36	12,41
7	22	0,08	56,78	11,85	12,17	0,09	19,13	0,01	0,41	100,51	74,78	12,28
8	24	0,08	56,03	11,60	12,14	0,12	19,01	0,01	0,38	99,37	75,15	12,19
9	25	0,08	56,87	11,81	12,19	0,07	19,34	0,01	0,38	100,74	75,28	12,23
10	27	0,06	57,14	11,73	11,92	0,08	19,20	н.о.	0,36	100,50	74,88	12,10
11	28	0,07	56,50	11,41	11,94	0,12	19,25	0,01	0,41	99,70	75,77	11,93
12	30	0,08	56,29	11,61	12,18	0,13	19,03	н.о.	0,36	99,67	74,96	12,15
13	33	0,09	56,15	11,73	11,96	0,10	19,12	0,01	0,41	99,56	75,42	12,29
14	34	0,08	56,97	11,85	12,16	0,13	19,20	н.о.	0,36	100,76	74,84	12,25
15	35	0,10	56,54	11,81	11,90	0,13	19,11	н.о.	0,38	99,97	75,04	12,29
16	36	0,07	56,35	12,00	11,86	0,13	19,23	0,01	0,39	100,04	75,55	12,50
17	38	0,07	56,36	11,61	12,21	0,11	18,93	0,04	0,42	99,75	74,71	12,14
18	39	0,08	56,35	11,45	12,32	0,15	18,85	0,03	0,37	99,61	74,47	12,00
19	41	0,08	56,93	11,89	11,84	0,13	19,09	0,01	0,36	100,32	74,70	12,29
20	42	0,06	56,50	11,73	11,82	0,07	19,29	0,01	0,37	99,85	75,68	12,22
21	43	0,08	56,20	11,64	12,14	0,13	18,99	0,01	0,29	99,47	74,86	12,20
22	46	0,08	56,42	11,43	12,49	0,10	18,94	0,01	0,41	99,87	74,55	11,96
23	47	0,09	56,26	11,71	12,03	0,12	18,99	0,01	0,39	99,59	74,90	12,25
24	51	0,10	55,77	11,47	13,99	0,14	18,39	0,15	0,38	100,38	72,74	12,12
25	56	0,08	56,14	11,03	12,36	0,10	19,06	0,01	0,35	99,13	75,34	11,65
26	63	0,07	56,22	11,50	12,01	0,09	19,22	0,01	0,42	99,54	75,77	12,07

№ п.п.	Образец	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
27	20	0,09	27,70	41,40	16,09	0,11	13,93	н.о.	0,09	99,40	62,71	50,07
28	21	0,09	28,23	40,96	15,91	0,11	14,09	н.о.	0,06	99,45	63,21	49,32
29	22	0,06	25,40	44,46	15,98	0,12	13,66	н.о.	0,08	99,76	62,01	54,01
30	23	0,07	25,67	43,99	15,89	0,12	14,05	н.о.	0,07	99,86	63,44	53,48
31	24	0,06	28,52	41,17	15,73	0,12	14,30	н.о.	0,08	99,97	63,75	49,20
32	25	0,08	27,10	42,52	15,91	0,11	14,04	н.о.	0,07	99,82	63,03	51,28
33	28	0,04	29,24	39,33	16,44	0,12	13,75	н.о.	0,05	98,97	61,88	47,43
34	29	0,07	26,85	41,98	17,56	0,14	12,83	н.о.	0,05	99,48	58,40	51,19
35	30	0,05	24,96	43,43	18,88	0,14	12,23	н.о.	0,04	99,73	56,23	53,86
36	31	0,06	28,98	40,16	15,69	0,11	14,21	н.о.	0,05	99,27	63,61	48,18
37	32	0,04	29,72	39,56	16,94	0,14	13,50	н.о.	0,05	99,94	60,33	47,17
38	33	0,05	28,83	39,19	17,32	0,12	13,40	н.о.	0,04	98,95	60,56	47,70
39	34	0,06	29,78	38,91	16,32	0,11	14,08	н.о.	0,05	99,31	62,88	46,71
40	35	0,03	29,45	39,81	16,73	0,13	13,50	н.о.	0,05	99,69	60,53	47,56
41	36	0,03	24,46	43,49	19,95	0,15	11,64	н.о.	0,05	99,77	53,78	54,40
42	37	0,02	20,42	47,95	19,33	0,16	11,39	н.о.	0,05	99,31	53,76	61,17
43	38	0,05	20,61	47,64	18,74	0,14	11,77	н.о.	0,04	98,99	55,45	60,79
44	39	0,04	21,12	47,83	18,66	0,14	12,01	н.о.	0,04	99,85	55,95	60,31
45	41	0,01	20,87	47,10	19,71	0,15	11,61	н.о.	0,04	99,49	54,51	60,22
46	42	0,04	19,80	47,66	20,77	0,17	11,24	н.о.	0,06	99,74	53,06	61,76
47	43	0,04	19,72	49,06	19,21	0,15	11,95	н.о.	0,05	100,18	55,85	62,53
48	44	0,01	20,55	47,93	19,82	0,15	11,59	н.о.	0,05	100,11	54,26	61,01
49	45	н.о.	21,37	46,41	20,82	0,16	10,94	н.о.	0,05	99,75	51,50	59,30
50	46	0,02	21,50	46,04	21,11	0,17	11,03	н.о.	0,05	99,92	51,72	58,96

Примечание. Из перидотитов Хултурского (1–26) и Фестивального (27–50) массивов. Mg# = Mg × 100/(Mg + Fe²⁺), Cr# = Cr × 100/(Cr + Al) (ф. ед.); н.о. – компонент не определен.

Note. From peridotites of the Hultursky (1–26) and Festivalny (27–50) massifs. Mg × 100/(Mg + Fe²⁺), Cr# = Cr × 100/(Cr + Al) (f. e.); н.о. – component not defined.

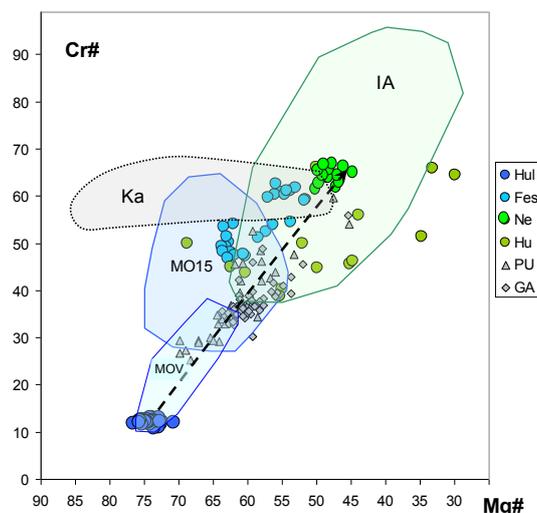


Рис. 4. Составы хромшпинелидов из ультрабазитов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна
Хромшпинелиды: из клинопироксен содержащих перидотитов Хултурского (Hul, скважина 10367) и Фестивального (Fes) массивов; из серпентинизированных ультрабазитов Немчиновского (Ne) массива; из ультрабазитов (апогарцбургитовые серпентиниты) скважины 10368 на Хултурском массиве (Hu); из перидотитов (гарцбургиты) офиолитов Полярного Урала (PU) и Горного Алтая (GA). Поля хромшпинелидов: из апогарцбургитовых серпентинитов Кальчинского (Ka) массива (Западная Сибирь); из перидотитов (гарцбургиты) фундамента островных дуг и глубоководных желобов (IA), районов разломов 15°20' (MO15) и Вима (MOV) в Срединно-Атлантическом хребте. Cr# = Cr × 100 / (Cr + Al). Mg# = Mg × 100 / (Mg + Fe). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Паланджан, 1992; Симонов и др., 1999, 2012; Белоусов, 2012; Куликова, 2018; Brunelly et al., 2006]

Fig. 4. Compositions of Cr-spinels from ultrabasic rocks of the basement of the West Siberian sedimentary basin
Chromium spinels: from clinopyroxene containing peridotites of Hultursky (Hul, well 10367) and of Festivalny (Fes) massifs; from serpentinized ultrabasic rocks of the Nemchinovsky (Ne) massif; from ultrabasic rocks (apogarczburgite serpentinites) from well 10368 (Hu) of the Hultursky massif; from peridotites (harzburgites) of ophiolites of the Polar Urals (PU) and Gorny Altai (GA). Fields of Cr-spinels: from apogarczburgite serpentinites of the Kalchinsky (Ka) massif (West Siberia); from peridotites (harzburgites) of the basement of island arcs and deep-water troughs (IA), of 15°20' (MO15) and Vema (MOV) Fracture Zone regions on the Mid-Atlantic Ridge. Cr # = Cr × 100 / (Cr + Al). Mg # = Mg × 100 / (Mg + Fe). The figure is built on the basis of original data using information from works [Palandzhan, 1992; Simonov et al., 1999, 2012; Belousov, 2012; Kulikova, 2018; Brunelly et al., 2006]

В целом составы хромшпинелидов свидетельствуют о том, что эволюция ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна происходила (так же как и в случае типичных офиолитовых ассоциаций Урала и Сибири) при смене геодинамической ситуации от океанической до островодужной. При этом клинопироксен содержащие парагенезисы формировались как в начале (океан), так и в конце (островная дуга) истории развития ультрабазитов.

Оливины, занимающие существенную часть клинопироксен содержащих перидотитов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна, различаются между собой по значениям форстеритового

компонента, показывая более магнезиальный характер минералов Фестивального массива по сравнению с данными по Хултурскому (табл. 3).

На диаграмме NiO–Fo оливины из перидотитов Хултурского массива перекрываются данными по оливинам из гарцбургитов офиолитов Полярного Урала и находятся в непосредственной близости к оливинам из перидотитов зоны разлома 15°20' (СAX) и офиолитов Горного Алтая. При этом оливины Фестивального массива располагаются полностью в поле минералов из гипербазитов района разлома 15°20' в тесной ассоциации с оливинами из ультраосновных пород офиолитов Горного Алтая (рис. 5).

Таблица 3

Представительные анализы оливинов из клинопироксен содержащих перидотитов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна, мас. %

Table 3

Representative analyzes of olivines from clinopyroxene containing peridotites of the basement of the West Siberian sedimentary basin, wt. %

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
1	1/1	41,07	0,01	н.о.	0,01	9,71	0,16	49,33	0,01	0,37	100,67	89,56
2	1/1А	41,15	0,01	н.о.	0,01	10,17	0,21	48,35	0,01	0,36	100,25	88,92
3	1/1Б	40,80	0,01	н.о.	0,02	10,18	0,22	47,07	0,02	0,31	98,63	88,66
4	1/1В	40,75	0,01	н.о.	0,02	9,70	0,15	48,25	0,01	0,35	99,22	89,40
5	1/1-Г	41,10	0,01	н.о.	0,02	9,51	0,15	49,83	0,01	0,33	100,96	89,89
6	1-Е	41,02	0,01	н.о.	0,01	9,70	0,13	49,29	0,01	0,33	100,51	89,62
7	1-Е	40,99	0,01	н.о.	н.о.	9,88	0,14	49,22	0,01	0,35	100,60	89,43
8	1-Е	40,75	н.о.	н.о.	0,01	9,85	0,15	48,79	0,02	0,32	99,88	89,38
9	0,50	39,98	0,01	н.о.	0,02	9,83	0,15	48,19	0,02	0,33	98,53	89,27
10	1/2-1	41,18	0,01	н.о.	0,00	9,73	0,16	49,15	0,02	0,32	100,56	89,56
11	1/3	40,34	0,01	н.о.	0,11	9,72	0,17	48,45	0,02	0,34	99,15	89,40
12	1/3А	40,19	0,01	н.о.	0,02	9,94	0,15	48,30	0,01	0,34	98,95	89,19
13	2-А	41,05	н.о.	н.о.	0,02	9,86	0,15	49,27	0,03	0,30	100,68	89,46
14	2-Б	40,53	0,01	н.о.	0,03	9,93	0,16	48,56	0,03	0,33	99,58	89,23
15	2-Б	39,89	н.о.	н.о.	0,02	9,79	0,15	47,95	0,04	0,31	98,15	89,25
16	2/3	40,54	0,01	н.о.	0,02	9,72	0,15	48,39	0,02	0,31	99,15	89,43
17	2/2	41,16	0,01	н.о.	0,03	9,93	0,16	48,90	0,01	0,33	100,53	89,32
18	2/2А	40,97	н.о.	н.о.	0,01	9,83	0,14	48,91	0,01	0,32	100,19	89,44
19	16	40,83	0,02	0,009	0,02	8,31	0,15	49,52	0,02	0,37	99,24	90,89
20	17	40,77	0,01	0,008	н.о.	8,24	0,13	50,42	0,01	0,36	99,94	91,14
21	18	40,66	н.о.	0,013	н.о.	8,30	0,13	50,50	0,01	0,36	99,98	91,10
22	21	40,99	н.о.	0,026	0,01	8,26	0,12	49,82	0,02	0,34	99,59	91,04
23	23	40,84	н.о.	0,011	н.о.	8,48	0,12	49,58	0,03	0,37	99,43	90,76
24	27	41,28	0,02	0,017	н.о.	8,58	0,13	48,91	0,03	0,36	99,32	90,56
25	29	40,95	0,01	0,015	0,03	8,38	0,13	49,65	0,03	0,36	99,53	90,88
26	30	41,00	н.о.	0,004	0,05	8,15	0,13	49,77	0,02	0,36	99,48	91,11
27	37	41,19	0,01	0,004	0,02	8,65	0,14	49,26	0,02	0,36	99,65	90,55
28	39	40,66	н.о.	0,017	0,01	8,39	0,12	49,69	0,03	0,36	99,28	90,87
29	42	40,71	н.о.	0,014	0,02	8,52	0,13	49,42	0,02	0,36	99,20	90,70
30	67	41,20	0,01	0,029	0,01	8,45	0,13	49,32	0,02	0,36	99,52	90,77
31	77	41,15	н.о.	0,009	н.о.	8,94	0,15	49,21	0,01	0,36	99,84	90,27
32	78	41,10	н.о.	0,006	0,01	8,98	0,15	48,89	0,02	0,34	99,50	90,18
33	79	40,97	н.о.	0,012	0,01	8,96	0,14	49,09	0,01	0,35	99,54	90,25
34	82	40,52	0,01	0,023	0,01	8,83	0,16	49,61	0,00	0,35	99,51	90,45
35	84	40,81	н.о.	0,005	0,01	8,75	0,15	49,43	0,03	0,36	99,55	90,47
36	85	40,76	н.о.	0,014	0,01	8,76	0,12	49,02	0,01	0,35	99,04	90,44
37	87	41,51	н.о.	0,031	0,01	8,80	0,14	48,88	0,03	0,35	99,76	90,33
38	89	40,99	0,01	0,021	0,03	8,56	0,14	49,65	0,02	0,38	99,80	90,68
39	91	41,50	н.о.	0,016	н.о.	8,13	0,13	49,13	0,01	0,39	99,31	91,01
40	93	40,59	н.о.	0,003	0,02	8,82	0,15	49,73	0,04	0,35	99,70	90,45
41	94	40,52	н.о.	0,014	н.о.	8,69	0,14	49,79	0,03	0,37	99,55	90,59
42	96	41,11	н.о.	0,022	0,02	8,91	0,15	49,02	0,02	0,37	99,64	90,24

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
43	98	41,09	н.о.	0,010	н.о.	8,80	0,12	49,42	н.о.	0,36	99,81	90,48
44	99	40,69	0,01	0,019	н.о.	8,77	0,15	49,83	0,01	0,38	99,85	90,52
45	105	40,85	0,01	0,014	0,03	8,94	0,14	49,20	0,02	0,35	99,56	90,27
46	106	40,75	0,01	0,007	0,01	8,91	0,16	49,14	0,02	0,36	99,37	90,26

Примечание: Из перидотитов Хултурского (1–18) и Фестивального (19–46) массивов. Fo – значения форстеритового компонента; н.о. – компонент не определен.

Note: From peridotites of the Hultursky (1–18) and Festivalny (19–46) massifs. Fo – forsterite component; н.о. – component not defined.

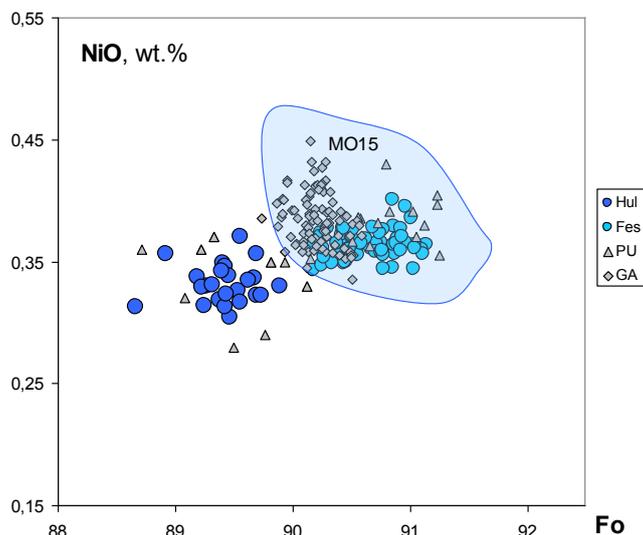


Рис. 5. Составы оливинов из ультрабазитов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна

Оливины: из клинопироксен содержащих перидотитов Хултурского (Hul, скважина 10367) и Фестивального (Fes) массивов; из перидотитов (гарцбургиты) офиолитов Полярного Урала (PU) и Горного Алтая (GA). MO15 – поле оливинов из перидотитов (гарцбургиты) зоны разлома 15°20' в Срединно-Атлантическом хребте. Fo – содержание форстеритового компонента в оливинах. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Симонов и др., 1999, 2012; Белоусов, 2012; Куликова, 2018]

Fig. 5. Compositions of olivines from ultrabasic rocks of the basement of the West Siberian sedimentary basin

Olivines: from clinopyroxene containing peridotites of Hultursky (Hul, well 10367) and of Festivalny (Fes) massifs; from peridotites (harzburgites) of ophiolites of the Polar Urals (PU) and Gorny Altai (GA). MO15 – field of olivines from peridotites (harzburgites) of the 15°20' Fracture Zone region on the Mid-Atlantic Ridge. Fo – content of forsterite component in olivine. The figure is built on the basis of original data using information from the works [Savelyeva, 1987; Goncharenko, 1989; Simonov et al., 1999, 2012; Belousov, 2012; Kulikova, 2018]

Амфиболы, преимущественно развивающиеся по клинопироксенам в пикритовых порфиритах Чкаловской площади, относятся в основном к кальциевым амфиболам. В отдельных случаях наблюдаются натриево-кальциевые амфиболы с $N_{av} = 0,68$. Благодаря повышенному (4–5 мас. %) содержанию титана большинство минералов отвечает керсутитам.

Особенности распределения редкоземельных элементов в минералах и породах из ультраосновных комплексов

Особенности поведения редкоземельных элементов при формировании ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна рассмотрены при изучении их содержания в кли-

нопироксенах (табл. 4) из ультрабазитов и в самих клинопироксен содержащих породах (табл. 5).

В случае **клинопироксенов** из перидотитов Хултурского массива спектры распределения редкоземельных элементов обладают резким положительным наклоном с явным истощением легкими компонентами и по форме близки к графикам пироксенов в ультрабазитах из современных и древних (офиолиты) океанических структур. Они практически совпадают с полем клинопироксенов из ультраосновных пород зоны разлома Вима (САХ) и имеют определенные отличия от данных по минералам из ультрабазитов офиолитовых ассоциаций Полярного Урала в области тяжелых лантаноидов (рис. 6).

Для **клинопироксен содержащих перидотитов** Хултурского массива характерны существенно мень-

шие содержания редкоземельных элементов, чем в пикритах (см. табл. 5). На диаграмме распределения редкоземельных элементов в ультрабазитах фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна спектры клинопироксен содержащих перидотитов Хултурского массива имеют положительный наклон [Симонов, Медведев и др., 2013], близки по форме к графикам нормальных базальтов срединно-океани-

ческих хребтов и располагаются в поле абиссальных (океанических) перидотитов. При этом они существенно отличаются от данных по перидотитам из Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (Тихий океан) и из офиолитов Горного Алтая, имеющих бонинитоподобные спектры, с которыми фактически совпадают графики апогарцбургитовых серпентинитов Кальчинского массива (рис. 7).

Таблица 4

Содержания редкоземельных элементов в клинопироксенах из перидотитов Хултурского массива, ppm

Table 4

Content of rare earth elements in clinopyroxenes from peridotites of the Hultursky massif, ppm

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
La	0,03	0,05	0,09	0,03	0,02	0,05	0,03
Ce	0,15	0,22	0,40	0,15	0,12	0,13	0,14
Nd	1,14	1,07	0,97	1,06	1,10	1,05	1,08
Sm	0,98	1,10	0,93	0,93	1,05	1,09	1,00
Eu	0,42	0,44	0,38	0,39	0,43	0,43	0,44
Gd	1,91	1,60	1,61	1,62	1,73	1,73	1,74
Dy	2,53	2,50	2,49	2,34	2,45	2,15	2,42
Er	1,96	1,93	1,98	1,88	1,88	1,90	1,81
Yb	1,99	1,81	1,83	1,61	1,76	1,71	1,88

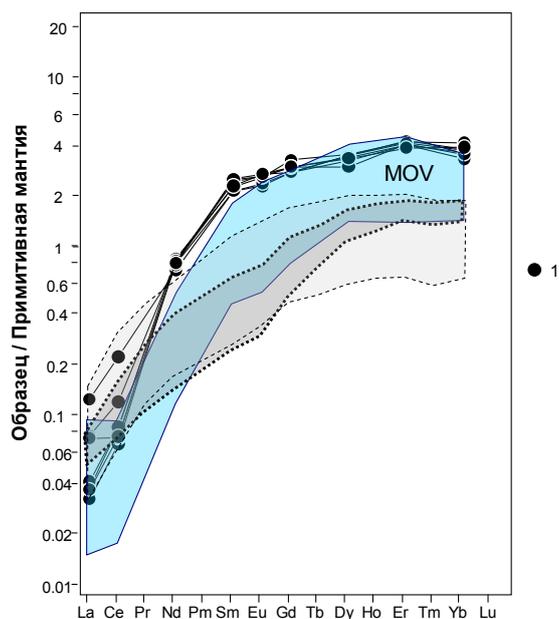


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов (нормированных к примитивной мантии) в клинопироксенах из ультрабазитов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна

1 – клинопироксены из клинопироксен содержащих перидотитов Хултурского массива. MOV – клинопироксены из перидотитов зоны разлома Вима (САХ). Серым цветом показаны поля клинопироксенов из перидотитов (точечные границы) и клинопироксенитов (пунктирные границы) из офиолитов Полярного Урала. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1992; Rollinson, 1993]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Симонов и др., 2012; Белоусов, 2012; Brunelli et al., 2006]

Fig. 6. Distribution of rare earth elements (normalized to the primitive mantle) in clinopyroxenes from ultrabasic rocks of the basement of the West Siberian sedimentary basin

1 – clinopyroxenes from clinopyroxene containing peridotites of the Hultursky massif. MOV – clinopyroxenes from the Vema Fracture Zone region (Mid-Atlantic Ridge) peridotites. The fields of clinopyroxenes from peridotites (pointed boundaries) and clinopyroxenites (dotted boundaries) from ophiolites of the Polar Urals are shown in gray. The element values are normalized to the composition of the primitive mantle according to [McDonough et al., 1992; Rollinson, 1993]. The figure is built on the basis of original data using information from the works [Simonov et al., 2012; Belousov, 2012; Brunelli et al., 2006]

Содержания редкоземельных элементов в ультрабазитах фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна, ppm

Content of rare earth elements in ultrabasic rocks of the basement of the West Siberian sedimentary basin, ppm

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
La	0,10	0,06	0,15	0,03	0,04	0,03	4,50	5,00	5,20	5,10	4,30
Ce	0,22	0,13	0,34	0,11	0,08	0,05	9,80	10,30	11,30	10,20	8,80
Pr	0,03	0,02	0,05	0,02	0,01	0,01	1,36	1,39	1,53	1,33	1,16
Nd	0,20	0,15	0,28	0,16	0,04	0,02	5,60	5,70	6,30	5,50	5,00
Sm	0,10	0,09	0,11	0,11	0,01	0,01	1,50	1,63	1,66	1,44	1,38
Eu	0,04	0,03	0,03	0,05	0,00	0,00	0,49	0,55	0,58	0,51	0,43
Gd	0,22	0,16	0,18	0,22	0,02	0,01	1,82	1,83	1,8	1,75	1,63
Tb	0,05	0,04	0,04	0,05	0,00	0,00	0,31	0,3	0,3	0,29	0,27
Dy	0,36	0,27	0,29	0,36	0,02	0,01	1,85	1,79	1,91	1,67	1,64
Ho	0,09	0,06	0,07	0,09	0,00	0,00	0,38	0,37	0,36	0,33	0,33
Er	0,27	0,17	0,21	0,26	0,01	0,01	1,00	1,01	1,05	0,87	0,81
Tm	0,04	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,15	0,15	0,15	0,12	0,12
Yb	0,31	0,19	0,23	0,28	0,02	0,02	0,95	0,95	0,93	0,75	0,72
Lu	0,05	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,14	0,13	0,13	0,11	0,11

Примечание: 1–4 – клинопироксен содержащие перидотиты Хултурского массива; 5, 6 – апогарцбургитовые серпентиниты Кальчинского массива; 7–11 – пикритовые порфириды Чкаловской площади.

Note: 1–4 – clinopyroxene containing peridotites of the Hultursky massif; 5, 6 – apogarzburgite serpentinites of the Kalchinsky massif; 7–11 – picrite porphyrites of the Chkalovsky area.

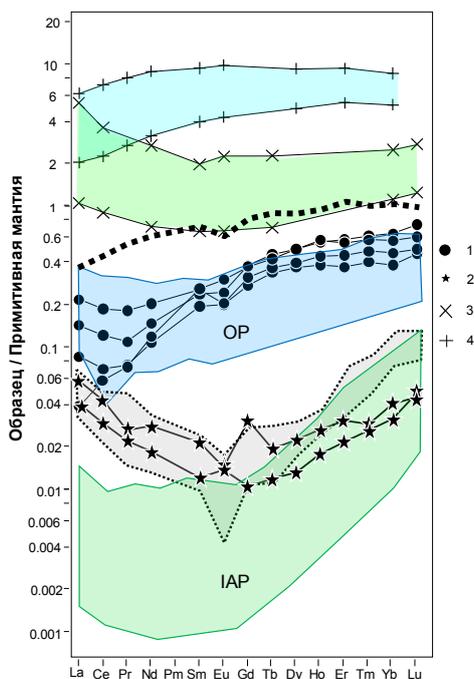


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов (нормированных к примитивной мантии) в ультрабазитах фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна

1 – клинопироксен содержащие перидотиты Хултурского массива; 2 – апогарцбургитовые серпентиниты Кальчинского массива; 3 – поле бонинитов; 4 – поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. Поля ультрабазитов: OP – абиссальные перидотиты, IAP – перидотиты Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (Тихий океан). Точечными линиями показаны поле гарцбургитов (серое) и тренд пироксенитов из офиолитов Горного Алтая. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1992; Rollinson, 1993]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Добрецов и др., 1985; Шараськин, 1992; Иванов и др., 2009; Симонов и др., 1999, 2012; Горнова, 2011; Симонов и др., 2013; Куликова, 2018; Parkinson et al., 1998; Niu, 2004]

Fig. 7. Distribution of rare earth elements (normalized to the primitive mantle) in ultrabasic rocks of the basement of the West Siberian sedimentary basin

1 – clinopyroxene containing peridotites of the Hultursky massif; 2 – apogarzburgite serpentinites of the Kalchinsky massif; 3 – field of boninites; 4 – field of normal basalts of mid-oceanic ridges of the N-MORB type. Fields of ultrabasic rocks: OP – abyssal peridotites, IAP – peridotites of the Izu-Bonin-Mariana island arc system (Pacific ocean). The pointed lines show the harzburgite field (gray) and the pyroxenite trend from the ophiolites of Gorny Altai. The element values are normalized to the composition of the primitive mantle according to [McDonough et al., 1992; Rollinson, 1993]. The figure is built on the basis of original data using information from works [Dobretsov et al., 1985; Sharaskin, 1992; Ivanov et al., 2009; Simonov et al., 1999, 2012; Gornova, 2011; Simonov et al., 2013; Kulikova, 2018; Parkinson et al. 1998; Niu, 2004]

В целом, как и в случае хромшпинелидов, мы видим эволюцию свойств ультрабазитов Западной Сибири от океанических (клинопироксен содержащие перидотиты Хултурского массива) к островодужным (апогарбургитовые серпентиниты Кальчинского массива). Для перидотитов Хултурского массива данные как по клинопироксенам, так и по породе в целом свидетельствуют об их океаническом (срединно-океанические хребты) происхождении.

Пикритовые порфириды Чкаловской площади обладают спектрами распределения редкоземельных элементов с отрицательным наклоном и заметным обогащением легкими лантаноидами. Они находятся в поле обогащенных легкими лантаноидами пикритов Камчатки и близки к полю пикритов Гавайских островов, а также похожи на графики расплавленных

включений в оливинах из пикритов гайота Кастор (Тихий океан), отличаясь от последних в общем меньшими содержаниями элементов (рис. 8).

В целом результаты изучения особенностей распределения редкоземельных элементов подтверждают информацию, полученную при анализе минералов. Прежде всего редкоземельные элементы (как и данные по клинопироксенам) отчетливо свидетельствуют об участии магматических систем срединно-океанических хребтов при формировании клинопироксен содержащих перидотитов, в отличие от пикритов, для которых характерны островодужные и плюмовые расплавы. Также редкоземельные элементы (как и хромшпинелиды) показывают эволюцию характеристик офиолитовых ультрабазитов Западной Сибири от океанических к раннеостроводужным (с бонинитами).

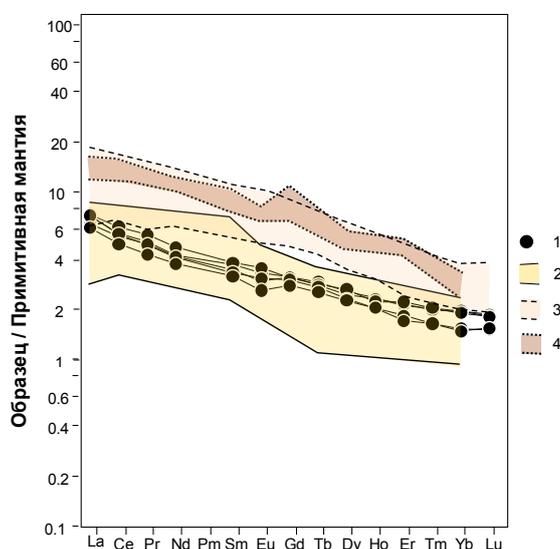


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов (нормированных к примитивной мантии) в пикритах фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна

1 – пикритовые порфириды скважины Чкаловская 11; 2 – поле обогащенных легкими лантаноидами пикритов Камчатки; 3 – поле пикритов Гавайских островов; 4 – поле расплавленных включений в оливинах из пикритов гайота Кастор (Тихий океан). Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [McDonough et al., 1992; Rollinson, 1993]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Симонов и др., 2004, 2020; Давыдова, 2014; Перепелов, 2014; GEOROC]

Fig. 8. Distribution of rare earth elements (normalized to primitive mantle) in picrites of the basement of the West Siberian sedimentary basin

1 – picrite porphyrites of the Chkalovsky 11 well; 2 – field of Kamchatka picrites enriched with light lanthanides; 3 – picrite field of the Hawaiian Islands; 4 – field of melt inclusions in olivines from picrites of Castor guyot (Pacific ocean). The element values are normalized to the composition of the primitive mantle according to [McDonough et al., 1992; Rollinson, 1993]. The figure is built on the basis of original data using information from works [Simonov et al., 2004, 2020; Davydova, 2014; Perepelov, 2014; GEOROC]

***PT*-параметры кристаллизации клинопироксен содержащих ультраосновных комплексов**

Учитывая особенности клинопироксен содержащих ультрабазитов, выражающиеся прежде всего в наличии первичных минералов, *PT*-условия кристаллизации ультраосновных пород из фундамента Западно-

Сибирского осадочного бассейна были выяснены на основе анализа составов клинопироксенов, оливинов, хромшпинелидов и амфиболов с использованием расчетного моделирования.

Офиолитовые ультрабазиты. Расчеты по пироксеновым термометрам и барометрам [Перчук, 1980; Perkins, Newton, 1980; Brey et al., 1990; Slavin-

skiy, 1993; Taylor, 1998; Nimis, Taylor, 2000; Ащепков, 2001] свидетельствуют, что клинопироксен содержащие перидотиты Хултурского массива формировались при температурах около 1 100–1 220 °С и давлении 15–21 кбар [Симонов и др., 2012]. Близкие параметры образования этих ультрабазитов были получены ранее: 1 109–1 206 °С, 10,5 кбар [Иванов и др., 2009].

Приведенные выше температуры вполне обычны для кристаллизации клинопироксенов, в то время как давления 15–21 кбар (что соответствует глубинам для базальтовых систем около 50–70 км) являются весьма завышенными для магматизма срединно-океанических хребтов, в условиях которых (судя по составам ультрабазитов и слагающих их минералов) формировались клинопироксен содержащие перидотиты Хултурского и Фестивального массивов. В частности, генерация первичных магм для расплавов типа N-MORB в зонах разломов 15°20' и Вима в Срединно-Атлантическом хребте происходила на глубинах около 40–50 км (12–15 кбар) [Симонов и др., 1999, 2001]. Соответственно, кристаллизация минералов из этих расплавов должна идти на более высоких уровнях – менее 12 кбар. В связи с этим для уточнения параметров формирования клинопироксен содержащих перидотитов были использованы программы COMAGMAT [Ariskin, Varmina, 2004] и PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011].

Для моделирования по программе COMAGMAT состав исходного расплава был оценен на основе данных по соотношениям первичных минералов (оливин, ортопироксен, клинопироксен) в шлифах клинопироксен содержащих перидотитов Хултурского и Фестивального массивов. Были рассмотрены различные соотношения минералов, характерные для разных шлифов. Наиболее непротиворечивые результаты моделирования получены при использовании следующих составов высокомагнезиальных расплавов: Хултурского (34,6 мас. % MgO, оценен по шлифу с соотношениями: оливин 39 % + ортопироксен 38 % + клинопироксен 24 %) и Фестивального (36,1 мас. % MgO, оценен по шлифам со средними соотношениями: оливин 42 % + ортопироксен 32 % + клинопироксен 26 %) массивов. Расчеты по программе COMAGMAT проводились для равновесной декомпрессионной кристаллизации от 10 кбар. Буфер QFM. $dp/dF = 0,1 \text{ mol}$. Содержание воды – 0,2 мас. %, согласно данным по нормальным магматическим системам типа N-MORB в Срединно-Атлантическом хребте [Симонов и др., 1999]. В результате было выяснено, что оливины Хултурского массива начинали кристаллизоваться при 1 560–1 555 °С (9,7–9,4 кбар), а клинопироксены – 1 340–1 300 °С (4–3,7 кбар). При этом оливины Фестиваль-

ного массива кристаллизовались начиная с 1 470 °С (6,6 кбар), а клинопироксены – около 1 340 °С (2,6 кбар).

Расчеты ликвидусных параметров образования минералов с использованием программы PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] на основе состава расплава начала кристаллизации клинопироксена, полученного с помощью COMAGMAT, показали, что максимальные температуры формирования клинопироксенов Хултурского массива при 4–3,5 кбар составляли 1 310–1 270 °С. Параметры ликвидусной кристаллизации клинопироксенов Фестивального массива – 1 355–1 325 °С при 2,5 кбар. Эти данные подтверждают приведенные выше результаты моделирования по программе COMAGMAT условий кристаллизации рассмотренных клинопироксенов.

Расчеты по программе WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018] с использованием данных по расплавам начала образования клинопироксена, полученных с помощью COMAGMAT, и информации по составам пироксенов показали возможность кристаллизации минерала при более низких температурах: 1 220–1 100 °С в случае Хултурского массива и около 1 270 °С для Фестивального.

В целом имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что перидотиты Хултурского массива формировались в ходе последовательной (падение давления от 9,7 до 3,5 кбар) магматогенной кристаллизации минералов: оливин (начало образования 1 560–1 555 °С) и клинопироксен (1 340–1 270–1 220–1 100 °С). Образование перидотитов Фестивального массива начиналось при более низких параметрах (ликвидусная кристаллизация оливина происходила при 1 470 °С и 6,6 кбар). При этом клинопироксены кристаллизовались при относительно более высоких температурах (1 355–1 270 °С) и пониженных давлениях – около 2,5 кбар.

Использование составов оливинов и сосуществующих с ними хромшпинелидов дало возможность с помощью минералогического (Ol-Sp) геотермометра [Wan et al., 2008; Coogan et al., 2014] выяснить, что формирование клинопироксен содержащих перидотитов Фестивального массива могло происходить и при достаточно низких температурах – 1165–1005 °С. Эти параметры характеризуют, наиболее вероятно, субсолидусный этап установления минерального равновесия ультрабазитов.

Пикритовые порфириты. Основой для выяснения *PT*-параметров кристаллизации пикритовых порфиритов послужили данные по составам первичных минералов – клинопироксена и амфибола.

Использование клинопироксеновых термобарометров [Перчук, 1980; Mercier, 1980; Lindnsley, Dixon, 1983] показывает широкий температурный диапазон (1 040–1 270 °С) кристаллизации пироксена при ми-

нимальных давлениях (0,4–1,5 кбар), а также высокие температуры (1 293–1 318 °С) при давлениях 4,5–4,7 кбар [Симонов и др., 2020].

Расчеты по программе WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018] показали, что можно выделить основной уровень *PT*-параметров кристаллизации клинопироксенов из пикритовых порфиритов Чкаловской площади: 6,9–8,1 кбар, 1 275–1 300 °С. Эти параметры протестированы с помощью программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и COMAGMAT [Ariskin, Varmina, 2004]. При расчетном моделировании были использованы следующие исходные характеристики магматической системы: состав наименее измененного пикритового порфирита (С-11-15, с MgO 24,14 мас. %), в котором были изучены клинопироксены; содержание воды – 0,6 мас. % (согласно данным по расплавленным включениям в минералах из ультраосновных пород офиолитов Южной Тувы); буфер QFM.

Расчеты по программе PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] показали, что ликвидусная кристаллизация клинопироксена из пикритового расплава при давлении 7 кбар происходила в диапазоне 1 275–1 325 °С. Использование программы COMAGMAT [Ariskin, Varmina, 2004] свидетельствует о равновесии авгит–расплав при температуре около 1 300 °С (при давлении 7 кбар и пикритовом составе расплава). Таким образом, результаты моделирования по этим программам хорошо согласуются с рассчитанными по [Yavuz, Yildirim, 2018] данными по *PT*-параметрам кристаллизации клинопироксенов в глубинных условиях. Расчеты по тем же программам (PETROLOG, COMAGMAT) в условиях максимальных (7–8 кбар) давлений показало, что оливин пикритовых порфиритов кристаллизовался при температурах 1 490–1 540 °С [Симонов и др., 2020].

С помощью программы [Ridolfi, Renzulli, 2012] выяснено, что кристаллизация амфиболов пикритовых порфиритов происходила в основном при давлениях 4,5–6,1 кбар и температурах 1 060–1 105 °С [Симонов и др., 2020].

Последние исследования пикритовых порфиритов Чкаловской площади показали, что, вероятнее всего, они формировались в островодужных палеогеодинамических условиях, близких к системам Камчатки (см. данные, приведенные выше, а также в статье [Симонов и др., 2020]). В связи с этим логичным является проведение сравнительного анализа с *PT*-параметрами магматических систем вулканов Камчатки, при участии которых формировались ультрабазиты. В частности, имеются данные о том, что минералы перидотитов Авачинского вулкана кристаллизовались при давлениях до 13,8 кбар в промежуточной камере, находящейся на глубине 30–40 км [Добрецов и др., 2017]. Соответственно, было вы-

полнено расчетное моделирование с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Varmina, 2004] кристаллизации расплава, начиная с давления 13 кбар. Расчеты проводились для равновесной декомпрессионной кристаллизации расплава состава пикритового порфирита образца С-11-18 (MgO 21,86 мас. % и CaO 8,02 мас. %) [Симонов и др., 2020]. Буфер QFM. $dP/dF = 0,1$ mol. Содержание воды – 0,6 мас. % В результате выяснено, что оливины начинали кристаллизоваться при 1 495 °С (12,8 кбар), а клинопироксены – 1 245 °С (7,6 кбар).

Расчеты ликвидусных параметров образования минералов пикритов Чкаловской площади с использованием программы PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] на основе состава расплава начала кристаллизации клинопироксена, полученного с помощью COMAGMAT, показали, что температуры формирования клинопироксена при 7,6 кбар составляют 1 312–1 256–1 215 °С. Эти данные подтверждают приведенные выше результаты моделирования по программе COMAGMAT декомпрессионной кристаллизации, начиная с 13 кбар.

В целом, с учетом имеющейся в настоящее время информации ([Симонов и др., 2020] и данные настоящей статьи) можно сделать вывод, что пикритовые порфириты Чкаловской площади формировались при последовательной кристаллизации минералов: оливин (1 540–1 490 °С, 12,8–7 кбар) – клинопироксен (1 315–1 215 °С, 8–4,5 кбар) – амфибол (1 105–1 060 °С, 6,1–4,5 кбар).

Выводы

1. Проведенные исследования клинопироксенов из перидотитов Хултурского и Фестивального массивов свидетельствуют, что их кристаллизация происходила при участии магматических систем, близких по своим свойствам к расплавам современных океанических хребтов, а образование клинопироксенов из пикритов Чкаловской площади связано с островодужно-плюмовым магматизмом. При этом клинопироксены из перидотитов близки к данным по минералам из ультрабазитов эталонных офиолитов (Полярный Урал).

2. Анализ состава хромшпинелидов показал, что эволюция ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна происходила при смене геодинамической ситуации от океанической до островодужной. При этом клинопироксен содержащие парагенезисы формировались как в начале (океан), так и в конце (островная дуга) истории развития ультрабазитов.

3. Результаты изучения особенностей распределения редкоземельных элементов в ультрабазитах

(как и данные по минералам) свидетельствуют об участии магматических систем срединно-океанических хребтов при формировании клинопироксен содержащих перидотитов Хултурского массива, в отличие от пикритовых порфиритов Чкаловской площади, для которых характерны островодужные и плюмовые расплавы.

4. В целом исследования палеозойских клинопироксен содержащих ультраосновных комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна свидетельствуют об участии магматических си-

стем (близких к расплавам срединно-океанических хребтов) в ходе последовательной (9,7–2,5 кбар) кристаллизации оливинов (1 560–1 470 °С) и клинопироксенов (1 355–1 100 °С) при формировании перидотитов Хултурского и Фестивального массивов. Образование пикритов Чкаловской площади происходило при падении *PT*-параметров в ходе кристаллизации оливина (1 540–1 490 °С, 12,8–7 кбар), клинопироксена (1 315–1 215 °С, 8–4,5 кбар) и амфибола (1 105–1 060 °С, 6,1–4,5 кбар) из островодужных и плюмовых расплавов.

Список источников

- Ащепков И.В.** Клинопироксеновый барометр для глубинных пород // XIV Российское совещание по экспериментальной минералогии, 2–4 октября 2001 г. : тез. докл. Черноголовка, 2001. С. 250.
- Белоусов И.А.** Петрология и геохимия пород мантийного разреза Войкаро-Сыньинского массива, Полярный Урал : дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2012. 268 с.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.** Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 120–143.
- Гончаренко А.И.** Деформации и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
- Горнова М.А.** Геохимия и петрология надсубдукционных перидотитов : дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, 2011. 300 с.
- Давыдова М.Ю.** Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки) : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2014. 15 с.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В.** Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск : Наука, 1985. С. 34–58.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В.** Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 5. С. 701–722.
- Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Федоров Ю.Н.** Офиолиты доюрского основания Южно-октябрьской площади приуральской части Западно-Сибирского мегабассейна // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности : Всерос. науч. конф. Тюмень ; Новосибирск : ИНГ СО РАН, 2008. С. 80–82.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Амон Э.О., Ерохин Ю.В., Бороздина Г.Н.** О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Доклады Академии наук. 2007. Т. 413, № 4. С. 535–540.
- Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В.** История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 484–501.
- Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др.** Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск : ИздатНаукаСервис, 2003. Т. 1. С. 102–113.
- Королюк В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н.** О точности электроннозондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 3. С. 221–225.
- Кузоватов Н.И., Татьяна Г.М., Саев В.И.** О новой находке пикритовых порфиритов на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Актуальные вопросы геологии Сибири : тез. докл. науч. конф., посвящ. 100-летию открытия Том. гос. ун-та [22–24 нояб. 1988 г. / отв. ред. А.И. Гончаренко. Томск, 1988. Т. 1. С. 129–130.
- Кузоватов Н.И., Саев В.И., Татьяна Г.М.** Магматизм фундамента юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (Томская область) // Геология и экология. 1996. Т. 1. С. 88–98.
- Куликова А.В.** Условия формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай) : дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2018. 173 с.
- Паланджан С.А.** Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
- Перепелов А.Б.** Кайнозойский вулканизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок : автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 41 с.
- Перчук Л.Л.** Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Доклады Академии наук СССР. 1980. Т. 233, № 6. С. 1196–2000.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М. : Наука, 1987. 246 с.
- Симонов В.А., Глазырин Ю.Е., Ковязин С.В.** Параметры магматических и гидротермальных систем в западной части трансформного разлома Вима (Центральная Атлантика) // Металлогения древних и современных океанов – 2001. История месторождений и эволюция рудообразования. Миасс : ИМин УрО РАН, 2001. С. 77–84.
- Симонов В.А., Ковязин С.В., Колобов В.Ю.** Физико-химические параметры магматических систем гайота Кастор (Тихий океан) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 398, № 4. С. 529–532.
- Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В.** Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные

с ними месторождения : материалы Третьей междунар. конф. Екатеринбург : Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 195–198.

Симонов В.А., Иванов К.С., Ступаков С.И., Ерохин Ю.В., Каячев Н.Ф. Мантийные ультрамафитовые комплексы фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна // *Литосфера*. 2012. № 3. С. 31–48.

Симонов В.А., Филиппов Ю.Ф., Котляров А.В., Сараев С.В., Ступаков С.И. Особенности формирования пикритов в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна // *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Томск : Изд-во Том. ЦНТИ, 2018. Вып. 10. С. 353–354.

Симонов В.А., Конторович В.А., Ступаков С.И., Филиппов Ю.Ф., Сараев С.В., Котляров А.В. Условия формирования палеозойских пикробазальтовых комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты // *Доклады Академии наук*. 2019. Т. 486, № 5. С. 577–582.

Симонов В.А., Конторович В.А., Котляров А.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Ступаков С.И. Условия развития раннепалеозойского базальтового и пикритового магматизма Западной Сибири // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 61, № 11. С. 1476–1498.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999. 224 с.

Симонов В.А., Клец А.Г., Ступаков С.И., Ковязин С.В. Особенности гипербазитов из фундамента Западно-Сибирской плиты // *Офиолиты: петрология, металлогения и геодинамика : материалы Междунар. науч. конф. Екатеринбург : Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 226–228.*

Симонов В.А., Ступаков С.И., Иванов К.С. Составы хромшпинелидов из гипербазитов фундамента западной части Западно-Сибирского бассейна // *Петрология магматических и метаморфических комплексов : материалы Всерос. петрограф. конф. Томск : ЦНТИ, 2007. Вып. 6. С. 137–138.*

Симонов В.А., Клец А.Г., Иванов К.С., Ступаков С.И. Особенности эволюции мантийных палеоокеанических комплексов из фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна // *Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности : Всерос. науч. конф. Тюмень–Новосибирск : ИНГТ СО РАН, 2008. С. 194–197.*

Симонов В.А., Ступаков С.И., Иванов К.С., Каячев Н.Ф. Перидотиты из фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна // *Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности : материалы II Всерос. науч. конф., Тюмень, 27–29 апреля 2010. Новосибирск : Гео, 2010. С. 143–146.*

Симонов В.А., Медведев А.Я., Ступаков С.И., Котляров А.В. Геохимические особенности ультраосновных пород фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2013. Вып. 11. С. 210–212.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // *Петрология*. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.

Ступаков С.И., Симонов В.А., Бочкарев В.С., Клец А.Г., Ковязин С.В., Лукомская К.Г. Особенности хромшпинелидов из гипербазитов офиолитовых ассоциаций фундамента Западно-Сибирской плиты // *Горные ведомости*. 2008. № 1. С. 6–10.

Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М. : Наука, 1992. 163 с.

Юричев А.Н. Ультрамафиты из фундамента Западно-Сибирской плиты (Томская область) // *Проблемы геологии и освоения недр : тр. XXIII Междунар. симпозиума им. акад. М.А. Усова студентов и молодых ученых*. Томск : Изд-во Том. политехн. ун-та, 2019. Т. 1. С. 132–134.

Юричев А.Н. Акцессорная рудная минерализация из ультрамафитов фундамента Западно-Сибирской плиты (Томская область) // *Новое в познании процессов рудообразования : тр. молодых ученых, посвящ. 90-летию ИГЕМ РАН*. М. : ИГЕМ РАН, 2020. С. 168–171.

Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. V. 42 (supp. 1). P. S1–S157.

Brey G.P., Köhler T., Nickel K.G. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. I. Experimental results from 10 to 60 kbar // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 1313–1352.

Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge) // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47 (4). P. 745–771.

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chemical Geology*. 2014. V. 368. P. 1–10.

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12 (7). Q07021.

GEOROC. URL: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>

Lindsley D.H., Dixon S.A. Pyroxene thermometry // *Mineralogy*. 1983. V. 68. P. 477–493.

McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofman A.W. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. P. 1001–1012. (S.R. Taylor Symposium volume; v. 56).

Mercier J.C.C. Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics*. 1980. V. 70. P. 1–37.

Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139 (5). P. 541–554.

Niu Y. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // *Journal of Petrology*. 2004. V. 45 (12). P. 2423–2458.

Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39 (9). P. 1577–1618.

Perkins D., Newton R.C. Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS): prospects for simplified ('T-independent') lherzolite barometry and an eclogite-barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 75. P. 291–300.

- Ridolfi F., Renzulli A.** Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa // *Contr. Mineral. Petrol.* 2012, V. 163 (5). P. 877–895.
- Rollinson H.R.** Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London : Longman Scientific and Technical, 1993. 352 p.
- Slavinskiy V.V.** Thermobarometer of xenoliths from deep-seated rocks // *Intern. Geology. Rev.* 1993. V. 35 (1). P. 48–58.
- Taylor W.R.** An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen.* 1998. V. 172. P. 381–408.
- Wan Z., Coogan L.A., Canil D.** Experimental calibration of aluminum partitioning between olivine and spinel as a Geothermometer // *American Mineralogist.* 2008. V. 93. P. 1142–1147.
- Yavuz F., Yildirim D.K.** Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // *Periodico di Mineralogia.* 2018. V. 87. P. 149–172.

References

- Ashchepkov I.V. *Klinopiroksenovyy barometr dlya glubinykh porod* [Clinopyroxene barometer for deep rocks] // XIV Russian meeting on experimental mineralogy, October 2–4, 2001: Abstracts. report Chernogolovka, 2001. pp. 250. In Russian
- Belousov I.A. *Petrologiya i geokhimiya porod mantiynogo razreza Voykaro-Syn'inskogo massiva, Polyarnyy Ural* [Petrology and geochemistry of rocks in the mantle section of the Voikaro-Syn'insky massif, Polar Urals] Diss. cand. geol.-min. sciences. Moscow: Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS. 2012. 268 p. In Russian
- Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M., Deshchenya N.P. *Paleozoy i trias Zapadnoy Sibiri (kompleksnyye issledovaniya)* [Paleozoic and Triassic of Western Siberia (comprehensive research)] // *Russian Geology and Geophysics.* 2003. V. 44(1–2). pp. 120–143. In Russian
- Goncharenko A.I. *Deformatsiya i petrostrukturnaya evolyutsiya al'pinotipnykh giperbazitov* [Deformation and petrostructure evolution alpinotype ultrabasites]. Tomsk: Tomsk. Univ., 1989. 404 p. In Russian
- Gornova M.A. *Geokhimiya i petrologiya nadsuduktivnykh peridotitov* [Geochemistry and petrology of suprasubduction peridotites] Diss. doct. geol.-min. sciences. Irkutsk: Institute of Geochemistry SB RAS. 2011. 300 p. In Russian
- Davydova M.Yu. *Proiskhozhdeniye i evolyutsiya magm vulkanicheskogo tsentra Uksichan (Sredinnyy khrebet Kamchatki)* [The origin and evolution of magmas of the Uksichan volcanic center (Sredinny ridge of Kamchatka)] Author's abstract of diss. cand. geol.-min. sciences dis. Vladivostok: ITG FEB RAS. 2014. 15 p. In Russian
- Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Medvedev V.N., Sklyarov Ye.V. *Ofiolity i olistostromy Vostochnogo Sayana* [Ophiolites and olistostromes of the Eastern Sayan] // *Riphean-Lower Paleozoic ophiolites of Northern Eurasia.* Novosibirsk: Nauka, 1985. pp. 34–58. In Russian
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Kulakov I.YU., Kotlyarov A.V. Migration of fluids and melts in subduction zones and general aspects of thermophysical modeling in geology // *Russian Geology and Geophysics.* 2017. V. 58(5). pp. 571–585.
- Erokhin Yu.V., Ivanov K.S., Fedorov Yu.N. *Ofiolity doyrskogo osnovaniya Yuzno-oktyabrskoi ploskadi priural'skoi chasti Zapadno-Sibirskoi megabasseina* [Ophiolites of Pre-Jurassic basement of South-October square of near Ural part of West-Siberian mega basin] // *Basement, structures of frame of West-Siberian Mesozoic-Cenozoic sedimentary basin, their geodynamic evolution and problems of oil and gas presence.* Tumen – Novosibirsk/ INGG SB RAS. 2008. pp. 80–82. In Russian
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Amon E.O., Yerokhin Yu.V., Borozhdina G.N. *O vozraste i sostave ofiolitov fundamenta Zapadno-Sibirskogo neftegazonosnogo megabasseina* [On the age and composition of ophiolites of the basement of the West Siberian oil and gas megabasin] // *Doklady Akademii Nauk.* 2007. V. 413 (4). pp. 535–540. In Russian
- Ivanov K.S., Koroteyev V.A., Pecherkin M.F., Fedorov Yu.N., Yerokhin Yu.V. The western part of the west Siberian Petroleum Megabasin: geologic history and structure of the basement // *Russian Geology and Geophysics.* 2009. V. 50 (4). pp. 365–379.
- Ivanov K.S., Kormil'tsev V.V., Fedorov Yu.N. et al. *Osnovnyye cherty stroyeniya doyrskogo fundamenta Shaimskogo neftegazonosnogo rayona* [The main features of the structure of the pre-Jurassic basement of the Shaim oil and gas region] // *Ways of realizing the oil and gas potential of the Khanty-Mansi Autonomous Okrug. Khanty-Mansiysk: IzdatNaukaServis,* 2003. V. 1. pp. 102–113. In Russian
- Koroluk V.N., Lavrentiev Yu.G., Usova L.V., Nigmatulina E.N. *O tochnosti elektronnozondovogo analiza porodoobrazuyuschih mineralov na mikroanalizatore JXA-8100* [About accuracy of electronzonde analysis of rock forming minerals on the microanalyser JXA-8100] // *Russian Geology and Geophysics.* 2008. V. 49 (3). pp. 221–225. In Russian
- Kuzovatov N.I., Tat'yanin G.M., Sayev V.I. *O novoy nakhodke pikritovykh porfirитov na yugo-vos-toke Zapadno-Sibirskoy plity* [On a new find of picrite porphyrites in the southeast of the West Siberian plate] // *Actual problems of geology of Siberia: abstract report scientific conf., dedicated 100th anniversary of the opening of the Tomsk state university* [22–24 Nov. 1988 / otv. ed. A.I. Goncharenko. Tomsk, 1988. V. 1. pp. 129–130. In Russian
- Kuzovatov N.I., Sayev V.I., Tat'yanin G.M. *Magmatizm fundamenta yugo-vostochnoy chasti Zapadno-Sibirskoy plity (Tomskaya oblast')* [Magmatism of the basement of the southeastern part of the West Siberian plate (Tomsk region)] // *Geology and ecology.* 1996. V. 1. pp. 88–98. In Russian
- Kulikova A.V. *Usloviya formirovaniya bazit-ul'trabazitovykh i metabazitovykh kompleksov Kurayskoy akkretionnoy zony (Gornyy Altay)* [Formation conditions of mafic-ultramafic and metabasic complexes of the Kurai accretion zone (Gorny Altai)]. Diss. cand. geol.-min. sciences. Novosibirsk: Institute of Geology and Mineralogy SB RAS. 2018. 173 p. In Russian
- Palandzhan S.A. *Tipizatsiya mantiynykh peridotitov po geodinamicheskim obstanovkam formirovaniya* [Typification of mantle peridotites according to the geodynamic settings of formation]. Magadan: SVKNII FEB RAS, 1992. 104 p. In Russian
- Perpelov A.B. *Kaynozoy'skiy vulkanizm Kamchatki na etapakh smeny geodinamicheskikh obstanovok* [Cenozoic volcanism of Kamchatka at the stages of changing geodynamic settings]. Author's abstract of diss. doct. geol.-min. sciences. Irkutsk, Institute of Geography SB RAS, 2014. 41 p. In Russian
- Perchuk L.L. *Piroksenovyy barometr i piroksenovyye geotermiy* [Pyroxene barometer and pyroxene geotherms] // *Doklady Akademii Nauk USSR.* 1980. V. 233 (6). pp. 1196–2000. In Russian
- Savel'yeva G.N. *Gabbro-ul'trabazitovyye komplekсы ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore* [Gabbro-ultrabasic complexes of the Ural ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow: Nauka, 1987. 246 p. In Russian

Simonov V.A., Glazyrin Yu.E., Kovyazin S.V. *Parametry magmaticheskikh i gidrotermal'nykh sistem v zapadnoy chasti transformogo razloma Vima (Tsentral'naya Atlantika)* [Parameters of magmatic and hydrothermal systems in the western part of the Vema transform fault (Central Atlantic) // Metallogeny of ancient and modern oceans – 2001. History of deposits and evolution of ore formation. Miass: IMin UB RAS. 2001. pp. 77–84. In Russian

Simonov V.A., Kovyazin S.V., Kolobov V.Yu. *Fiziko-khimicheskiye parametry magmaticheskikh sistem gayota Kastor (Tikhyy okean)* [Physicochemical parameters of the magmatic systems of the Castor guyot (Pacific Ocean)] // Doklady Akademii Nauk. 2004. V. 398 (4). pp. 529–532. In Russian

Simonov V.A., Shelepaev R.A., Kotlyarov A.V. *Fiziko-khimicheskiye parametry formirovaniya rassloyennogo gabbro-giperbazitovogo kompleksa v ofiolitakh Yuzhnoy Tuvy* [Physicochemical parameters of the formation of a layered gabbro-hyperbasite complex in ophiolites of South Tuva] // Ultrabasite-basic complexes of folded regions and associated deposits. Materials of the third international conference. Ekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UrB RAS. 2009. V. 2. pp. 195–198. In Russian

Simonov V.A., Ivanov K.C., Stupakov S.I., Yerokhin Yu.V., Kayachev N.F. *Mantiynnye ul'tramafitovyye komplekсы fundamenta Zapadno-Sibirskogo neftegazonosnogo osadochnogo megabasseyina* [Mantle ultramafic complexes of the basement of the West Siberian petroleum-bearing sedimentary megabasin] // Lithosphere. 2012. No. 3. pp. 31–48. In Russian

Simonov V.A., Filippov Yu.F., Kotlyarov A.V., Saraev S.V., Stupakov S.I. *Osobennosti formirovaniya pikritov v fundamente Zapadno-Sibirskogo neftegazonosnogo osadochnogo basseyna* [Peculiarities of picrite formation in the basement of the West Siberian oil and gas bearing sedimentary basin] // Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Issue 10. Tomsk, Publishing house of Tomsk CSTI. 2018. pp. 353–354. In Russian

Simonov V.A., Kontorovich V.A., Stupakov S.I., Filippov Yu.F., Sarayev S.V., Kotlyarov A.V. *Setting of the formation of Paleozoic picrite basalt complexes in the West Siberian Plate basement* // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 486 (2). pp. 613–6616

Simonov V.A., Kontorovich V.A., Kotlyarov A.V., Saraev S.V., Filippov Yu.F., Stupakov S.I. *Conditions of Early Paleozoic basaltic and picritic magmatism in West Siberia* // Russian Geology and Geophysics. 2020. V. 61 (11). pp. 1476–1498. In Russian

Simonov V.A., Kolobov V.Yu., Peyve A.A. *Petrologiya i geokhimiya geodinamicheskikh protsessov v Tsentral'noy Atlantike* [Petrology and geochemistry of geodynamic processes in the Central Atlantic]. Novosibirsk: Publishing house of the SB RAS, NPC UIGGM, 1999. 224 p. In Russian

Simonov V.A., Klets A.G., Stupakov S.I., Kovyazin S.V. *Osobennosti giperbazitov iz fundamenta Zapadno-Sibirskoy plity* [Features of hyperbasites from the basement of the West Siberian plate] // Ophiolites: petrology, metallogeny and geodynamics. Materials of the International Scientific Conference. Ekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UrB RAS. 2006. pp. 226–228. In Russian

Simonov V.A., Stupakov S.I., Ivanov K.S. *Sostavy khromshpinelidov iz giperbazitov fundamenta zapadnoy chasti Zapadno-Sibirskogo basseyna* [Compositions of Cr-spinels from basement hyperbasites of the western part of the West Siberian basin] // Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Issue 6. Materials of the All-Russian Petrographic Conference. Tomsk: CNTI. 2007. pp. 137–138. In Russian

Simonov V.A., Klets A.G., Ivanov K.S., Stupakov S.I. *Osobennosti evolyutsii mantiynykh paleoceanicheskikh kompleksov iz fundamenta Zapadno-Sibirskogo osadochnogo basseyna* [Features of the evolution of mantle paleo-oceanic complexes from the basement of the West Siberian sedimentary basin] // Foundation, framing structures of the West Siberian Mesozoic-Cenozoic sedimentary basin, their geodynamic evolution and oil and gas content problems. All-Russian Scientific Conference. Tyumen - Novosibirsk: INGG SB RAS. 2008. pp. 194–197. In Russian

Simonov V.A., Stupakov S.I., Ivanov K.S., Kayachev N.F. *Peridotity iz fundamenta Zapadno-Sibirskogo osadochnogo basseyna* [Peridotites from the basement of the West Siberian sedimentary basin] // Foundation, framing structures of the West Siberian Mesozoic-Cenozoic sedimentary basin, their geodynamic evolution and oil and gas potential. Materials of the II All-Russian Scientific Conf., Tyumen, April 27-29. 2010. Novosibirsk: publishing house "Geo", 2010. pp. 143–146. In Russian

Simonov V.A., Medvedev A.Ya., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V. *Geokhimicheskiye osobennosti ultraosnovnykh porod fundamenta Zapadno-Sibirskogo neftegazonosnogo osadochnogo basseyna* [Geochemical peculiarities of ultrabasic rocks of basement of West Siberian oil and gas sedimentary basin] // Geodynamic evolution of lithosphere of Central Asia mobile belt (from ocean to continent). Is. 11. Irkutsk: Institute of Earth Crust SB RAS, 2013. pp. 210–212.

Sobolev A.V. *Vklyucheniya rasplavov v mineralakh kak istochnik printsipial'noy petrologicheskoy informatsii* [Inclusions of melts in minerals as a source of fundamental petrological information] // Petrology. 1996. V. 4 (3). pp. 228–239. In Russian

Stupakov S.I., Simonov V.A., Bochkarev V.S., Klets A.G., Kovyazin S.V., Lukomskaya K.G. *Osobennosti khromshpinelidov iz giperbazitov ofiolitovykh assotsiatsiy fundamenta Zapadno-Sibirskoy plity* [Features of Cr-spinels from hyperbasites of ophiolite associations of the basement of the West Siberian plate] // Gornye vedomosti. 2008. No. 1. pp. 6–10. In Russian

Sharas'kin A.Ya. *Tektonika i magmatizm okrainnykh morey v svyazi s problemami evolyutsii kory i mantii* [Tectonics and magmatism of marginal seas in connection with the problems of the evolution of the crust and mantle]. Moscow: Nauka. 1992. 163 p. In Russian

Yurichev A.N. *Ul'tramafity iz fundamenta Zapadno-Sibirskoy plity (Tomskaya oblast')* [Ultramafites from basement of the West Siberian plate (Tomsk region)] // Problems of geology and development of mineral resources. Proceedings of the XXIII International Symposium of students and young scientists named after academician M.A. Usov. V. 1. Tomsk: Publishing house of Tomsk Polytechnic University. 2019. pp. 132–134. In Russian

Yurichev A.N. *Akcessornaya rudnaya mineralizatsiya iz ul'tramafitov fundamenta Zapadno-Sibirskoy plity (Tomskaya oblast')* [Accessory ore mineralization from ultramafites of basement of the West Siberian plate (Tomsk region)] // New in knowledge of ore formation processes. Works of young scientists dedicated to the 90th anniversary of IGEM RAS. Moscow: IGEM RAN. 2020. pp. 168–171. In Russian

Ariskin A.A., Barmina G.S. *COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications* // Geochemistry International. 2004. V. 42 (Supp. 1). pp. S1–S157.

Brey G.P., Köhler T., Nickel K.G. *Geothermobarometry in four-phase lherzolites. I. Experimental results from 10 to 60 kbar* // Journal of Petrology. 1990. V. 31. pp. 1313–1352.

Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. *Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge)* // Journal of Petrology. 2006. V. 47, No. 4. pp. 745–771.

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. *Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces* // Chemical Geology. 2014. V. 368. pp. 1–10.

- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. 2011. 12(7). Q07021.
GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>
- Lindsley D.H., Dixon S.A. Pyroxene thermometry // *Mineralogy*. 1983. V. 68. pp. 477–493.
- McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofman A.W. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, S.R. Taylor Symposium volume, V. 56. pp. 1001–1012.
- Mercier J.C.C. Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics*. 1980. V. 70. pp. 1–37.
- Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000. V. 139, No. 5. pp. 541–554.
- Niu Y. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // *Journal of Petrology*. 2004. V. 45, No. 12. pp. 2423–2458.
- Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. No. 9. pp. 1577–1618.
- Perkins D., Newton R.C. Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS): prospects for simplified ('T-independent') lherzolite barometry and an eclogite-barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980. V. 75. pp. 291–300.
- Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa // *Contr. Mineral. Petrol.*, 2012, V. 163, No. 5, pp. 877–895.
- Rollinson H.R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, London, 1993, 352 p.
- Slavinskiy V.V. Thermobarometer of xenoliths from deep-seated rocks // *Intern. Geology. Rev.*, 1993. V. 35, No. 1. pp. 48–58.
- Taylor W.R. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*. 1998. V. 172. pp. 381–408.
- Wan Z., Coogan L.A., Canil D. Experimental calibration of aluminum partitioning between olivine and spinel as a Geothermometer // *American Mineralogist*. 2008. V. 93. pp. 1142–1147.
- Yavuz F., Yildirim D.K. Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // *Periodico di Mineralogia*. 2018. V. 87. pp. 149–172.

Информация об авторах:

Симонов В.А., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; научный сотрудник, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия; научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, Казань, Россия.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Котляров А.В., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, Казань, Россия.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Чернышов А.И., доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Юричев А.Н., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Лаборатория геохронологии и геодинамики, доцент, кафедра петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: juratur@sibmail.com

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Simonov V.A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.). Chief Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS; Scientific Researcher, Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia; Scientific Researcher, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Kotlyarov A.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; Scientific Researcher, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Chernyshov A.I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head of the Department of Petrography, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Yurichev A.N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Scientific Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics, Associate Professor, Department of Petrography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: juratur@sibmail.com

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 08.06.2021; одобрена после рецензирования 21.12.2021; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 08.06.2021; approved after reviewing 21.12.2021; accepted for publication 14.06.2022

Научная статья

УДК 552.111

doi: 10.17223/25421379/23/5

ОЛИВИН И ХРОМШПИНЕЛИДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСК-1: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ



Иван Федорович Чайка¹, Андрей Эмильевич Изох²,
Валерий Михайлович Калугин³, Людмила Михайловна Житова⁴,
Геннадий Иванович Шведов⁵, Марина Павловна Гора⁶, Артем Яковлевич Шевко⁷

¹ Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия

^{1, 2, 3, 4, 6, 7} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

^{2, 4} Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁵ Институт горного дела, геологии и геотехнологий, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

¹ ivanlab211@gmail.com

² izokh@igm.nsc.ru

³ valery_kalugin@mail.ru

⁴ zhitova@igm.nsc.ru

⁵ g.shvedov@mail.ru

⁶ gora@igm.nsc.ru

⁷ sp@igm.nsc.ru

Аннотация. Изучались составы оливина и хромшпинелидов из вкрапленных сульфидных и малосульфидных Cu-Ni-ЭПГ руд интрузии Норильск-1 (Норильский район Сибирской пермо-триасовой изверженной провинции) и проводилось их сравнение с составами оливина и хромита из эффузивов того же района. Показано, что хромшпинелиды интрузии Норильск-1 интенсивно переуравновешивались со средой кристаллизации и вмещающими силикатами, а составы оливина указывают на силикатно-сульфидную ликвацию (падение Ni), а затем – на переуравновешение оливина с высоко-Ni сульфидом (рост Ni и Fe). Сравнение с эффузивными породами Норильского района позволило предположить, что в формировании рудоносных горизонтов интрузии Норильск-1 принимали участие высоко-Ni магмы, подобные пикробазальтам гудчихинской свиты. Температуры кристаллизации (равновесия) оливин-хромитовой пары для малосульфидных руд и пикробазальтов гудчихинской свиты были близки и варьировали от 1 150 до 1 240 °С. Значения фугитивности кислорода, оцененные по оливин-шпинелевой паре и Fe^{2+}/Fe^{3+} отношению в хромшпинелиде составили ($\log_{10}(O_2)$): -7,5 ... -9 для вкрапленных сульфидных руд; -7 ... -12 для малосульфидных руд; -9 ... -9,8 для пикробазальтов гудчихинской свиты. Широкие вариации $\log_{10}(O_2)$ в малосульфидных рудах интрузии Норильск-1 объясняются, по-видимому, ассимиляцией углистых сланцев Тунгуской свиты.

Ключевые слова: Норильск-1, хромит, оливин, малосульфидные руды, вкрапленные сульфидные руды

Благодарности: Авторы выражают благодарность В.А. Гусеву за помощь в полевых работах, Н.Д. Толстых и Дж. Гарсиа за помощь в обработке образцов скважины РН265, аналитику В.А. Даниловской за проведение количественного анализа минералов.

Источники финансирования: Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90082. Аналитические работы и пробоподготовка были частично выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и государственного задания ИЭМ РАН (проект АААА-А18-118020590141-4).

Для цитирования: Чайка И.Ф., Изох А.Э., Калугин В.М., Житова Л.М., Шведов Г.И., Гора М.П., Шевко А.Я. Оливин и хромшпинелиды месторождения Норильск-1: особенности состава и петрологические следствия // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 78–100. doi: 10.17223/25421379/23/5

OLIVINE AND Cr-SPINEL FROM THE NORIL'SK-1 DEPOSIT: COMPOSITIONS AND PETROLOGICAL IMPLICATIONS

Ivan F. Chayka¹, Andrey E. Izokh², Valery M. Kalugin³, Lyudmila M. Zhitova⁴,
Gennady I. Shvedov⁵, Marina P. Gora⁶, Artem Ya. Shevko⁷

¹ Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

^{1, 2, 3, 4, 6, 7} V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

^{2, 4} Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

⁵ School of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

¹ ivanlab211@gmail.com

² izokh@igm.nsc.ru

³ valery_kalugin@mail.ru

⁴ zhitova@igm.nsc.ru

⁵ g.shvedov@mail.ru

⁶ gora@igm.nsc.ru

⁷ sp@igm.nsc.ru

Abstract. Differentiated intrusions of the “Norilsk type” are among the world's largest deposits of Cu, Ni and platinum group elements (PGE). They are composed of gabbro-dolerites (gabbros with a pronounced ophitic structure), which mineral composition ranges from picritic and troctolitic varieties to leucogabbro and gabbro-diorites. Economically significant reserves are concentrated in three types of ores: (1) massive sulfide ores that form deposits in the bottom parts of the intrusions, (2) disseminated sulfide ores located at the lower parts of the intrusions, and (3) rocks with rich chromite mineralization and high ratios of PGE/Cu-Ni-sulfides - low-sulfide ores that form discontinuous horizons (LS-horizons) in the upper endocontact zones of the intrusions.

Among the hypotheses about the origin of the Norilsk type intrusions, the most acknowledged is the “flow chamber model”, within which the intrusions and accumulations of sulfide ores were formed during a long flow through the near-surface chambers of basaltic melts, comagmatic to the basalt formations of the Norilsk region [Naldrett et al., 1992; Rad'ko, 1991]. However, a number of studies show that (1) the intrusions of the Norilsk type have been forming over a long period of time from 290 to 230 Ma [Malitch et al., 2010]; (2) they were formed later than a significant part of the trap basalts [Krivolutskaya, 2016] and (3) the parental magmas for these intrusions differed significantly from the trap ones, and in fact, there are no bona fide co-magmatic rocks of the Norilsk intrusions among the represented basalt formations [Latypov, 2002].

In this work, we consider compositions of olivine and Cr-spinels from disseminated sulfide ores and the LS-horizon of the Norilsk-1 intrusion as petrological indicators, compare them with these minerals in trap basalts, and estimate redox conditions of formation of these types of ores.

It was noted that after crystallization, olivine and chrome spinel re-equilibrated with each other and the environment (melt, other minerals). Olivine in disseminated sulfide ores is characterized by narrow Mg# range and re-equilibration with high Ni sulfides, which is manifested in the growth of Ni and Fe (reverse Ni-Mg # trend) [Barnes et al., 2011; Barnes et al., 2013]. The composition of Cr-spinels varies over a very wide range, especially in Mg # (from 5 to 55) values and TiO₂ (up to 18 %) content, and in Fe²⁺/Fe³⁺ variations. Evolution of the Cr-spinel compositions towards low Mg# values region is characteristic of Cr-spinel inclusions in olivine and clinopyroxene, as well as in altered minerals, while plagioclase hosts more magnesian Cr-spinel grains. Based on the obtained results and data of [Kamenetsky, Crawford, Meffre, 2001] Cr-spinels with Mg # > 25 can be considered relatively primitive (weakly re-equilibrated).

Comparison of the composition of the studied minerals with their counterparts from trap basalts showed that the compositions of olivine, especially in terms of Ni, differ between disseminated ores, LS-horizon and trap basalts. In general, the NiO concentrations in the analyzed olivines lie between the picrobasalts of the Gudchikhinskiy Formation and the basalts of the Tuklonskiy and Nadezhdinsky Formations. However, compositions of olivines of disseminated ores are close to the olivines from picrobasalts of the Gudchikhiiy Formation, as well as several obtained analyzes from the Mokulaevskiy Formation. Cr-spinels of the Norilsk-1 intrusion are generally richer in Ni than the chromites of the Tuklonskiy and Nadezhdinskiy formations and, according to this feature, correspond to the picrobasalts of the Gudchikhinskiy Formation. Based on the data obtained, we assume that the ore-bearing rocks of the Norilsk-1 intrusion were formed from magmas enriched in Ni and similar to the effusive rocks of the Gudchikhinskiy or Mokulaevskiy formations. At the same time, different magmatic impulses and, accordingly, different melt compositions could be responsible for the formation of disseminated sulfide ores and the MS horizon.

Since strong variations in Fe²⁺/Fe³⁺ ratio in Cr-spinels can result from variations in the redox conditions the parental media, we estimated f(O₂) for the rocks of the studied series. As soon as application of olivine-spinel thermometer and oxybarometer was considered as limited due to strong re-equilibration of Cr-spinel [Nikolaev et al., 2016], the olivine-chromite pair was used to calculate the T-f(O₂) parameters for only the most primitive Cr-spinels from the picrobasalts of the Gudchikhinskiy Formation and the LS-horizon of the Norilsk-1 intrusion. The temperature calculated using the Al-in-olivine oxybarometer [Coogan, Saunders, Wilson, 2014] was 1150-1240 °C, and the log₁₀f(O₂) calculated using the Mg-Fe olivine-chromite oxybarometer

[Nikolaev et al., 2016] was -9 - -9.8 for microbasalts, and LS-horizon -8 - -9. To estimate $f(\text{O}_2)$ for the rocks of the LS-horizon that do not contain fresh olivine and for disseminated sulfide ores, in which all olivine - chromite pairs were strongly re-equilibrated, we adopted a semi-quantitative method based on the conversion of $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ in Cr-spinel to $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ in the melt [Maurel, Maurel, 1984] with further estimation of $f(\text{O}_2)$, based on the empirical correlation for basaltic magmas [Fudali, 1965] which was calibrated to $f(\text{O}_2)$ for Cr-spinels of the Gudchikhinskiy Formation, obtained using the olivine-spinel oxybarometer. According to the estimations, disseminated sulfide ores of the Norilsk-1 intrusion crystallized at $\log_{10}f(\text{O}_2)$ from -7.5 to -9, which at 1175 °C is $\sim \text{NNO} \pm 1$ and slightly increased relative to the microbasalts of the Gudchikhinskiy, Nadezhdinskiy and Tuklonskiy formations. For the LS-horizon, estimates of $\log_{10}f(\text{O}_2)$ showed very different values for different samples. In most cases, $\log_{10}f(\text{O}_2)$ at 1175°C was about -9, which is close to the microbasalts of the Gudchikhinskiy Formation. Nevertheless, some samples showed more oxidized conditions (up to $\log_{10}f(\text{O}_2) = -7$ or $\sim \text{QFM} + 2$), and some samples, on the contrary, down to $\log_{10}f(\text{O}_2) = -12$. The latter are close to the IW (Fe-FeO) buffer and are extremely reduced conditions for igneous rocks. Such broad range of $f(\text{O}_2)$ is unique to the Norilsk-1 intrusion and is not typical for the rocks of the upper endocontact with the LS-horizon of the Talnakh intrusion, for which the $\log_{10}f(\text{O}_2)$ estimates do not fall below the WM (FeO-Fe₃O₄) buffer. We assume that the variations in redox conditions in the LS-horizon of the Norilsk-1 intrusion are associated with the intense assimilation of coal shales of the Tunguska Formation.

Keywords: Noril'sk-1, chromite, olivine, sulfide-poor ores, disseminated sulfide ores

Acknowledgments: The authors thank V.A. Gusev for the assistance in field works, N.D. Tolstykh and J. Garcia for the help with the samples processing, V.A. Danilovskaya for quantitative analysis of the minerals.

Source of financing: The reported study was funded by RFBR, project number 20-35-90082. Analytical work was partially carried out within the framework of the state assignments to IGM SB RAS and to IEM RAS (project AAAA-A18-118020590141-4) financed by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation.

For citation: Chayka, I.F., Izokh, A.E., Kalugin, V.M., Zhitova, L.M., Shvedov, G.I., Gora, M.P., Shevko, A.Ya. (2022) Olivine and Cr-spinel from the Noril'sk-1 deposit: compositions and petrological implications. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 78–100. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/5

Введение

В Норильско-Талнахском рудном районе (далее – Норильский район) Сибирской Пермо-Триасовой ЛП (250–230 млн лет [Ivanov et al., 2013]) сосредоточены крупные и сверхкрупные месторождения Cu, Ni и элементов платиновой группы (ЭПГ). Эти месторождения вмещаются интрузиями Норильского комплекса, или «интрузиями Норильского типа», – ультрамафит-мафитиовыми дифференцированными магматическими телами сложной формы, состав пород в которых варьирует от пикритовых габбродолеритов и троктолитов до лейкогаббро и габбро-диоритов. ЭПГ-Cu-Ni руды интрузий Норильского типа делятся на: (1) массивные сульфидные залежи в придонных частях интрузий; (2) богатую сульфидную вкрапленность в оливиновых и пикритовых породах нижних частей интрузий; (3) сульфид-содержащие, богатые хромитом ассоциации с аномально высоким отношением ЭПГ/Cu-Ni-сульфиды (малосульфидные руды), напоминающие рифы интрузий Бушвельд и Стиллуотер [Служеникин и др., 1994] в верхних эндоконтактовых зонах.

Как предполагается, интрузии Норильского типа генетически связаны с трапповыми базальтами Норильского района и образовались в ходе эволюции трапповых магм и их взаимодействия с породами осадочного чехла [Li, Ripley, Naldrett, 2009; Naldrett et al., 1992; Ryabov, Shevko, Gora, 2014; Урванцев,

1972]. Конкретные параметры родоначальных магм для интрузий Норильского типа и физико-химические условия их кристаллизации являются предметом дискуссий. Так, была предложена теория, согласно которой эти интрузии являлись проточными камерами, в которых из расплавов, комагматичных толеитовым базальтам Надеждинской, Моронговской и Мокулаевской свит, в течение длительного времени отделялась сульфидная жидкость, богатая Cu, Ni и ЭПГ [Li, Ripley, Naldrett, 2009; Lightfoot, Keays, 2005; Naldrett et al., 1992; Радько, 1991, 2016]. Тем не менее некоторые исследования доказывают, что интрузии Норильского типа формировались в несколько этапов в интервале 265–230 млн лет [Malitch et al., 2012], и в эффузивной последовательности Норильского района в действительности нет пород, однозначно комагматичных интрузиям Норильского типа [Krivolutskaya, 2016; Latypov, 2007]. Таким образом, задача определения состава и условий кристаллизации магм, сформировавших интрузии Норильского типа, до сих пор актуальна.

Определение параметров родоначальной магмы и физико-химических условий ее кристаллизации основывается главным образом на химическом составе пород. Однако при изучении петрологии сложных интрузивных образований валовые геохимические данные часто являются недостаточными и требуется привлечение других методов, позволяющих исследовать ранние этапы кристаллизации магмы, –

например изучение состава раннемагматических фаз. В данной работе в качестве таких петрологических индикаторов мы исследуем состав оливина, хромшпинели и их равновесной пары из пород, вмещающих вкрапленные сульфидный и малосульфидный (МС) типы оруденения интрузии Норильск-1, а также из пород Талнахской рудоносной интрузии. Мы рассматриваем проблему посткристаллизационного переуравновешения этих минералов между собой и средой кристаллизации, сравниваем составы оливина и хромшпинели во вкрапленных сульфидных рудах, МС-горизонте и вулканических породах Норильского района и оцениваем окислительно-восстановительные условия формирования малосульфидных и вкрапленных сульфидных руд в интрузии Норильск-1.

Геологическая характеристика

В Норильско-Талнахском рудном районе, расположенном на северо-западной окраине Сибирской платформы, на ее стыке с Тунгусской синеклизой и Енисей-Хатангским прогибом, широко развиты проявления пермо-триасового траппового магматизма, представленные близповерхностными (главным образом силлообразными) интрузиями и мощной толщей базальтов. Толща базальтов перекрывает верхнепермские осадочные породы и состоит из следующих свит: ивакинской, сыверминской, гудчихинской, хаканчанской, туклонской, надеждинской, моронговской, мокулаевской, хараелахской, кумгинской и самоедской. Среди этой последовательности выделяется высокотитанистая ($TiO_2 > 2-3\%$) серия, включающая ивакинскую, сыверминскую и гудчихинскую свиты, в то время как вышележащие формации сложены в основном низкотитанистыми ($TiO_2 < 1\%$) толеитами [Krivolutskaya et al., 2018]. Из представленных в Норильском районе эффузивных свит только гудчихинская состоит из высокомагнезиальных пород с фенокристами оливина и хромшпинелью. Также эти минералы типичны для отдельных «лавовых озер» в туклонской и надеждинской свитах и встречаются в виде редких фенокристов в толеитах мокулаевской свиты.

Среди множества интрузий Норильского района только несколько, выделяемых в так называемый Норильский интрузивный комплекс (или интрузии Норильского типа), содержит промышленные месторождения Cu, Ni и ЭПГ. Эти интрузии вмещаются палеозойскими осадочными толщами чехла Сибирской платформы: мелкозернистыми терригенными породами, углистыми сланцами, морскими карбонатными отложениями и эвапоритами [Distler, Kunilov, 1994; Krivolutskaya, 2016; Likhachev, 1994; Ryabov, Shevko, Gora, 2014; Налдретт, 2003; Туровцев, 2003],

а также прорывают трапповые базальты до надеждинской и, вероятно, моронговской свит [Krivolutskaya, 2016]. В составе интрузий Норильского типа выделяется, как правило, три основных зоны, сложенных породами, называемыми габбродолеритами (полнокристаллическая мелкозернистая основная порода габбрового состава с офитовой структурой) [Distler et al., 1999; Ryabov, Shevko, Gora, 2014] (рис. 1, 2). Нижняя зона образована безрудными контактными габбродолеритами и неоднородно-текстурными (такситовыми) габбродолеритами с вкрапленной сульфидной минерализацией. Главная дифференцированная зона состоит из последовательности от рудных пикритовых габбродолеритов через минерализованные оливиновые и безоливиновые габбродолериты до слабоминерализованных габбро-диоритов. Верхняя зона (верхняя эндоконтактная зона, ВЭЗ) образована горизонтами лейкогаббро, пикритовыми, такситовыми и оливиновыми габбродолеритами, магматической брекчией и контактными габбродолеритами. Богатые вкрапленные руды приурочены в основном к пикритовым и такситовым габбродолеритам нижней части интрузий, а малосульфидные руды чаще всего встречаются среди лейкогаббро, пикритовых и такситовых габбродолеритов ВЭЗ, часто аномально богатых хромшпинелидов [Служеникин и др., 1994]. Ассоциация пород, вмещающих малосульфидные руды, прослеживается по простиранию интрузий и называется малосульфидным горизонтом (МС-горизонтом).

Образцы и методы

Для исследования использовались оливин- и хромит-содержащие образцы вкрапленных сульфидных и малосульфидных руд интрузии Норильск-1. Образцы отбирались из открытой выработки (карьер Медвежий ручей) и из кернов скважин МС24 (МС-оруденение) и РН265 (вкрапленное сульфидное оруденение) (рис. 2). Кроме этого, в работе использованы образцы пикробазальтов гудчихинской свиты, отобранные из коренных обнажений в бассейне р. Южный Икэн ($N 69,7966^\circ$, $E 90,1237^\circ$) (см. рис. 1, а). Петрографическое и минералогическое исследование проводилось при помощи бинокля и оптического микроскопа Carl Zeiss A1 в шлифованных штуфах и полированных шлифах и на электронно-сканирующих микроскопах Tescan Mira 3 LMU (Oxford INCA Energy XMax 80 detector) и JEOL JSM 1650 LV (Центр Коллективного Пользования ИГМ СО РАН) в полированных шлифах и аншлифах. Для количественного анализа оливина и хромшпинели использовался электронно-зондовый микроанализ (JEOL JXA-8320 и JEOL JXA-8100; ЦКП ИГМ СО РАН).

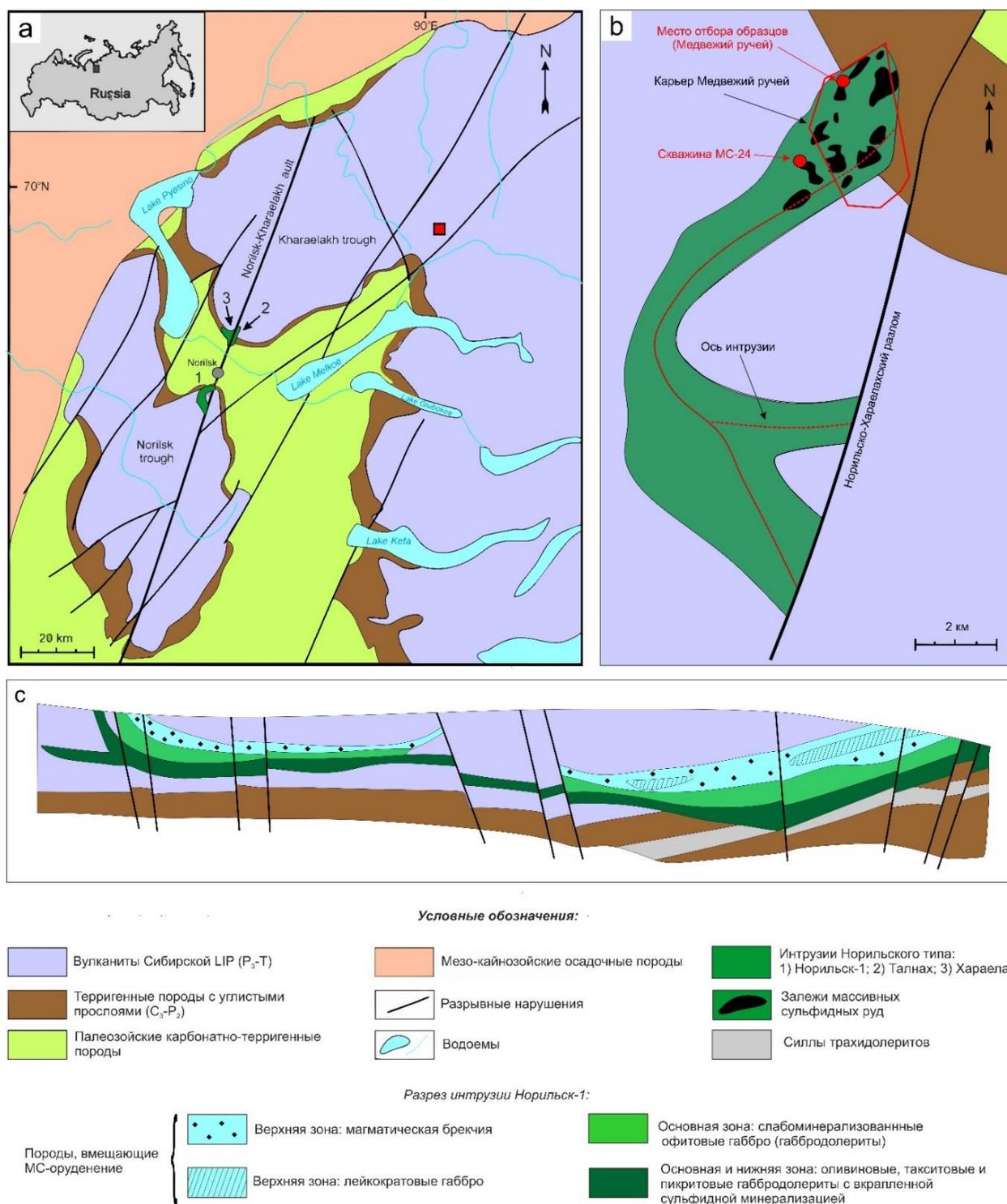


Рис. 1. Интрузия Норильск-1 в структуре Норильского района Сибирской ЛIP

(a) Геологическая карта Норильско-Талнахского рудного узла и прилегающих территорий: по данным [Струнин и др., 1994], красным квадратом показано место отбора гудчихинских пикробазальтов (B20104, р. Южный Икен); (b) проекция интрузии Норильск-1 по данным бурения [Служеникин и др., 1994] с местами пробоотбора; (c) схематический разрез интрузии Норильск-1 в районе карьера Медвежий ручей [Duzhikov et al., 1992; Иванов и др., 1971]

Fig. 1. Noril'sk-1 intrusion in the structure of the Noril'sk region (Siberian LIP)

(a) Geological map of the Noril'sk-Talnakh ore junction and adjacent areas: after [Strunin et al., 1994], red rectangle marks the sampling location of the Gudchikhinskiy basalts (B20104, Southern Iken river) (b) projection of the Noril'sk-1 intrusion on the surface based on the drilling data [Sluzhenikin et al., 1994] with the sampling locations, (c) schematic cross-section of the Noril'sk-1 intrusion in the area of the Medvezhiy Ruchey open pit [Duzhikov et al., 1992; Ivanov et al., 1971]

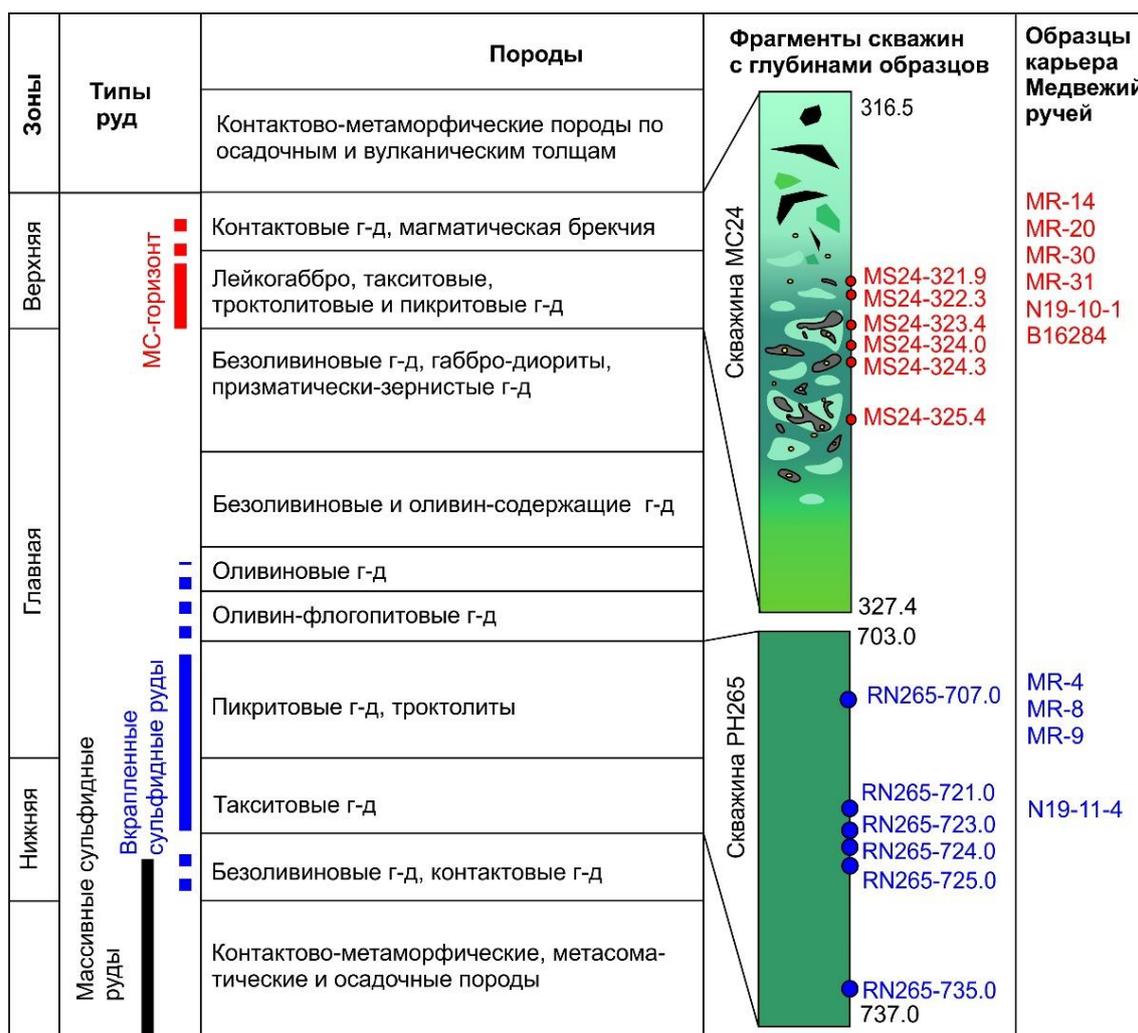


Рис. 2. Обобщенный разрез интрузий Норильского типа по [Distler et al., 1999] и положение изученных образцов в кернах скважин и интрузии Норильск-1 в целом

На колонке скважины MS-24 цветами показаны: светло-зеленый – лейкократовые габброиды, темно-зеленый – меланократовые (пикритовые) габброиды, серый – хромитовая минерализация, желтый – Cu-Ni сульфиды, черный – фрагменты углистых сланцев в магматической брекчии

Fig. 2. A generalized cross-section of the Noril'sk-type intrusions after [Distler et al., 1999] and locations of the studied samples in the drill cores and in the Noril'sk-1 intrusion in general

On the MS-24 column colors correspond to: light-green – leucocratic gabbros, dark-green – melanocratic (picritic) gabbros, grey – chromite mineralization, yellow – Cu-Ni sulfides, black – brecciated fragments of coal shales

Оливин анализировался при ускоряющем напряжении 25 кВ и токе 900 нА [Batanova, Sobolev, Kuzmin, 2015; Batanova, Sobolev, Magnin, 2018], хромшпинелиды – при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 50 нА. В ходе количественного анализа использовались природные стандарты, состав которых измерялся каждые 30–50 анализов. Суммарное Fe, полученное при анализе, пересчитывалось на Fe²⁺ и Fe³⁺ по дефициту заряда в приближении идеальной стехиометрии шпинели АВ₂О₄ и постоянных зарядов других катионов [Droop, 1987]. Для расчета физико-химических параметров применялись методы оценки

температуры и фугитивности кислорода, основанные на равновесном распределении элементов между оливином и хромшпинелидом [Coogan, Saunders, Wilson, 2014; Nikolaev et al., 2016] и соотношением Fe²⁺/Fe³⁺ в хромшпинелиде [Fudali, 1965; Maurel, Maurel, 1984] (см.: Обсуждение результатов).

Результаты

Минералого-петрографическая характеристика пород. Образцы вкрапленных сульфидных руд интрузии Норильск-1 представлены оливиновыми (Ol 10–

30 %), пикритовыми ($OI > 30\%$) и такситовыми (неоднородной текстуры и минерального состава) габбродолеритами. Характерной особенностью этих пород является богатая платиноидами сульфидная минерализация, состоящая из каплевидных, вкрапленных и прожилково-вкрапленных сегрегаций (рис. 3 а, б) состава пирротин + халькопирит + пентландит ± таллахит ± кубанит, которая подробно рассмотрена в ряде более ранних публикаций [Genkin, Evstigneeva, 1986; Naldrett et al., 1994; Tolstykh et al., 2020]. Силикатная часть пород состоит из плагиоклаза (10–60 %), клинопироксена (10–30 %) и оливина (10–60 %). Плагиоклаз и оливин резко идиоморфны по отношению к клинопироксену, зерна оливина, как правило, идиоморфны по отношению к плагиоклазу, и наиболее магнезиальные породы (пикритовые габбродолериты) рассматриваются как оливиновые кумуляты [Distler et al., 1999; Latypov, 2007]. В качестве вторичных силикатных минералов по плагиоклазу развивается альбит-серцитовый агрегат (соссюрит), по клинопироксену – хлорит и волокнистые амфиболы, оливин интенсивно замещается минералами группы иддингсита / боулингита и серпентитом. Хромшпинелиды в породах вкрапленных сульфидных руд распределены неравномерно, встречаются как в виде акцессорной минерализации, так и образуют более густую вкрапленность (до 1 об. %) в минералах силикатной матрицы (см. рис. 3, б).

Породы МС-горизонта характеризуются разнообразным составом и неоднородными текстурно-структурными признаками, которые детально описаны в работах С.Ф. Служеникина [Distler et al., 1999; Sluzhenikin et al., 2020; Служеникин и др., 1994] и В.В. Рябова с соавт. [Ryabov, Shevko, Goga, 2014]. Среди этих пород выделяются следующие типы:

1. Такситовые габбродолериты, в которых перемежаются участки разного состава – от пикритовых до лейкократовых, а также содержится большое количество сегрегаций водосодержащих минералов: флогопита, пренита, хлорита, волокнистых амфиболов (рис. 3, с, d).

2. Лейкогаббро и троктолиты с большим количеством плагиоклаза, варьирующим содержанием оливина и низкой долей клинопироксена.

3. Пикритовые габбродолериты, по составу и структуре силикатной матрицы близкие породам из нижних частей интрузии.

Сульфидная минерализация в породах МС-горизонта представлена той же ассоциацией, что и во вкрапленных сульфидных рудах (см. рис. 3, с), однако общее количество сульфидов в МС-горизонте в целом меньше, чем в последних, в то время как платиноидная минерализация чрезвычайно богата. Среди минералов платиновой группы обнаружено более 40 минералов и интерметаллидов, главным

образом палладия и платины [Sluzhenikin и др., 2020; Tolstykh et al., 2019; Дистлер, 1994; Служеникин и др., 1994]. Характерная особенность пород МС-горизонта, наряду с высоким тенором ЭПГ позволившая рассматривать этот горизонт в качестве аналога рифам Бушвельда и Стиллуотера [Служеникин и др., 1994], – богатая вкрапленность хромшпинелидов. Содержание хромшпинелида может достигать 30 об. % (в среднем 1–10 об. %), в то время как его зерна встречаются во всех минералах силикатной матрицы. Отмечается, однако, что в плагиоклазе и клинопироксене включений хромшпинели значительно больше, чем в оливине. При этом те зерна, которые находятся в оливине, чаще всего приурочены к трещинам и лишь в единичных случаях полностью изолированы минералом-хозяином (рис. 3, е).

Пикробазальты Гудчихинской свиты представлены породами порфировой структуры с вкрапленниками оливина до 3–5 мм и раскристаллизованной основной массой, образованной гипидиоморфными индивидами клинопироксена и плагиоклаза. Магнетит и ильменит встречаются в основной массе, а хромит – в виде включений в оливине либо в замещающем его серпентине (рис. 3, f).

Химический состав оливина и хромшпинелидов. Оливин как из МС-горизонта, так и из вкрапленных сульфидных руд характеризуется в целом низкой магнезиальностью (или долей форстеритового минала) ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ ат. %), которая варьирует от 67 до 82 в малосульфидных рудах и от 69 до 78 во вкрапленных сульфидных рудах (табл. 1). Содержание NiO в оливине изменяется в целом от 0,18 до 0,32 мас. % (рис. 4, а). При этом концентрация Ni в оливине из МС-горизонта слабо коррелирует с Mg# и несколько понижена относительно пород с вкрапленной сульфидной минерализацией, а в последних выделяется группа анализов с низкой Mg#, для которых прослеживается обратная корреляция NiO и Mg# (см. рис. 4, а). Содержание MnO в оливине из обоих горизонтов характеризуется приблизительно одинаковой выраженной обратной корреляцией с Mg# и одним и тем же диапазоном концентраций (от 0,29 до ~ 0,44–0,49 %) (рис. 4, б). По соотношениям в системе NiO–MnO–FeO–MgO оливины из вкрапленных сульфидных и малосульфидных руд тем не менее существенно различаются. Для оливина из вкрапленных сульфидных руд корреляция в паре NiO–MnO практически не наблюдается, в то время как в малосульфидных рудах NiO обратно коррелирует с MnO (рис. 4, с). На диаграмме Ni/(Mg/Fe)–Mn/Fe [Sobolev et al., 2007] популяции оливина из сравниваемых ассоциаций интрузии Норильск-1 различаются наиболее четко (рис. 4, d). Магнезиальность оливина из пикробазальтов гудчихинской свиты варьирует от 74

до 81, что попадает в диапазон значений, полученный ранее по широкой выборке этих пород в Но-

рильском районе [Sobolev et al., 2007; Соболев, Криволицкая, Кузьмин, 2009] (см. рис. 4).

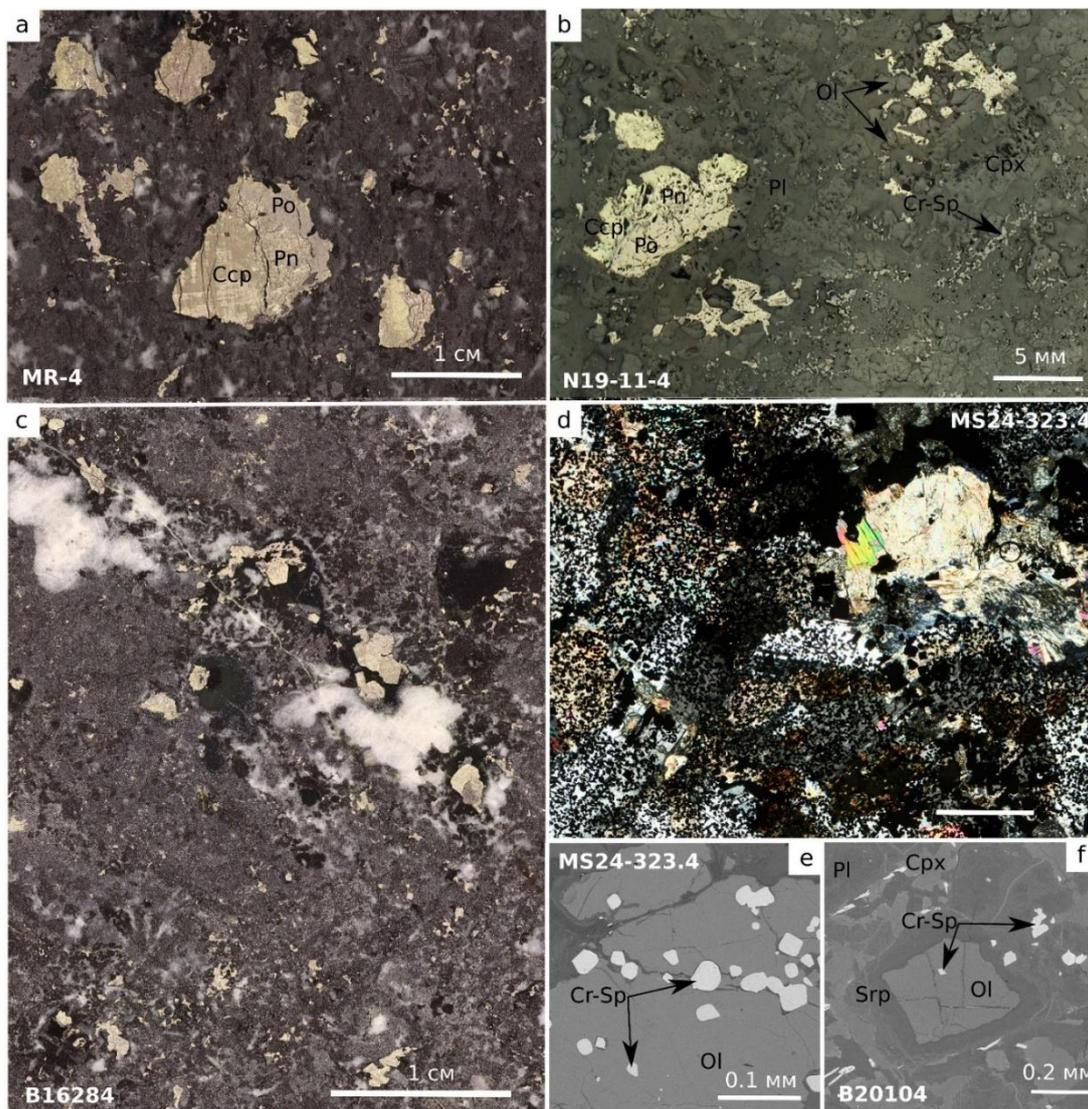


Рис. 3. Минералого-петрографические особенности пород интрузии Норильск-1 и пикробазальтов Гудчихинской свиты

(a) Каплевидные обособления сульфидов в оливиновом габбро-долерите интрузии Норильск-1 (вкрапленные сульфидные руды, карьер Медвежий ручей, пришлифовка); (b) прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация и вкрапленность хромшпинелидов в такситовом габбро-долерите (вкрапленные сульфидные руды, карьер Медвежий ручей, полированный шлиф, отраженный свет); (c) такситовый габбро-долерит с сульфидной минерализацией (МС-горизонт, карьер Медвежий ручей, пришлифовка); (d) богатая вкрапленность хромшпинелида в существенно лейкократовом участке такситового габбро-долерита, справа вверху видна биотит-амфиболовая сегрегация (МС-горизонт, карьер Медвежий ручей, полированный шлиф, проходящий свет, скрещенные поляризаторы); (e) включения хромшпинелидов в оливине из пикритового габбро-долерита МС-горизонта (полированный шлиф, BSE-фото) (f) фенокрист оливина с включениями хромита и окружающая его основная масса, пикробазальт Гудчихинской свиты (полированный шлиф, BSE-фото)

Fig. 3. Mineralogical and petrographic features of the rocks of the Noril'sk-1 intrusion and microbasalts of the Gudchikhinskij Formation

(a) Droplet-like sulfide segregations in olivine gabbro-dolerite of the Noril'sk-1 intrusion (disseminated sulfide ores, Medvezhy Ruchey open pit, grinded sample); (b) vein-disseminated sulfide mineralization and Cr-spinel dissemination in taxitic gabbro-dolerite (disseminated sulfide ores, Medvezhy Ruchey open pit, polished thin section, reflected light); (c) taxitic gabbro-dolerite with sulfide mineralization (sulfide-poor horizon, Medvezhy Ruchey open pit, grinded sample); (d) dense Cr-spinel dissemination in considerably leucocratic site of a taxitic gabbro-dolerite, in the upper right part there is a biotite-amphibole segregation (sulfide-poor horizon, Medvezhy Ruchey open pit, polished thin section, transmitted light, crossed polarizers); (e) inclusions of Cr-spinel in olivine from picritic gabbro-dolerite of the sulfide-poor horizon (polished thin section, BSE-photo); (f) olivine phenocryst with chromite inclusions and the surrounding groundmass, microbasalt of the Gudchikhinskij Formation (polished thin section, BSE-photo)

Представительные составы оливина из малосульфидных и вкрапленных сульфидных руд интрузии Норильск-1

Table 1

Representative analyses of olivine from the sulfide-poor and disseminated sulfide ores of the Noril'sk-1 intrusion

№ ан.	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	CoO	ZnO	NiO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	Mg#
1	B16284	39,82	0,03	0,02	0,07	41,72	17,94	0,28	0,02	0,01	0,25	0,11	0,01	–	100,29	80,56
2		39,87	0,06	0,01	0,42	42,81	17,00	0,28	0,02	0,01	0,28	0,04	0,01	0,01	100,80	81,78
3		39,17	0,03	0,02	0,06	40,40	19,55	0,32	0,03	0,01	0,25	0,16	0,01	–	100,00	78,64
4		38,75	0,05	0,02	0,03	38,87	21,40	0,35	0,03	0,01	0,34	0,10	–	–	99,95	76,40
5		39,23	0,04	0,02	0,08	39,77	20,27	0,33	0,02	0,01	0,25	0,12	0,01	0,01	100,15	77,76
6	MS24-323,4	37,41	0,03	0,02	0,18	33,24	27,93	0,48	0,02	0,02	0,19	0,11	–	0,02	99,65	67,95
7		37,89	0,03	0,02	0,08	35,55	25,67	0,43	0,02	0,01	0,18	0,13	–	0,02	100,05	71,16
8		37,47	0,03	0,02	0,19	34,49	27,07	0,47	0,02	0,01	0,17	0,12	–	0,02	100,10	69,41
9	N19-10-2	38,37	0,04	0,02	0,03	38,84	21,97	0,35	0,03	0,01	0,22	0,12	–	0,01	100,00	75,91
10		38,71	0,03	0,02	0,09	39,97	20,41	0,34	0,02	0,01	0,22	0,10	–	0,01	99,93	77,72
11		38,78	0,03	0,02	0,36	40,73	20,08	0,33	0,02	0,01	0,21	0,09	–	0,01	100,67	78,33
12	RN265-721	39,21	0,03	0,02	0,02	39,75	21,08	0,31	0,03	0,02	0,27	0,12	–	0,01	100,87	77,06
13		38,93	0,05	0,01	0,03	39,26	21,52	0,32	0,02	0,02	0,32	0,09	–	0,01	100,58	76,47
14		38,90	0,06	0,03	0,30	39,91	20,78	0,29	0,02	0,02	0,28	0,12	–	0,02	100,73	77,38
15	RN265-723	38,50	0,03	0,02	0,02	40,04	21,09	0,31	0,03	0,02	0,31	0,13	–	0,01	100,49	77,18
16		38,96	0,04	0,02	0,05	40,02	21,02	0,30	0,03	0,02	0,26	0,10	–	0,01	100,82	77,23
17	RN265-724	38,61	0,04	0,01	0,03	40,26	20,53	0,30	0,03	0,02	0,31	0,11	–	0,01	100,26	77,74
18		37,98	0,12	0,09	0,46	36,04	25,66	0,32	0,02	0,01	0,19	0,04	0,02	0,01	100,98	71,45
19		38,87	0,04	0,01	0,01	40,29	21,21	0,30	0,02	0,02	0,31	0,09	–	0,01	101,18	77,19
20		39,00	0,04	0,02	–	40,39	20,85	0,30	0,03	0,02	0,34	0,07	–	0,02	101,07	77,54
21		38,88	0,04	0,01	0,01	40,71	20,76	0,30	0,03	0,02	0,28	0,11	–	0,01	101,15	77,75
22	RN265-725	38,81	0,03	0,02	0,08	40,07	20,94	0,29	0,03	0,02	0,29	0,15	–	–	100,74	77,32
23		39,13	0,03	0,02	0,02	39,82	20,76	0,30	0,03	0,02	0,28	0,14	–	0,01	100,55	77,36
24		39,14	0,03	0,02	0,05	39,88	20,99	0,30	0,03	0,02	0,31	0,14	–	0,02	100,91	77,20
25	RN265-735	38,53	0,04	0,01	0,01	38,69	22,08	0,31	0,03	0,02	0,21	0,13	–	0,01	100,05	75,74
26		38,64	0,10	0,01	0,03	38,68	22,62	0,31	0,02	0,02	0,26	0,10	–	0,02	100,83	75,29
27		38,85	0,07	0,01	–	39,09	22,01	0,31	0,03	0,02	0,22	0,09	–	0,03	100,72	75,99
28	N19-11-4	37,66	0,04	0,01	0,02	35,83	25,47	0,41	0,03	0,02	0,28	0,15	–	0,01	99,93	71,48
29		37,94	0,04	0,02	0,07	35,23	26,26	0,42	0,03	0,02	0,27	0,13	–	–	100,43	70,51
30		38,34	0,05	0,02	0,23	38,40	22,91	0,37	0,03	0,01	0,24	0,11	–	0,01	100,72	74,91
31	MR-4	38,78	0,03	0,02	0,04	39,38	21,31	0,33	0,03	0,02	0,30	0,14	–	–	100,36	76,71
32		37,95	0,09	0,02	0,02	37,09	24,36	0,38	0,03	0,02	0,29	0,12	–	0,14	100,51	73,06
33		38,06	0,03	0,02	0,14	36,84	24,75	0,38	0,03	0,02	0,30	0,13	–	0,01	100,73	72,62
34		38,34	0,03	0,02	0,05	39,30	21,20	0,33	0,03	0,02	0,30	0,17	–	–	99,80	76,76
35	MR-8	38,16	0,04	0,02	0,05	36,54	24,40	0,39	0,03	0,02	0,26	0,12	–	–	100,01	72,74
36		37,36	0,03	0,02	0,02	34,91	27,11	0,41	0,03	0,03	0,29	0,11	–	0,01	100,31	69,64

Примечание. Полную базу составов оливина и хромшпинелидов, использованных в этой работе, можно получить у авторов по запросу (ivanlab211@gmail.com).

Note. Complete spreadsheet with olivine and Cr-spinel compositions used in this study is available from the corresponding author on request (ivanlab211@gmail.com).

Близость полученных нами и ранее опубликованных данных по оливину из пород гудчихинской свиты прослеживается и по другим примесным компонентам, кроме NiO, концентрации которого в проанализированном оливине (0,24–0,27) оказались существенно ниже, чем для ранее изучавшихся пикробазальтов этой свиты (см. рис. 4, а). Поскольку пока не вполне ясно, с чем именно связано это отклонение в составе, далее в этой работе мы ориентируемся на концентрации NiO, опубликованные А.В. Соболевым и

Н.А. Криволицкой [Sobolev et al., 2007; Соболев, Криволицкая, Кузьмин, 2009].

Хромшпинелиды в изученных породах из горизонтов вкрапленных сульфидных и малосульфидных руд интрузии Норильск-1 характеризуются широкими диапазонами составов (табл. 2). Как и для Талнахской [Barnes, Kuniyov, 2000; Ryabov, Shevko, Gora, 2014; Гора, Шевко, Житова, 2012], их магнезиальность варьирует от ~ 58 до практически нулевых значений и выраженно коррелирует с хромистостью

($Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ ат. %), которая растет от 60–70 до 80–100 от наиболее к наименее магнезиальным миналам (рис. 5, а). При этом детальное исследование зависимости состава хромита от минерала-хозяина показало, что магнезиальные составы характерны для зерен, заключенных в неизменном плагиоклазе, промежуточные – для зерен в измененном плагиоклазе и свежих темноцветах, а наиболее железистые хромшпинелиды содержатся в измененных темноцветах [Chayka et al., 2020a]. Несмотря на схожие взаимоотношения $Mg\#$ и $Cr\#$, по поведению Fe и Ti хромшпинелиды МС-горизонта интрузии Норильск-1 резко отличаются от хромшпинелидов

вкрапленных руд этой же интрузии и Талнахской интрузии в целом и характеризуются широкими вариациями по этим элементам, причем для разных образцов типичны разные и даже контрастные тренды (рис. 5, б–е). Большинство хромшпинелидов интрузии Норильск-1, как и Талнахской интрузии, эволюционирует от магнезиохромита к хромистому титаномагнетиту. Тем не менее для хромшпинелидов из некоторых образцов МС-горизонта интрузии Норильск-1 нетипичны рост Fe^{3+} и уменьшение содержания Cr с падением магнезиальности: их составы эволюционируют в сторону высокохромистой ульвошпинели (см. рис. 5, б, е).

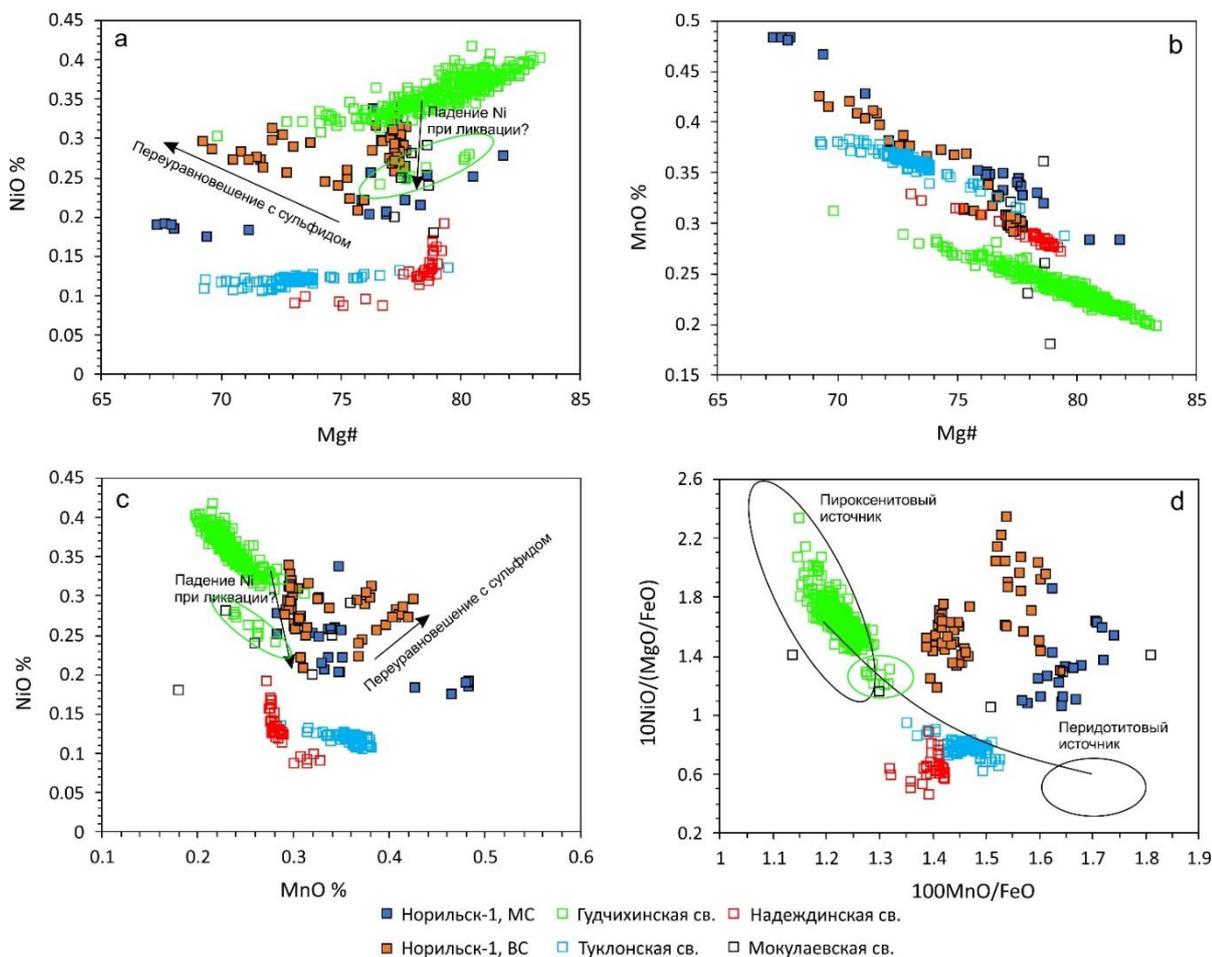


Рис. 4. Вариационные диаграммы с составами оливина из пород интрузии Норильск-1 и вулканических пород Норильского района

МС – малосульфидный горизонт, ВС – вкрапленные сульфидные руды. Данные для интрузии Норильск-1 и Мokuлаевской свиты – авторские, для Гудчихинской свиты – авторские и [Sobolev et al., 2007; Sobolev, Krivolutsкая, Кузьмин, 2009], для Туклонской и Надеждинской свит – [Sobolev, Krivolutsкая, Кузьмин, 2009]; поля пироксенитового и перидотитового источников на (d) – [Sobolev et al., 2007]. Светло-зеленым обведены низко-Ni анализы, полученные для пикробазальта гудчихинской свиты (обр. B20104).

Fig. 4. Variation diagrams with plotted compositions of olivine from the rocks of the Noril'sk-1 intrusion and volcanic rocks of the Noril'sk area

MC – sulfide-poor horizon, BC – disseminated sulfide ores. Sources of data: Noril'sk-1 intrusion and Mokuлаevskiy Formation – this study; Gudchikhinskiy Formation – this study and [Sobolev et al., 2007; Sobolev, Krivolutsкая, Kuz'min, 2009], Tuklonskiy and Nadezhdinskiy Formations – [Sobolev, Krivolutsкая, Kuz'min, 2009]; fields of pyroxenitic and peridotitic sources on (d) – [Sobolev et al., 2007]. Outlined by light-green line are the low-Ni compositions of the olivine from Gudchikhinskiy microbasalt (sample B20104)

Представительные составы хромшпинелидов из малосульфидных и вкрапленных сульфидных руд интрузии Норильск-1

Table 2

Representative analyses of Cr-spinel from the sulfide-poor and disseminated sulfide ores of the Noril'sk-1 intrusion

№ ан.	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сумма	Mg#	Cr#	Fe ²⁺ /Fe ³⁺
1	MR-30	0,02	11,96	4,31	17,79	0,76	57,71	37,45	22,51	0,49	2,99	0,11	0,21	96,34	12,47	81,24	1,85
2		0,02	3,95	16,72	40,64	0,49	30,55	27,67	3,20	0,36	6,61	0,20	0,06	99,59	29,84	71,85	9,62
3		0,03	2,74	21,47	39,67	0,40	26,99	24,19	3,10	0,28	9,00	0,14	0,06	100,78	39,86	65,99	8,66
4		0,04	10,65	5,24	40,92	0,50	38,30	36,79	1,67	0,42	3,41	0,09	0,13	99,70	14,19	89,13	24,43
5		0,02	12,69	3,94	36,57	0,52	41,21	39,18	2,25	0,40	2,53	0,19	0,14	98,20	10,30	90,69	19,32
6		0,04	4,71	14,06	40,98	0,49	33,04	30,39	2,95	0,37	4,84	0,20	0,07	98,81	22,11	75,38	11,46
7		-	10,69	6,47	39,95	0,51	37,09	35,35	1,93	0,37	4,53	0,13	0,10	99,84	18,57	86,63	20,38
8		0,06	2,35	24,96	36,61	0,38	26,42	23,43	3,32	0,26	9,68	0,16	0,06	100,94	42,39	60,63	7,85
9	MS24-324-3	0,71	1,99	11,33	34,55	0,46	43,04	28,02	16,69	0,46	4,92	0,17	0,12	97,75	23,83	76,20	1,87
10		0,01	4,61	8,97	32,88	0,52	45,96	30,96	16,67	0,50	3,57	0,17	0,14	97,32	17,04	79,38	2,06
11		0,48	3,22	12,08	34,87	0,50	39,36	27,77	12,88	0,46	5,43	0,16	0,13	96,70	25,84	75,19	2,40
12	MS24-325-4	0,01	4,85	10,76	34,88	0,39	40,59	28,65	13,27	0,36	5,46	0,11	0,34	97,75	25,34	77,30	2,40
13		0,02	11,11	6,01	18,56	0,80	56,73	37,34	21,55	0,49	2,84	0,09	0,22	96,87	11,94	76,42	1,93
14		0,02	1,12	24,04	35,96	0,30	27,35	18,76	9,55	0,33	11,93	0,09	0,22	101,36	53,12	61,10	2,18
15	N19-10-2	0,04	1,43	18,55	36,85	0,29	30,32	18,86	12,73	0,29	11,16	0,09	0,12	99,13	51,32	67,59	1,65
16		0,01	4,48	11,06	33,99	0,43	39,90	26,12	15,31	0,40	6,97	0,11	0,20	97,54	32,23	76,34	1,90
17		0,02	6,45	6,90	31,58	0,51	45,99	29,98	17,79	0,46	5,11	0,14	0,20	97,36	23,29	82,78	1,87
18	B16284-1	0,01	3,34	10,29	37,74	0,43	38,50	24,87	15,15	0,45	7,11	0,17	0,22	98,28	33,76	79,38	1,82
19		0,02	3,26	6,98	37,52	0,38	42,05	25,51	18,38	0,55	6,08	0,12	0,25	97,22	29,80	84,95	1,54
20		0,03	1,36	21,16	36,59	0,33	29,12	20,05	10,08	0,32	10,65	0,14	0,15	99,84	48,62	64,48	2,21
21	N19-11-4	0,01	9,30	5,09	21,53	0,76	54,93	35,39	21,71	0,48	2,62	0,09	0,15	94,97	11,65	81,61	1,81
22		0,01	1,31	21,32	35,44	0,31	30,01	19,24	11,97	0,34	11,26	0,08	0,18	100,27	51,06	63,58	1,79
23		-	6,98	8,94	30,15	0,64	44,32	28,99	17,04	0,37	6,49	0,08	0,27	98,24	28,50	77,99	1,89
24	MR-9	0,02	2,24	16,30	40,07	0,55	30,76	21,82	9,93	0,33	9,62	0,09	0,11	100,11	43,98	72,07	2,44
25		0,01	7,94	4,73	18,32	0,73	60,86	35,07	28,66	0,38	2,18	0,08	0,21	95,44	9,98	80,26	1,36
26		-	12,80	4,40	18,39	0,76	54,91	35,85	21,18	0,43	4,62	0,10	0,20	96,61	18,67	81,45	1,88
28	MR-4	0,06	17,87	3,58	8,76	1,51	58,58	39,71	20,97	0,46	4,81	0,08	0,35	96,07	17,75	71,96	2,10
29		0,14	0,95	23,74	33,81	0,29	28,01	18,20	10,89	0,32	11,91	0,14	0,12	99,42	53,82	59,93	1,86
30		0,06	2,25	11,84	33,69	0,41	42,00	25,29	18,56	0,31	6,35	0,13	0,18	97,22	30,90	74,92	1,51
31	MR-8	0,04	3,44	1,62	10,37	0,56	74,15	31,88	46,97	0,34	0,73	0,04	0,24	91,51	3,92	87,02	0,75
32		0,03	6,72	9,81	28,86	0,77	42,38	26,56	17,59	0,35	7,82	0,10	0,23	97,06	34,40	75,54	1,68
33	RN265-707	0,01	9,30	8,05	31,41	0,71	44,15	34,04	11,23	0,40	4,55	0,11	0,20	98,90	19,22	80,39	3,37
34		0,00	5,29	10,89	36,26	0,63	39,08	28,11	12,20	0,41	6,48	0,13	0,16	99,33	29,11	77,76	2,56
35		0,00	1,21	21,51	38,01	0,54	27,09	18,84	9,16	0,28	11,54	0,13	0,10	100,40	52,17	64,98	2,29
36	RN265-725	0,04	1,61	17,72	39,65	0,45	26,91	18,27	9,59	0,22	11,39	0,05	0,17	98,21	52,61	70,14	2,12
37		0,02	2,37	14,66	33,20	0,62	38,03	24,79	14,72	0,35	6,69	0,21	0,21	96,35	32,48	70,40	1,87
38		0,05	8,82	3,86	22,58	1,44	51,47	33,56	19,90	0,37	2,71	0,13	0,28	91,72	12,57	86,00	1,87
39	RN265-721	0,04	4,88	4,75	26,62	1,14	50,14	28,74	23,79	0,37	3,76	0,18	0,24	92,12	18,89	85,49	1,34
40		0,02	1,83	15,54	33,64	0,35	36,43	22,32	15,68	0,34	8,22	0,15	0,19	96,70	39,61	69,45	1,58
41		0,02	10,84	6,13	22,49	1,38	50,62	37,27	14,84	0,42	2,22	0,15	0,19	94,47	9,60	79,39	2,79
42	RN265-735	0,06	5,89	3,61	17,15	1,89	58,14	30,08	31,19	0,37	3,18	0,14	0,19	90,64	15,86	83,30	1,07
43		0,04	7,44	2,77	7,46	2,46	67,06	32,46	38,46	0,29	2,46	0,09	0,26	90,33	11,89	73,91	0,94

Содержание TiO₂ в этих разностях достигает 18 % при доле Fe²⁺ не более 0,2 форм. ед, что не описано в других объектах мира [Barnes, Roeder, 2001; Kamennetsky, Crawford, Meffre, 2001] и, по-видимому, является уникальным для пород верхнего эндоконтакта с МС-оруденением интрузии Норильск-1. Помимо Fe, Ti и Cr, некоторые различия обнаруживаются в концентрациях никеля. В низкомагнезиальных хром-

шпинелидах из вкрапленных сульфидных руд интрузии Норильск-1 наблюдается выраженный рост NiO в сравнении с МС-горизонтом. При этом, несмотря на то что поля на диаграмме NiO–Mg# для высокомагнезиальных хромшпинелидов из этих двух ассоциаций частично перекрываются, в целом концентрацию NiO в хромшпинелидах из МС-горизонта можно считать пониженной относительно вкрапленных

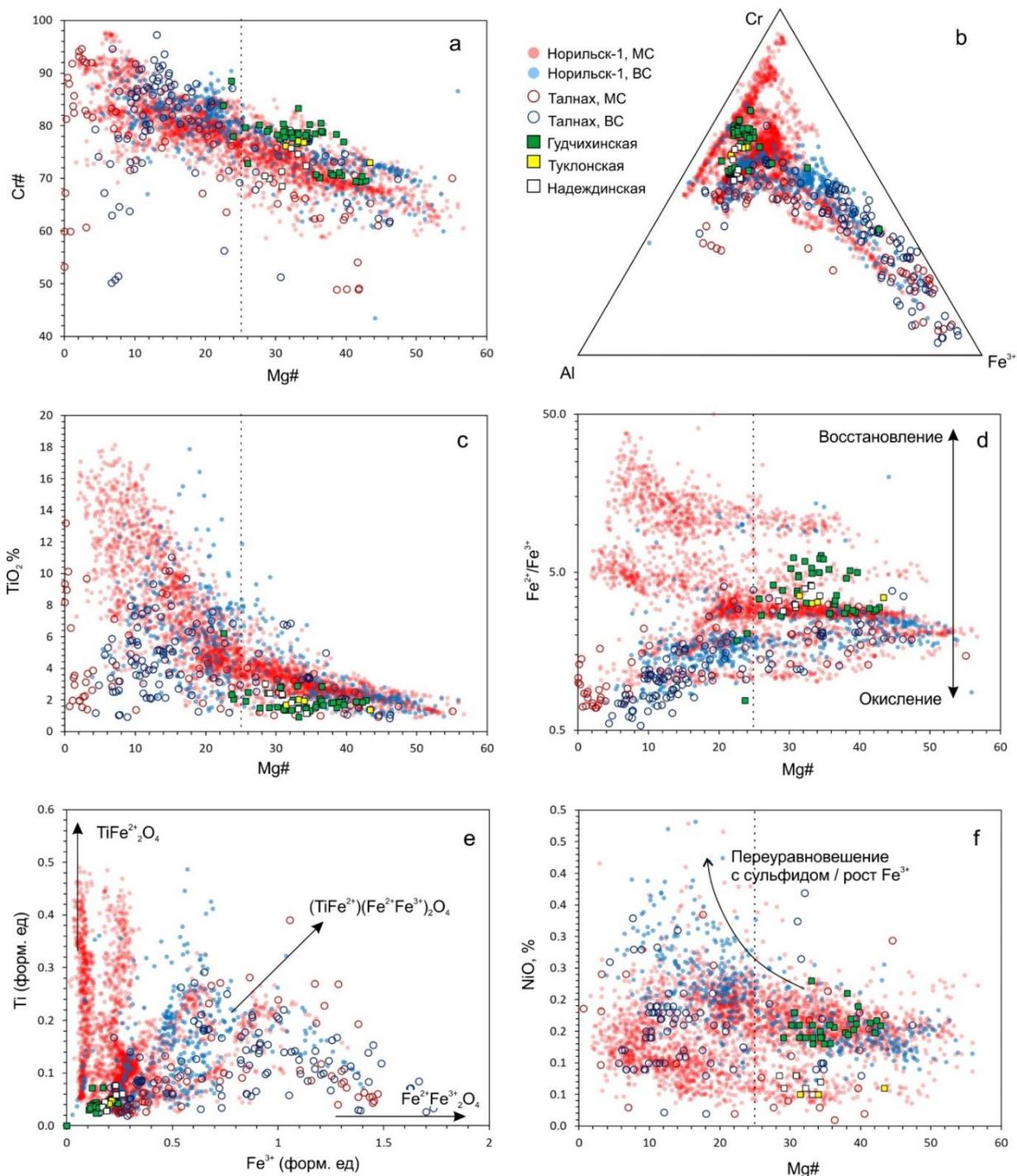


Рис. 5. Вариационные диаграммы составов хромшпинелидов из пород интрузии Норильск-1 и вулканических пород Норильского района

Источники данных: Норильск-1 – данная работа и [Chayka et al., 2020a, 2020b], Талнахская интрузия – [Barnes, Kuniylov, 2000; Ryabov, Shevko, Gora, 2014; Gora, Shevko, Zhitova, 2012], пикробазальты гудчихинской свиты – [Соболев, Криволицкая, Кузьмин, 2009] и данная работа, базальты туклонской и надеждинской свит – [Krivolutskaya et al., 2012, 2018]. Пунктирной линией на (a), (c), (d), (f) обозначена граница между условно-примитивными ($Mg\# > 25$) и переуравновешенными хромшпинелидами (см. текст)

Fig. 5. Variation diagrams with plotted compositions of Cr-spinels from the rocks of the Noril'sk-1 intrusion and volcanic rocks of the Noril'sk area

Data sources: Noril'sk-1 – this study and [Chayka et al., 2020a, 2020b], Talnakh intrusion – [Barnes, Kuniylov, 2000; Ryabov, Shevko, Gora, 2014; Gora, Shevko, Zhitova, 2012], picobasalts of the Gudchikhinskiy formation - [Sobolev, Krivolutsкая, Kuz'min, 2009] and this study, basalts of the Tuklonskiy and Nadezhdinskiy Formations - [Krivolutskaya et al., 2012, 2018]. Dashed line on (a), (c), (d), (f) distinguishes between relatively primitive ($Mg\# > 25$) and re-equilibrated Cr-spinel compositions

сульфидных руд (см. рис. 5, f). Хромшпинелиды из пикробазальтов гудчихинской свиты имеют сравнительно низкую магнезиальность ($Mg\#$ от 28 до 42) по сравнению с хромитами из других вулканитов мира [Kamenetsky, Crawford, Meffre, 2001]. Их состав эволюционирует лишь в сторону понижения $Mg\#$, практически без изменения концентраций трехвалентных катионов и Ti (см. рис. 5). В редких случаях в краевой части зерен хромшпинелидов находятся тонкие оторочки хромистого магнетита, которые из-за раз-мера нельзя проанализировать количественно.

Обсуждение результатов

Посткристаллизационное переуравновешение оливина и хромшпинелидов. Сравнительно высокая подвижность катионов (особенно двухвалентных) в решетке оливина и шпинелидов обуславливает способность этих минералов существенно изменять свой состав после образования. В оливине наиболее подвижными являются Mg, Fe, Mn, в меньшей степени – Ni и Ca [Petru, Chakraborty, Palme, 2004]. В хромшпинели весьма подвижны Mg и Fe^{2+} , в то время как трехвалентные катионы диффундируют медленнее, но при магматических температурах полное переуравновешение происходит менее чем за 200 лет [Coulthard Jr et al., 2021]. Вследствие диффузии оливин и шпинелиды в интрузивных породах, хотя и являются раннемагматическими, почти не сохраняют первичные составы в точности. Их состав и физико-химические параметры, которые по нему оцениваются, в действительности отвечают параметрам в момент «закрытия равновесной системы», т.е. либо в момент закалки породы (излияния на поверхность с быстрым застыванием), либо в момент, когда температура понизилась настолько, что эффектами диффузии, логарифмически зависящими от температуры, можно пренебречь.

В рассматриваемом случае мы предполагаем, что оливин из пород интрузии Норильск-1 существенно переуравновешивался, как минимум с окружающим расплавом. На диаграмме NiO– $Mg\#$ среди оливина из вкрапленных сульфидных руд отчетливо выделяется группа анализов с очень узким диапазоном $Mg\#$ при более широких вариациях NiO, что характерно для диффузионного выравнивания составов и переуравновешения в интрузивных породах (см. рис. 4, а) [Sobolev et al., 2009]. Принимая оливины с максимальным $Mg\#$ как наиболее примитивные для изученных пород, мы предполагаем, что раннемагматический оливин для пород с вкрапленными сульфидными рудами имел $Mg\#$ не менее 77,5, а для пород МС-горизонта – более 81 (см. рис. 4, а). Кроме этого, обратная корреляция в паре NiO– $Mg\#$ для оливина

из вкрапленных сульфидных руд, на наш взгляд, отражает переуравновешение оливина, находившегося в контакте с сульфидной жидкостью, – явление, описанное для полнокристаллических основных и ультраосновных пород с богатой Ni ликвационной сульфидной минерализацией (см. рис. 4, а) [Barnes et al., 2011, 2013].

Зерна хромшпинелида в изученных породах активно переуравновешивались с окружающим расплавом, с минералом-хозяином и, вероятно, с флюидами на постмагматическом этапе [Chayka et al., 2020a, 2020b]. Сильное переуравновешение с оливином следует из составов оливин-хромшпинелевых пар, которые только в пикробазальтах гудчихинской свиты попадают в экспериментально-определенную область высокотемпературного оливин-шпинелевого равновесия [Nikolaev et al., 2016], тогда как в породах с вкрапленной сульфидной минерализацией и МС-горизонте оливин-хромшпинелевая пара по Fe и Mg полностью переуравновешена (рис. 6, а). То же самое справедливо и для клинопироксен-хромшпинелевого равновесия, а зерна хромшпинелида в плагиоклазе лучше сохраняют изначальное Mg/Fe соотношение, поскольку, во-первых, Mg и Fe являются слабо совместимыми для плагиоклаза, а во-вторых, миграция этих катионов через плагиоклаз более медленная, чем через оливин и пироксен. Тем не менее составы хромшпинели в породах МС-горизонта ближе к равновесным составам, чем во вкрапленных рудах (см. рис. 6, а), что, вероятно, указывает на их более быстрое остывание в ходе магматического этапа по сравнению с последними. Таким образом, опираясь на составы хромшпинели из вулканических пород Норильского района Сибирских траппов [Krivolutskaya et al., 2012, 2018; Соболев, Криволицкая, Кузьмин, 2009], составы быстро закаленных оливин-шпинелевых пар в базальтах и пикритах мира [Kamenetsky, Crawford, Meffre, 2001] и составы включений хромшпинелида в неизменном плагиоклазе [Chayka et al., 2020a], мы определяем нижнюю границу «первичных составов» хромшпинелида в изученных породах на уровне $Mg\# = 25$ (см. рис. 5, а–е).

Исходные магмы для рудоносных пород интрузии Норильск-1. По мере изучения пород Норильского комплекса и серии трапповых базальтов неоднократно поднимался вопрос о родоначальном расплаве (или родоначальных расплавах) для интрузий Норильского типа. Поскольку доминирующей теорией образования этих рудоносных интрузий является теория «проточной камеры» [Naldrett et al., 1992; Радько, 1991], то в большинстве случаев задача об исходных расплавах сводится к вопросу об их комагматичности конкретным свитам базальтов.

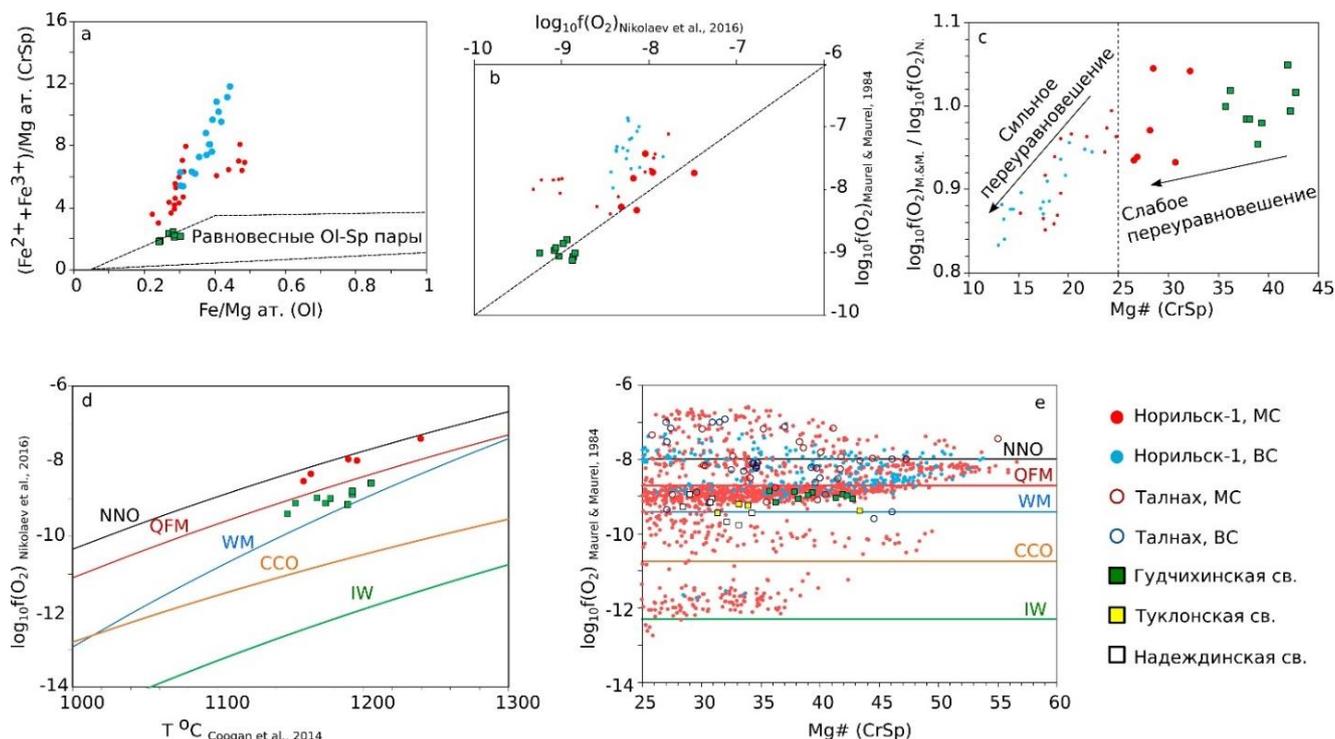


Рис. 6. Диаграммы с оценками физико-химических параметров кристаллизации оливин-хромшпинелевых пар из изученных пород

(а) вариационная диаграмма для оценки «первичности» оливин-хромшпинелевого равновесия по [Nikolaev et al., 2016]; (б, с) сравнение значений $\log_{10}f(\text{O}_2)$, полученных для оливин-хромшпинелевых пар изученных пород с помощью оливин-шпинелевого оксибарометра [Nikolaev et al., 2016] и оценки, основанной на $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в хромшпинелиде [Fudali, 1965; Maurel, Maurel, 1984] (более мелкие маркеры – хромшпинелиды с $\text{Mg}\# < 25$); (д) T - $\log_{10}f(\text{O}_2)$ диаграмма для оливин-хромшпинелевых пар из пикробазальтов Гудчихинской свиты и МС-горизонта интрузии Норильск-1; (е) – оценки $\log_{10}f(\text{O}_2)$ по отношению $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ для условно-примитивных ($\text{Mg}\# > 25$) хромшпинелидов из пород Норильского района при $T = 1175$ °С (источники данных – как на рис. 4). На (д) и (е) линии буферов рассчитаны по уравнениям из следующих источников: QFM и IW – [O'Neill, 1987a], NNO – [O'Neill, 1987b], WM – [Myers, Eugster, 1983], CCO – [Jakobsson, Oskarsson, 1994]

Fig. 6. Plots with estimations of physicochemical conditions of the olivine-Cr-spinel pair crystallization from the studied rocks

(a) variational plot utilized to distinguish “primitive” compositions of olivine-spinel pair [Nikolaev et al., 2016]; (b, c) comparison of $\log_{10}f(\text{O}_2)$ values, obtained for the olivine-Cr-spinel pairs from the studied rocks with the olivine-spinel oxybarometer [Nikolaev et al., 2016] and estimations based on $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ratio in Cr-spinel [Fudali, 1965; Maurel, Maurel, 1984] (small points are for Cr-spinel with $\text{Mg}\# < 25$); (d) T - $\log_{10}f(\text{O}_2)$ plot for the olivine-Cr-spinel pairs from picobasalts of the Gudchikhinskiy Formation and sulfide poor horizon of the Noril'sk-1 intrusion (e) – estimations of $\log_{10}f(\text{O}_2)$ based on $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ for relatively primitive ($\text{Mg}\# > 25$) Cr-spinels from the rocks of the Noril'sk area at $T = 1175$ °C (data sources as on Fig. 4). Sources for buffer lines on (d) and (e): QFM и IW – [O'Neill, 1987a], NNO – [O'Neill, 1987b], WM – [Myers, Eugster, 1983], CCO – [Jakobsson, Oskarsson, 1994]

На основании геолого-структурных и геохимических признаков предполагалось, что интрузии Норильского типа комагматичны базальтам гудчихинской / туклонской [Золотухин, Виленский, Дюжиков, 1986], надеждинской [Naldrett et al., 1992], моронговской [Arndt et al., 2003; Fedorenko, 1994; Latyshev et al., 2020; Li, Ripley, Naldrett, 2009] или мокулаевской [Радько, 1991; Радько, 2016] свит. Однако в рамках этой точки зрения труднообъяснимы были различия в изотопном составе S и Os между интрузиями и базальтами [Arndt et al., 2003; Krivolutskaya, 2016; Lightfoot, Keays, 2005; Ripley et al., 2003]. Далее

Н.А. Криволицкой было показано, что Масловская интрузия Норильского типа пересекает свиты базальтов от ивакинской до Надеждинской [Krivolutskaya, 2016], и, таким образом, получила подтверждение гипотеза, что рудоносные интрузии комагматичны базальтам моронговской свиты. Однако в базальтах моронговской свиты обнаруживаются небольшие интрузивные тела, геохимические характеристики которых близки интрузиям Норильского типа [Krivolutskaya, 2016], что указывает на то, что становление рудоносных интрузий продолжалось и в постморонговское время, и базальты мокулаевской свиты так-

же могут считаться их потенциальными комагматами. В то же время U-Pb датировки цирконов из интрузий Норильского типа покрывают широкий диапазон возрастов от 265 до 230 млн лет [Malitch et al., 2012], захватывая все время становления Сибирских траппов [Ivanov et al., 2013], а основанные на фазовых равновесиях физико-химические реконструкции для интрузий Норильского типа ставят под сомнение их комагматичность толеитовым базальтам и требуют более высокомагнезиальных родоначальных расплавов [Laturov, 2007, 2002]. Для того чтобы устранить противоречия, связанные с моделью «классической проточной камеры» [Naldrett et al., 1992], были сформулированы гипотезы, согласно которым интрузии Норильского типа формировались в течение долгого времени с участием разных магм [Czamanske et al., 1994; Yao, Mungall, 2021] или эти интрузии могли вообще не иметь отношения к трапповым базальтам, представленным в разрезе Норильского района, а сформироваться при дифференциации отдельного внедрения магмы [Krivolutskaya, 2016; Laturov, 2002]. Таким образом, учитывая возможность «не-проточного» формирования интрузий Норильского типа или отсутствия их непосредственных комагматов среди вышележащих базальтов, решение, по-видимому, должно находиться путем либо независимой оценки состава родоначальных магм [Krivolutskaya, 2011, 2016], либо путем сравнения геохимии и минералогии интрузий со всеми эффузивами Норильского района Сибирской ЛПР.

Полученные данные по составу оливина из интрузии Норильск-1 обнаруживают существенные отличия от оливина из пород Сибирских траппов (см. рис. 4). Содержания NiO в нем существенно выше, чем в оливине из базальтов туклонской и надеждинской свит, и несколько ниже, чем в пикробазальтах гудчихинской свиты. Отмечается, однако, что наиболее богатые NiO оливины из пикритовых габбродолеритов с вкрапленной сульфидной минерализацией перекрываются с областью составов оливина гудчихинской свиты. По соотношению $Mg\#-MnO$ оливины Норильска-1, наоборот, ближе туклонским и надеждинским базальтам. Вариации в системе $MgO-FeO-MnO-NiO$ показывают, что наиболее примитивные составы оливина Норильска-1 лежат также между полями гудчихинских и туклонских / надеждинских пород. Кроме этого, соотношения между критериями $Ni/(Mg/Fe)$ и Mn/Fe , которые компенсируют различия состава, вызванные эволюцией и переуравновешением оливина по Mg-Fe изоморфной паре, и используются для определения специфики мантийного источника [Sobolev et al., 2007], показывают, что оливины из МС-горизонта и вкрапленных сульфидных руд могли кристаллизо-

ваться из химически различных порций магмы или при существенно разных условиях (см. рис. 4, d). Следует также отметить, что оливин интрузии Норильск-1 во многом близок анализам оливина из базальтов мокулаевской свиты, однако составы последнего широко варьируют, особенно по Mn, что не позволяет провести более детальное сравнение (см. рис. 4).

Поскольку в рассматриваемом случае главным контрастирующим элементом между составами оливина является Ni, следует отметить, что при отделении сульфидного расплава силикатная часть обедняется никелем благодаря его выражено-халькофильным свойствам. В этом случае, если отделение сульфида происходит до или во время кристаллизации оливина, концентрация Ni в оливине, кристаллизующемся из силикатного расплава, закономерно уменьшится. Вместе с этим в случае соседства оливина с сегрегацией высоко-Ni сульфидного расплава на поздних этапах кристаллизации пород первый будет обогащаться Ni, поскольку высокий коэффициент распределения в системе сульфид-оливин будет частично компенсирован высокой концентрацией Ni в сульфидной жидкости [Barnes et al., 2013]. Таким образом, в сульфид-насыщенных системах Ni в оливине ведет себя двойственно: падает на ранних этапах кристаллизации и растет вместе с Fe – на поздних. Если же изученные породы формировались из магм, близких к базальтам надеждинской и туклонской свит, различия в содержании Ni можно было бы объяснить последующим повсеместным переуравновешением OI с сульфидным расплавом и ростом Ni. С другой стороны, если исходный расплав был близок родоначальному для пикробазальтов гудчихинской свиты, то полученные составы оливина из интрузии Норильск-1 отражают сначала падение Ni при насыщении расплава S и отделении сульфида, а затем – рост при позднемагматическом переуравновешении (см. рис. 4, а, с). Поскольку оливин Норильска-1 все-таки ближе к составам, характерным для гудчихинской свиты, тогда как между ним и оливином туклонской / надеждинской свит есть существенный разрыв (см. рис. 4), есть основания предположить, что высокомагнезиальные, высоко-Ni магмы, подобные гудчихинским пикробазальтам, могли принимать участие в образовании интрузии Норильск-1. Кроме этого, следует более детально рассмотреть оливин из толеитовых базальтов мокулаевской свиты, поскольку, по предварительным данным, он может быть еще более близок к составам оливина Норильска-1, чем оливин из гудчихинской свиты.

Условно-примитивные ($Mg\# > 25$) хромшпинелиды из трапповых эффузивов и интрузий Норильско-

го типа не обнаруживают таких контрастов состава, как оливины. По соотношениям главных компонентов (Cr, Al, Mg, Fe, Ti) составы хромшпинелидов из эффузивов Норильского района близки друг другу и большинству примитивных хромшпинелидов интрузий Норильск-1 и Талнахская, за исключением отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , которое является индикатором окислительно-восстановительных условий и будет детально рассмотрено ниже. Тем не менее хромшпинелиды из интрузии Норильск-1 обогащены Ni по отношению к хромитам надеждинской и туклонской свит и по этому признаку, кроме нескольких образцов МС-горизонта (имеющих также аномально повышенное Fe^{2+}/Fe^{3+} отношение), перекрываются с хромитами гудчихинской свиты (см. рис. 5, f). Таким образом, данные по составу хромита подтверждают, что на раннем этапе кристаллизации породы интрузии Норильск-1 силикатная составляющая магм была обогащена Ni и по этому признаку была схожа с пикробазальтами гудчихинской свиты. Также, по-видимому, большая часть хромита образовалась еще до силикатно-сульфидной ликвации.

T-f(O₂) параметры образования пород интрузии Норильск-1. Составы сосуществующих оливина и хромшпинели в магматических, мантийных и метаморфических породах изменяются в зависимости от физико-химических условий, и по этим составам можно рассчитать температуру, давление и окислительно-восстановительные условия среды на момент последнего равновесия в системе оливин–шпинель (\pm пироксен) [Ballhaus, Berry, Green, 1991; Coogan, Saunders, Wilson, 2014; Nikolaev et al., 2016]. Однако если для вулканических пород этим методом с достаточной надежностью можно определить истинную температуру магмы на момент излияния или даже кристаллизации самих минералов, то для интрузивных пород из-за их длительного остывания и диффузии полученные температуры нельзя рассматривать как температуру кристаллизации (см. выше). Тем не менее, поскольку результаты, полученные с использованием низкоподвижных элементов, должны больше соответствовать реальным температурам кристаллизации, мы рассчитали температуру оливин-шпинелевого равновесия методом Al-in-olivine термометра [Coogan, Saunders, Wilson, 2014] для пикробазальтов гудчихинской свиты и наименее переуравновешенных пар из МС-горизонта интрузии Норильск-1. Полученные температуры варьируют в пределах 1 150–1 210 °С для первых и от 1 150 до 1 240 – для вторых, что согласуется с оценками методом гомогенизации расплавных включений [Krivolutskaya, 2016; Соболев, Криволицкая, Кузьмин, 2009].

Определение окислительно-восстановительных параметров по оливин-шпинелевой паре основывается на обмене Fe и Mg между оливином, хромшпинелью и окружающей средой [Ballhaus, Berry, Green, 1991; Nikolaev et al., 2016], что затрудняет его применение для пород интрузии Норильск-1 из-за высокой подвижности Fe и Mg. С помощью метода [Nikolaev et al., 2016] мы оценили $f(O_2)$ для пикробазальтов гудчихинской свиты и нескольких условно-примитивных хромшпинелидов МС-горизонта, включенных в оливин, тогда как для вкрапленных руд этот метод не применялся из-за сильного оливин-хромшпинелевого переуравновешения. Для пикробазальтов $\log_{10}f(O_2)$ составил от -9 до $-9,8$, для оливин-хромитовой пары МС-горизонта варьировал между -8 и -9 . Кроме оливин-хромшпинелевого термометра, предполагая, что породы интрузии Норильск-1 кристаллизовались из магм, по суммарному Fe подобных «среднему составу траппов» Норильского района (11,5–12,9 % FeO) [Krivolutskaya, 2011; Krivolutskaia, Rudakova, 2009] и рассчитанному родоначальному расплаву для Талнахской интрузии (11,4 % FeO) [Krivolutskaya, 2011], была использована полуколичественная оценка $f(O_2)$, основанная на Fe^{2+}/Fe^{3+} отношении в хромшпинелидах. Зная предположительное суммарное FeO в расплаве и предполагая $T = 1 175$ °С, содержание Fe_2O_3 в хромшпинелиде пересчитывалось на FeO/Fe_2O_3 в равновесном расплаве [Maurel, Maurel, 1984], по которому затем с использованием эмпирической зависимости для базальтовых расплавов $\log_{10}f(O_2) = -4\log_{10}(FeO/Fe_2O_3) + C$ (где $C = const$) [Fudali, 1965] рассчитывалось $f(O_2)$. Константа C была получена путем калибровки этой функции на данные оливин-шпинелевого оксигарметра [Nikolaev et al., 2016] для пикробазальтов гудчихинской свиты (рис. 6, b). Сравнение значений, полученных двумя способами для всех проанализированных оливин-хромшпинелевых пар интрузии Норильск-1, показало удовлетворительную сходимость для хромшпинелидов с $Mg\# > 25$ (табл. 3), а при меньших $Mg\#$ значения стремительно расходились (рис. 6, b, c).

Таким образом, проведенные оценки $T-f(O_2)$ условий кристаллизации оливина и хромита из пикробазальтов гудчихинской свиты и пород интрузии Норильск-1 показали, что в пикробазальтах и МС-горизонте эти минералы кристаллизовались в интервале T 1 150–1 240 °С или выше (см. табл. 3, рис. 6, d). $\log_{10}f(O_2)$, оцененный по оливин-хромшпинелевой паре, для пикробазальтов варьировал в пределах QFM – QFM-0,5 (см. табл. 3, рис. 6, d). Вкрапленные сульфидные руды интрузии Норильск-1 кристаллизовались при $f(O_2)$ от $-7,5$ до -9 , что при 1 175 °С составляет $\sim NNO \pm 1$ и несколько повышено отно-

сительно пикробазальтов Гудчихинской свиты и оценок для пикробазальтов надеждинской и туклонской свит (рис. 6, е). Для МС-горизонта оценки $f(\text{O}_2)$ показали весьма различные значения для разных образцов. В большинстве $\log_{10}f(\text{O}_2)$ при 1 175 °C составлял около -9 , что близко к пикробазальтам гудчихинской свиты (см. рис. 6, е). Тем не менее некоторые образцы демонстрировали более окисленные условия (до $\log_{10}f(\text{O}_2) = -7$ или $\sim \text{QFM} + 2$), а ряд образцов, наоборот, до $\log_{10}f(\text{O}_2) = -12$, что для магматических пород является крайне восстановленной средой и близко к буферу IW (Fe-FeO) (см. рис. 6, е).

Следует отметить, что такие аномально-восстановленные значения являются уникальными для интрузии Норильск-1 и нехарактерны для пород верхнего эндоконтакта с МС-горизонтом для Талнахской интрузии, для которых оценки $\log_{10}f(\text{O}_2)$ не опускаются ниже WM (FeO-Fe₃O₄) буфера (см. рис. 6, е). Мы предполагаем, что такие вариации окислительно-восстановительных условий в МС-горизонте интрузии Норильск-1 связаны с интенсивной ассимиляцией углистых сланцев тунгусской свиты, что также находит отражение в составе включений в хромшпинелиде МС-горизонта [Chayka et al., 2020b].

Таблица 3

Представительные составы пар оливин–хромшпинелид из малосульфидных руд интрузии Норильск-1 и пикробазальтов гудчихинской свиты с рассчитанными по ним значениями T-f(O₂)

Table 3

Representative compositions of olivine-Cr-spinel pairs from sulfide-poor ores of the Noril'sk-1 intrusion and picrobasalts of the Gudchikhinskiy Formation with calculated T-f(O₂) values

Объект Образец № ан.	МС-горизонт, Норильск-1					Пикробазальты, гудчихинская свита (Юж. Икэн)				
	B16284			N19-10-2		B20104				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Оливин										
SiO ₂	39,82	39,87	39,23	38,78	38,71	39,27	39,24	38,68	39,26	38,79
TiO ₂	0,027	0,056	0,035	0,030	0,026	0,012	0,018	0,013	0,013	0,016
Al ₂ O ₃	0,025	0,012	0,023	0,024	0,022	0,032	0,036	0,029	0,030	0,032
Cr ₂ O ₃	0,075	0,415	0,079	0,356	0,087	0,048	0,072	0,046	0,062	0,063
MgO	41,72	42,81	39,77	40,73	39,97	40,70	41,72	40,26	41,86	40,18
FeO	17,94	17,00	20,27	20,08	20,41	19,77	18,40	20,63	18,19	20,32
MnO	0,283	0,284	0,328	0,330	0,336	0,253	0,241	0,263	0,240	0,265
NiO	0,251	0,278	0,247	0,215	0,220	0,262	0,272	0,252	0,278	0,251
CoO	0,023	0,022	0,025	0,022	0,024	0,026	0,026	0,026	0,025	0,026
ZnO	0,006	0,011	0,013	0,007	0,009	0,016	0,014	0,018	0,016	0,016
Na ₂ O	0,007	0,007	0,006	0,001	0,002	0,009	0,006	0,007	0,009	0,010
CaO	0,109	0,036	0,118	0,087	0,097	0,276	0,284	0,271	0,271	0,278
P ₂ O ₅	0,003	0,007	0,011	0,010	0,015	0,004	0,020	0,009	0,013	0,008
Mg#	80,56	81,78	77,76	78,33	77,72	78,58	80,15	77,66	80,39	77,89
Хромшпинелид										
SiO ₂	0,02	0,04	0,02	0,81	0,01	0,09	0,07	0,08	0,14	0,05
TiO ₂	3,16	3,35	4,19	1,71	2,36	2,07	1,86	1,89	1,96	1,73
Al ₂ O ₃	12,26	9,15	8,62	15,07	12,89	17,05	18,01	17,05	18,02	16,62
Cr ₂ O ₃	37,36	36,19	34,39	34,34	34,30	38,14	38,92	38,93	39,26	38,23
V ₂ O ₃	0,42	0,41	0,47	0,32	0,36	0,43	0,42	0,45	0,40	0,52
FeO*	36,56	40,58	41,63	38,26	41,01	31,64	30,13	31,27	29,53	32,74
FeO	25,35	25,54	26,53	26,75	26,60	24,01	22,27	23,04	22,14	23,96
Fe ₂ O ₃	12,46	16,70	16,78	12,79	16,01	8,49	8,74	9,15	8,21	9,75
MnO	0,39	0,42	0,44	0,43	0,42	0,27	0,26	0,26	0,26	0,29
MgO	6,76	6,36	5,93	5,88	5,50	7,66	9,05	8,41	9,29	7,48
ZnO	0,11	0,11	0,18	0,19	0,18	0,13	0,16	0,12	0,13	0,18
NiO	0,16	0,21	0,21	0,14	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,13
Mg#	32,22	30,72	28,49	28,16	26,93	36,26	41,99	39,40	42,78	35,74
Fe ²⁺ /Fe ³⁺	2,26	1,70	1,76	2,32	1,85	3,14	2,83	2,80	3,00	2,73
T °C [Coogan et al., 2014]	1196	1101	1239	1159	1164	1192	1205	1174	1168	1193
log ₁₀ (fO ₂) [Nikolaev et al., 2017]	-8,0	-8,3	-7,4	-8,5	-8,3	-8,9	-8,6	-9,1	-9,0	-8,8
Fe ₂ O ₃ распл [Maurel and Maurel., 1984]	1,45	1,95	1,95	1,49	1,86	0,99	1,02	1,07	0,96	1,14
log ₁₀ f(O ₂) [Fudali et al., 1965]	-8,3	-7,7	-7,7	-8,3	-7,8	-9,1	-9,0	-8,9	-9,1	-8,8

Заключение

Проведенное исследование оливина и хромшпинелидов из вкрапленных сульфидных и малосульфидных руд интрузии Норильск-1 и пикробазальтов Гудчихинской свиты, а также сравнение их с ранее опубликованными данными по другим вулканитам Норильского района и Талнахской интрузии показало следующее:

1. Оливин изученных пород характеризуется сравнительно низко-Mg# составом ($Mg\# < 84$ для пикробазальтов гудчихинской свиты и < 82 для пород других вулканитов и интрузии Норильск-1). По содержанию NiO оливин существенно варьирует, что связано с силикатно-сульфидной ликвацией – падение Ni, и поздним переуравновешением оливина с сульфидной жидкостью – рост Ni. Наиболее близки к оливину из интрузий составы этого минерала в гудчихинской и мокулаевской свитах.

2. Состав хромшпинелидов в изученных породах сильно варьирует, особенно для МС-горизонта интрузии Норильск-1, в котором наблюдается сильный разброс этих составов, главным образом из-за широких вариаций Fe^{2+}/Fe^{3+} отношения. По большинству компонентов наиболее примитивные ($Mg > 35-40$) составы хромшпинелидов интрузий Норильского

типа близки как между собой, так и к хромитам из вулканитов Норильского района, а по NiO – к пикробазальтам гудчихинской свиты. Однако при более низких Mg# диапазон составов начинает расходиться, а содержание TiO_2 увеличивается до 12–13 % во вкрапленных рудах и до 18 % в МС-горизонте Норильска-1. Полученные данные показывают, что вывод о существенном посткристаллизационном переуравновешении хромшпинелидов с вмещающими силикатами, сформулированный для МС-горизонта [Chayka et al., 2020a], справедлив и для вкрапленных сульфидных руд.

Породы вкрапленных сульфидных руд интрузии Норильск-1 кристаллизовались при $\log_{10}f(O_2)$ от -7 до -9 ($NNO + 1 - QFM$), а среда кристаллизации МС-горизонта характеризовалась весьма неоднородными окислительно-восстановительными условиями с вариациями $\log_{10}f(O_2)$ от -7 до -12 (от $NNO + 1$ до IW) при средних значениях для большинства образцов $-9 \pm 0,5$. Мы связываем резко-восстановленные условия в МС-горизонте интрузии Норильск-1 с контаминацией магмы углистым веществом. Таким образом, $f(O_2)$ для МС-горизонта приблизительно соответствует таковой для вулканитов Норильского района, а для вкрапленных сульфидных руд – несколько повышена.

Список источников

- Гора М., Шевко А., Житова Л. Оксидная рудная минерализация траппов: северо-запад Сибирской платформы. Saarbrücken : LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. 114 с.
- Дистлер В.В. Платиновая минерализация Норильских месторождений // Геология и генезис платиновых металлов. М. : Наука, 1994. С. 7–35.
- Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1986. 246 с.
- Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В., Шатков В.А. Характеристики петрологии и рудной минерализации дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-1, Норильск-2 и г. Хромая) // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий / под ред. М.К. Додина, Д.А. Батуева, Б.Н. Иванова. Л. : Недра, 1971. С. 197–305.
- Надретт Э.Д. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб. : СПбГУ, 2003. 487 с.
- Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19–27.
- Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб. : Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 225 с.
- Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф., Кунилов В.Е., Лапутина И.П., Туровцев Д.М. Мало-сульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 3. С. 195–217.
- Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 276–310.
- Струнин Б.М., Дюжиков О.А., Бармина О.А., Комаров В.В. Геологическая карта Норильского района масштаба 1 : 200 000. М. : Геоинформмарк, 1994.
- Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М. : Научный мир, 2003. 319 с.
- Урванцев Н.Н. Некоторые вопросы формирования рудоносных интрузий и руд Норильска // Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. Л. : НИИГА, 1972. С. 100–105.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.G., Chauvel C., Fedorenko V.A. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Econ. Geol. 2003. V. 98 (3). P. 495–515.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. to Mineral. Petrol. 1991. V. 107 (1). P. 27–40.

- Barnes S.J., Godel B., Güler D., Brenan J.M., Robertson J., Paterson D.** Sulfide-olivine Fe-Ni exchange and the origin of anomalously Ni rich magmatic sulfides // *Econ. Geol.* 2013. V. 108 (8). P. 1971–1982.
- Barnes S.J., Kunilov V.Y.** Spinels and Mg ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intrusions and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province // *Econ. Geol.* 2000. V. 95 (8). P. 1701–1717.
- Barnes S.J., Osborne G.A., Cook D., Barnes L., Maier W.D., Godel B.** The Santa Rita nickel sulfide deposit in the Fazenda Mirabela intrusion, Bahia, Brazil: Geology, sulfide geochemistry, and genesis // *Econ. Geol.* 2011. V. 106 (7). P. 1083–1110.
- Barnes S.J., Roeder P.L.** The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42 (12). P. 2279–2302.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Magnin V.** Trace element analysis by EPMA in geosciences: Detection limit, precision and accuracy // *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering/ IOP Publishing*, 2018. V. 304 (1). Art. 012001.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V.** Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // *Chem. Geol.* 2015. V. 419. P. 149–157.
- Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Abersteiner A., Lobastov B.M., Yakich T.Yu.** Hybrid Nature of the Platinum Group Element Chromite-Rich Rocks of the Norilsk 1 Intrusion: Genetic Constraints from Cr Spinel and Spinel-Hosted Multiphase Inclusions // *Econ. Geol.* 2020b. V. 115 (6). P. 1321–1342.
- Chayka I.F., Zhitova L.M., Antsiferova T.N., Abersteiner A., Shevko A.Ya., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Gora M.P., Chubarov V.M., Kamenetsky V.S.** In-situ crystallization and continuous modification of chromian spinel in the “sulfide-poor platinum-group metal ores” of the Norilsk-1 intrusion (Northern Siberia) // *Minerals*. 2020a. V. 10. P. 498.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N.** Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chem. Geol.* 2014. V. 368. P. 1–10.
- Coulthard Jr D.A., Zellmer G.F., Tomiya A., Jégo S., Brahm R.** Petrogenetic implications of chromite-seeded boninite crystallization experiments: Providing a basis for chromite-melt diffusion chronometry in an oxybarometric context // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2021. V. 297. P. 179–202.
- Czamanske G.K., Wooden J.L., Zientek M.L., Fedorenko V.A., Zen'ko T.E., Kent J., King B.W., Knight R.J., Siems D.F.** Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming system // *Proc. Sudbury–Noril'sk Symp. Ontario*, 1994. P. 313–343.
- Distler V.V., Kunilov V.E.** Geology and ore deposits of the Noril'sk Region // *Seventh International Platinum Symposium (Moscow–Noril'sk) : Field Trip Guidebook*. 1994.
- Distler V.V., Sluzhenikin S.F., Cabri L.J., Krivolutskaya N.A., Turivtsev D.M., Golovanova T.A., Mokhov A.V., Knauf V.V., Oleshkevich O.I.** Platinum Ores of the Noril'sk Layered Intrusions: Magmatic and Fluid Concentration of Noble Metals // *Geol. Ore Depos.* 1999. V. 41 (3). P. 214–237.
- Droop G.V.R.** A general equation for estimating Fe 3+ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // *Mineral. Mag.* 1987. V. 51 (361). P. 431–435.
- Duzhikov O.A., Distler V.V., Rylkova G., Naldrett A.J.** *Geology and Metallogeny of Sulfide Deposits Noril'sk Region USSR*. Cleveland, OH : Society of Economic Geologists, 1992.
- Fedorenko V.A.** Model of genetic relationship between flood basalts, ore-bearing intrusions and Cu–Ni–Pt ores in the Noril'sk region, NW Siberian platform, Russia, abstr 26 // *International Platinum Symposium, 12th, Moscow, August 1–4, 1994 : Abstracts*. 1994. P. 26.
- Fudali R.F.** Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1965. V. 29 (9). P. 1063–1075.
- Genkin A.D., Evstigneeva V.L.** Associations of platinum-group minerals of the Noril'sk copper-nickel sulfide ores // *Econ. Geol.* 1986. V. 81 (5). P. 1203–1212.
- Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V.** Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // *Earth-Science Rev.* 2013. V. 122. P. 58–76.
- Jakobsson S., Oskarsson N.** The system CO in equilibrium with graphite at high pressure and temperature: An experimental study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58 (1). P. 9–17.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.** Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42 (4). P. 655–671.
- Krivolutskaya N.A.** Formation of PGM-Cu-Ni deposits in the process of evolution of flood-basalt magmatism in the Noril'sk region // *Geol. Ore Depos.* 2011. V. 53 (4). P. 309–339.
- Krivolutskaya N.A.** *Siberian Traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk area*. Springer, 2016. 364 p.
- Krivolutskaya N.A., Kuzmin D.V., Gongalsky B.I., Roschina I.A., Kononkova N.N., Svirskaya N.M., Romashova T.V.** Stages of Trap Magmatism in the Norilsk Area: New Data on the Structure and Geochemistry of the Volcanic Rocks // *Geochemistry Int.* 2018. V. 56 (5). P. 419–437.
- Krivolutskaya N.A., Rudakova A.V.** Structure and geochemical characteristics of trap rocks from the Noril'sk trough, Northwestern Siberian Craton // *Geochemistry Int.* 2009. V. 47 (7). P. 675–698.
- Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Mikhailov V.N., Plechova A.A., Kostitsyn Yu.A., Roschina I.A., Fekiasova Z.** Parental melt of the Nadezhdinsky Formation: Geochemistry, petrology and connection with Cu–Ni deposits (Noril'sk area, Russia) // *Chem. Geol.* 2012. V. 302. P. 87–105.
- Latypov R.M.** Phase equilibria constraints on relations of ore-bearing intrusions with flood basalts in the Noril'sk region, Russia // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2002. V. 143 (4). P. 438–449.
- Latypov R.** Noril'sk-and Lower Talnakh-type intrusions are not conduits for overlying flood basalts: insights from residual gabbroic sequence of intrusions // *Appl. Earth Sci.* 2007. V. 116 (4). P. 215–225.
- Latyshev A.V., Rad'ko V.A., Veselovskiy R.V., Fetisova A.M., Pavlov V.E.** Correlation of the Permian-Triassic Ore-Bearing Intrusions of the Norilsk Region with the Volcanic Sequence of the Siberian Traps Based on the Paleomagnetic Data // *Econ. Geol.* 2020. V. 115 (6). P. 1173–1193.

- Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J.** A new genetic model for the giant Ni-Cu-pge sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts // *Econ. Geol.* 2009. V. 104 (2). P. 291–301.
- Lightfoot P.C., Keays R.R.** Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian trap, Noril'sk region: Implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // *Econ. Geol.* 2005. V. 100 (3). P. 439–462.
- Likhachev A.P.** Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region // *Proc. Sudbury–Noril'sk Symp. Ontario*, 1994. P. 185–202.
- Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousiva E.A., Tuganova E.V.** Results of U-Pb dating of zircon and baddeleyite from the Noril'sk-1 ultramafic-mafic intrusion (Russia) // *Russ. Geol. Geophys.* 2012. V. 53. P. 123–130.
- Maurel C., Maurel P.** Etude expérimentale de la distribution du fer ferrique entre spinelle chromifère et bain silicaté basique // *Bull. minéralogie.* 1984. V. 107 (1). P. 25–33.
- Myers J.T., Eugster H.P.** The system Fe-Si-O: Oxygen buffer calibrations to 1,500 K // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 1983. V. 82 (1). P. 75–90.
- Naldrett A.J., Asif M., Gorbachev N.S., Kunilov V.Y., Stekhin A.I., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C.** The composition of the Ni-Cu ores of the Oktyabr'sky deposit // *Noril'sk Reg. Ontario Geol. Surv. Spec.* 1994. V. 5. P. 357–371.
- Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V., Doherty W., Gorbachev N.S.** Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores // *Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 975–1004.
- Nikolaev G.S., Ariskin A.A., Barmina G.S., Nazarov M.A., Almeev R.R.** Test of the Ballhaus–Berry–Green Ol–Opx–Sp oxybarometer and calibration of a new equation for estimating the redox state of melts saturated with olivine and spinel // *Geochemistry Int.* 2016. V. 54 (4). P. 301–320.
- O'Neill H.S.C.** Free energies of formation of NiO, CoO, Ni₂SiO₄, and Co₂SiO₄ // *Am. Mineral.* 1987b. V. 72 (3-4). P. 280–291.
- O'Neill H.S.C.** Quartz-fayalite-iron and quartz-fayalite-magnetite equilibria and the free energy of formation of fayalite (Fe₂SiO₄) and magnetite (Fe₃O₄) // *Am. Mineral.* 1987a. V. 72 (1-2). P. 67–75.
- Petry C., Chakraborty S., Palme H.** Experimental determination of Ni diffusion coefficients in olivine and their dependence on temperature, composition, oxygen fugacity, and crystallographic orientation // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2004. V. 68 (20). P. 4179–4188.
- Ripley E.M., Lightfoot P.C., Li C., Elswick E.R.** Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: Implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67 (15). P. 2805–2817.
- Ryabov V.V., Shevko A.Y., Gora M.P.** Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk region. Springer, 2014. 625 p.
- Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J., Abramova V.D., Le Valliant M., Petrenko D.B., Grigor'eva A.V., Brovchenko V.D.** Low-Sulfide Platinum Group Element Ores of the Noril'sk-Talnakh Camp // *Econ. Geol.* 2020. V. 115 (6). P. 1267–1303.
- Sobolev A.V., Hoffman A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arnd N.T., Chung S.-L., Danyushevskiy L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O.** The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science.* 2007. V. 316 (5823). P. 412–417.
- Sobolev A.V., Sobolev S.V., Kuzmin D.V., Malitch K.N., Petrunin A.G.** Siberian meimechites: origin and relation to flood basalts and kimberlites // *Russian Geology and Geophysics.* 2009. V. 50. P. 999–1033.
- Tolstykh N.D., Zhitova L.M., Shapovalova M.O., Chayka I.F.** The evolution of the ore-forming system in the low sulfide horizon of the Noril'sk 1 intrusion, Russia // *Mineral. Mag.* 2019. V. 83 (5). P. 673–694.
- Tolstykh N., Krivolutskaya N., Safonova L., Shapovalova M., Zhitova L., Abersteiner A.** Unique Cu-rich sulphide ores of the Southern-2 orebody in the Talnakh Intrusion, Noril'sk area (Russia): Geochemistry, mineralogy and conditions of crystallization // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 122. Art. 103525.
- Yao Z., Mungall J.E.** Linking the Siberian Flood Basalts and Giant Ni-Cu-PGE Sulfide Deposits at Noril'sk // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2021. V. 126 (3). e2020JB020823.

References

- Gora M., Shevko A., Zhitova L. [*Oksidnaya rudnaya mineralizatsiya trappov: Severo-zapad Sibirskoy platformy*] Oxide ore mineralization of traps: North-Western Siberian Platform. Saarbrücken, Germany: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. 114 p. In Russian
- Distler V.V. *Platinovaya mineralizatsiya Noril'skikh mestorojdeniy* [Platinum mineralization of the Noril'sk deposits] // *Geology and genesis of platinum metals.* Moscow: Nauka. 1994. pp. 7–35. In Russian
- Zolotukhin V.V., Vilenskiy A.M., Duzhikov O.A. *Bazal'ty Sibirskoy platformy* [Basalts of Siberian platform]. Novosibirsk, Siberian branch, 1986. 246 p. In Russian
- Ivanov M.K., Ivanova T.K., Tarasov A.V., Shatkov V.A. *Kharakteristiki petrologii i rudnoi mineralizatsii differentsirovannykh intruzii Noril'skogo rudnogo uzla (Mestorozhdeniya Noril'sk-1, Noril'sk-2 and g. Khromaya)* [Characteristics of petrology and ore mineralization of differentiated intrusions of the Noril'sk ore junction (Noril'sk-1, Noril'sk-2 and mnt. Khromaya deposits)] // *Petrology and ore potential of Talnakh and Noril'sk differentiated intrusions* / eds. M.K. Dodin, D.A. Batuyev, B.N. Ivanov.: Leningrad: Nedra, 1971. pp. 197–305. In Russian
- Naldrett E.J. *Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration.* Springer, 2004. 703 p.
- Rad'ko V.A. *Model' dinamicheskoy differentsiatsii intruzivnykh trappov severo-zapada Sibirskoy platformy* [A model of dynamic differentiation of intrusive traps of the North-Western Siberian Platform] // *Geologiya i Geofizika.* 1991. V. 11, pp. 19–27. In Russian
- Rad'ko V.A. *Fatsii intruzivnogo i effuzivnogo magmatizma Noril'skogo raiona* [Facies of intrusive and effusive magmatism of the Noril'sk region]. St. Petersburg: VSEGEI, 2016.
- Sluzhenikin S., Distler V., Dyuzhikov O., Kravtsov V., Kunilov V., Laputina I., Turovtsev D. *Malosul'fidnoye platinovoye orudneniye v noril'skikh differentsirovannykh intruzivakh* [Low sulfide platinum mineralization in the Noril'sk differentiated intrusive bodies] // *Geologiya Rudnykh Mestorozhdeniy*, V. 36. pp. 195–217. In Russian
- Sobolev A.V., Krivolutskaya N.A., Kuzmin D.V. *Petrology of the parental melts and mantle sources of Siberian trap magmatism* // *Petrology*, V. 17(3), pp. 253–286.

- Strunin B.M., Duzhikov O.A., Barmina O.A., Komarov V.V. *Geologicheskaya karta Noril'skogo raiona mashtaba 1:200000* [Geological map of the Noril'sk region 1:200000]. Moscow : AO Geoinformark, 1994. In Russian
- Turovtsev D. *Kontaktoviy metamorfizm noril'skikh intruziy* [Contact Metamorphism of the Noril'sk Intrusions] Moscow : Nauchnyi mir, 2002. 319 p. In Russian.
- Urvantsev N. *Nekotorye voprosy formirovaniya rudonosnykh intruziy I rud Noril'ska* [Some questions on formation of ore-bearing intrusion and Cu-Ni ores of Talnakh ore junction] // Cooper-Nickel ores of the Talnakh ore junction, Leningrad, Nedra, pp. 100–105. In Russian.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.G., Chauvel C., Fedorenko V.A. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // *Econ. Geol.* 2003. V. 98(3). pp. 495–515.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 1991. V. 107(1). pp. 27–40.
- Barnes S.J., Godel B., Güler D., Brenan J.M., Robertson J., Paterson D. Sulfide-olivine Fe-Ni exchange and the origin of anomalously Ni rich magmatic sulfides // *Econ. Geol.* 2013. V. 108(8). pp. 1971–1982.
- Barnes S.J., Kunilov V.Y. Spinels and Mg ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intrusions and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province // *Econ. Geol.* 2000. V. 95(8). pp. 1701–1717.
- Barnes S.J., Osborne G.A., Cook D., Barnes L., Maier W.D., Godel B. The Santa Rita nickel sulfide deposit in the Fazenda Mirabela intrusion, Bahia, Brazil: Geology, sulfide geochemistry, and genesis // *Econ. Geol.* 2011. V. 106(7). pp. 1083–1110.
- Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42(12). pp. 2279–2302.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Magnin V. Trace element analysis by EPMA in geosciences: Detection limit, precision and accuracy // *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering: IOP Publishing*, 2018. V. 304 (1). Art. 012001.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // *Chem. Geol.* 2015. V. 419. pp. 149–157.
- Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Abersteiner A., Lobastov B.M., Yakich T.Yu. Hybrid Nature of the Platinum Group Element Chromite-Rich Rocks of the Noril'sk 1 Intrusion: Genetic Constraints from Cr Spinel and Spinel-Hosted Multiphase Inclusions // *Econ. Geol.* 2020b. V. 115(6). pp. 1321–1342.
- Chayka I.F., Zhitova L.M., Antsiferova T.N., Abersteiner A., Shevko A.Ya., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Gora M.P., Chubarov V.M., Kamenetsky V.S. In-situ crystallization and continuous modification of chromian spinel in the “sulfide-poor platinum-group metal ores” of the Noril'sk-1 intrusion (Northern Siberia) // *Minerals*. 2020a. V. 10. pp. 498.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chem. Geol.* 2014. V. 368. pp. 1–10.
- Coulthard Jr D.A., Zellmer G.F., Tomiya A., Jégo S., Brahm R. Petrogenetic implications of chromite-seeded boninite crystallization experiments: Providing a basis for chromite-melt diffusion chronometry in an oxybarometric context // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2021. V. 297. pp. 179–202.
- Czamanske G.K., Wooden J.L., Zientek M.L., Fedorenko V.A., Zen'ko T.E., Kent J., King B.W., Knight R.J., Siems D.F. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming system // *Proc. Sudbury-Noril'sk Symp. Ontario*, 1994. pp. 313–343.
- Distler V.V., Kunilov V.E. Geology and ore deposits of the Noril'sk Region // *Seventh International Platinum Symposium (Moscow-Noril'sk): Field Trip Guidebook*, 1994.
- Distler V.V., Sluzhenikin S.F., Cabri L.J., Krivolutskaya N.A., Turivtsev D.M., Golovanova T.A., Mokhov A.V., Knauf V.V., Oleshkevich O.I. Platinum Ores of the Noril'sk Layered Intrusions: Magmatic and Fluid Concentration of Noble Metals // *Geol. Ore Depos.* 1999. V. 41(3). pp. 214–237.
- Droop G.V.R. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // *Mineral. Mag.* 1987. V. 51(361). pp. 431–435.
- Duzhikov O.A., Distler V.V., Rylkova G., Naldrett A.J. *Geology and Metallogeny of Sulfide Deposits Noril'sk Region USSR*. Cleveland, OH: Society of Economic Geologists, 1992.
- Fedorenko V.A. Model of genetic relationship between flood basalts, ore-bearing intrusions and Cu-Ni-Pt ores in the Noril'sk region, NW Siberian platform, Russia, abstr 26 // *International Platinum Symposium, 12th, Moscow, August 1–4, 1994, Abstracts*. 1994. pp. 26.
- Fudali R.F. Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1965. V. 29(9). pp. 1063–1075.
- Genkin A.D., Evstigneeva V.L. Associations of platinum-group minerals of the Noril'sk copper-nickel sulfide ores // *Econ. Geol.* 1986. V. 81(5). pp. 1203–1212.
- Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // *Earth-Science Rev.* 2013. V. 122. pp. 58–76.
- Jakobsson S., Oskarsson N. The system CO in equilibrium with graphite at high pressure and temperature: An experimental study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58(1). pp. 9–17.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42(4). pp. 655–671.
- Krivolutskaya N.A. Formation of PGM-Cu-Ni deposits in the process of evolution of flood-basalt magmatism in the Noril'sk region // *Geol. Ore Depos.* 2011. V. 53(4). pp. 309–339.
- Krivolutskaya N.A. *Siberian Traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk area.*: Springer, 2016. 364 p.
- Krivolutskaya N.A., Kuzmin D.V., Gongalsky B.I., Roschina I.A., Kononkova N.N., Svirskaya N.M., Romashova T.V. Stages of Trap Magmatism in the Noril'sk Area: New Data on the Structure and Geochemistry of the Volcanic Rocks // *Geochemistry Int.* 2018. V. 56(5). pp. 419–437.

- Krivolutskaya N.A., Rudakova A.V. Structure and geochemical characteristics of trap rocks from the Noril'sk trough, Northwestern Siberian Craton // *Geochemistry Int.* 2009. V. 47(7). pp. 675–698.
- Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Mikhailov V.N., Plechova A.A., Kostitsyn Yu.A., Roschina I.A., Fekiasova Z. Parental melt of the Nadezhdinsky Formation: Geochemistry, petrology and connection with Cu-Ni deposits (Noril'sk area, Russia) // *Chem. Geol.* 2012. V. 302. pp. 87–105.
- Latypov R.M. Phase equilibria constraints on relations of ore-bearing intrusions with flood basalts in the Noril'sk region, Russia // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2002. V. 143(4). pp. 438–449.
- Latypov R. Noril'sk-and Lower Talnakh-type intrusions are not conduits for overlying flood basalts: insights from residual gabbroic sequence of intrusions // *Appl. Earth Sci.* 2007. V. 116(4). pp. 215–225.
- Latyshev A.V., Rad'ko V.A., Veselovskiy R.V., Fetisova A.M., Pavlov V.E. Correlation of the Permian-Triassic Ore-Bearing Intrusions of the Noril'sk Region with the Volcanic Sequence of the Siberian Traps Based on the Paleomagnetic Data // *Econ. Geol.* 2020. V. 115(6). pp. 1173–1193.
- Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J. A new genetic model for the giant Ni-Cu-pge sulfide deposits associated with the siberian flood basalts // *Econ. Geol.* 2009. V. 104(2). pp. 291–301.
- Lightfoot P.C., Keays R.R. Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian trap, Noril'sk region: Implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // *Econ. Geol.* 2005. V. 100(3). pp. 439–462.
- Likhachev A.P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region // *Proc. Sudbury-Noril'sk Symp, Ontario, 1994.* pp. 185–202.
- Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousiva E.A., Tuganova E.V. Results of U-Pb dating of zircon and baddeleyite from the Noril'sk-1 ultramafic-mafic intrusion (Russia) // *Russ. Geol. Geophys.* 2012. V. 53. pp. 123–130.
- Maurel C., Maurel P. Etude expérimentale de la distribution du fer ferrique entre spinelle chromifère et bain silicaté basique // *Bull. minéralogie.* 1984. V. 107(1). pp. 25–33.
- Myers J.T., Eugster H.P. The system Fe-Si-O: Oxygen buffer calibrations to 1,500 K // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 1983. V. 82(1). pp. 75–90.
- Naldrett A.J., Asif M., Gorbachev N.S., Kunilov V.Y., Stekhin A.I., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C. The composition of the Ni-Cu ores of the Oktyabr'sky deposit // *Noril'sk Reg. Ontario Geol. Surv. Spec.* 1994. V. 5. pp. 357–371.
- Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V., Doherty W., Gorbachev N.S. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores // *Econ. Geol.* 1992. V. 87. pp. 975–1004.
- Nikolaev G.S., Arisun A.A., Barmina G.S., Nazarov M.A., Almeev R.R. Test of the Ballhaus-Berry-Green Ol-Opx-Sp oxybarometer and calibration of a new equation for estimating the redox state of melts saturated with olivine and spinel // *Geochemistry Int.* 2016. V. 54(4). pp. 301–320.
- O'Neill H.S.C. Free energies of formation of NiO, CoO, Ni₂SiO₄, and Co₂SiO₄ // *Am. Mineral.* 1987b. V. 72(3–4). pp. 280–291.
- O'Neill H.S.C. Quartz-fayalite-iron and quartz-fayalite-magnetite equilibria and the free energy of formation of fayalite (Fe₂SiO₄) and magnetite (Fe₃O₄) // *Am. Mineral.* 1987a. V. 72(1–2). pp. 67–75.
- Petry C., Chakraborty S., Palme H. Experimental determination of Ni diffusion coefficients in olivine and their dependence on temperature, composition, oxygen fugacity, and crystallographic orientation // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2004. V. 68(20). pp. 4179–4188.
- Ripley E.M., Lightfoot P.C., Li C., Elswick E.R. Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: Implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67(15). pp. 2805–2817.
- Ryabov V.V., Shevko A.Y., Gora M.P. Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk region.: Springer, 2014. 625 p.
- Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J., Abramova V.D., Le Valliant M., Petrenko D.B., Grigor'eva A.V., Brovchenko V.D. Low-Sulfide Platinum Group Element Ores of the Noril'sk-Talnakh Camp // *Econ. Geol.* 2020. V. 115(6). pp. 1267–1303.
- Sobolev A.V., Hoffman A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arnd N.T., Chung S.-L., Danyushevskiy L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science.* 2007. V. 316(5823). pp. 412–417.
- Sobolev A.V., Sobolev S.V., Kuzmin D.V., Malitch K.N., Petrunin A.G. Siberian meimechites: origin and relation to flood basalts and kimberlites // *Russian Geology and Geophysics.* 2009. V. 50. pp. 999–1033.
- Tolstikh N.D., Zhitova L.M., Shapovalova M.O., Chayka I.F. The evolution of the ore-forming system in the low sulfide horizon of the Noril'sk 1 intrusion, Russia // *Mineral. Mag.* 2019. V. 83(5). pp. 673–694.
- Tolstikh N., Krivolutsкая N., Safonova I., Shapovalova M., Zhitova L., Abersteiner A. Unique Cu-rich sulphide ores of the Southern-2 orebody in the Talnakh Intrusion, Noril'sk area (Russia): Geochemistry, mineralogy and conditions of crystallization // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 122. pp. 103525.
- Yao Z., Mungall J.E. Linking the Siberian Flood Basalts and Giant Ni-Cu-PGE Sulfide Deposits at Noril'sk // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2021. V. 126(3). pp. e2020JB020823.

Информация об авторах:

Чайка И.Ф., младший научный сотрудник, аспирант, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; младший научный сотрудник, лаборатория физико-химических проблем магматизма, Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия.

E-mail: ivanlab211@gmail.com

Изох А.Э., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; профессор, заведующий кафедрой, кафедра петрографии и геологии рудных месторождений, геолого-геофизический факультет, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: izokh@igm.nsc.ru

Калугин В.М., кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: valery_kalugin@mail.ru

Житова Л.М., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория прогнозно-металлогенических исследований, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-геофизический факультет, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: zhitova@igm.nsc.ru

Шведов Г.И., доцент, кафедра геологии месторождений и методики разведки, Институт горного дела, геологии и геотехнологий, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: g.shvedov@mail.ru

Гора М.П., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория прогнозно-металлогенических исследований, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: gora@igm.nsc.ru

Шевко А.Я., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория прогнозно-металлогенических исследований, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: sp@igm.nsc.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Chaika I.F., Junior Researcher, PhD student, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; Junior Researcher, Laboratory of Physicochemical Problems of Magmatism, Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia.

E-mail: ivanlab211@gmail.com

Izokh A.E., Dr. Sci.(Geol.-Miner.), Chief Researcher, Laboratory of Petrology and Ore Potential of Magmatic Formations, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS; Professor, Head of the Department, Department of Petrography and Geology of Ore Deposits, Faculty of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: izokh@igm.nsc.ru

Kalugin V.M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Junior Researcher, Laboratory of Petrology and Ore Content of Magmatic Formations, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: valery_kalugin@mail.ru

Zhitova L.M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of Predictive Metallogenic Research, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS; Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Faculty of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: zhitova@igm.nsc.ru

Shvedov G.I., Assistant Professor, Department of Geology of Deposits and Exploration Methods, School of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: g.shvedov@mail.ru

Gora M.P., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of Predictive Metallogenic Research, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: gora@igm.nsc.ru

Shevko A.Y., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of Predictive Metallogenic Research, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: sp@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 05.09.2021; одобрена после рецензирования 22.09.2021; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 05.09.2021; approved after reviewing 22.09.2021; accepted for publication 14.06.2022

МИНЕРАЛОГИЯ

Научная статья
УДК 553.8 (571.51)
doi: 10.17223/25421379/23/6

ГЕММОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НОРИЛЬСКИХ АММОЛИТОВ

Виктор Александрович Радько¹, Сергей Анатольевич Ананьев²,
Светлана Сергеевна Бондина³



¹ ООО «НОРД-ПРОСПЕКТОР», Норильск, Россия

^{2,3} Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

¹ agatradko@mail.ru

² sananiev@mail.ru

³ svetlana.bondina@gmail.com

Аннотация. В 2017 г. на российский рынок поступили аммониты с цветной иризацией перламутрового слоя, относящиеся к аммолитам ювелирного качества. Объект расположен в Таймырском муниципальном районе Красноярского края в окрестностях г. Норильска. Аммониты связаны с отложениями туронского яруса верхнего мела и размещены в конкрециях известковистого песчаника. Иризация ископаемого перламутра усилена облагораживанием – пропитыванием в вакууме эпоксидной смолой, и связана с сохранившимися пластинчатыми арагонитовыми слоями стенок аммонита. Микрокристаллы арагонита имеют длину 10–15 мкм и толщину 0,4–1,5 мкм. Цвет иризации определяется их структурой и размером. Аммолиты Красноярского края являются качественным декоративным материалом и могут использоваться для изготовления широкого ассортимента сувенирных изделий и ювелирных украшений.

Ключевые слова: аммолит, Красноярский край, туронский ярус, иризирующий перламутр, ювелирные камни, перламориск

Для цитирования: Радько В.А., Ананьев С.А., Бондина С.С. Геммологические особенности норильских аммолитов // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 101–111. doi: 10.17223/25421379/23/6

Original article
doi: 10.17223/25421379/23/6

GEMMOLOGICAL FEATURES OF NORILSK AMMOLITES

Viktor A. Radko¹, Sergey A. Ananyev², Svetlana S. Bondina³

¹ Nord-Prospector LLC, Norilsk, Russia

^{2,3} Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

¹ agatradko@mail.ru

² sananiev@mail.ru

³ svetlana.bondina@gmail.com

Abstract. In 2017, ammonites showing a colorful iridescent nacreous surface began to appear on the Russian market. The deposit is located near Norilsk in the Taymyr Municipal District, Krasnoyarsk Krai, northwestern Siberia. Geographically, the site is located at the junction of the northwestern part of the Kharayelakh mountains and the western ending of the North-Siberian lowlands, in the field of sedimentary deposits of the Yenisei-Khatanga trough, in the lower reaches of the Ikon, Kunga and Talmi Rivers — the right tributaries of the Pyasina River. The ammonites *Placenticerias* sp. nov. up to 1.2 m across are encased in calcareous sandstone concretions associated with Late Cretaceous (Turonian) sedimentary deposits.

Gigantic ammonite shells have white and black nacre, with weak iridescence of a part of them. Iridescence of the fossilized nacreous surface has been enhanced by impregnation in vacuum with epoxy resin and is associated with preserved platy aragonite layers of the ammonite walls. It is assumed that the intervals between aragonite layers and micropores in original shells were filled by organic material — conchiolin, which was later destroyed as a result of lithification. When these cavities are filled with colorless epoxy resin, the optical properties of the nacre — translucence and iridescence are restored.

The study of the fossilized nacre showed that the aragonite microcrystals are 10–15 μm long and 0.4–1.5 μm thick. The nacreous layer consists of (wt. %): aragonite – 93, calcite – 1.5, apatite – 2.5, faterite – 2, and siderite – 1; traces of pyrite and quartz are present.

The observed iridescence colors of ammolite – red, yellow, green, blue and violet – are determined by the thickness of aragonite layers and intervals between them, as well as the difference in the size and shape of micropores in the nacre. The iridescence color varies when the angle of view changes.

The iridizing fossil nacre from the north of the Krasnoyarsk Krai is a high-quality jewelry material in terms of its decorative and technological properties. Moreover, it can be used to manufacture a wide range of souvenir items, jewelry ornaments, collection items, interior items and a highly decorative facing stone. The Norilsk ammolite samples are of significant collection interest. Items made of whole shells are unique. This is evidenced by the result of a giant ammonite shell refinement. The largest shell is called "Emperor of Taimyr" and is 62×46×15 cm in size.

In terms of its quality and sizes, the Norilsk ammolite is comparable with the best examples of ammolites from the known Medvezhya lapa deposit in the south of the Alberta Province (Canada) and beats all currently known occurrences of similar resources in the Ulyanovsk and Yaroslavl Regions, which makes it unique for the Russian Federation.

Keywords: ammolite, Krasnoyarsk Krai, Turonian Stage, iridescent nacre, gem stone, pearlanoirisk

For citation: Radko, V.A., Ananyev, S.A., Bondina, S.S. (2022) Gemmological features of Norilsk Ammolites. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. 101–111. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/6

Введение

На мировом рынке широко представлены коллекционные интерьерные аммониты, а также ювелирные и сувенирные изделия из них. На рынок они поступают под коммерческим названием «аммолит». Впервые такой материал начали использовать в ювелирной отрасли в 1960-х гг. В 1981 г. Всемирная ювелирная конфедерация (СИБЮ) официально при-

своила аммолилу статус драгоценного камня, после чего началась его промышленная добыча на месторождении Bear paw («Медвежья лапа») на юге канадской провинции Альберта (рис. 1).

Основными поставщиками аммолитов в настоящее время являются Мадагаскар [Walaszczyk et al., 2014; Zakharov et al., 2016], Марокко [Bockwinkel et al., 2013], Канада [Петроченков и др., 2018a; Mychaluk et al., 2001; Mychaluk, 2009; Walaszczyk et al., 2014].

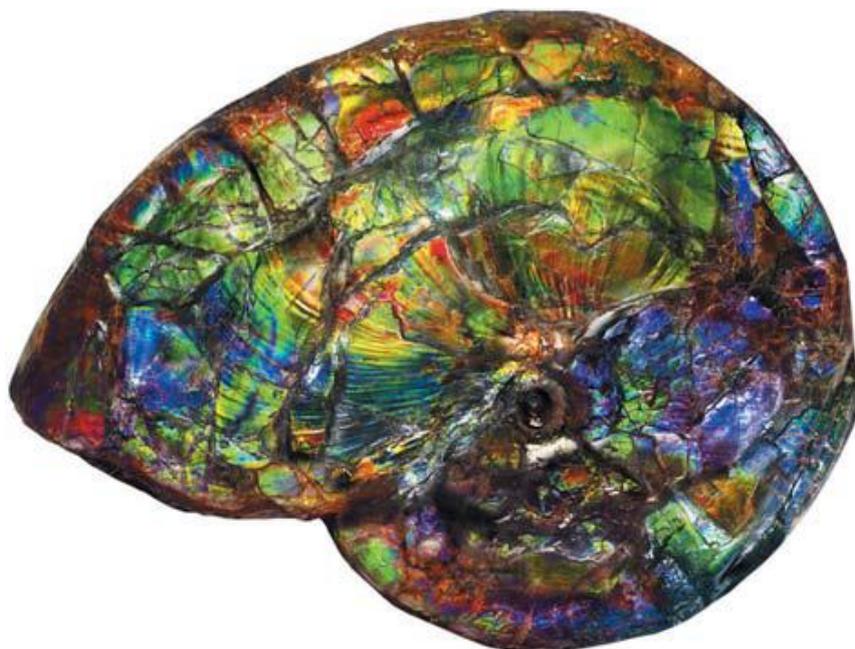


Рис. 1. Аммолит месторождения «Медвежья лапа», канадская провинция Альберта. Диаметр 47,3 см [Mychaluk et al., 2001]

Fig. 1. Ammolite of the Medvezhya lapa deposit, Alberta Province (Canada). Diameter 47.3 cm [Mychaluk et al., 2001]

В России до 2017 г. были известны аммониты коллекционного и ювелирно-поделочного качества из юрских и меловых отложений Ульяновской, Рязанской, Саратовской областей, республик Дагестан

и Адыгея [Быстров и др., 2018; Петроченков и др., 2018b; 2019a].

В Таймырском муниципальном районе Красноярского края, в 130–150 км к северо-востоку от г. Но-

рильска, летом 2002 г. были обнаружены фрагменты раковин аммолитов с высоко декоративным перламутром [Радько, 2013; Radko et al., 2021]. В географическом отношении участок располагается на сочленении северо-западной части гор Хараелах и западной оконечности Северо-Сибирской низменности. В геологическом отношении участок расположен в поле осадочных отложений Енисейско-Хатангского прогиба (рис. 2) и практически полностью перекрыт

моренными отложениями [Геологическая..., 1994]. В низовьях рек Икон, Кумга, Тальми – правых притоков р. Пясины – в аллювиальных и моренных отложениях отмечаются обломки пород мезозойского возраста, представленных слабокатанными плитками темно-бурых песчаников с обильной фауной белемнитов, пелеципод, остракод и редко – раковин гигантских аммолитов *Placenticerus* sp. [Петроченков и др., 2019b; Радько, 2019].

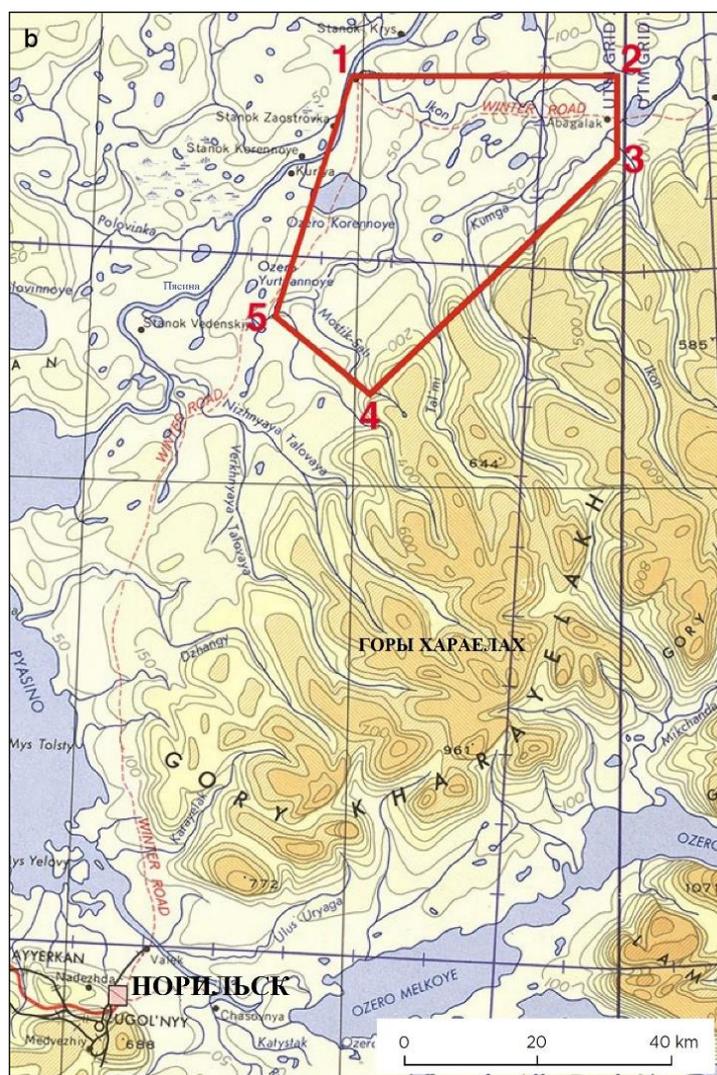


Рис. 2. Схема расположения участка (выделен красным цветом) сбора ископаемых раковин аммолитов
 Координаты угловых точек: 1 – 70°31'43" N и 88°59'05" E; 2 – 70°31'43" N и 90°00'00" E; 3 – 70°25'30" N и 90°00'00" E;
 4 – 70°07'11" N и 89°04'06" E; 5 – 70°12'59" N и 88°42'22" E

Fig. 2. Layout of the ammonite fossil shells collection area (red)

Corner points coordinates: 1 – 70°31'43" N and 88°59'05" E; 2 – 70°31'43" N and 90°00'00" E; 3 – 70°25'30" N and 90°00'00" E;
 4 – 70°07'11" N and 89°04'06" E; 5 – 70°12'59" N and 88°42'22" E

Геологическая характеристика района

Район труднодоступен и геологически слабо изучен. Первые данные по геологии местонахождения

аммолитов относятся к 1945 г. и связаны с сообщениями В.Н. Сакса [1957]. Наиболее ранние определения фауны из верхнемеловых отложений рек Икон и Тальми приведены в отчете о геологической съем-

ке масштаба 1:200 000 В.А. Марковского в 1962 г. [Геологическая..., 1994]. Он отмечал, что в конкрециях наблюдаются скопления фауны, в том числе гигантские аммониты *Placenticerus* sp. nov., достигающие в поперечнике 1,2 м. Этот род известен в туронском веке верхнего мела Усть-Енисейского района. По определению В.З. Малкина [Геологическая..., 1994], кроме аммонитов *Placenticerus* sp. nov. в конкрециях встречаются *Inoceramus* ex. gr. *Labiatus Schioth.*, *I. cf. interruptus* Schm. (турон-коньяк) и *Lopatinia cf. jennissea* Schm., *Mytilus lanceolatus* Sow., *Alaria sothikovi* Schm. (турон-сантон).

В.А. Марковский считал, что эти отложения обнажаются в эрозионных окнах вышележащих толщ. В.В. Комаров по результатам ГДП-200 выделил здесь только моренные отложения. С.А. Вилинский по результатам бурения картировочных скважин при производстве групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 также установил, что меловые отложения в долине р. Икон залегают на глубинах не менее 200 м [Геологическая..., 1994]. До 2002 г. остатки ископаемых раковин р. Икон не рассматривались как коллекционный и поделочный материал. Впервые такая возможность была установлена летом 2002 г. В.А. Радько при сборе геологических материалов (агатов, яшмоидов) в бассейнах рек Кумга, Икон, Талнах (см. рис. 2) [Радько, 2013]. Тогда же

было отмечено наличие иризирующего перламутрового слоя у аммонитов, что позволило рассматривать данные палеонтологические остатки в качестве интерьерных, коллекционных образцов, поделочного и ювелирного материала.

Все палеонтологические остатки располагаются внутри конкреций. Фрагменты конкреций, очевидно, в результате водно-ледникового переноса, встречаются относительно часто в бортах и русле низовьев рек Тальми, Кумга и Икон (рис. 3).

Конкреции залегают в толще кварц-полевошпатового буровато-желтого и зеленовато-серого песка. В нем конкреции располагаются хаотично. Большинство (более 90 %) конкреций «пустые» и не содержат окаменелых органических остатков. В 4 % случаев затравками являются крупные раковины пелиципод, иногда размером до 25 см. В 3 % случаев, обычно у идеально круглых конкреций размером до 80 см, затравками являются биогермы. Конкреции сложены кварц-полевошпатовым песчаником, содержащим до 30 % детрита мелких раковин пелиципод, целых раковин пелиципод, остракод и мелких аммонитов размером до 10 см. Очень редко отмечались мелкие, до 7 см, белемниты. Биогермы, как правило, образуют внутреннюю округлую часть таких конкреций, достигая в размерах 1/3 от их общего диаметра.



Рис. 3. Находка раковины гигантских аммонитов *Placenticerus* sp. nov. в береговых отложениях р. Кумги.
Фото В.А. Радько

Fig. 3. Finding of a gigantic ammonite *Placenticerus* sp. nov. shell in coastal deposits of the Kumga River
(photo by V.A. Radko)

Конкреции с раковинами аммонитов достаточно редки. Крупные аммониты встречаются приблизительно в каждой 30-й конкреции, и примерно в равных долях они сложены черным и белым перламутром. Реже встречаются раковины с черным полупрозрачным перламутром, характеризующиеся более сильной иризацией, очевидно, обусловленной их меньшей выветрелостью. Целых раковин гигантских аммонитов обнаружить не удалось. Все раковины аммонитов в той или иной степени разрушены. Как правило, более сохранной является нижняя сторона, верхняя часть разрушена значительно сильнее, что придает раковинам тазообразную форму. Иногда у раковин сбоку отмечаются двусторонние треугольные по форме вмятины, а также борозды в перламутре глубиной 1–2 мм, шириной до 7 мм, длиной до 10–15 см, трактуемые нами как следы от зубов хищников – «укусы ихтиозавров». С 2017 по 2020 г. было обнаружено 28 конкреций, содержащих раковины аммонитов размером от 20 до 63 см, из них 12 раковин имели хорошую сохранность, остальные при разборке конкреций распались на куски. Приблизительно половина имела белый или бурый цвет, являющийся результатом выветривания, остальные – достаточно яркую иризацию в зеленых и красных цветах. Общий вес собранных образцов составил более 3 300 кг.

Ископаемый перламутр аммонитов Норильского района

Как было отмечено выше, раковины гигантских аммонитов имеют перламутр черного и белого цветов. Часто раковины с черным перламутром включают большие зоны белого перламутра. Очевидно, последние являются продуктом выветривания. Обломки белых раковин встречаются чаще, составляя около 90 % от общего количества. Белая окраска обусловлена замещением арагонита кальцитом с превращением аммонитов в типичный для палеонтологических остатков известняк. Известкование раковин, вероятно, произошло еще в палеогене. Обломков черных и бурых раковин не более 10 %, причем в половине из них происходит замещение арагонита гидроксидами железа, что также приводит к утрате иризации.

Вещественный состав, морфологические особенности, оптические и физические свойства ископаемого перламутра раковин норильских аммолитов подробно освещены в работе Д.А. Петроченкова и соавт. [2019b]. Количественное определение химического состава раковин аммонитов выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА). Минеральный состав определялся рентгенографическим количественным фазовым анализом (РКФА)

на установке X'Pert PRO. Электронно-микроскопическое изучение образцов проведено на растровом электронном микроскопе (РЭМ) Tesla BS-301.

Внешняя стенка аммонита – перламутровый слой толщиной 1–2 мм, редко до 3 мм. Толщина внутренних стенок и перегородок менее 1 мм. Встречаются раздавленные раковины, в которых стенки и перегородки спрессовываются. В таких спрессованных фрагментах толщина перламутрового слоя может увеличиться до 5 мм. При этом отдельные арагонитовые слои разделяются песчаником, реже кальцитом.

Перламутровый слой с включениями мергеля составляют (мас. %): арагонит – 93, кальций – 1,5, апатит – 2,5, фатерит – 2, сидерит – 1, фиксируются следы пирита и кварца. Минеральный состав перламутрового слоя соответствует хорошей сохранности ископаемого арагонита. При этом происходит его частичное замещение другими минералами. Отметим присутствие фатерита – редкой неустойчивой гексагональной минеральной формы CaCO_3 . Присутствие кварца, пирита, а также частично кальцита, апатита и сидерита связано с вмещающим раковины песчаником. Минеральный состав перламутра подтверждается данными РФА. Содержание компонентов (мас. %): Na_2O – 0,42; Mg_2O – 0,06; Al_2O_3 – 0,07; SiO_2 – 0,19; K_2O – 0,01; CaO – 52,97; TiO_2 – 0,01; MnO – 0,01; Fe_2O_3 – 0,34; P_2O_5 – 1,07; S – 0,76; ППП – 42,81. Из элементов-примесей фиксируются повышенные содержания (мас. %): Sr – 0,506 и Ba – 0,014 [Петроченков и др., 2019b].

Геммологические особенности ископаемого норильского перламутра - перланориска

Норильская разновидность ископаемого перламутра получила авторское коммерческое название «перланориск» – **перламутр норильский ископаемый**.

Иризация естественного перламутра раковин обычно слабая (см. рис. 3). Поэтому все образцы – раковины аммонитов, их обломки, изделия из них – пропитаны бесцветной ювелирной эпоксидной смолой в вакууме, что позволяет заполнить поры, скрепить (склеить) перламутровые пластины раковин и после полировки значительно усилить цветовые эффекты. Мы предполагаем, что промежутки между арагонитовыми слоями и микропоры в исходных раковинах были заполнены органическим материалом – конхиолином, который впоследствии в результате литификации разрушился. При заполнении этих полостей бесцветной эпоксидной смолой оптические свойства перламутра – просвечиваемость и иризация – восстанавливаются. Данный способ мы рассматриваем как метод облагораживания норильских аммолитов.

Иризация перланориска и его цвет зависят от размера пластинчатых кристаллов арагонита, которые определяют толщину арагонитовых слоев и размеры микропор в них. Растровая электронная микроскопия показывает, что исходные арагонитовые слои раковин аммонитов хорошо сохранились. Они состоят преимущественно из плотно сросшихся пластинчатых кристаллов арагонита длиной 10–15 мкм,

шириной 1,5–2,5 мкм, толщиной 0,4–0,6 мкм (рис. 4). Кристаллы образуют в одном направлении вертикальные колонны, а в другом – параллельные слои. Призматические кристаллы арагонита ориентированы перпендикулярно слоистости. Ширина призматических слоев арагонита соответствует длине кристаллов. Контакты с пластинчатыми слоями четкие, ровные.

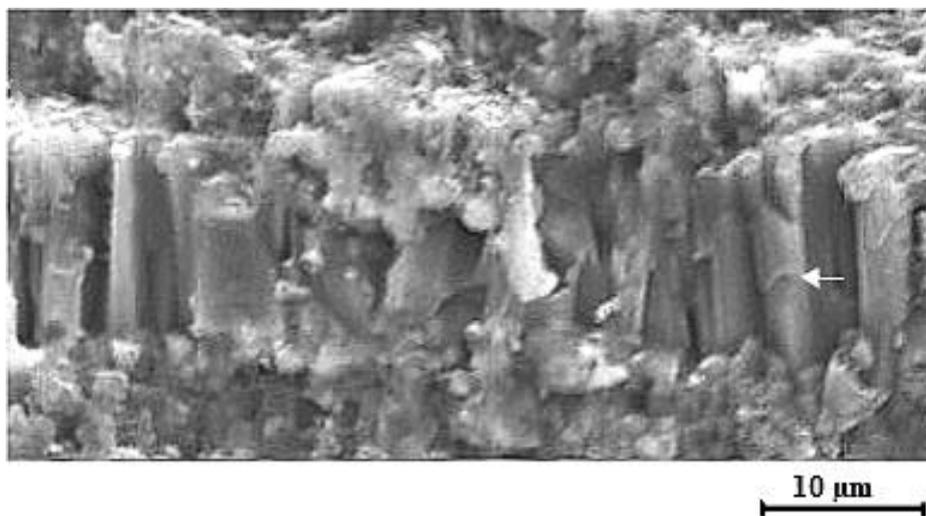


Рис. 4. Структура призматического арагонитового слоя (РЭМ)
Стрелкой показаны кристаллы арагонита [Петроченков и др., 2019b]

Fig. 4. Structure of the aragonite prismatic layer (SEM)
Aragonite crystals are marked with an arrow [Petrochenkov et al., 2019b]

Наблюдаемые цвета иризации – красный, желтый, зеленый, синий, фиолетовый – определяются толщиной арагонитовых слоев, которая соответствует длине арагонитовых кристаллов и промежутками между ними, а также разницей в размере и форме микропор в перламутре. Как считают Д.А. Петроченков и соавт. [2019b], на иризацию влияет также толщина кристаллов арагонита. С уменьшением толщины кристаллов происходит изменение цвета иризации от красной до фиолетовой, что соответствует уменьшению длины световой волны (рис. 5). Иризация отсутствует, если толщина кристаллов больше 0,9 мкм. С разрушением арагонитовых слоев происходит рассеивание света, иризация становится менее четкой или полностью исчезает.

Классической формой ювелирной продукции из данного сырья являются вставки – кабошоны. Все представленные кабошоны в силу значительной прочности имеют естественную подложку – кварц-полевошпатовый песчаник. Они бывают двух типов: одни представлены полированным перламутром с естественной подложкой; вторые, и их большинство, имеют покрытие либо горным хрусталем, либо

кварцевым стеклом, т.е. являются дублетами. Примеры таких изделий показаны на рис. 6.

На рис. 6, 1–4 представлены разновидности черного перланориска:

1 – наиболее распространенная разновидность с иризацией в красно-желто-бурых цветах. Обычно при прямом взгляде образец имеет черный или бурый цвет, но под косым углом наблюдается красная, темно-красная или вишневая иризация;

2 – обычный тип иризации: в красно-вишневых цветах под прямым углом и зеленая – под косым. Реже красный цвет меняется до желтого, еще реже до синего;

3 – полихромная иризация в ярких рубиново-красных, золотисто-желтых, изумрудно-зеленых и сапфирово-синих цветах, видимая под любым углом зрения. В кабошонах практически нет «серых зон»;

4 – образец при дневном свете аналогичен кабошонам 1-го типа, а при искусственном освещении появляется яркая радужная «побежалость».

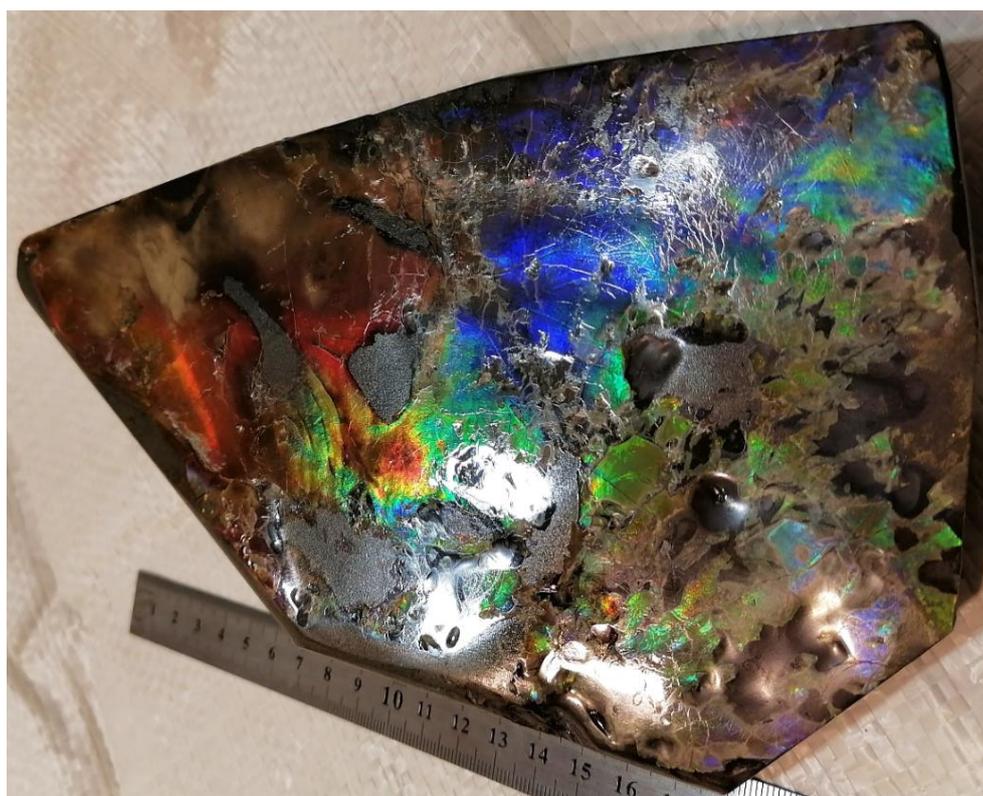
Разновидности белого перланориска (рис. 6, 5) представлены дублетами и имеют «опалесцирующий» тип иризации. Это редкое явление. Опалесци-

рующий образец имеет множество участков разного цвета, его вид меняется при изменении положения. Множество мелких разноцветных участков в образце отличает его от большинства других, в которых

один цвет меняется по всему образцу одновременно либо разные цвета проявляются на больших по площади участках. В разновидностях с тонким белым перламутром может наблюдаться фиолетовая окраска.



а



б

Рис. 5. Цветовая игра полированных пластин перланориска

а – иризация в зеленых, желтых и красных цветах (размер 19 × 16 см); б – иризация в синих, зеленых и красных цветах (размер 25 × 22 см). Фото В.А. Радько

Fig. 5. Iridescence of polished plates of pearlanorisk

а – iridescence in green, yellow and red colors (size 19 × 16 cm); б – iridescence in blue, green and red colors (size 25 × 22 cm) (photo by V.A. Radko)

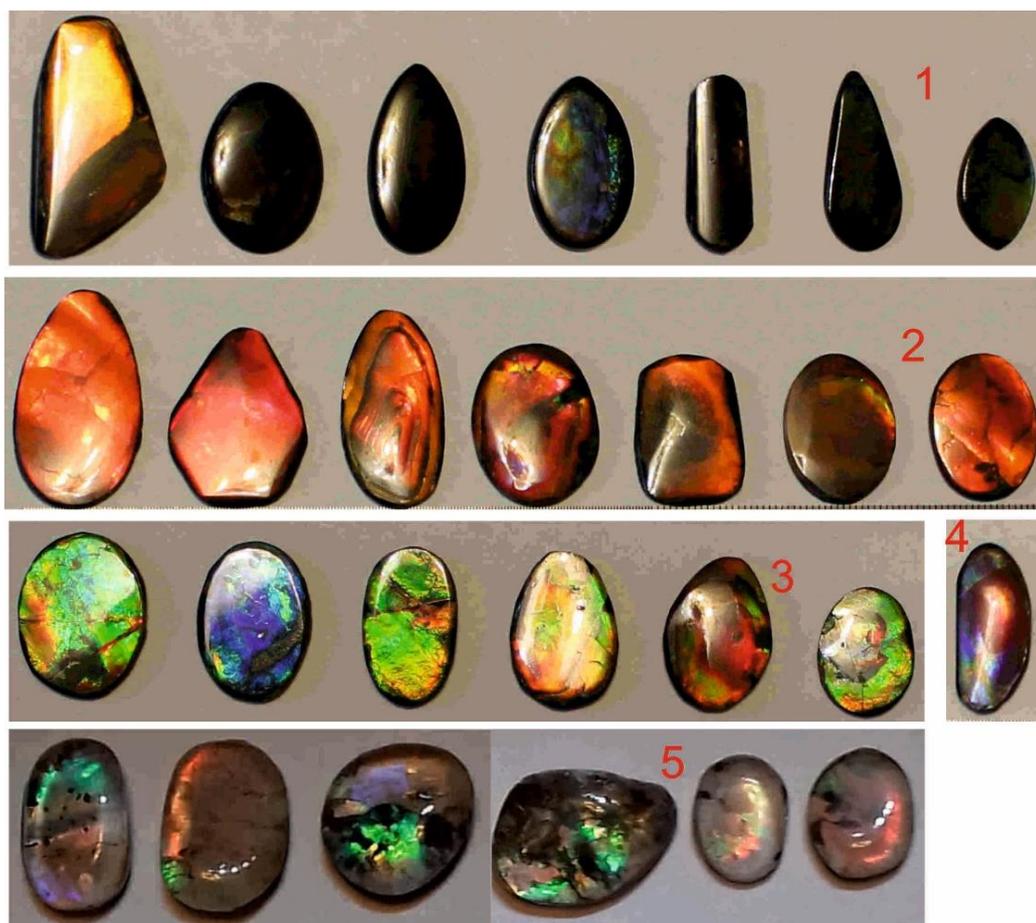


Рис. 6. Кабошоны из черного и белого перланориска, размеры до $3 \times 1,5$ см. Фото В.А. Радько

Fig. 6. Cabochons of black and white pearlanorisk; size up to 3×1.5 cm (photo by V.A. Radko)

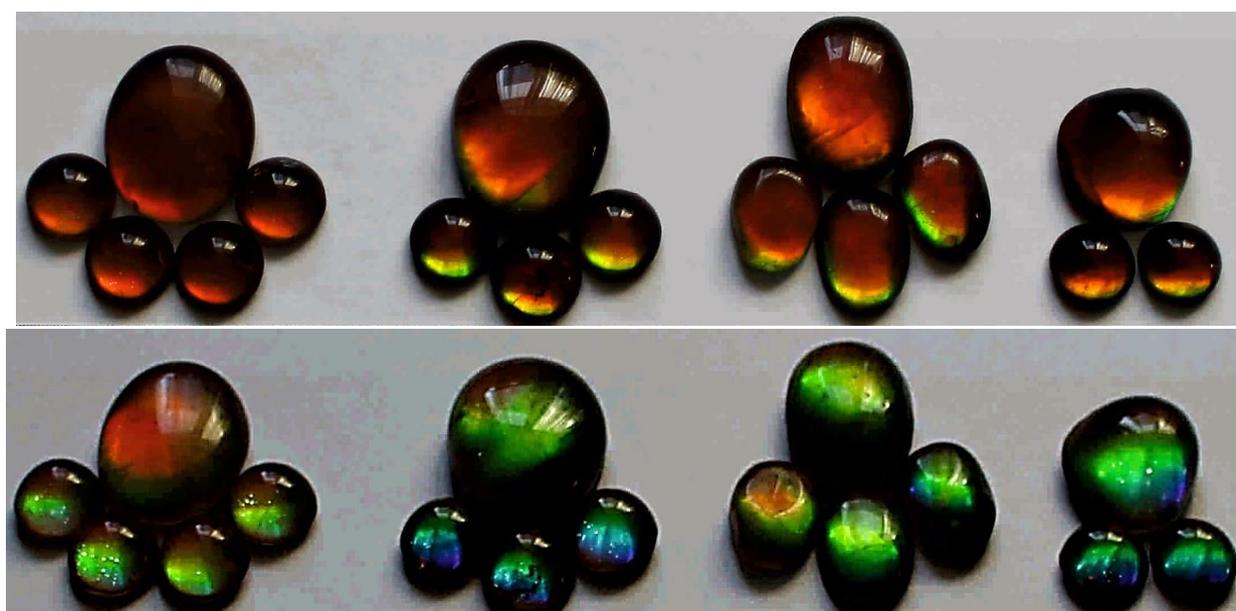


Рис. 7. Смена цвета иризации дублетов аммолитов при разных углах зрения

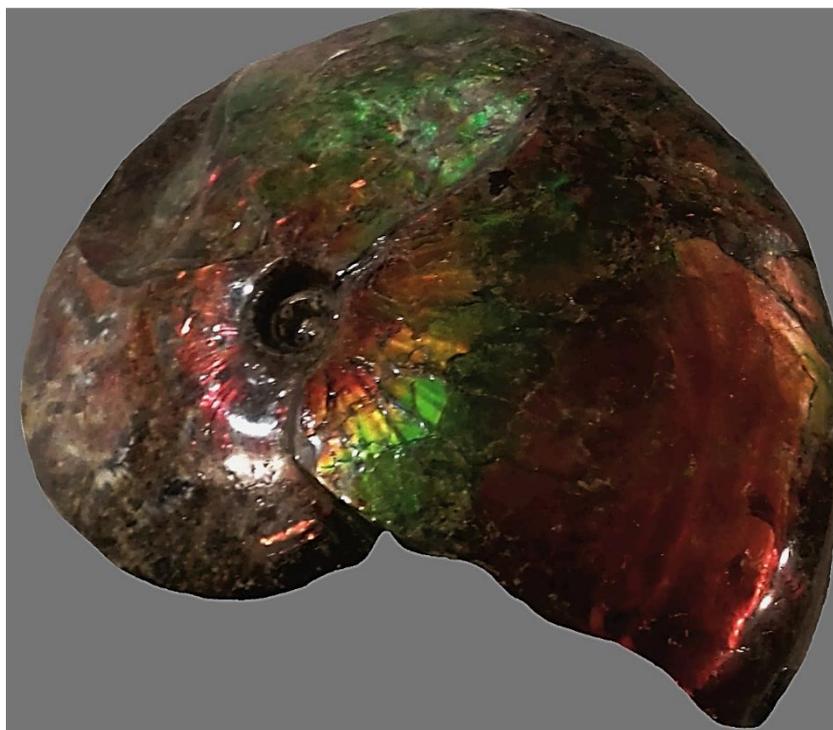
Размеры кабошонов варьируют от 1×1 см до $2 \times 2,5$ см. Фото В.А. Радько

Fig. 7. Changing colors of iridescence of ammolite duplets at different viewing angles

The cabochon sizes vary from 1×1 cm to 2×2.5 cm (photo by V.A. Radko)



a



b

Рис. 8. Облагороженные раковины перланориска

a – размер $24 \times 16 \times 7$ см; b – «Император Таймыра», размер $62 \times 46 \times 15$ см. Фото В.А. Радько

Fig. 8. Enhanced pearl norisk shells

a – size $24 \times 16 \times 7$ cm; b – Emperor of Taimyr, size $62 \times 46 \times 15$ cm (photo by V.A. Radko)

Цвет иризации перламутра часто зависит от угла зрения, о чем свидетельствует следующая подборка дублетов норильских аммолитов (рис. 7).

Пятнистость цветовой иризации присуща всем образцам. С одной стороны, она обусловлена первич-

ной внутренней неоднородностью слоев перламутра. При этом в очень тонких слоях иризация проявлена иногда контрастно различным цветом. С другой стороны, образцы могут иметь значительную поперечную и продольную трещиноватость, и по трещинам про-

исходит сдвиг участков перламутра. Это главные причины, которые при сошлифовании образца в плоскость делают его пятнистым. Для перланориска характерна «пейзажность». Цветовая игра перламутра может создавать четкий рисунок, например «букет цветов», «зеленые горы с розовым небом», «языки пламени». Следует отметить, что разнообразие рисунков и цветовых оттенков норильских аммолитов существенно осложняет подбор вставок для изготовления комплектов ювелирных изделий, так как требует выборки из нескольких десятков или даже сотен изделий.

Образцы норильских аммолитов имеют значительный коллекционный интерес и способны украсить экспозицию любого музея. Экспонаты перланориска выставлены в Музейно-выставочном комплексе «Музей Норильска», в Музее «Самоцветы» в Москве, в Секторе геологии музея СФУ г. Красноярска и других местах. Особенно уникальными являются изделия из цельных раковин. Об этом свидетельствует результат облагораживания раковин гигантских аммонитов (рис. 8, а, b).

Заключение

Представленный выше материал показывает, что перламутр ископаемых раковин Таймырского района после облагораживания путем пропитки в вакууме бесцветной эпоксидной смолой и последующей полировки становится по декоративным и технологическим характеристикам качественным ювелирным материалом. Более того, он может использоваться для изготовления широкого ассортимента сувенирных изделий, ювелирных украшений, предметов коллекционирования, интерьерных образцов и высокодекоративного облицовочного камня. Иризирующий ископаемый перламутр севера Красноярского края по своему качеству и размерам сопоставим с лучшими экземплярами аммолитов месторождения «Медвежья лапа» юга канадской провинции Альберта и превосходит все известные к настоящему времени проявления аналогичного сырья Ульяновской и Ярославской областей, что делает его уникальным для Российской Федерации.

Список источников

Быстров И.Г., Петроченков Д.А., Барабошкин Е.Ю. Нижнемеловые ювелирно-поделочные аммониты Республики Дагестан // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2018. Т. 12, № 1. С. 32–41.

Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200 000. Объяснительная записка. / Б.М. Струнин, О.А. Дюжигов, О.А. Бармина, В.В. Комаров. М.: Геоинформмарк, 1994. 118 с.

Петроченков Д.А., Куликов В.В., Литвиненко А.К., Оникиенко Л.Д. Ювелирные аммониты Канады: особенности добычи и обработки // Горный журнал. 2018а. № 11. С. 65–70.

Петроченков Д.А., Быховский Л.З. Ювелирно-поделочные аммониты: проблемы оценки и перспективы добычи // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2018b. № 4. С. 15–22.

Петроченков Д.А., Барабошкин Е.Ю. Коллекционные, интерьерные и ювелирные аммониты из отложений нижнего апта Ульяновской области // Отечественная геология. 2019а. № 1. С. 79–88.

Петроченков Д.А., Радько В.А., Барабошкин Е.Ю. Верхнемеловые коллекционно-поделочные аммониты севера Красноярского края // Отечественная геология. 2019b. № 5. С. 76–84

Радько В.А. Агаты, сердолики, яшмоиды Норильска. СПб., 2013. 128 с.

Радько В.А. Перламутр норильский ископаемый // Научный вестник Арктики. 2019. № 6. С. 23–26.

Сакс В.Н., Ронкина З.З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. М.: Госгеолотехиздат, 1957. 232 с. (Труды НИИГА; т. 90).

Bockwinkel J., Becker R.T., Ebbighausen V. Late Givetian ammonoids from Hassi Nebech (Tafilalt Basin, Anti-Atlas, southern Morocco) // Fossil Record. 2013. V. 16 (1). P. 5–65.

Mychaluk K.A. Update on Ammolite production from Southern Alberta, Canada // Gems & Gemology. 2009. V. 45 (3). P. 192–196.

Mychaluk K.A., Levinson A.A., Hall R.L. Ammolite: Iridescent fossilized ammonite from southern Alberta, Canada // Gems & Gemology. 2001. V. 37 (1). P. 4–25.

Radko V., Ananyev C., Petrochenkov D., Bondina S. Iridescent Ammonite Fossil Shell Material from Norilsk, Krasnoyarsk Krai, Russia // The Journal of Gemmology. 2021. V. 37 (6). P. 596–605.

Walaszczyk I., Kennedy W.J., Dembicz K., Gale A.S., Praszkiar T., Rasoamiamanana A.H., Randrianaly H. Ammonite and inoceramid biostratigraphy and biogeography of the Cenomanian through basal Middle Campanian (Upper Cretaceous) of the Morondava Basin, western Madagascar // Journal of African Earth Sciences. 2014. V. 89. P. 79–132.

Zakharov Y.D., Tanabe K., Shigeta Y., Safronov P.P., Smyshlyayeva O.P., Dril S.I. Early Albian marine environments in Madagascar: An integrated approach based on oxygen, carbon and strontium isotopic data // Cretaceous Research. 2016. V. 58. P. 29–41.

References

Bystrov I.G., Petrochenkov D.A., Baraboshkin E.Y. Lower Cretaceous jewellery-ornamental ammonites of the Republic of Dagestan. Dagestan State Pedagogical University Journal: Natural and Exact Sciences, 2018. 12(1), 32–41, <https://doi.org/10.31161/1995-0675-2018-12-1-32-41>. In Russian

Geologicheskaya karta Noril'skogo rudnogo rayona masshtaba 1:200 000. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological Map of the Noril'sk Ore District, Scale 1 : 200 000. Explanatory Note] // Strunin, B.M., Dyzhikov, O.A., Barmina, O.A. & Komarov, V.V., Moscow, Geoinformmark, 1994. 118 pp. In Russian

Petrochenkov D.A., Kulikov V.V., Litvinenko A.K., Onikiyenko L.D. Gem-quality ammonites of Canada: Features of mining and processing // *Gornyi Zhurnal - Mining Journal*, 2018a. No. 11, 65–70, <https://doi.org/10.17580/gzh.2018.11.12> In Russian

Petrochenkov D.A., Bykhovskiy L.Z. Jewellery-ornamental ammonite: Problems of valuation and production prospects // *Mineral Resources of Russia. Economics and Management*, 2018b. No. 4, pp. 15–22. In Russian

Petrochenkov D.A., Baraboshkin E.Y. Collection, interior and jewellery ammonites from of [sic] the Lower Aptian deposits, Ulyanovsk region // *Otechestvennaya Geologiya - National Geology*, 2019a. No. 1, 79–88. <https://doi.org/10.24411/0869-7175-2019-10009>. In Russian

Petrochenkov D.A., Radko V.A., Baraboshkin E.Y. Upper Cretaceous collection and ornamental ammonites from the north of Krasnoyarsk region // *Otechestvennaya Geologiya - National Geology*, 2019b. No. 5. pp. 76–84, <https://doi.org/10.24411/0869-7175-2019-10041>. In Russian

Radko V.A. *Agaty, serdoliki, yashmoidy Noril'ska* [Agates, Carnelians, and Jasperoids of Norilsk]. Published by the author, St Petersburg, 2013. 128 pp. In Russian.

Radko V.A. *Perlamutr noril'skiy iskopayemyy* [Pearl of Norilsk, fossilized] // *Nauchny Vestnik Arktiki*, 2019. No. 6. pp. 23–26. In Russian.

Saks V.N., Ronkina Z.Z. The Jurassic and Cretaceous sediments of the Ust'-Yenisei Trough. Proceedings of NIIGA (Nauch.-Issled. Inst. Geol. Arkt.) [Scientific Research Institute of Arctic Geology], Moscow : Gostoptekhizdat, 1957, 232 pp. In Russian.

Bockwinkel J., Becker R.T., Ebbighausen V. Late Givetian ammonoids from Hassi Nebech (Tafilalt Basin, Anti-Atlas, southern Morocco) // *Fossil Record*, 2013. 16(1), 5–65, <https://doi.org/10.1002/mmng.201300001>.

Mychaluk K.A. Update on Ammolite production from southern Alberta, Canada // *Gems & Gemology*, 2009. 45(3), pp. 192–196, <https://doi.org/10.5741/gems.45.3.192>.

Mychaluk K.A., Levinson A.A., Hall R.L. Ammolite: Iridescent fossilized ammonite from southern Alberta, Canada // *Gems & Gemology*, 2001. 37(1), pp. 4–25, <https://doi.org/10.5741/gems.37.1.4>.

Radko V., Ananyev S., Petrochenkov D., Bondina S. Iridescent Ammonite Fossil Shell Material from Norilsk, Krasnoyarsk Krai, Russia // *The Journal of Gemology*, 37(6), 2021. pp. 596–605.

Walaszczuk I., Kennedy W.J., Dembiczyk K., Gale A.S., Praszkiert T., Rasoamiamanana A.H., Randrianaly H. Ammonite and inoceramid biostratigraphy and biogeography of the Cenomanian through basal Middle Campanian (Upper Cretaceous) of the Morondava Basin, western Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 2014. 89, pp. 79–132, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.10.007>.

Zakharov Y.D., Tanabe K., Shigeta Y., Safronov P.P., Smyshlyaeva O.P., Dril S.I. Early Albian marine environments in Madagascar: An integrated approach based on oxygen, carbon and strontium isotopic data // *Cretaceous Research*, 2016. 58, pp. 29–41, <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.08.014>.

Информация об авторах:

Радько В.А., генеральный директор ООО «НОРД-ПРОСПЕКТОР», Норильск, Россия.

E-mail: agatradko@mail.ru

Ананьев С.А., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела геологии и геотехнологии, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: sananiev@mail.ru,

Бондина С.С., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела геологии и геотехнологии, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: svetlana.bondina@gmail.com

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Radko V.A., Director General, NORD-PROSPECTOR LLC, Norilsk, Russia.

E-mail: agatradko@mail.ru

Ananyev S.A. Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: sananiev@mail.ru

Bondina S.S. Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: svetlana.bondina@gmail.com

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 31.05.2021; одобрена после рецензирования 16.12.2021; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 31.05.2021; approved after reviewing 16.12.2021; accepted for publication 14.06.2022

Научная статья
УДК 550.424
doi: 10.17223/25421379/23/7

ТИПОХИМИЗМ ПИРИТА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОВЕТСКОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)



Сергей Анатольевич Сильянов¹, Анатолий Максимович Сазонов²,
Борис Михайлович Лобастов³, Дарья Александровна Шадрина⁴,
Ксения Александровна Тихонова⁵, Николай Сергеевич Медведев⁶

^{1, 2, 3, 4, 5} Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

⁶ Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, Новосибирск, Россия

¹ silyanov-s@mail.ru

² sazonov_am@mail.ru

³ lbm02@ya.ru

⁴ dshadrina-gg18@mail.ru

⁵ tihonovakseniya94@mail.ru

⁶ medvedev@niic.nsc.ru

Аннотация. Впервые приведены результаты изучения распределения элементов-примесей в пирите месторождения Советское (LA-ICP-MS). Примесным («невидимым») золотом обогащен пирит из кварцевых жил (~ 0,56 ppm) и крупнокристаллический гнездовой пирит (~ 0,83 ppm). Минерал из зальбандов кварцевых жил и вмещающих сланцев содержит меньше Au (~ 0,15 и ~ 0,16 ppm). Изученные разновидности пирита контрастно разделены на классификационной диаграмме As–Se. На основании содержания Se в минерале определены температуры его кристаллизации (309–507 °С).

Ключевые слова: месторождение Советское, Енисейский кряж, пирит, геохимия, «невидимое» золото, LA-ICP-MS

Источники финансирования: Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, Правительства Красноярского края и Красноярского краевого фонда науки в рамках научного проекта № 20-45-243001\20 и частично поддержано Министерством науки и высшего образования Российской Федерации, проект № 121031700315-2.

Для цитирования: Сильянов С.А., Сазонов А.М., Лобастов Б.М., Шадрина Д.А., Тихонова К.А., Медведев Н.С. Типохимизм пирита золоторудного месторождения Советское (Енисейский кряж) // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 112–126. doi: 10.17223/25421379/23/7

Original article
doi: 10.17223/25421379/23/7

PYRITE TYPOCHEMISTRY OF THE SOVETSKOE GOLD DEPOSIT (YENISEI RIDGE, RUSSIA)

Sergey A. Silyanov¹, Anatoly M. Sazonov², Boris M. Lobastov³,
Daria A. Shadrina⁴, Kseniya A. Tikhonova⁵, Nikolay S. Medvedev⁶

^{1, 2, 3, 4, 5} Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

⁶ Nikolaev Institute of Inorganic Chemistry, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

¹ silyanov-s@mail.ru

² sazonov_am@mail.ru

³ lbm02@ya.ru

⁴ dshadrina-gg18@mail.ru

⁵ tihonovakseniya94@mail.ru

⁶ medvedev@niic.nsc.ru

Abstract. The results of studying the distribution of trace elements (LA-ICP-MS) in the pyrite of the Sovetskoye gold ore deposit (Yenisei Ridge, Russia) are presented. The Sovetskoye deposit is located in the northern part of the Yenisei Ridge and is one of the largest and most developed for a long time within the Yenisei gold province. The deposit belongs to the gold-quartz type, and the main sulfide mineral is pyrite.

Until now, no information has been provided on the distribution of trace elements in the pyrite of the deposit. We have studied pyrite from the host shales, quartz veins and their selvages, as well as coarse-crystalline pyrite. Electron microscopic studies have shown that the content of iron and sulfur in the studied samples varies within (wt.%): Fe 42.67–48.47; S 50.61–55.04. The deficiency in the anionic and cationic parts for some samples is compensated by the presence of impurities of arsenic (0.48–3.02 wt.%) and cobalt (1.71–3.38 wt.%). Taking into account the isomorphism ($\text{Fe} \leftrightarrow \text{Co}$; $\text{S} \leftrightarrow \text{As}$), the S/Fe ratio averages 1.98, which indicates a high chemical stoichiometry of the mineral.

A total of 67 point determinations of trace elements were performed using the LA-ICP-MS method. The most typical (~ 90 % analyzes) impurities are, ppm: Co ~ 0.2–1700.0; Ni ~ 1.8–1300; Zn ~ 1.2–80.0; Ge ~ 3.0–5.7; As ~ 1.4–3700.0; Se ~ 4.6–50; Pb ~ 0.1–390.0. More than 50 % of analyzes also contain, ppm: Cu ~ 0.6–1000.0; Ag ~ 0.2–10.0; Sb ~ 0.04–13.00; Bi ~ 0.1–25.0. In about one third of analyzes, Te ~ 1.0–7.0 ppm and Au ~ 0.1–1.3 ppm were found. In single analyzes are present, ppm: V ~ 0.1–5.0; Cr 7.0; Mn ~ 39.0–110.0; Ga ~ 0.3–1.2; In ~ 0.2–0.9; Sn ~ 0.2–0.6; W ~ 0.5–2.1; Tl ~ 0.1–0.3. Mo and Cd contents are below the detection limit in all analyzes.

The "invisible" gold is enriched in pyrite from quartz veins (~ 0.56 ppm) and coarse-crystalline pyrite (~ 0.83 ppm). Mineral from selvages of quartz veins and host shales contains less Au (~ 0.15 and ~ 0.16 ppm). The position of the points of composition on the Au-As diagram below the line of structurally bound gold indicates its isomorphic nature. However, the established concentrations of the metal are not of industrial significance, and the bulk of the gold at the deposit is present in native form.

The studied pyrite varieties are enriched in silver relative to gold (Au/Ag from 0.09 to 3.75), the excess of silver can be associated in the form of ultrafine particles of Au-Ag sulfides, or in the form of compounds with Te, Se, Sb, Bi.

The most contrastingly studied pyrite varieties differ in the content of Se and As. Pyrite from the host shales is characterized by the highest As and Se contents. Pyrite from quartz veins contains minimal As concentrations. Coarse-crystalline pyrite occupies a region of low Se and As contents. Pyrite from selvage quartz veins has a variable composition.

Based on the Se content in ore pyrite, the temperatures of mineral formation were established: pyrite from the host shales ~ 343 °C; coarse-crystalline pyrite ~ 417 °C; pyrite from quartz veins ~ 456 °C; pyrite from selvages of quartz veins ~ 439 °C. These parameters of mineral formation show a significant heterogeneity of the temperature field in the area of ore formation.

Keywords: *Sovetskoe gold deposit, pyrite, geochemistry, "invisible" gold, LA-ICP-MS*

Source of financing: The research was funded by RFBR, Krasnoyarsk Territory and Krasnoyarsk Regional Fund of Science, project number 20-45-243001\20 and partially supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, project number 121031700315-2.

For citation: Silyanov, S.A., Sazonov, A.M., Lobastov, B.M., Shadrina, D.A., Tikhonova, K.A., Medvedev, N.S. (2022) Pyrite typochemistry of the Sovetskoe gold deposit (Yenisei Ridge, Russia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 112–126. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/7

Введение

В настоящее время актуальным подходом в изучении золоторудных месторождений является комплексирование лабораторных методов минераграфии и геохимии с применением LA-ICP-MS. Последний является одним из наиболее значимых инструментов, позволяющих проводить парагенетический анализ микроэлементов, определять основные минералы-носители и концентраторы благородного металла, его геохимические ассоциации и источники. Большое количество публикаций с результатами подобных работ показывает состоятельность и эффективность таких исследований [Sung et al., 2009; Large et al., 2011; Gregory et al., 2015; Meffre et al., 2016; Maslennikov et al., 2017; Augustin, Gaboury, 2019; Wu et al., 2019; Large, Maslennikov, 2020; Gourcerol et al., 2020].

Пирит является одним из наиболее распространенных сульфидных минералов в месторождениях золота. Многими работами показана возможность концентрирования им «невидимого» золота и широкого ряда других примесных элементов [Large, Maslennikov, 2020; Dmitrijeva et al., 2020; и др.].

Подобные исследования распределения элементов-примесей в пирите с применением LA-ICP-MS в настоящее время очень актуальны и показывают, что получаемая геохимическая информация может быть использована при интерпретации генезиса золоторудных месторождений.

Месторождение Советское является одним из наиболее крупных и длительно разрабатываемых в пределах Енисейской золоторудной провинции. Месторождение относится к золото-кварцевому типу, а главным сульфидным минералом является пирит. Несмотря на более чем вековую историю изучения месторождения, некоторые аспекты золото-кварц-сульфидной минерализации не освещены в научной литературе.

Одним из них является геохимическая характеристика пирита – главного сульфидного минерала месторождения – с применением современных методов анализа (LA-ICP-MS). В недавней работе Г.А. Пальяновой и соавт. приводятся краткие данные по содержанию элементов-примесей в пирите месторождения, но основной целью статьи является изучение составов пиритина как потенциального индикатора

условий рудного минералообразования [Пальянова и др., 2019]. В статьях А.А. Томиленко и коллег была предпринята попытка изучения распределения РЗЭ во флюидных включениях в кварце месторождения [Томиленко и др., 2008; Tomilenko et al., 2010]. Этот же коллектив исследователей провел прецизионное изучение составов флюидов из включений в кварце, пирите и самородном золоте месторождения [Бульбак и др., 2020]. До настоящего времени нет сведений о микроэлементном составе пирита – главного сульфидного минерала руд Советского месторождения. Поэтому основной целью нашей работы явилось изучение распределения элементов-примесей в пирите месторождения с применением LA-ICP-MS.

Геология месторождения

Месторождение золота Советское расположено в северо-восточной части Енисейского кряжа, который представляет собой неопротерозойский (860–800 млн лет) коллизионный ороген, перешедший к рифтогенной стадии развития на рубеже ~750–680 млн лет [Kuzmichev, Sklyarov, 2016].

Рудное поле месторождения сложено породами удерейской и горбилокской свит сухопитской серии. Породы горбилокской свиты представлены филлитовидными сланцами. Алеврито-глинистые углистые сланцы и алевролитовые сланцы удерейской свиты непосредственно вмещают рудные тела месторождения (рис. 1). В пределах 0,5–1,0 км на северо-восток от рудных тел закартированы небольшие тела долеритов и дайки трахитов. Месторождение приурочено к юго-западному крылу Оллоноконской антиклинали, осложненной многочисленными складками более высоких порядков и тектоническими разрывами взбросового, взбросо-сдвигового характера. На месторождении преобладают дизъюнктивные нарушения северо-западного простирания, которые являются основными рудоконтролирующими структурами.

Рудные тела (SiO_2 до 80 мас.%) сложены жильным кварцем, золотосодержащими вмещающими углеродсодержащими серицитовыми милонитами (в практике называемыми сланцами) и сульфидами (до 5 мас. %). Главным сульфидом в рудах является пирит; в подчиненном количестве развиты пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит и самородное золото. Обогащенные золотом участки кварцево-жильных зон характеризуются средним содержанием благородного металла 10–25 г/т, в отдельных случаях его содержание достигает 3 600 г/т [Томиленко и др., 2008].

На начальном этапе рудообразования сформировались сложные по морфологии кварцево-жильные тела, группирующиеся в зоны, а также гнездовые,

прожилковые выделения пирита, пирротина и арсенопирита. Сульфидная минерализация развита в кварцево-жильных образованиях, их зальбандах и вмещающих милонитизированных сланцах. Самородное золото этого этапа преимущественно мелкое и развито в виде включений в ранних сульфидах и кварце.

Формирование поздней рудной ассоциации происходило после длительного перерыва и дробления ранее сформированного кварцево-сульфидного материала [Петровская, 1954]. Рудная ассоциация этого этапа приурочена к трещинам субмеридианального и северо-восточного направлений. Эти образования представляют прожилковую вкрапленность и гнезда сидерита, анкерита, кристаллически зернистые агрегаты пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита и видимых частиц самородного золота. Здесь же в сростании с сульфидами полиметаллов отмечаются спорадические проявления висмутита, козалита, самородного висмута, блеклых руд, самородного серебра и теллуридов [Петровская, 1954]. Большая часть видимого самородного золота представлена мономинеральными агрегатами, выполняющими межзерновое пространство и трещины катаклаза в кварце.

Всего на месторождении известно восемь рудоносных кварцево-жильных зон, шесть из которых отработаны. Седьмая и восьмая зоны опоискованы частично и расположены на глубоко залегающих флангах отработанных кварцево-жильных зон. Возможно, седьмая и восьмая рудные зоны будут являться в будущем предметом подземной отработки. За период эксплуатации месторождения открытым и подземным способами добыто около 90 т металла. Подземная отработка руд на месторождении прекращена в начале 1990-х гг., карьерная отработка продолжалась до 2016 г. В настоящее время месторождение не разрабатывается.

Термобарогеохимические исследования, выполненные А.А. Томиленко и Н.А. Гибшер с коллегами свидетельствуют, что безрудные кварцево-жильные тела месторождения сформированы в процессе регионального зеленосланцевого метаморфизма при температурах 100–410 °С и давлении 0,5–1,5 кбар, гомогенными флюидами соленостью 4–8 мас. % NaCl-экв., с содержанием $\text{CO}_2 < 12,5$ мол. %, $\text{CH}_4 < 1,3$ мол. %, $\text{N}_2 < 1,7$ мол. %. Рудоносные кварцево-жильные зоны образовались при более высоких температурах – 100–630 °С, давлении 0,7–2,0 кбар, гомогенными и гетерогенными растворами, соленость которых достигала 20–25 мас. % NaCl-экв., содержания CO_2 29,3–62,0 мол. %, CH_4 0,0–3,0 мол. %, N_2 2,7–13,2 мол. % [Томиленко, Гибшер, 2001; Tomilenko et al., 2010].

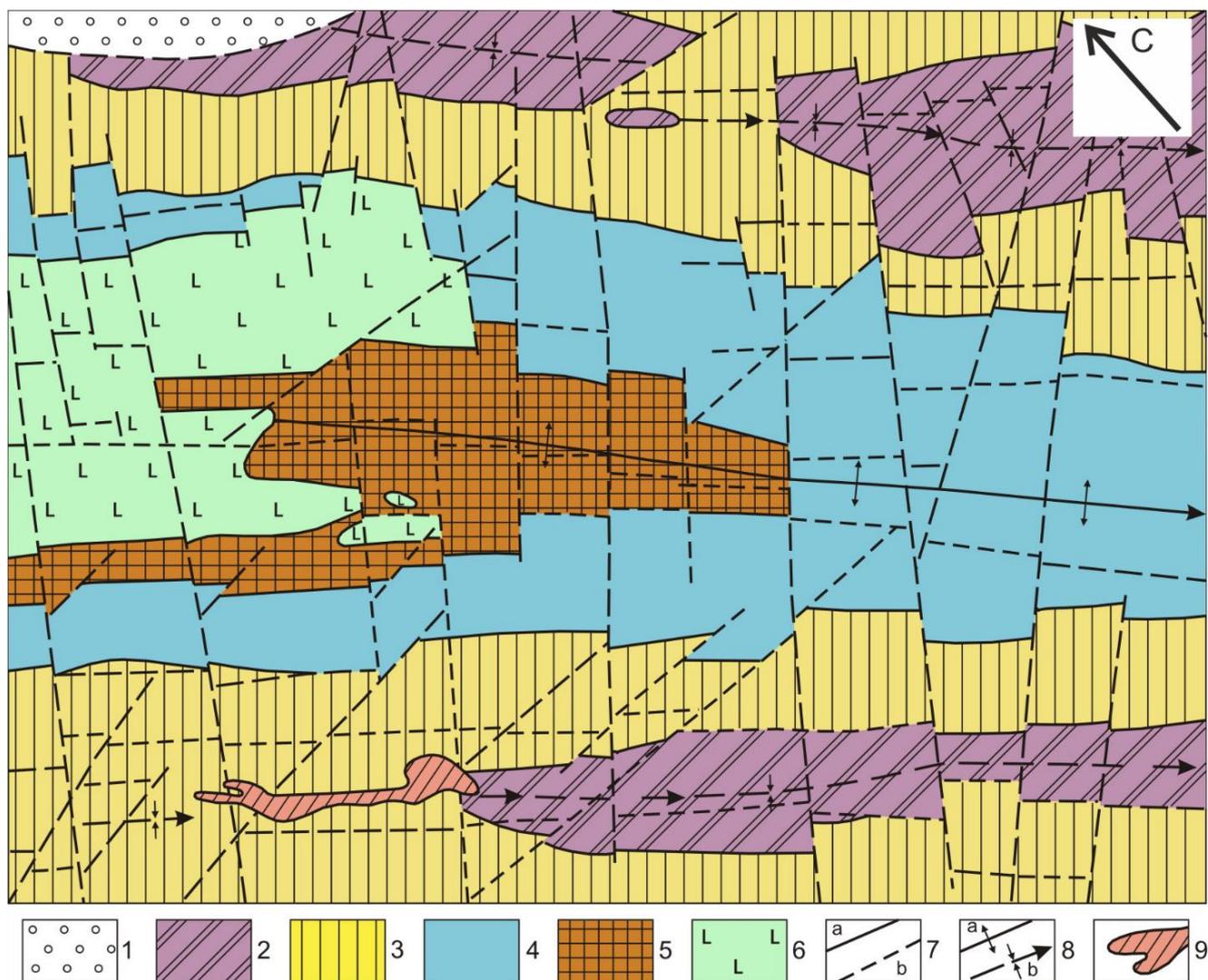


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Советское [Сазонов, 1998]

1 – чингасанская серия, лопатинская свита (RF_{3lp}), песчаники и гравелиты; 2–5 – сухопитская серия: 2 – верхняя подсвита удерейской свиты (RF_{2ud3}), темно-серые до черных алеврито-глинистые сланцы с прослоями контрастно-слоистых сланцев и мелкозернистых песчаников; 3 – нижняя и средняя подсвиты удерейской свиты (RF_{2ud1+2}), нерасчлененные отложения, алеврито-глинистые сланцы; 4 – горбилоская свита (RF_{2gb}), зеленые алеврито-глинистые сланцы; 5 – кординская и горбилоская свиты (RF_{2kd + gb}), нерасчлененные отложения, зеленые алевролиты, линзы и прослои доломитизированных известняков; 6 – измененные долериты и габбро-долериты токминского комплекса (βRF_{3tk}); 7, а – границы стратифицированных и интрузивных пород, 7, б – разломы; 8 – оси складок: а – Татьянинской антиклинали, б – синклиналей; 9 – проекция контура отработанных руд на дневную поверхность

Fig. 1. Geological map of Sovetskoe gold deposit [Sazonov, 1998]

1 – Chingasan series, Lopatinskaya suite (RF_{3lp}), sandstones and gravelstones; 2-5 – Sukhopitskaya series: 2 – upper subformation of the Udereiskaya suite (RF_{2ud3}), dark gray to black silty-argillaceous shales with interlayers of contrasting-layered shales and fine-grained sandstones; 3 – lower and middle subformations of the Udereiskaya suite (RF_{2ud1+2}), undivided deposits, silty-clayey shales; 4 – Gorbilok Formation (RF_{2gb}), green silty-clayey shales; 5 – Kordinskaya and Gorbilokskaya formations (RF_{2kd + gb}), undivided deposits, green siltstones, lenses and interlayers of dolomitized limestones; 6 – dolerites and gabbro-dolerites of the Tokminsky complex (βRF_{3tk}); 7 – a) boundaries of stratified and intrusive rocks, b) faults; 8 – axes of folds: a – Tatiana anticline, b – synclines; 9 – projection of the contour of mined ores on the day surface

Проведенное Ag-Ag датирование гидротермальных серицитов месторождения указывает на четыре (~ 890, ~ 850, ~ 830–820, ~ 730 млн лет) возрастных эпизода формирования кварцево-жильных тел, при-

чем два из них (~ 890, ~ 850 млн лет) – незолотоносных [Томиленко и др., 2008; Tomilenko et al., 2010]. На сегодняшний день существует три гипотезы генезиса месторождения – осадочная [Петров, 1974], ме-

таморфогенная [Буряк, 1982; Сазонов и др., 1991; Сазонов, 1998; Сазонов и др., 2010] и магматическая [Петровская, 1954; Ли, 2001].

Образцы и методы исследования

Штуфные образцы, содержащие рудную минерализацию (пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, самородное золото), отобраны из Северо-Западного карьера месторождения. В дальнейшем из них изготовлены полированные аншлифы для минераграфического, электронно-микроскопического и LA-ICP-MS изучения.

Химический состав пирита и ассоциирующих минералов изучен с применением сканирующего электронного микроскопа (SEM) Tescan Vega III SBH с интегрированной системой энергодисперсионного микроанализа (EDS) Oxford X-Act в R&D центре Норникель СФУ, Красноярск (аналитик С.А. Сильянов) и Томском региональном центре коллективного пользования НИ ТГУ (аналитик Е.В. Корбовяк). Исследования выполнены при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 1,2 нА. Аналитический спектр накапливался в течении 120 с. Для анализа использованы следующие аналитические линии: S (K α), Fe (K α), Co (K α), Ni (K α), Cu (K α), Zn (K α), As (L α), Sb (L α) и Pb (M α). В качестве внутренних стандартов использованы чистые элементы (Co, Ni), а также FeS, FeS₂, FeAsS, ZnS, CuFeS₂, Sb₂S₃, PbTe. Предел обнаружения составил 0,1 мас. %. Данные анализа обрабатывались с помощью программного обеспечения Oxford Instruments.

LA-ICP-MS исследования выполнены на квадрупольном масспектрометре iCAP Qc (Thermo Scientific) с устройством лазерного пробоотбора NWR 213 (ESI). Измерения проведены при следующих инструментальных параметрах: длина волны лазера 213 нм, диаметр пучка лазера 100 мкм, частота импульсов лазера 20 Гц, продолжительность действия лазерного излучения на образец за один импульс 4 нс, плотность энергии лазерного излучения 9 Дж/см², продолжительность накопления сигнала одного измерения 0,05 с на аналитический изотоп.

Градуировка выполнена по стандартным образцам NIST 610, 612. В качестве внутреннего стандарта использовано железо (изотоп ⁵⁷Fe).

При проведении анализа измерения выполнялись в точках диаметром 100 мкм. В каждой точке проводилось по 10 параллельных измерений. Положение точек сканирования выбиралось таким образом, чтобы в испаряемый материал не попали видимые включения и дефекты (микротрещины) образца. Из измеренных интенсивностей при помощи градуировки по стандартным образцам NIST 610, 612 с учетом сигналов

внутреннего стандарта в каждой точке были рассчитаны средние значения и доверительные интервалы содержания определяемых элементов. Стандартное отклонение параллельных измерений обычно составляло 10–20 отн. % и не превышало 30 отн. %.

Результаты минералого-геохимических исследований

Пиритовая минерализация. По данным Н.В. Петровской, на месторождении выделяется три разновидности пирита: крупнокристаллические агрегаты, часто совместно с арсенопиритом; мелкокристаллические жилки и гнезда в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом и галенитом; тонкозернистые коллоидные выделения по трещинам в кварце [Горностаев, 1936; Петровская, 1954; Петров, 1974; Сазонов и др., 1991; Сазонов, 1998].

Нами для исследования подобраны образцы пирита из прожилков в кварцевых жилах (рис. 2, a, b); из зальбандов кварцевых жил (рис. 2, b, d); гнездовой крупнокристаллический пирит (рис. 2, c, h); пирит из вмещающих углеродистых сланцев (рис. 2, f). В ассоциации и во включениях в пирите из сланцев развиты пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит. Их особенностью является также наличие включений и каемок минералов редких земель (ксенотим-(Y), монацит-(Ce), апатит).

В раннем пирите сланцев, преимущественно кубического габитуса, единично отмечаются субмикронные включения самородного золота низкой пробы (750). Для позднего пирита из кварцевых жил и их зальбандов характерна ассоциация с пирротин, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, самородным золотом высокой пробы (900–960) и редкими теллуридами (алтаит). Морфология этого пирита обычно представлена комбинациями куба, пентагондодекаэдра и октаэдра. Поздний гнездовой крупнокристаллический пирит, как правило, свободен от включений других рудных минералов.

Самородное золото в рудах обычно ассоциирует с кварцем в виде пленочных и трещинных выделений в жилах вне сростаний с сульфидами [Петровская, 1954]. Это послужило для Н.В. Петровской основанием выделить стадию самородного золота, заключающую отложение сульфидов полиметаллов. Однако нами неоднократно наблюдалась тесная ассоциация благородного металла и позднего пирита в кварцевых жилах в ассоциации с галенитом и сфалеритом (рис. 3). Так, в одном из образцов с ураганым содержанием металла самородное золото образует тесные сростания с пиритом, иногда в виде ориентированных включений, напоминающих структуры распада (см. рис. 3, a).

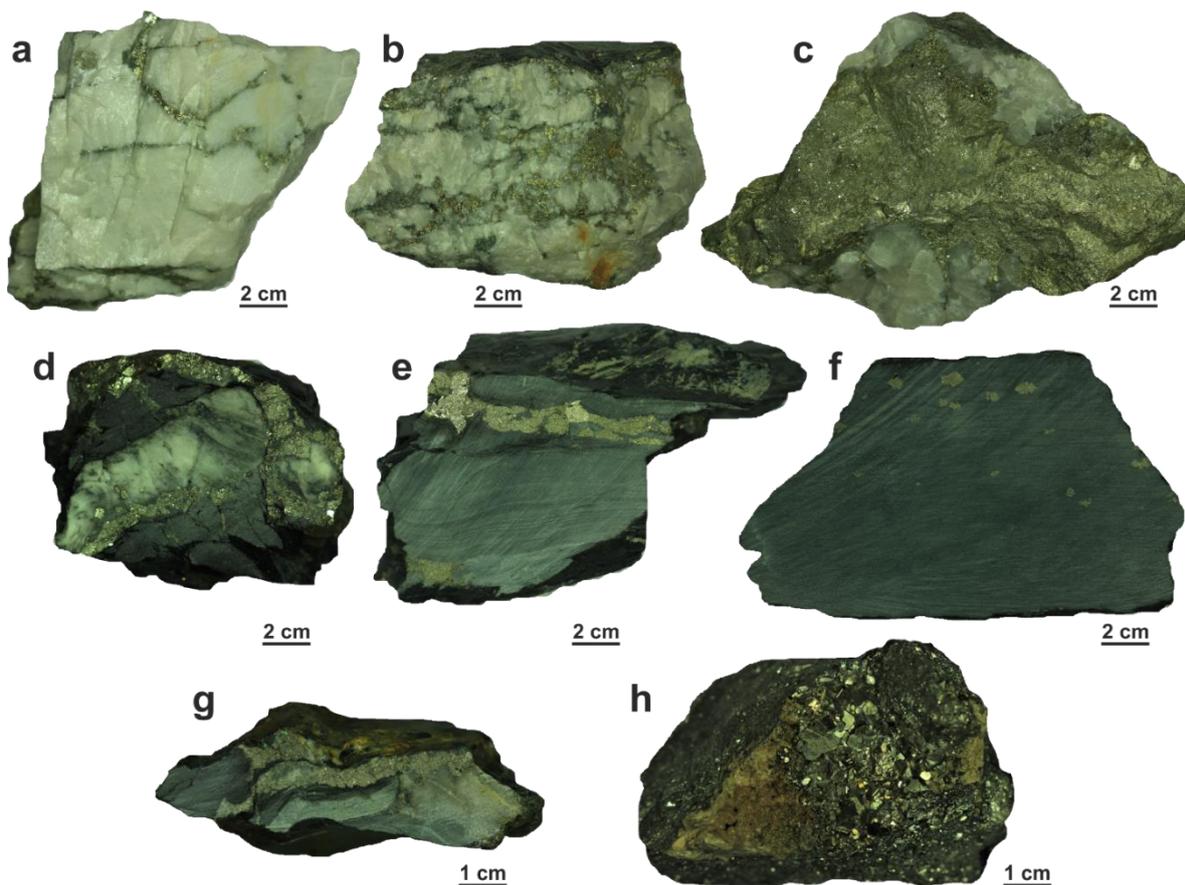


Рис. 2. Пирит месторождения Советское

a – прожилки мелкозернистого пирита в жильном молочном кварце (образец 1/71); b – мелкозернистый пирит в трещинах и зальбанде жилы молочного кварца (образец СП-1); c – гнездо пирита в ядре жилы молочного кварца (образец СП-2); d – эвгедральный пирит в зальбанде жилы молочного кварца (образец 1/79); e – прожилок кристаллов пирита в углеродистом сланце (образец 1/55); f – эвгедральные кристаллы пирита в углеродистом сланце (образец 1-1/3); g – кварц-пиритовый прожилок в углеродистом сланце (образец 1/67); h – крупные эвгедральные кристаллы пирита (образец 2/27)

Fig. 2. Hand samples of pyrite from Sovetskoe gold deposit

a – veins of fine-grained pyrite in vein milk quartz (sample 1/71); b – fine-grained pyrite in cracks and a selvage of a vein of milk quartz (sample SP-1); c – crystalline pyrite in the core of the vein of milk quartz (sample SP-2); d – euhedral pyrite in the selvage of a vein of milk quartz (sample 1/79); e – veinlets of pyrite crystals in carbonaceous shale (sample 1/55); f – euhedral crystals of pyrite in carbonaceous shale (sample 1-1 / 3); g – quartz-pyrite vein in carbonaceous shale (sample 1/67); h – large euhedral pyrite crystals (sample 2/27)

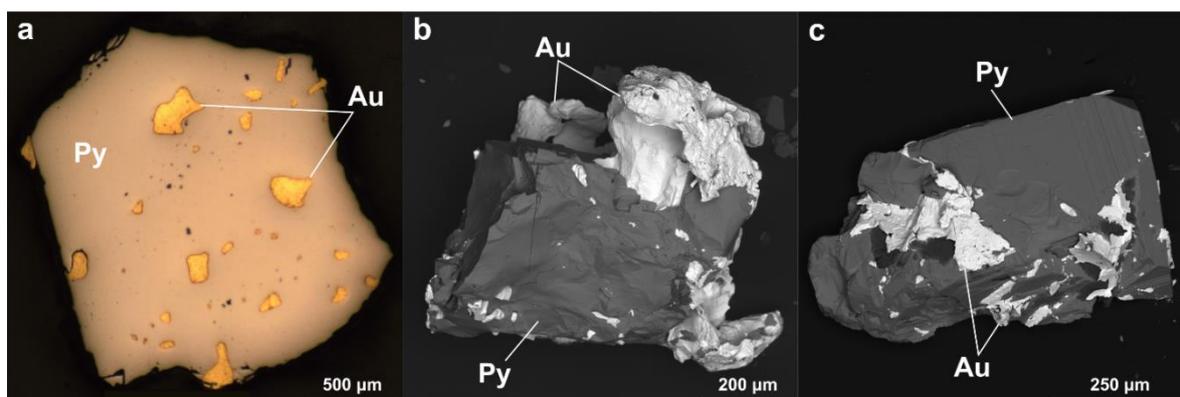


Рис. 3. Взаимоотношения самородного золота (Au) и пирита (Py) месторождения Советское
a – оптическое фото (образец 2-1/28); b, c – BSE-фото (образец 2-1/28)

Fig. 3. Relationship between native gold (Au) and pyrite (Py) from Sovetskoe gold deposit

a – optical photo (sample 2-1/28); b, c – BSE-photo (sample 2-1/28)

В пирите месторождения также отмечаются многочисленные субмикронные включения и трещинные выделения самородного металла, что говорит о тесной парагенетической связи этих минералов.

Химический состав пирита. Содержание железа и серы в изученных образцах изменяется в пределах (мас. %): Fe 42,67–48,47; S 50,61–55,04. Дефицит в анионной и катионной части для некоторых образцов компенсируется присутствием примесей мышьяка (0,48–3,02 мас. %) и кобальта (1,71–3,38 мас. %). С учетом изоморфизма (Fe ↔ Co; S ↔ As), отношение S/Fe в среднем составляет 1,98, что указывает на высокую химическую стехиометрию минерала.

Химический состав пирита из разных геологических обстановок месторождения не показывает значимого различия. Также не наблюдалось неоднородного распределения концентраций главных минералообразующих элементов в пределах зерна, за исключением единичных зерен, по периферии обогащенных As.

Распределение элементов-примесей. Всего было выполнено 67 точечных определений содержаний элементов-примесей в пирите месторождения (таблица, рис. 4). Наиболее типичными (~ 90 % анализов) примесями являются, ppm: Co ~ 0,2–1 700,0; Ni ~ 1,8–1 300; Zn ~ 1,2–80,0; Ge ~ 3,0–5,7; As ~ 1,4–3 700,0; Se ~ 4,6–50; Pb ~ 0,1–390,0. В более чем 50 % анализов также присутствуют, ppm: Cu ~ 0,6–1 000,0; Ag ~ 0,2–10,0; Sb ~ 0,04–13,00; Bi ~ 0,1–25,0. Примерно в трети анализов были обнаружены Te ~ 1,0–7,0 ppm и Au ~ 0,1–1,3 ppm. В единичных анализах присутствуют, ppm: V ~ 0,1–5,0; Cr 7,0; Mn ~ 39,0–110,0; Ga ~ 0,3–1,2; In ~ 0,2–0,9; Sn ~ 0,2–0,6; W ~ 0,5–2,1; Tl ~ 0,1–0,3. Содержания Mo и Cd ниже предела обнаружения во всех анализах. Обращает на себя внимание, что значительные разбросы среднего содержания в рассматриваемых разновидностях минерала характерны для Co, Cu, As, Se, Sb, Au, Pb и Bi и незначительны для Ni, Zn, Ge, Ag и Te.

Содержание элементов-примесей в пирите Советского золоторудного месторождения, ppm

Trace element content of pyrite from Sovetskoe gold deposit, ppm

Values	⁵⁹ Co	⁶⁰ Ni	⁶³ Cu	⁶⁶ Zn	⁷³ Ge	⁷⁵ As	⁷⁷ Se	¹⁰⁷ Ag	¹²¹ Sb	¹²⁵ Te	¹⁹⁷ Au	²⁰⁸ Pb	²⁰⁹ Bi
<i>Пирит из кварцевых жил</i>													
Min	0,2	40,0	1,7	2,3	3,8	1 100,0	5,0	0,2	0,1	1,0	0,2	0,1	0,1
Max	210,0	960,0	480,0	80,0	4,7	3 500,0	15,0	10,0	9,0	7,0	1,0	250,0	15,0
Mean	49,7	307,1	213,4	9,4	4,1	2 114,3	8,2	1,5	1,1	2,9	0,6	46,3	2,6
Std. dev.	61,9	261,7	211,1	20,7	0,3	707,0	2,9	2,9	2,5	2,4	0,3	85,3	4,3
<i>Пирит из зальбандов кварцевых жил</i>													
Min	0,6	1,8	1,0	1,2	3,0	4,4	6,0	0,2	0,1	1,2	0,1	0,1	0,1
Max	1 700,0	1 300,0	40,0	6,1	5,7	3 700,0	12,0	4,3	4,9	1,3	0,2	390,0	7,0
Mean	224,1	419,3	8,0	2,4	4,3	902,4	9,4	0,8	0,9	1,3	0,1	26,5	1,3
Std. dev.	464,6	414,4	12,2	1,0	0,7	1 247,5	1,7	1,4	1,4	0,1	0,1	91,1	2,0
<i>Гнездовый крупнокристаллический пирит</i>													
Min	0,2	7,6	0,6	1,9	3,2	1,4	5,7	0,2	0,0	2,0	0,4	0,1	0,1
Max	1 000,0	950,0	1 000,0	30,0	4,9	200,0	21,0	0,6	1,6	2,6	1,3	160,0	7,4
Mean	185,2	374,1	142,7	4,1	4,1	31,2	13,0	0,3	0,3	2,3	0,8	20,5	1,8
Std. dev.	293,6	305,6	321,8	6,0	0,5	55,9	5,0	0,2	0,5	0,4	0,7	39,2	2,3
<i>Пирит из вмещающих сланцев</i>													
Min	18,0	190,0	0,8	2,1	3,2	840,0	12,0	0,2	0,5	1,5	0,1	1,1	0,3
Max	880,0	1 300,0	18,0	16,0	4,7	2 600,0	50,0	0,4	13,0	5,4	0,3	54,0	25,0
Mean	386,8	549,0	6,0	4,1	3,8	1 611,0	33,6	0,2	3,5	3,0	0,2	18,3	8,0
Std. dev.	276,5	300,9	5,6	4,2	0,5	564,0	12,6	0,1	4,1	1,4	0,1	17,6	8,1

Большая часть элементов-примесей не показывает значимого различия содержаний в изученных разновидностях пирита. Медь и цинк концентрируются во всех разновидностях пирита примерно на одном уровне (см. рис. 4), при этом среднее содержание меди незначительно выше цинка. Медью также обогащен пирит кварцевых жил. Содержания германия стабильны и находятся в пределах ~ 3–5 ppm. Количество серебра в минерале невелико и в среднем составляет около 0,3 ppm, лишь единичные ураганные концентрации достигают ~ 4–10 ppm. Количество

теллура также примерно одинаково во всех разновидностях пирита и не показывает значимых разбросов. Свинец и висмут распределены равномерно в количествах около 30 и 3 ppm соответственно. Содержание никеля стабильно во всех разновидностях пирита и в среднем составляет ~ 396 ppm. Кобальт в пирите из кварцевых жил и их зальбандов, а также гнезд крупнокристаллического пирита ведет себя стабильно (среднее содержание ~ 152 ppm), но незначительно повышен в пирите из вмещающих сланцев (~ 387 ppm).

Наблюдается неоднородное распределение мышьяка, селена, сурьмы и золота в рассматриваемых разновидностях минерала (см. таблицу, рис. 4). Так, наиболее обогащен мышьяком пирит из кварцевых жил и вмещающих сланцев (~ 2114 и ~ 1611 ppm); содержания As в пиритах из зальбандов кварцевых

жил находятся на уровне (~ 902 ppm), а крупнокристаллический гнездовой пирит значительно обеднен элементом (~ 31 ppm). Содержания селена показывают стабильный тренд увеличения от пирита из кварцевых жил к пириту из вмещающих сланцев (см. рис. 4).

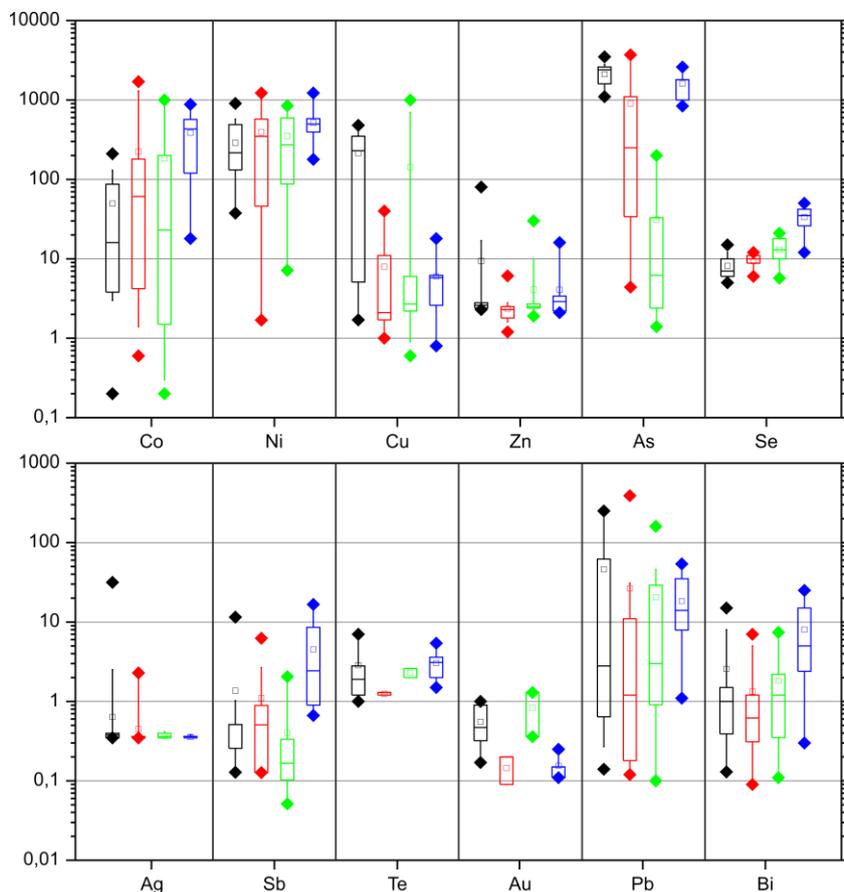


Рис. 4. Распределение элементов-примесей в пирите месторождения, ppm

Черный цвет – пирит из кварцевых жил, красный цвет – пирит из зальбандов кварцевых жил, зеленый цвет – гнездовой крупнокристаллический пирит, синий цвет – пирит из сланцев

Fig. 4. Distribution of trace elements in pyrite of the deposit, ppm

Black – pyrite from quartz veins, red – pyrite from selvage quartz veins, green – crystalline pyrite, blue – pyrite from shale

Сурьма содержится примерно в равных количествах в пирите из кварцевых жил, их зальбандов и крупнокристаллическом гнездовом пирите, но значительно обогащен сурьмой пирит вмещающих сланцев. Примесным («невидимым») золотом обогащен пирит кварцевых жил (~ 0,56 ppm) и крупнокристаллический гнездовой пирит (~ 0,83 ppm). Минерал из зальбандов кварцевых жил и вмещающих сланцев содержит меньшие концентрации золота (~ 0,15 и ~ 0,16 ppm).

Изучение взаимного распределение пар элементов свидетельствует о том, что большая часть из них не проявляет значимых тенденций. На диаграмме

Au–As большая часть аналитических точек расположена в компактном поле со слабым положительным трендом (рис. 5, а). Анализы крупнокристаллического гнездового пирита на этой диаграмме обособлены низким содержанием мышьяка. Все анализы расположены ниже граничной линии предела растворимости золота в структуре пирита, что указывает на структурно-связанный характер примесного («невидимого») золота в минерале [Reich et al., 2005].

Содержание золота и серебра показывает слабый положительный тренд, но малое количество анализов, содержащих как золото, так и серебро, не позволяет установить четкой корреляции (рис. 5, б).

Концентрации никеля и кобальта также не показывают четких трендов парного концентрирования (рис. 5, с). Общий разброс значений отношения

Co/Ni лежит в пределах 0,001–7,971. В парах Cu–Zn и Pb–Bi установлен отчетливый положительный тренд накопления этих элементов (рис. 5, e, f).

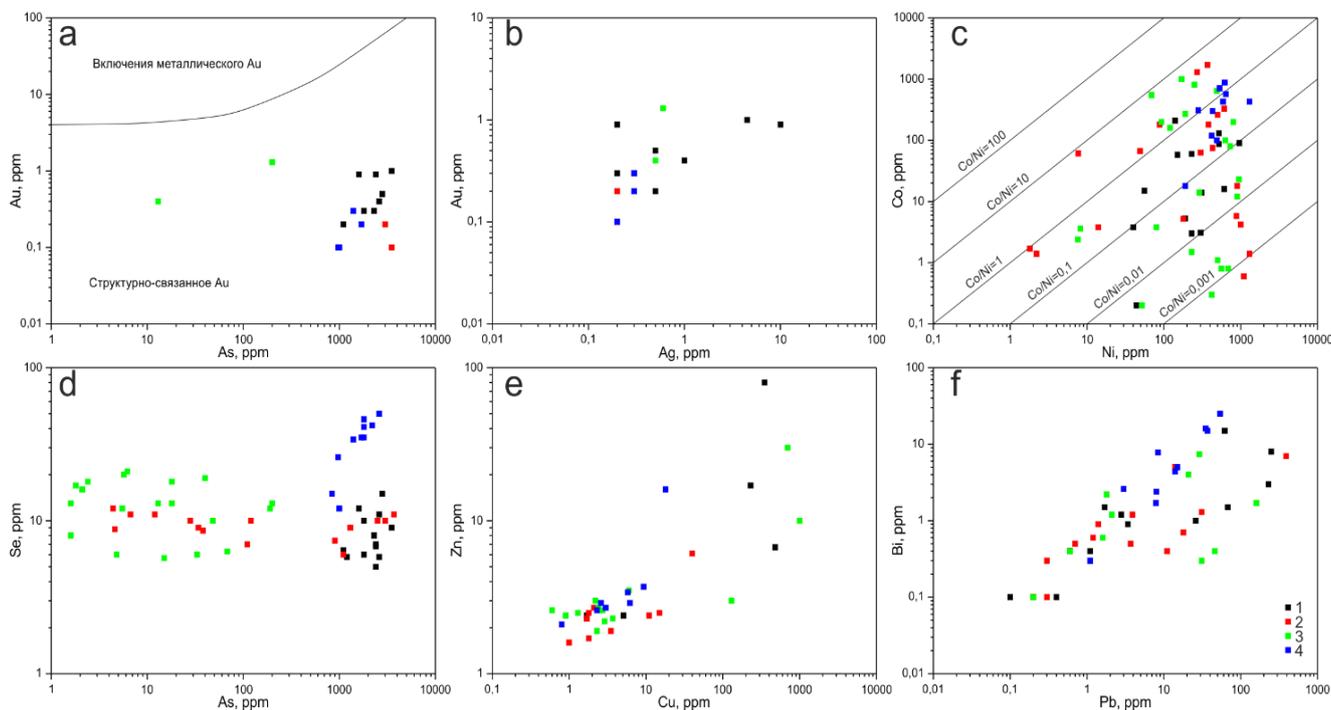


Рис. 5. Бинарные графики зависимости распределения элементов-примесей в пирите месторождения
 а – Au-As [Reich et al., 2005]; б – Au-Ag; в – Co-Ni; д – Se-As; е – Zn-Cu, ф – Bi-Pb. 1 – пирит из кварцевых жил, 2 – пирит из зальбандов кварцевых жил, 3 – гнездовый крупнокристаллический пирит, 4 – пирит из вмещающих сланцев

Fig. 5. Binary graphs of the dependence of the distribution of trace elements in the pyrite of the deposit
 а – Au-As [Reich et al., 2005]; б – Au-Ag; в is Co-Ni; д is Se-As; е – Zn-Cu, ф - Bi-Pb. 1 – pyrite from quartz veins, 2 – pyrite from selvages of quartz veins, 3 – crystalline pyrite, 4 – pyrite from shale

Наиболее контрастно аналитические точки составов изученных разновидностей пирита обособливаются на диаграмме As–Se (рис. 5, d). Так, пирит из вмещающих сланцев характеризуется максимальным содержанием как мышьяка, так и селена. Пирит из кварцевых жил расположен в поле повышенных содержаний мышьяка и пониженных (относительно пирита из сланцев) – селена. Крупнокристаллический гнездовый пирит занимает область низких значений содержания мышьяка и селена. Поле точек пирита из зальбандов кварцевых жил по концентрациям Se и As расположено в пределах поля крупнокристаллического пирита, другая – близка к области, занимаемой пиритом из кварцевых жил.

Обсуждение результатов

Ранее Г.А. Пальяновой и соавт. выполнены единичные определения содержаний элементов-примесей в пирите месторождения [Пальянова и др., 2019].

Результаты заключались в констатации следующих концентраций примесей в минерале (ppm): Au до 7,6; Ag до 0,7; Cr до 1 140,0; Co до 150,0; Ni до 1 350,0; Cu до 38,0; Zn до 49,0; Pb до 3,0; As до 2 175,0; Bi до 0,5. Полученные нами данные в целом сопоставимы с приведенными в работе Г.А. Пальяновой цифрами, что позволяет частично верифицировать результаты работы.

Вариации содержаний селена в пирите обычно связывают с изменением температуры флюида [Belousov et al., 2016; Keith et al., 2018; Shao et al., 2018]. В статье М. Кита и соавт. приведен обзор распределения Se и Te в пирите орогенных, эпитегрмальных, порфирировых и месторождениях карлинского типа. Авторами показано, что содержание Se в минерале зависит от температуры его кристаллизации и может быть использовано в качестве геотермометра [Keith et al., 2018]. Используя данные М. Кита, нами оценены температуры образования пирита месторождения Советское. Общий интервал составил 309–507 °С,

при этом пирит из вмещающих сланцев характеризуется наименьшей температурой ~ 343 °С. Содержание Se в гнездовом крупнокристаллическом пирите указывает на температуру его образования ~ 417 °С. Наиболее высокими температурами кристаллизации отличаются пирит из кварцевых жил и их зальбандов: 456 и 439 °С соответственно. Ранее на основе пирротин-пиритового геотермометра нами оценены температуры образования пирротин-(пирит) содержащих минеральных ассоциаций месторождения, которые варьируют в интервале от 489 до 382 °С, и фугитивности серы ($\lg f_{S_2}$) от $-4,63$ до $-7,95$ [Пальянова и др., 2019]. Данные пирротин-пиритового геотермометра и температуры, рассчитанные на основании содержания Se в пирите, показывают хорошую сходимость и соответствуют результатам классических определений термобарогеохимическими методами по флюидным включениям в кварце (100–630 °С [Томиленко, Гибшер, 2001; Tomilenko et al., 2010]). Полученные данные показывают общий интервал образования пирротин-пиритовых ассоциаций месторождения в 309–507 °С.

Значение отношения Co/Ni часто связывают с особенностями генезиса пирита, предполагая, что величина Co/Ni < 1 указывает на осадочное, Co/Ni = 1–10 – на гидротермальное, а Co/Ni > 10 – на вулканогенное происхождение [Li N. et al., 2018; Shao et al., 2018; Roman et al., 2019; Xu N., et al., 2020]. Большая часть полученных нами анализов лежит в пределах Co/Ni = 10–0,1, что позволяет предположить формирование пирита месторождения в гидротермальных условиях, а существующие вариации в отношении Co/Ni связаны с кристаллохимическим контролем осаждения никеля при одновременной кристаллизации пирита и пирротина [Conn et al., 2019], а также с гидротермальным метаморфизмом руд. Однако анализы пирита, отобранного из вмещающих сланцев, характеризуются значениями Co/Ni < 1 , что может указывать на влияние осадочного процесса в распределении Co и Ni, отразившемся на величине отношения Co/Ni, и в конечном счете на ретроспективную генетическую природу пирита вмещающих пород. До настоящего времени в опубликованных материалах по месторождению не упоминалось о находках в пределах месторождения пирита с типичными структурно-текстурными и химическими особенностями, указывающими на его седиментационно-диагенетический генезис. На этом основании мы предполагаем именно гидротермальный генезис для преимущественной части пирита в рудах месторождения.

В структуре пирита мышьяк может замещать как катион, так и анион [Keith et al., 2018]. В восстановительной обстановке предполагается, что мышьяк замещает серу, в то время как при окислительных

условиях может происходить замещение мышьяком железа. Co, Ni, Cu, Zn, Pb также могут изовалентно замещать Fe²⁺ в структуре минерала. Для Cu⁺, Au⁺, Au³⁺, Ag⁺, As³⁺, Sb³⁺ и, вероятно, Bi³⁺ также возможно гетеровалентное (парное) замещение Fe²⁺ [Dehnavi et al., 2018; Vouite et al., 2019]. Нами не было установлено отчетливой корреляции между серой и мышьяком при изучении пиритов месторождения, но данные микрорентгеноспектрального анализа, которые показывают, что высокие (> 1 мас. %) содержания мышьяка сопровождаются уменьшением количества серы, говорят в пользу предпочтительного замещения по типу As \rightarrow S. Также нами не было установлено значимых корреляционных зависимостей содержания железа и перечисленных выше примесных элементов, что не позволяет в данный момент однозначно говорить о механизмах их замещения.

Между тем положительная корреляция между золотом и мышьяком в пирите была показана во многих работах [Cook, Chryssoulis, 1990; Arehart, Chryssoulis, Kesler, 1993; Reich et al., 2005; Benzaazoua et al., 2007; Pals, Spry, Chryssoulis, 2003; Deditius et al., 2008] и слабо проявлена в пиритах месторождения (см. рис. 5, а). Однако существует немало данных, указывающих на отсутствие подобной связи [Simon et al., 1999; McClenaghan, Lents, Cabri, 2004; Chouinard, Paquette, Williams-Jones, 2005; Reich et al., 2005; Paktunc et al., 2006; Benzaazoua et al., 2007]. Это предполагает, что мышьяк не является обязательным условием для изоморфного вхождения золота в структуру минерала.

Ранее показано, что наиболее приемлемым состоянием золота как в природном As-пирите, так и в синтетическом, не содержащем мышьяк минерале, является Au¹⁺ [Simon et al., 1999; Trigub et al., 2017; Pokrovski et al., 2019]. Но также не исключены и Au³⁺ и Au¹⁻ [Arehart, Chryssoulis, Kesler, 1993; Simon et al., 1999; Chouinard, Paquette, Williams-Jones, 2005]. Предложены следующие механизмы замещения для этих состояний золота: замещение железа на Au¹⁺; включение линейных кластеров S–Au¹⁺–S; совместное замещение Fe²⁺ \rightarrow Au³⁺ и S²⁻ \rightarrow As¹⁻; парное замещение 2Fe²⁺ \rightarrow Au³⁺ + Cu⁺; замещение серы на Au¹⁻ [Merkulova et al., 2019]. Исходя из полученных нами данных о малых концентрациях благородного металла, а также об отсутствии значимых корреляций между золотом и приведенными выше элементами, сейчас невозможно однозначно судить о механизмах его концентрирования в минерале.

Как было показано ранее для месторождений, в которых самородное золото является главным или доминирующим минералом Au и Ag, величина Au/Ag в рудах равна или близка к Au/Ag в самородном золоте [Пальянова и др., 2019]. Пониженные Au/Ag

в рудах являются признаком присутствия других минералов серебра. Для руд Советского месторождения величина Au/Ag составляет ~ 0,36; самородное золото месторождения весьма высокопробно и Au/Ag в нем изменяется в пределах $\leq 19-50$ [Пальянова и др., 2019]. Ранее в пирите месторождения были определены концентрации Au и Ag и рассчитаны Au/Ag, которые составили 0,004–13, при этом в минерале не было диагностировано присутствия микропримесей Te, Se, Sb, Bi [Пальянова и др., 2019]. На этом основании было предположено присутствие ультрамелких частиц Au-Ag сульфидов [Пальянова и др., 2019].

По нашим аналитическим данным Au/Ag в пирите месторождения изменяется в пределах 0,09–3,75, что значительно ниже этого отношения в самородном золоте месторождения, но близко к таковому в рудах. При этом нами также установлены концентрации Te (до 7 ppm), Se (до 50 ppm), Sb (до 13 ppm), Bi (до 25 ppm). Эти элементы способны образовывать устойчивые соединения с серебром [Пальянова и др., 2019; Пальянова, 2020]. Не исключено, что избыток серебра в пирите месторождения связывается этими элементами в ультрамелкие минеральные фазы, однако нами не установлены отчетливые корреляции между содержаниями серебра и перечисленных элементов.

Выводы

Таким образом, на основании полученных данных можно сформулировать следующие основные выводы:

1. Примесным («невидимым») золотом обогащен пирит из кварцевых жил (~ 0,56 ppm) и крупнокристаллический гнездовый пирит (~ 0,83 ppm). Минерал из зальбандов кварцевых жил и вмещающих сланцев содержит меньше Au (~ 0,15 и ~ 0,16 ppm). Положение точек состава на диаграмме Au–As ниже линии структурно-связанного золота свидетельствует о его изоморфной природе. Однако установленные концентрации металла не несут промышленного значения, а основная часть золота на месторождении присутствует в самородной форме.

2. Изученные разновидности пирита обогащены серебром относительно золота (Au/Ag от 0,09 до 3,75), избыток серебра может быть связан в виде ультрамелких частиц Au-Ag сульфидов либо в виде соединений с Te, Se, Sb, Bi.

3. Наиболее контрастно изученные разновидности пирита отличаются по содержанию Se и As. Пирит из вмещающих сланцев характеризуется максимальными содержаниями As и Se. Пирит из кварцевых жил содержит минимальные концентрации As. Крупнокристаллический гнездовый пирит занимает область низких содержаний Se и As. Пирит из зальбандов кварцевых жил имеет переменный состав.

4. На основании содержания Se в пирите руд установлены температуры образования минерала: пирит из вмещающих сланцев ~ 343 °С; крупнокристаллический гнездовый пирит ~ 417 °С; пирит из кварцевых жил ~ 456 °С; пирит из зальбандов кварцевых жил ~ 439 °С. Эти параметры образования минерала показывают существенную неоднородность температурного поля в области рудообразования.

Список источников

- Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Сазонов А.М., Шапаренко Е.О., Рябуха М.А., Хоменко М.О., Сильянов С.А., Некрасова Н.А. Углеводороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения Советское (Енисейский край, Россия) по данным беспирилизной газовой хромато-масс-спектрометрии // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 11. С. 1535–1560.
- Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М. : Наука, 1982. 256 с.
- Горностаев Н.Н. Золоторудное месторождение Советского рудника в Северо-Енисейской тайге // Труды треста «Золоторазведка» и НИГРИЗолото. 1936. № 3. С. 10–22.
- Ли Л.В. Золоторудные месторождения Енисейского края // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. Красноярск : КНИИГиМС, 2001. С. 184–222.
- Пальянова Г.А. Минералы золота и серебра в сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62, № 5. С. 426–449.
- Пальянова Г.А., Сазонов А.М., Журавкова Т.В., Сильянов С.А. Состав пирротина как индикатор условий минералообразования на золоторудном месторождении Советское (Енисейский край, Россия) // Геология и геофизика. 2019. № 7. С. 934–354.
- Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского края. Новосибирск : Наука, 1974. 138 с.
- Петровская Н.В. Золотое оруденение Енисейского края и особенности процессов формирования золотых руд : автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1954. 86 с.
- Сазонов А.М. Геохимия золота в метаморфических толщах. Томск : Изд-во Том. политехн. ун-та, 1998. 168 с.
- Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Федорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И. Золоторудная металлогения Енисейского края: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии. 2010. № 4. С. 371–395.
- Сазонов А.М., Сараев В.А., Ананьев А.А. Сульфидно-кварцевые месторождения золота в метаморфических толщах Енисейского края // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 28–37.
- Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский край (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия. 2001. № 2. С. 167–177.

- Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В. Лантаноиды во флюидных включениях, кварце и зеленых сланцах из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский край, Россия // *Геохимия*. 2008. № 4. P. 438–444.
- Arehart G.B., Chrissyoulis S.L., Kesler S.E. Gold and arsenic in iron sulfides from sediment hosted disseminated gold deposits: Implication for depositional processes // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geology*. 1993. V. 88. P. 171–185.
- Augustin J., Gaboury D. Multi-stage and multi-sourced fluid and gold in the formation of orogenic gold deposits in the world-class Mana district of Burkina Faso – Revealed by LA-ICP-MS analysis of pyrites and arsenopyrites // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 104. P. 495–521.
- Belousov I., Large R.R., Meffre S., Danyushevsky L.V., Steadman J., Beardsmore T. Pyrite compositions from VHMS and orogenic Au deposits in the Yilgarn Craton, Western Australia: Implications for gold and copper exploration // *Ore Geology Rev.* 2016. V. 79. P. 474–499.
- Benzaazoua M., Marion P., Robaut F., Pinto A. Gold-bearing arsenopyrite and pyrite in refractory ores: analytical refinements and new understanding of gold mineralogy // *Mineral. Mag.* 2007. V. 71. P. 123–142.
- Chouinard A., Paquette J., Williams-Jones A.E. Crystallographic controls on trace-element incorporation in Auriferous pyrite from the Pascua epithermal high-sulfidation deposit, Chile-Argentina // *Canadian Mineralogist*. 2005. V. 43. P. 951–963.
- Conn C.D., Spry P.G., Layton-Matthews D., Voinot A., Koenig A. The effects of amphibolite facies metamorphism on the trace element composition of pyrite and pyrrhotite in the Cambrian Nairne Pyrite Member, Kanmantoo Group, South Australia // *Ore Geology Rev.* 2019. V. 114. P. 103–128.
- Cook N.J., Chrissyoulis S.L. Concentrations of «Invisible Gold» in the common sulfides // *Canadian Mineralogist*. 1990. V. 28. P. 1–16.
- Dmitrijeva M., Cook N.J., Ehrig K., Ciobanu C.L., Metcalfe A.V., Kamenetsky M., Kamenetsky V.S., Gilbert S. Multivariate Statistical Analysis of Trace Elements in Pyrite: Prediction, Bias and Artefacts in Defining Mineral Signatures // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 61.
- Deditius A.P., Utsunomiya S., Renock D., Ewing R.C., Ramana C.V., Becker U., Kesler S.E. A proposed new type of arsenian pyrite: Composition, nanostructure and geological significance // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 2919–2933.
- Dehnavi A.S., McFarlane C.R.M., Lentz D.R., Walker J.A. Assessment of pyrite composition by LA-ICP-MS techniques from massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, Canada: From textural and chemical evolution to its application as a vectoring tool for the exploration of VMS deposits // *Ore Geology Rev.* 2018. V. 92. P. 656–671.
- Gourcerol B., Kontak D.J., Petrus J.A. Thurstion Application of LA ICP-MS analysis of arsenopyrite to gold metallogeny of the Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 265–290.
- Gregory D.D., Large R.R., Halpin J.A., Baturina E.L., Lyons T.W., Wu S., Danyushevsky L., Sack P.J., Chappaz A., Maslennikov V.V., Bull S.W. Trace Element Content of Sedimentary Pyrite in Black Shales // *Econ. Geol.* 2015. V. 110. P. 1389–1410.
- Keith M., Smith D.J., Jenkin G.R.T., Holwell D.A., Dye M.D. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes // *Ore Geol. Rev.* 2018. V. 96. P. 269–282.
- Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 115. P. 419–441.
- Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for Carlin-Type and Orogenic Gold Deposits // *Econ. Geol.* 2011. V. 106. P. 331–358.
- Large R.R., Maslennikov V.V. Invisible Gold Paragenesis and Geochemistry in Pyrite from Orogenic and Sediment-Hosted Gold Deposits // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 339.
- Li N., Deng J., Yang L.-Q., Groves D.I., Liu X.-W., Dai W.-G. Constraints on depositional conditions and ore-fluid source for orogenic gold districts in the West Qinling Orogen, China: Implications from sulfide assemblages and their trace-element geochemistry // *Ore Geology Rev.* 2018. V. 102. P. 204–219.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V., Herrington R.J., Ayupova N.R., Zaykov V.V., Lein A.Yu., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Yu., Tessalina S.G. Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 64–106.
- McClenaghan S.H., Lentz D.R., Cabri L.J. Abundance and speciation of gold in massive sulfides of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canada // *Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. P. 851–871.
- Meffre S., Large R.R., Steadman J.A., Gregory D.D., Stepanov A.S., Kamenetsky V.S., Ehrig K., Scott R.J. Multi-stage enrichment processes for large gold-bearing ore deposits // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 76. P. 268–279.
- Merkulova M., Mathon O., Glatzel P., Rovezzi M., Batanova V., Marion P., Boiron M.-C., Manceau A. Revealing the Chemical Form of “Invisible” Gold in Natural Arsenian Pyrite and Arsenopyrite with High Energy-Resolution X-ray Absorption Spectroscopy // *ACS Earth Space Chem.* 2019. V. 3 (9). P. 1905–1914.
- Paktunc D., Kingston D., Pratt A., McMullen J. Distribution of gold in pyrite and in products of its transformation resulting from roasting of refractory gold ore // *Can. Mineral.* 2006. V. 44. P. 213–227.
- Pals D.W., Spry P.G., Chrissyoulis S. Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: Implications for gold distribution and deposition // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 479–493.
- Pokrovski G.S., Kokh M.A., Proux O., Hazemann J.-L., Bazarkina E.F., Testemale D., Escoda C., Boiron M.-C., Blanchard M., Aigouy T., Gouy S., de Parseval P., Thibaut M. The nature and partitioning of invisible gold in the pyrite-fluid system // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 109. P. 545–563.
- Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chrissyoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 2781–2796.
- Román N., Reich M., Leisen M., Morata D., Barra F., Deditius A.P. Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 246. P. 60–85.
- Shao Y.-J., Wang W.-S., Liu Q.-Q., Zhang Y. Trace Element Analysis of Pyrite from the Zhengchong Gold Deposit, Northeast Hunan Province, China: Implications for the Ore-Forming Process // *Minerals*. 2018. V. 8. P. 262.

Simon G., Huang H., Penner-Hahn J.E., Kesler S.E., Kao L.-I. Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite // *Am. Mineral.* 1999. V. 84. P. 1071–1079.

Simon G., Kesler S.E., Chryssoulis S. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada: Implications for deposition of gold in Carlin-type deposits // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 1999. V. 94. P. 405–421.

Sung Y.H., Brugger J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Nugus M. Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multistage Archaean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields Province, Western Australia // *Miner. Deposita.* 2009. V. 44. P. 765–791.

Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // *Econ. Geology.* 2010. V. 105. P. 375–394.

Trigub A.L., Tagirov B.R., Kvashnina K.O., Chareev D., Nickolsky M., Shiryaev A.A., Baranova N., Kovalchuk E., Mokhov A. X-ray spectroscopy study of the chemical state of “invisible” Au in synthetic minerals in the Fe-As-S system // *Am. Mineral.* 2017. V. 102. P. 1057–1065.

Voute F., Hagemann S.G., Evans N.J., Villanes C. Sulfur isotopes, trace element, and textural analyses of pyrite, arsenopyrite and base metal sulfides associated with gold mineralization in the Patay-Parcoy district, Peru: implication for paragenesis, fluid source and gold deposition mechanisms // *Mineralium Deposita.* 2019. V. 54. P. 1077–1100.

Wu Y.-F., Evans K., Li J.-Y., Fougerouse D., Large R.R., Guagliardo P. Metal remobilization and ore-fluid perturbation during episodic replacement of auriferous pyrite from an epizonal orogenic gold deposit // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2019. V. 245. P. 98–147.

Xu N., Wu C.-I., Li S.-R., Xue B.-Q., He X., Yu Y.-L., Liu J.-Z. LA-ICP-MS in situ analyses of the pyrites in Dongyang gold deposit, Southeast China: Implications to the gold mineralization // *China Geol.* 2020. V. 1. P. 1–17.

References

Bul'bak T.A., Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Sazonov A.M., Shaparenko E.O., Ryabukha M.A., Khomenko M.O., Sil'yanov S.A., Nekrasova N.A. Hydrocarbons in Fluid Inclusions from Native Gold, Pyrite, and Quartz of the Sovetskoe Deposit (Yenisei Ridge, Russia) According to Pyrolysis-Free Gas Chromatography-Mass Spectrometry Data // *Russian Geology and Geophysics.* 2020. V. 61. No. 11. pp. 1260–1282.

Buryak V.A. *Metamorfizm i rudoobrazovanie* [Metamorphism and ore formation]. Moscow: Izdatel'stvo «Nauka», 1982. 256 p. In Russian

Gornostaev N.N. *Zolotorudnoe mestorozhdenie Sovetskogo rudnika v Severo-Eniseyskoy tayge* [Gold deposit of the Soviet mine in the North Yenisei taiga] // *Trudy tresta «Zolotorazvedka» i NIGRIZoloto.* 1936. No. 3. pp. 10–22. In Russian

Li L.V. *Zolotorudnye mestorozhdeniya dokembriya Eniseyskogo kryazha* [Precambrian gold deposits of the Yenisei ridge]. Krasnoyarsk: KNIIGiMS, 2001. 222 p. In Russian

Palyanova G.A. Gold and silver minerals in sulfide ore // *Geology of Ore Deposits.* 2020. V. 62. No. 5. pp. 383–406.

Palyanova G.A., Sazonov A.M., Zhuravkova T.V., Silyanov S.A. Composition of Pyrrhotite as an Indicator of Gold Ore Formation Conditions at the Sovetskoe Deposit (Yenisei Ridge, Russia) // *Russian Geology and Geophysics.* 2019. V. 60. No. 7. pp. 735–751.

Petrov V.G. *Usloviya zolotonosnosti severnoy chasti Eniseyskogo kryazha* [Gold content conditions in the northern part of the Yenisei ridge]. Novosibirsk: NAUKA. 1974. 138 p. In Russian

Petrovskaya N.V. *Zolotoe orudnenie Eniseyskogo kryazha i osobennosti protsessov formirovaniya zolotykh rud* [Gold mineralization of the Yenisei ridge and features of the processes of formation of gold ores]. Avtoref. dis....d.g.-m.n. Moscow: NIGRIZOLOTO, 1954. 86 p. In Russian

Sazonov A.M. *Geokhimiya zolota v metamorficheskikh tolshchakh* [Geochemistry of gold in metamorphic strata]. Tomsk: Izd-vo TPU. 1998. 168 p. In Russian

Sazonov A.M., Anan'ev A.A., Poleva T.V., Khokhlov A.N., Vlasov V.S., Zvyagina E.A., Fedorova A.V., Tishin P.A., Leont'ev S.I. *Zolotorudnaya metallogeniya Eniseyskogo kryazha: geologo-strukturnaya pozitsiya, strukturnye tipy rudnykh poley* [Gold ore metallogeny of the Yenisei Ridge: geological and structural position, structural types of ore fields] // *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Tekhnika i tekhnologii.* 2010. No. 4. pp. 371–395. In Russian

Sazonov A.M., Saraev V.A., Anan'ev A.A. *Sul'fidno-kvartsevye mestorozhdeniya zolota v metamorficheskikh tolshchakh Eniseyskogo kryazha* [Sulfide-quartz gold deposits in metamorphic strata of the Yenisei Ridge] // *Geologiya i geofizika.* 1991. No. 5. pp. 28–37. In Russian

Tomilenko A.A., Gibsher N.A. Peculiarities of fluid composition in the mineralized and barren zones of the Sovetskoe quartz-gold deposit, Yenisei mountain range based on fluid inclusion study // *Geochemistry International.* 2001. No. 2. pp. 167–177.

Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Koz'menko O.A., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V. Lanthanides in fluid inclusions, quartz, and greenschists from auriferous and barren quartz-vein zones of the Sovetskoe quartz-gold deposit, Yenisei range, Russia // *Geochemistry International.* 2008. 4. pp. 402–408.

Arehart G.B., Chryssoulis S.L., Kesler S.E. Gold and arsenic in iron sulfides from sediment hosted disseminated gold deposits: Implication for depositional processes // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geology.* 1993. V. 88. pp. 171–185

Augustin J., Gaboury D. Multi-stage and multi-sourced fluid and gold in the formation of orogenic gold deposits in the world-class Mana district of Burkina Faso – Revealed by LA-ICP-MS analysis of pyrites and arsenopyrites // *Ore Geol. Rev.* 2019. 104. pp. 495–521.

Belousov I., Large R.R., Meffre S., Danyushevsky L.V., Steadman J., Beardsmore T. Pyrite compositions from VHMS and orogenic Au deposits in the Yilgarn Craton, Western Australia: Implications for gold and copper exploration // *Ore Geology Rev.* 2016. V. 79. pp. 474–499.

Benzaazoua M., Marion P., Robaut F., Pinto A. Gold-bearing arsenopyrite and pyrite in refractory ores: analytical refinements and new understanding of gold mineralogy // *Mineral. Mag.* 2007. V. 71. pp. 123–142.

Chouinard A., Paquette J., Williams-Jones A.E. Crystallographic controls on trace-element incorporation in Auriferous pyrite from the Pascua epithermal high-sulfidation deposit, Chile-Argentina // *Canadian Mineralogist.* 2005. V. 43. pp. 951–963.

- Conn C.D., Spry P.G., Layton-Matthews D., Voinot A., Koenig A. The effects of amphibolite facies metamorphism on the trace element composition of pyrite and pyrrhotite in the Cambrian Nairne Pyrite Member, Kanmantoo Group, South Australia // *Ore Geology Rev.* 2019. V. 114. pp. 103–128.
- Cook N.J., Chryssoulis S.L. Concentrations of «Invisible Gold» in the common sulfides // *Canadian Mineralogist.* 1990. V. 28. pp. 1–16.
- Dmitrijeva M., Cook N.J., Ehrig K., Ciobanu C.L., Metcalfe A.V., Kamenetsky M., Kamenetsky V.S., Gilbert S. Multivariate Statistical Analysis of Trace Elements in Pyrite: Prediction, Bias and Artefacts in Defining Mineral Signatures // *Minerals.* 2020. 10. 61.
- Deditius A.P., Utsunomiya S., Renock D., Ewing R.C., Ramana C.V., Becker U., Kesler S.E. A proposed new type of arsenian pyrite: Composition, nanostructure and geological significance // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2008. V. 72. pp. 2919–2933.
- Dehnavi A.S., McFarlane C.R.M., Lentz D.R., Walker J.A. Assessment of pyrite composition by LA-ICP-MS techniques from massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, Canada: From textural and chemical evolution to its application as a vectoring tool for the exploration of VMS deposits // *Ore Geology Rev.* 2018. V. 92. pp. 656–671.
- Gourcerol B., Kontak D.J., Petrus J.A. Application of LA ICP-MS analysis of arsenopyrite to gold metallogeny of the Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada // *Gondwana Res.* 2020. 81. pp. 265–290.
- Gregory D.D., Large R.R., Halpin J.A., Baturina E.L., Lyons T.W., Wu S., Danyushevsky L., Sack P.J., Chappaz A., Maslennikov V.V., Bull S.W. Trace Element Content of Sedimentary Pyrite in Black Shales // *Econ. Geol.* 2015. 110. pp. 1389–1410.
- Keith M., Smith D.J., Jenkin G.R.T., Holwell D.A., Dye M.D. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes // *Ore Geol. Rev.* 2018. 96. pp. 269–282.
- Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // *J. Asian Earth Sci.* 2016. 115. pp. 419–441.
- Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for Carlin-Type and Orogenic Gold Deposits // *Econ. Geol.* 2011. 106. pp. 331–358.
- Large R.R., Maslennikov V.V. Invisible Gold Paragenesis and Geochemistry in Pyrite from Orogenic and Sediment-Hosted Gold Deposits // *Minerals.* 2020. 10. 339.
- Li N., Deng J., Yang L.-Q., Groves D.I., Liu X.-W., Dai W.-G. Constraints on depositional conditions and ore-fluid source for orogenic gold districts in the West Qinling Orogen, China: Implications from sulfide assemblages and their trace-element geochemistry // *Ore Geology Rev.* 2018. V. 102. pp. 204–219.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V., Herrington R.J., Ayupova N.R., Zaykov V.V., Lein A.Yu., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Yu., Tessalina S.G. Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers. *Ore Geol. Rev.* 2017. 85. pp. 64–106.
- McClenaghan S.H., Lentz D.R., Cabri L.J. Abundance and speciation of gold in massive sulfides of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canada // *Canadian Mineralogist.* 2004. V. 42. pp. 851–871.
- Meffre S., Large R.R., Steadman J.A., Gregory D.D., Stepanov A.S., Kamenetsky V.S., Ehrig K., Scott R.J. Multi-stage enrichment processes for large gold-bearing ore deposits // *Ore Geol. Rev.* 2016. 76. pp. 268–279.
- Merkulova M., Mathon O., Glatzel P., Rovezzi M., Batanova V., Marion P., Boiron M.-C., Manceau A. Revealing the Chemical Form of “Invisible” Gold in Natural Arsenian Pyrite and Arsenopyrite with High Energy-Resolution X-ray Absorption Spectroscopy // *ACS Earth Space Chem.* 2019. 3(9). pp. 1905–1914.
- Paktunc D., Kingston D., Pratt A., McMullen J. Distribution of gold in pyrite and in products of its transformation resulting from roasting of refractory gold ore // *Can. Mineral.* 2006. 44. pp. 213–227.
- Pals D.W., Spry P.G., Chryssoulis S. Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: Implications for gold distribution and deposition // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 2003. 98. pp. 479–493.
- Pokrovski G.S., Kokh M.A., Proux O., Hazemann J.-L., Bazarkina E.F., Testemale D., Escoda C., Boiron M.-C., Blanchard M., Aigouy T., Gouy S., de Parseval P., Thibaut M. The nature and partitioning of invisible gold in the pyrite-fluid system. *Ore Geol. Rev.* 2019. 109. pp. 545–563.
- Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. 69. pp. 2781–2796.
- Román N., Reich M., Leisen M., Morata D., Barra F., Deditius A.P. Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2019. V. 246. pp. 60–85.
- Shao Y.-J., Wang W.-S., Liu Q.-Q., Zhang Y. Trace Element Analysis of Pyrite from the Zhengchong Gold Deposit, Northeast Hunan Province, China: Implications for the Ore-Forming Process // *Minerals.* 2018. V. 8. pp. 262.
- Simon G., Huang H., Penner-Hahn J.E., Kesler S.E., Kao L.-I. Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite. *Am. Mineral.* 1999. 84. pp. 1071–1079.
- Simon G., Kesler S.E., Chryssoulis S. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada: Implications for deposition of gold in Carlin-type deposits // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 1999. V. 94. pp. 405–421.
- Sung Y.H., Brugger J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Nugus M. Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multistage Archaean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields Province, Western Australia. *Miner. Deposita.* 2009. 44. pp. 765–791.
- Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // *Econ. Geology.* 2010. V. 105. pp. 375–394.
- Trigub A.L., Tagirov B.R., Kvashnina K.O., Chareev D., Nickolsky M., Shiryaev A.A., Baranova N., Kovalchuk E., Mokhov A. X-ray spectroscopy study of the chemical state of “invisible” Au in synthetic minerals in the Fe-As-S system // *Am. Mineral.* 2017. 102. pp. 1057–1065.
- Voite F., Hagemann S.G., Evans N.J., Villanes C. Sulfur isotopes, trace element, and textural analyses of pyrite, arsenopyrite and base metal sulfides associated with gold mineralization in the Pataz-Parcoy district, Peru: implication for paragenesis, fluid source and gold deposition mechanisms // *Mineralium Deposita.* 2019. V. 54. pp. 1077–1100.
- Wu Y.-F., Evans K., Li J.-Y., Fougereuse D., Large R.R., Guagliardo P. Metal remobilization and ore-fluid perturbation during episodic replacement of auriferous pyrite from an epizonal orogenic gold deposit // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2019. 245. pp. 98–147.

Xu N., Wu C.-I., Li S.-R., Xue B.-Q., He X., Yu Y.-L., Liu J.-Z. LA-ICP-MS in situ analyses of the pyrites in Dongyang gold deposit, Southeast China: Implications to the gold mineralization // China Geol. 2020. 1. pp. 1–17.

Информация об авторах:

Сильянов С.А., кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер кафедры геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела геологии и геотехнологии, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: silyanov-s@mail.ru

Сазонов А.М., доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела геологии и геотехнологии, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: sazonov_am@mail.ru

Лобастов Б.М., старший преподаватель кафедры геологии, минералогии и петрографии; инженер R&D центра НорНикель, Институт горного дела геологии и геотехнологии, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: lbm02@ya.ru

Шадрина Д.А., студент кафедры геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела геологии и геотехнологии, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: dshadrina-gg18@mail.ru

Тихонова К.А., аспирант кафедры геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела геологии и геотехнологии, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: tihonovakseniya94@mail.ru

Медведев Н.С., кандидат химических наук, старший научный сотрудник, Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: medvedev@niic.nsc.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Silyanov S.A., PhD (Geol.-Miner.), Lead Engineer, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: silyanov-s@mail.ru

Sazonov A.M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), professor, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: sazonov_am@mail.ru

Lobastov B.M., Senior Lecturer, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology; Engineer, Norilsk Nickel R&D center, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: lbm02@ya.ru

Shadrina D.A., Student, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: dshadrina-gg18@mail.ru

Tikhonova K.A., PhD student, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: tihonovakseniya94@mail.ru

Medvedev N.S., PhD (Chemistry), Senior Researcher, Nikolaev Institute of Inorganic Chemistry, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: medvedev@niic.nsc.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 09.07.2021; одобрена после рецензирования 21.01.2022; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 09.07.2021; approved after reviewing 21.01.2022; accepted for publication 14.06.2022

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 581.524 (571.150)
doi: 10.17223/25421379/23/8

ЦИФРОВОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ЭКОСИСТЕМ ГОРНОЙ ЛЕСОСТЕПИ ЗАПАДНОГО АЛТАЯ



Мария Андреевна Смирнова¹, Максим Викторович Бочарников²

^{1,2} *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

¹ *Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия*

¹ *summerija@yandex.ru*

² *maxim-msu-bg@mail.ru*

Аннотация. Работа направлена на развитие подходов крупномасштабного цифрового картографирования экосистем горных территорий. Показано, что региональная специфичность лесостепных экосистем Западного Алтая проявляется в доминировании мезофильных луговых и кустарниковых сообществ, а также в развитии мелколиственных и светлохвойных лесов на комбинациях черноземов квазиглеевых, темногумусовых глеевых почв и черноземов глинисто-иллювиальных. Степные сообщества занимают менее 2 % от площади ключевого участка.

Ключевые слова: структура почвенного покрова, черноземы, кустарниковые сообщества, луговые степи, цифровая почвенная картография, дистанционное зондирование Земли, многомерный анализ, Тигирекский заповедник, Драгунское плато

Источник финансирования: Работа выполнена в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды» и при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации МК-1133.2020.5.

Для цитирования: Смирнова М.А., Бочарников М.В. Цифровое картографирование и анализ пространственной структуры экосистем горной лесостепи Западного Алтая // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 127–144. doi: 10.17223/25421379/23/8

Original article
doi: 10.17223/25421379/23/8

PREDICTIVE ECOSYSTEM MAPPING AND SPATIAL STRUCTURE ANALYSIS FOR THE MOUNTAIN FOREST-STEPPE OF WEST ALTAI

Maria A. Smirnova¹, Maxim V. Bocharnikov²

^{1,2} *M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

¹ *V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia*

¹ *summerija@yandex.ru*

² *maxim-msu-bg@mail.ru*

Abstract. Predictive ecosystem mapping is the basic tool for the conservation of biodiversity and its spatial structure analyses. This paper presents an ecosystem mapping approach that connected remote sensing data (SRTM, Landsat) and soil (at 92 points) and vegetation (at 64 points) description for the key site located at Tigirek nature reserve (West Altai). The linear discriminant analysis with stepwise selection of predictors (more than 60 morphometric parameters and spectral indices) is used to modeling of the vegetation and soil spatial structure. The topography classification is based on exposition and slope steepness. The ecosystem map is compiled through an overlay of soil, vegetation, and relief maps and contains 38 units. The altitude, slope, and reflection (Landsat 5, October 2011) are the main factors that determine the soil cover spatial structure; the user's accuracy of the model is 64 %. Greyzemic Chernozems (100 %), Gleyic Cambisols (92 %), and Rendzic Leptosols (89 %) have the best quality of discrimination. Altitude and 3 spectral parameters (wetness, brightness, EVI) determine the vegetation spatial structure; the user's accuracy of the model is 73 %. The dominance of mesophilic meadows and shrub communities, and also small-leaf and

light coniferous forests reflects the regional features of Altai forest-steppe ecosystems. Shrub communities with *Caragana arborescens* in combination with Gleyic Chernozems and Gleyic Cambisols on different slopes are predominant ecosystems in the key area. The area of meadows with *Dactylis glomerata* and *Bromus squarrosus*, formed mainly on Chernic Phaeozems and Gleyic Chernozems, Cambisols, Rendzic Leptosols, and Novic Retisols on uplands and slopes of different exposure, are the second and third on the key site. The analysis of components of ecosystems characterizes the limited opportunities of indication of soils by vegetation due to only a few vegetation communities have strong confinement to soils (the area of such vegetation is about 10 % of the key site).

Keywords: soils, vegetation, remote sensing, discriminant analysis, Tigirek reserve

Source of financing: This research was performed according to the Development program of the Interdisciplinary Scientific and Educational School of M.V. Lomonosov Moscow State University “Future Planet and Global Environmental Change” and with the financial support of the President of the Russian Federation grant for young scientists МК-1133.2020.5.

For citation: Smirnova, M.A., Bocharnikov, M.V. (2022) Predictive ecosystem mapping and spatial structure analysis for the Mountain Forest-Steppe of West Altai. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 127–144. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/8

Введение

Картографирование экосистем является ключевым направлением развития экологии и биогеографии, а разрабатываемые при этом подходы и непосредственно сами карты – базовый инструмент охраны биоразнообразия и его оценки [Kuchler, 1973; Киселев, 2000; Котова, Огуреева, 2007; Blasi et al., 2017; Malavasi, 2020]. В настоящее время все большую актуальность приобретают цифровые методы создания карт с привлечением данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ); такое сочетание позволяет, во-первых, формализовать процесс создания карт, во-вторых, значительно удешевить его при увеличении скорости производства, в-третьих, проводить мониторинг состояния экосистем при обновлении данных ДЗЗ и создании актуальных карт по существующей формализованной методике [Rochini et al., 2013; Reddy et al., 2015; Malavasi, 2020; Searle et al., 2021]. Данный подход особенно перспективен для картографирования труднодоступных территорий [Kerr, Ostrovsky, 2003; Vanselow et al., 2014].

Наиболее часто при цифровом картографировании экосистем используются данные цифровых моделей рельефа и спутниковых многоканальных систем, позволяющих с высокой точностью дешифровать растительный покров, водные объекты и выходы на поверхность плотных незадернованных пород [Blasi et al., 2017; Malavasi, 2020]. Отсутствие данных обо всех компонентах экосистем, в первую очередь о таком важном составляющем, как почвенный покров, часто приводит к тому, что на картах экосистем основное внимание уделяется параметрам растительности и рельефа [Olson et al., 2001]. Включение почвенного компонента в содержание карт является необходимым элементом картографирования экосистем, при этом важно учитывать разную сенсорность и рефлекторность почвенного и растительного ком-

понентов экосистем [Хорошев, 2004]. В результате одни и те же растительные сообщества могут формироваться на разных почвах, и наоборот, на одних и тех же почвах могут произрастать разные растительные сообщества [Лойко и др., 2010; Бочарников, Смирнова, 2019]. В связи с этим использование единой картографической модели, детерминированной экологическими факторами и включающей одновременно параметры почв и растительности, не всегда является оправданным, особенно для горных экосистем, отличающихся динамичностью и сложной историей развития их компонентов [Владыченский, 1998; Broll, Keplin, 2005; Dufour et al., 2006].

Территория Алтайской горной области характеризуется высоким экосистемным разнообразием, однако в силу своей труднодоступности изучена крайне неравномерно. При наличии обзорных ботанико-географических работ [Куминова, 1960; Огуреева, 1980] и мелкомасштабных тематических карт [Алтайский..., 1978] некоторые провинции в целом и часть природных районов Алтая до сих пор не охвачены крупномасштабным картированием экосистем. Территория Тигирекского государственного природного биосферного заповедника (Алтайский край, Западный Алтай), ее охранной зоны и прилегающих пространств становились объектом небольшого количества научных исследований. Тем не менее существуют работы, содержащие результаты крупномасштабного картографирования растительности [Федоткина и др., 2009] и ландшафтов [Черных, Золотов, 2015], выполненные традиционным экспертным методом с привлечением данных ДЗЗ. Сравнение результатов цифрового и традиционного картографирования на одну и ту же территорию, а также данных полевого опробования позволит верифицировать полученные цифровые модели и обосновать их дальнейшее использование для составления крупномасштабных карт экосистем ранее неисследованных сопредельных территорий.

Цель настоящей работы – оценка пространственной структуры экосистем лесостепного пояса Западного Алтая на основе цифрового картографирования с применением многомерного анализа дистанционных данных и полевых описаний почв и растительности. Экосистема понимается как взаимообусловленная совокупность биоты и комплекса абиотических условий, объединенная функциональными связями и выявляемая на разных пространственных уровнях [Уиттекер, 1980]. Растительность рассмотрена в качестве базового компонента, общее типологическое разнообразие которого поддерживается современными климатическими условиями и является результатом длительного сопряженного развития с другими компонентами экосистем, прежде всего с почвами, маркируя экотопические условия через элементы сложного горного рельефа. Данное исследование построено на анализе элементарных экосистем топологического уровня, при выделении которых принималось во внимание единство почв и растительных сообществ в пределах элементарных форм рельефа

с единством экологических условий. В работе решались следующие задачи:

- 1) сбор и обработка данных полевого опробования, дистанционного зондирования Земли;
- 2) составление численных моделей почвенно- и растительно-ландшафтных связей между данными полевого опробования компонентов экосистем и данными ДЗЗ;
- 3) цифровое картографирование растительного и почвенного покровов на основе полученных моделей;
- 4) составление карты экспозиций и крутизны склонов на основании цифровой модели рельефа;
- 5) составление карты экосистем путем наложения карт почв, растительности, экспозиции и крутизны склонов;
- 6) верификация полученной карты экосистем;
- 7) пространственный анализ структуры горных экосистем лесостепного пояса Западного Алтая.

Принципиальная схема исследования показана на рис. 1.

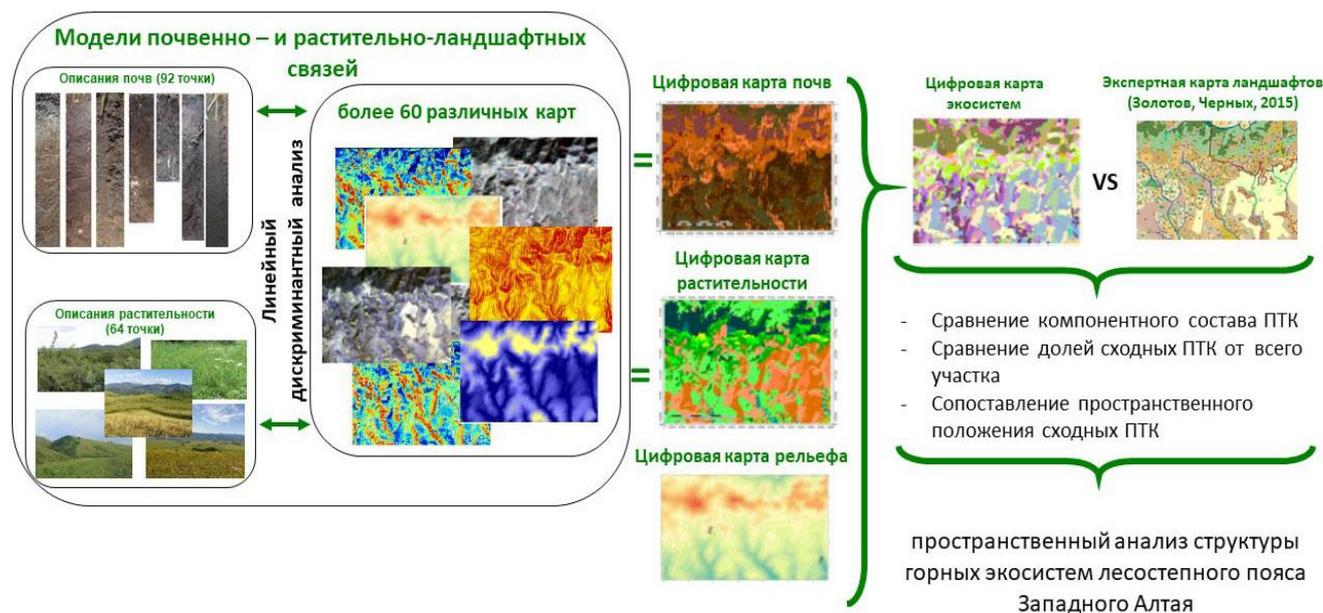


Рис. 1. Принципиальная схема исследования ПТК – природно-территориальные комплексы

Fig. 1. Graphical abstract of the research ПТК – landscapes

Физико-географическая характеристика района исследований

Пояс оробореальной лесостепи Западного Алтая характеризуется повышенным уровнем экосистемного разнообразия [Давыдов и др., 2011; Черных, Золотов, 2015]. Луговые степи, преимущественно богато-разнотравно-дерновиннозлаковые (*Stipa pennata* L.,

Phleum phleoides (L.) H. Karst., *Filipendula vulgaris* Moench, *Medicago falcata* L.), произрастают совместно с кустарниковыми зарослями (*Spiraea crenata* L., *Caragana arborescens* Lam., *Rosa spinosissima* L.), являющимися уникальным компонентом растительного покрова для гор Южной Сибири [Лашинский и др., 2009], а также с сосновыми (*Pinus sylvestris* L.), лиственничными (*Larix sibirica* Ledeb.) и березовыми

(*Betula pendula* Roth) лесами. В состав почвенного покрова входят черноземы выщелоченные и лугово-черноземные почвы, широкое распространение имеют дерновые почвы, в том числе дерново-карбонатные [Почвы..., 1959]. Повсеместно распространены карбонатные почвообразующие породы, представленные щебнистым элювием коренных пород, выходами известняков, лессами; в ложбинах встречаются делювиальные отложения и делювиально-пролювиальные шлейфы. Рельеф представлен сопками, перевальными седловинами, террасовидными слабонаклонными площадками и плакорами, долинами малых рек и ручьев с V-образными и U-образными поперечными профилями. Абсолютные высоты варьируют от 600 до 1 000 м. Средняя температура июня составляет +17 °С, января –15 °С. Количество осадков в среднем составляет 600 мм/год; они выпадают неравномерно как по сезонам, так и по годам [Черных, Золотов, 2015].

Для проведения полевых исследований и выявления закономерностей пространственной структуры растительного и почвенного покровов лесостепного пояса выбран ключевой участок с максимально пол-

ным для небольшой территории охватом разнообразия экологических условий на разных элементах рельефа. Он расположен на территории Драгунского плато в низкогорьях Западного Алтая и занимает площадь 7 × 4,5 км.

Материал и методы исследования

Характеристика исходных данных

В качестве исходных данных для построения численных моделей почвенно- и растительно-ландшафтных связей и последующего картографирования использованы следующие материалы: данные полевого почвенного опробования в 92 точка, полные геоботанические описания в 64 точка, цифровая модель рельефа SRTM и материалы многозональных снимков систем Landsat-8 (с датами съемки 15.06.2014, 11.08.2014 и 10.02.2015) и Landsat-5 (дата съемки 13.10.2011) с полностью безоблачным покрытием на выбранный ключевой участок. Цифровая модель рельефа и точки полевых описаний представлены на рис. 2.

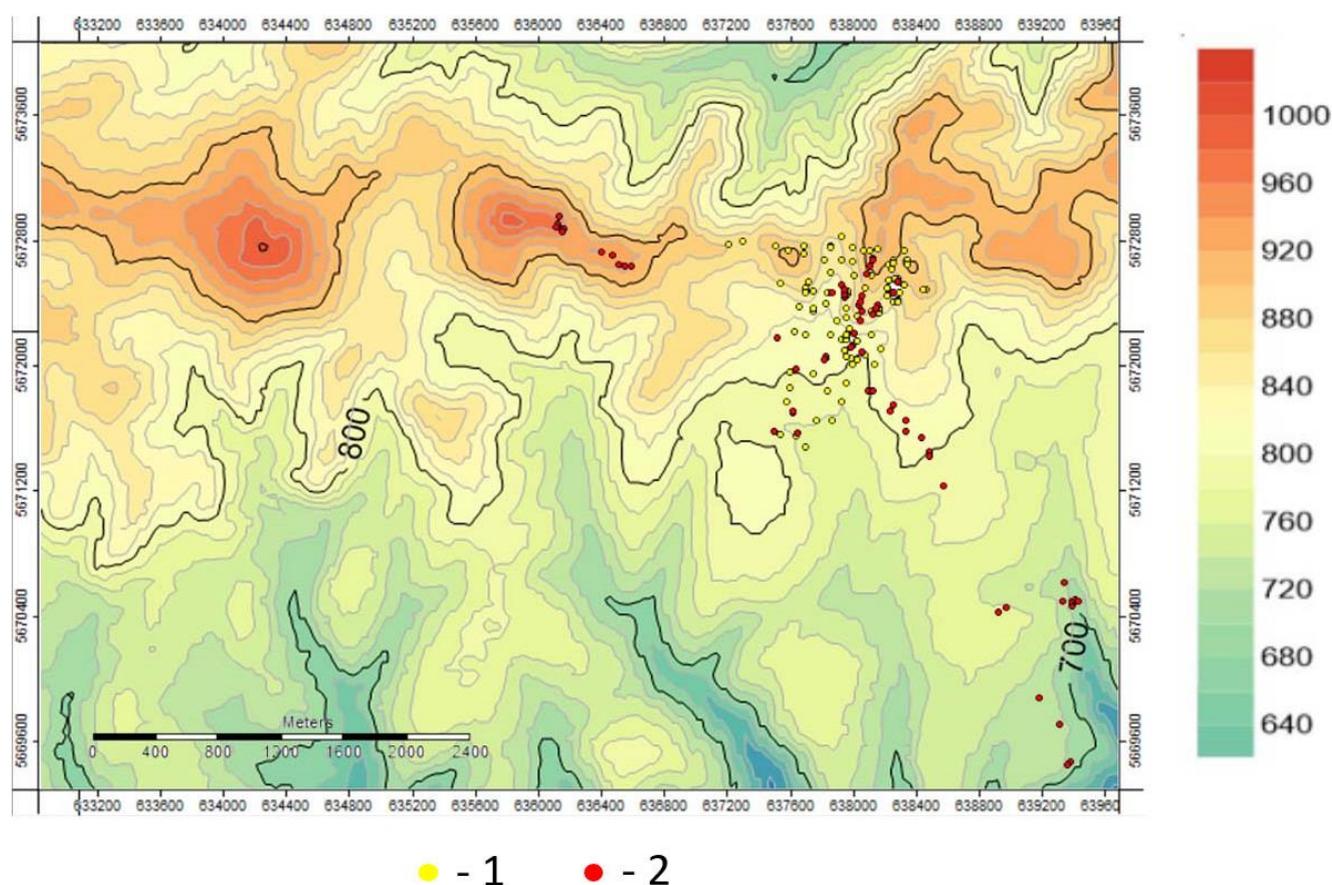


Рис. 2. Рельеф ключевого участка

1 – точки полевого опробования почв; 2 – точки полных геоботанических описаний.

Fig. 2. Digital elevation model of key site with points of soil (1) and geobotanical (2) descriptions

Анализ отражательной способности объектов в разные сезоны года (первая и вторая половины вегетационного сезона, осенний и зимний периоды) позволил наиболее полно учесть ход сезонных изменений, характерных для территории исследований, прежде всего разнообразия и структуры ее растительного покрова, а также экосистем в целом. Использовано семь каналов видимого и инфракрасного диапазонов спектра снимков Landsat-8 и шесть каналов Landsat-5, для которых проведена радиометрическая калибровка (reflectance), позволившая получить собственные значения отражения солнечной радиации от объектов.

Исследованные на ключевом участке почвы представлены восемью почвенными таксонами (в соответствии с Классификацией и диагностикой почв России [2004]: черноземами глинисто-иллювиальными (Чги, 16 точек), черноземами (10 точек), черноземами квазиглеевыми (Чквг, 10 точек), темно-серыми почвами (Л, 6 точек), темногумусовыми метаморфи-

зованными (Т, 12 точек), темногумусовыми глеевыми (Тг, 11 точек), литоземами (Лит, 20 точек) и стратоземами (Ст, 7 точек). Формационное разнообразие растительности насчитывает 12 подразделений и приведено в табл. 1. Типологическое разнообразие растительности (в соответствии с эколого-фитоценотическими [Нешатаев, 1987] и географо-генетическими [Сочава, 1980] принципами их классификации), представлено лиственничными (*Larix sibirica*), березовыми (*Betula pendula*) и осиновыми (*Populus tremula* L.) лесами Урало-Южносибирской фратрии формаций, луговыми, кустарниковыми и степными сообществами Заволжско-Казахстанской фратрии. Региональная специфичность лесостепного пояса определяется фоновым участием кустарниковых зарослей: мезофильных луговых карагановых (*Caragana arborescens*) и шиповниковых (*Rosa acicularis* Lindl.) сообществ, мезоксерофильных лугово-степных спирейных (*Spiraea crenata*, *S. trilobata* L.) и кизильниковых (*Cotoneaster melanocarpus* Fisch. ex Blytt) сообществ.

Таблица 1

Типологическое разнообразие растительности ключевого участка и исходные полевые данные

Table 1

Typological diversity of vegetation of the key site and field data

№ п.п.	Типологические подразделения	Количество описаний	12 типологических подразделений		Количество описаний
1	Светлохвойные и мелко-лиственные леса	8	1	Лиственничные (<i>Larix sibirica</i>)	3
			2	Березовые (<i>Betula pendula</i>)	3
			3	Осиновые (<i>Populus tremula</i>)	2
2	Разнотравные луга	22	4	Костровые (<i>Bromus squarrosus</i>)	7
			5	Вейниковые (<i>Calamagrostis arundinacea</i>)	7
			6	Ежовые (<i>Dactylis glomerata</i>)	8
3	Кустарниковые луговые и лугово-степные сообщества	27	7	Карагановые (<i>Caragana arborescens</i>)	5
			8	Кизильниковые (<i>Cotoneaster melanocarpa</i>)	7
			9	Шиповниковые (<i>Rosa acicularis</i>)	8
4	Луговые степи	5	10	Спирейные (<i>Spiraea crenata</i> , <i>S. trilobata</i>)	7
			11	Стоповидноосоковые (<i>Carex pediformis</i>)	2
			12	Овсецовые (<i>Helictotrichon altaicum</i>)	3

Создание моделей почвенно- и растительно-ландшафтных связей, оценка точности моделей

Построение моделей почвенно- и растительно-ландшафтных связей основано на поиске факторно-индикационных характеристик, наиболее полно описывающих пространственную дифференциацию почв и растительности на ключевом участке, и установлении количественных связей между выбранными факторно-индикационными характеристиками и описаниями почв, растительности, выполненными в точках полевого опробования. Для построения моделей был использован метод линейного дискриминантного анализа с пошаговым отбором предикторов. Точность полученных цифровых моделей (или пользователь-

ская точность) оценивалась путем сопоставления предсказанной по модели категории почв / растительности и фактической (т.е. диагностированной при полевом обследовании) в точке опробования.

В качестве факторно-индикационных характеристик было использовано более 60 морфометрических параметров рельефа и значений различных спектральных индексов, рассчитанных в программах SAGA GIS и MultiSpec. На основании цифровой модели рельефа были рассчитаны значения экспозиции и крутизны склонов, глубины замкнутых депрессий, поперечной, плановой и общей кривизны, общей и модифицированной площади водосбора, топографического индекса влажности, индекса длины и крутизны склона (LS-фактор), превышения над базисом

эрозии, индекса неровности поверхности (TRI), относительного превышения (TPI) в окрестности 250 м, 500 м, 750 м и далее до 1 500 м с шагом в 250 м, а также величина потенциальной суммарной солнечной радиации. На основе многозональных снимков были получены значения вегетационных индексов, характеризующих запасы биомассы и биологическую продуктивность экосистем: вегетационный индекс (DVI), нормализованный вегетационный индекс (NDVI), зеленый нормализованный вегетационный индекс (GreenNDVI), расширенный вегетационный индекс (EVI). Также рассчитаны индексы, характеризующие свойства почв и горных пород (Green / Blue; SAVI) и различные типы экосистем (Red / Green). Дополнительно выполнено преобразование исходных спектральных каналов многозональных снимков методом Kauth's Tasseled Cap [Kauth, Thomas, 1976]. Он основан на трансформации признакового пространства снимка с использованием эмпирически подобранных коэффициентов к значениям исходных спектральных каналов. В результате поворота признакового пространства снимков относительно исходных координатных осей максимальная изменчивость признаков находит отражение на новых осях. На основе выявленных для снимков Landsat-8 коэффициентов, позволяющих наилучшим образом разделить разные характеристики экосистем, находящие отражение в зафиксированных показателях излучения [Baig et al., 2014], получены три переменные: яркости (TCB – brightness), зелени (TCG – greenness) и влажности (TCW – wetness). Трансформированные каналы характеризуют общее альбедо («яркость»), интенсивность фотосинтеза («зеленость») и содержание влаги («влажность»). Таким образом, для каждого сезона определены значения спектральной яркости семи (для Landsat-8) или шести (для Landsat-5) каналов многозональной съемки и десяти индексов, в совокупности позволяющих анализировать спектральное разнообразие объектов и их характеристик на ключевом участке.

Картографирование почвенного покрова, растительности, особенностей рельефа и построение карты экосистем

Результатом выполнения линейного дискриминантного анализа являются таблицы, в которых каждая отдельная строка содержит информацию о координатах центра пикселя размером 30 × 30 м и апостериорной вероятности встречи в этом пикселе (от 0 до 1) каждого из 12 подразделений растительности (или восьми категорий почв), используемых в анализе. Каждая из таблиц содержит чуть более 35 тыс. строк.

Картографирование растительности было выполнено следующим образом. Для каждого пикселя было выполнено сравнение значений апостериорных вероятностей встречи одной из 12 категорий растительности и выявлена преобладающая категория. Информация о преобладающей категории и апостериорная вероятность встречи этой категории в пикселе были добавлены в новые столбцы таблицы. В программе SAGA GIS полученная таблица была преобразована в набор точечных данных (каждая точка соответствовала центру пикселя 30 × 30 м). Значения преобладающей категории в точках были интерполированы на всю территорию ключевого участка методом ближайшего соседа (Nearest neighbor).

В отличие от пространственного уровня выявления растительных сообществ, сопоставимого с разрешением используемых материалов космической съемки, размер элементарных почвенных ареалов в пределах горной лесостепи существенно меньше, чем 30 × 30 м [Фридланд, 1972], поэтому в качестве объекта картографирования почв были выбраны не отдельные почвенные ареалы, а комбинации почв. Полученная в результате дискриминантного анализа апостериорная вероятность была проинтерпретирована как долевое участие почвы в пределах пикселя [Сорокина, Козлов, 2009]. С целью визуализации полученной цифровой базы данных в виде карты нами было выделено 12 различных комбинаций; каждая комбинация содержит от 1 до 3 компонентов, перечисленных в порядке убывания занимаемых площадей (сумма долей всех компонентов превышает 0,75 от площади пикселя. Интерполяция точечных данных, изъятых из таблицы, проводилась методом ближайшего соседа (Nearest neighbor).

Классификация рельефа произведена на основе анализа цифровой модели рельефа; учитывались крутизна склона (плоские поверхности (0–3°), пологие склоны (3–8°), склоны средней крутизны (8–15°) и крутые склоны (более 15°)) и экспозиция (теневая, световая и нейтральная). Всего выделено 12 классов.

Карта экосистем получена путем наложения карт почвенных комбинаций, растительности и рельефа. Объединение полученных при пересечении карт категорий проводилось экспертным методом с учетом возможных вариантов сочетаний компонентов и занимаемых экосистемами площадей; основным критерием служила общность растительного и почвенного компонентов категорий, в меньшей степени – особенности рельефа. Всего результирующая карта экосистем содержит 35 категорий.

Верификация карты экосистем проведена путем ее сравнения с опубликованной ландшафтной картой [Черных, Золотов, 2015] на ключевой участок. Для этого ландшафтная карта была отсканирована, вы-

полнены пространственная привязка карты и оцифровка. Для сопоставления карт экосистем и ландшафтов осуществлена корреляция легенды ландшафтной карты экспертным методом; в частности, названия почв были приведены в соответствие с Классификацией и диагностикой почв России [2004]. Соответствующими друг другу считались такие комбинации, где совпадали два и более компонентов (например, было принято, что комбинация ЧквГг ландшафтной карты соответствует комбинации ЧквГгЧги карты экосистем и т.д.). Принципы классификации растительных сообществ, использованные при составлении карт экосистем и ландшафтов, были схожими, поэтому сравнение растительности проведено по сходству ее типологического состава. При этом некоторые картографические подразделения на ландшафтной карте представлены сочетаниями двух и более типов сообществ; в таком случае сравнение проводилось по основному типу. Описания особенностей рельефа, приведенные в ландшафтной карте (угол наклона, экспозиция), в целом соответствуют таковым на карте экосистем. Оценка соответствия карт была проведена на основе сравнения компонентного состава картографических единиц, их пространственного положения и долей, занимаемых различными компонентами, от площади всего ключевого участка.

Результаты и обсуждение

Модель растительно-ландшафтных связей

Пространственную структуру растительного покрова на уровне 12 типологических подразделений уровня растительных формаций определяют три спектральные (показатели влажности, яркости и расширенного вегетационного индекса) и одна морфометрическая (абсолютная высота) переменные. Точность модели составляет 73,3 %. Наилучшее качество дискриминации имеют сообщества всех лесных формаций; сообщества луговых, кустарниковых и степных формаций характеризуются значительной изменчивостью показателя верно классифицированных (от 37,5 до 100 %). Общее качество анализа остается высоким, надежно описывающим структуру экотопических условий. Высокая значимость абсолютной высоты в пределах одного высотного пояса свидетельствует о катенарных закономерностях в распределении сообществ фоновых формаций. Элювиальные позиции на склонах занимают преимущественно мезофильные и ксеро-мезофильные луговые и степные сообщества, а к транзитным и аккумулятивным тяготеют березовые и осиновые леса, кустарниковые заросли с доминированием *Caragana arborescens*, *Rosa acicularis*.

Модель почвенно-ландшафтных связей

При определении пространственной дифференциации почв значимыми факторами оказались угол наклона склона, абсолютная высота, экспозиция и значения показателя яркости (по снимку Landsat 5, октябрь 2011). Точность модели составляет 64 %. Наиболее высоким качеством дискриминации характеризуются серые почвы (100 %), темногумусовые глеевые (92 %) и литоземы (89 %); наихудшим – темногумусовые почвы (31 %) и стратоземы (43 %). Угол наклона склона позволяет отделить полнопрофильные почвы (черноземы, черноземы глинисто-иллювирированные, черноземы квазиглеевые, серые) от слабообразованных (темногумусовых, темногумусовых глеевых, литоземов); абсолютная высота определяет положение стратифицированных почв и темногумусовых глеевых почв в подчиненных участках катен. Значения экспозиций склона главным образом характеризует приуроченность серых почв к склонам теневых экспозиций. Значения показателя яркости связаны с особенностями напочвенного покрова и позволяют разделить почвы, преимущественно формирующиеся под лесными сообществами (серые, черноземы), от почв, формирующихся под кустарниковыми (темногумусовые почвы, литоземы), луговыми (черноземы квазиглеевые) и степными сообществами (литоземы).

Карта растительного покрова

Карта растительного покрова представлена на рис. 3. В составе растительного покрова доминирующую роль играют кустарниковые сообщества (более 40 % территории ключевого участка), среди которых выделяются карагановые сообщества, занимающие 1/4 общей площади. Их доминантом выступает *Caragana arborescens*, южносибирский элемент, который распространен в достаточно тепло- и влагообеспеченных районах низкогорий юга Сибири. Он как формирует открытые кустарниковые заросли на Алтае, Кузнецком Алатау, Салаирском кряже и прилегающих равнинах в условиях неглубокого залегания скальных пород [Куминова, 1960; Лашинский и др., 2009], так и участвует в подлеске гемибореальных березово-сосновых карагановых типов леса [Бочарников, 2015]. Также на достаточно большой площади распространены шиповниковые заросли с *Rosa acicularis*, видом с обширным ареалом, на большей части которого он произрастает под древесным пологом лесных сообществ. На ключевом участке он формирует кустарниковые сообщества в схожих условиях, часто совместно с караганой и комплексом мезофитов (*Dactylis glomerata* L., *Thalictrum minus* L., *Clematis integrifolia* L.).

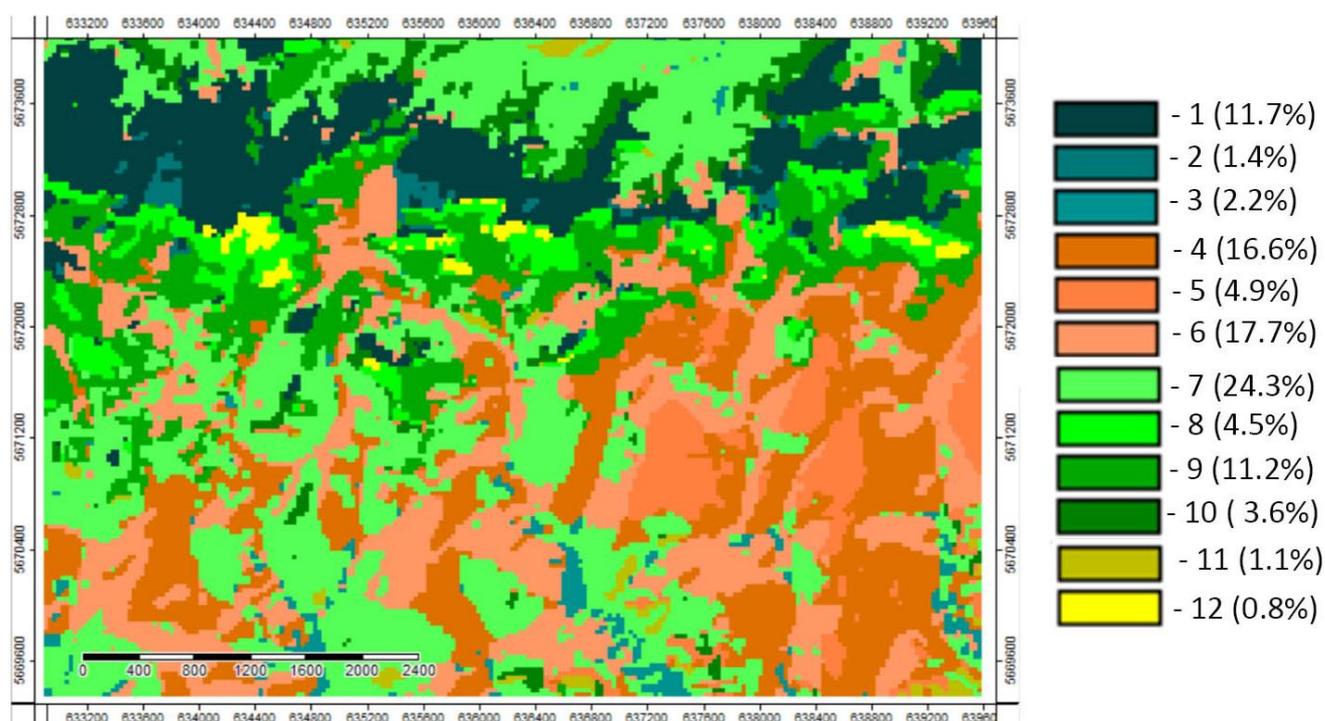


Рис. 3. Карта растительности ключевого участка с указанием площадей (в процентах), занимаемых сообществами типологических подразделений

1 – лиственничные (*Larix sibirica*) леса; 2 – березовые (*Betula pendula*) леса; 3 – осиновые (*Populus tremula*) леса; 4 – костровые (*Bromus squarrosus*) луга; 5 – ветвиновые (*Calamagrostis arundinacea*) луга; 6 – ежовые (*Dactylis glomerata*) луга; 7 – карагановые (*Caragana arborescens*) сообщества; 8 – кизильниковые (*Cotoneaster melanocarpa*) сообщества; 9 – шиповниковые (*Rosa acicularis*) сообщества; 10 – спирейные (*Spiraea crenata*, *S. trilobata*) сообщества; 11 – стоповидноосоковые (*Carex pediformis*) степи; 12 – овсецовые (*Helictotrichon altaicum*) степи

Fig. 3. Vegetation map of the key site with the areas (in percent) occupied by communities of typological subdivisions

1 – larch (*Larix sibirica*) forests; 2 – birch (*Betula pendula*) forests; 3 – aspen (*Populus tremula*) forest; 4 – *Bromus squarrosus* meadows; 5 – *Calamagrostis arundinacea* meadows; 6 – *Dactylis glomerata* meadows; 7 – *Caragana arborescens* communities; 8 – *Cotoneaster melanocarpa* communities; 9 – *Rosa acicularis* communities; 10 – *Spiraea crenata*, *S. trilobata* communities; 11 – sedge (*Carex pediformis*) steppes; 12 – oatmeal (*Helictotrichon altaicum*) steppes

Около 30 % территории приходится на разнотравные луга, преобладающие на склонах хребтов, среди которых доминируют сообщества ежовой (*Dactylis glomerata*) и костровой (*Bromus squarrosus* L.) формаций с небольшим участием ветвиновых (*Calamagrostis arundinacea* (L.) Roth) лугов. Все луга характеризуются высокой степенью общности видового состава. В ежовых лугах постоянными элементами являются луговые и лесолуговые мезофитные виды с обширным распространением – *Phleum pratense* L., *Phlomis tuberosa* (L.) Moench, *Galium boreale* L., *Origanum vulgare* L. Схожими по своему составу, структуре и занимаемой площади являются костровые луга. Небольшое распространение имеют ветвиновые сообщества, в которых содоминантом выступает ежа сборная. Они приурочены к более пологим склонам хребтов и занимают около 5 % территории ключевого участка.

Около четверти территории занимают леса, тяготеющие к пологим тенистым склонам. Среди них преобладают лиственничные леса, занимающие около 12 % от общей площади. По своему составу и структуре они близки к парковым типам, характерным для Центрального Алтая [Огурева, 1980]. Небольшая сомкнутость древостоя (0,3–0,5), достаточно разреженный подлесок, в котором доминирует *Rosa acicularis*, травостой с доминированием мезофитных злаков и разнотравья характеризуют лиственничные леса ключевого участка. Небольшими фрагментами, имея четкую приуроченность к нижним частям долин и межгорным понижениям, встречаются осиновые леса. Для них характерен сомкнутый кустарниковый ярус с развитием *Padus avium* Mill., *Caragana arborescens*, *Rosa acicularis*. В травостое доминируют *Brachypodium pinnatum* (L.) Beauv., *Carex macroura* Meinsh. с участием мезо-гигрофитного высокотравья.

Наименьшую площадь на ключевом участке (2 %) занимают луговые степи двух основных формаций: овсецовой (*Helictotrichon altaicum* Tzvelev) и стоповидноосоковой (*Carex pediformis* С.А. Мей.), занимающих примерно одинаковую площадь. Благоприятные для развития степей условия складываются на крутых световых и каменистых склонах, которые характеризуются повышенной теплообеспеченностью и наименьшим увлажнением. В видовом составе сообществ, имеющих высокую насыщенность (до 30 видов сосудистых растений и более),

преобладают лугово-степные элементы (*Pulsatilla multifida* (Pritz.) Juz., *Aster alpinus* L., *Bupleurum multinerve* DC.).

Карта комбинаций почв

Полученные пространственные модели организации почвенного покрова горной лесостепи Алтая (рис. 4) согласуются с литературными данными [Петров, 1952; Карманов, 1959; Почвы..., 1959; Ковалев и др., 1973; Черных, Золотов, 2015].

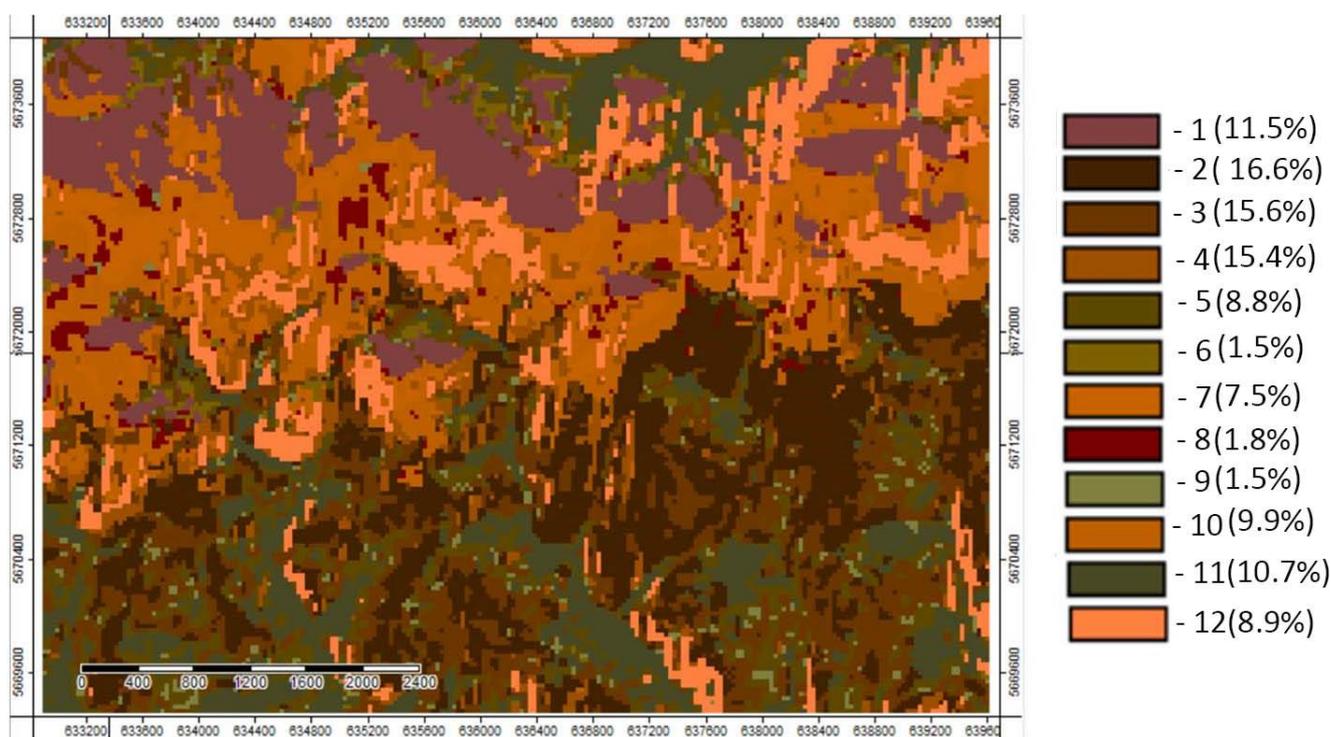


Рис. 4. Почвенный покров ключевого участка с указанием площадей (в процентах), занимаемых каждой комбинацией почв

1 – комбинация серых, темногумусовых почв и литоземов (СерТЛит); 2 – комбинация черноземов глинисто-иллювирированных и квазиглеевых (Чгл-илЧквг); 3 – комбинация черноземов глинисто-иллювирированных, черноземов квазиглеевых и темногумусовых почв (Чгл-илЧквгТ); 4 – комбинация черноземов глинисто-иллювирированных, темногумусовых почв и литоземов (Чгл-илТЛит); 5 – комбинация черноземов квазиглеевых, темногумусовых глеевых и черноземов глинисто-иллювирированных (ЧквгТгЧгл-ил); 6 – комбинация черноземов квазиглеевых, литоземов и темногумусовых почв (ЧквгЛитТ); 7 – комбинация черноземов, темногумусовых почв и литоземов (ЧкарбТЛит); 8 – комбинация темногумусовых почв, черноземов глинисто-иллювирированных и стратоземов (ТЧгл-илСтр); 9 – комбинация темногумусовых, темногумусовых глеевых почв и стратоземов (ТТгСтрат); 10 – комбинация темногумусовых почв, литоземов и стратоземов (ТЛитСтр); 11 – комбинация темногумусовых глеевых, черноземов квазиглеевых и черноземов глинисто-иллювирированных (ТгЧквгЧгл-ил); 12 – комбинация литоземов и темногумусовых почв (ЛитТ)

Fig. 4. Soil cover of the key site with the areas (in percent) occupied by soil combinations

1 – combination of Greyzemic Chernozems, Cambisols and Rendzic Leptosols; 2 – combination of Chernic Phaeozems, and Gleyic Chernozems; 3 – combination of Chernic Phaeozemss, Gleyic Chernozems and Cambisols; 4 – combination of Chernic Phaeozems, Cambisols and Rendzic Leptosols; 5 – combination of Gleyic Chernozems, Cambisols and Chernic Phaeozems; 6 – combination of Chernic Phaeozems, Rendzic Leptosols and Cambisols; 7 – combination of Haplic Chernozems, Cambisols and Rendzic Leptosols; 8 – combination of Cambisols, Chernic Phaeozems and Novic Retisols; 9 – combination of Cambisols, Gleyic Cambisols and Novic Retisols; 10 – combination of Cambisols, Rendzic Leptosols and Novic Retisols; 11 – combination of Cambisols, Gleyic Chernozems and Chernic Phaeozems; 12 – combination of Rendzic Leptosols and Cambisols

Повышенное увлажнение территории обуславливает преобладание комбинаций почв с высокой долей переувлажненных почв – черноземов квазиглеевых и темногумусовых глеевых почв, а также явное преобладание черноземов глинисто-иллювиальных (с глубоким залеганием или отсутствием аккумулятивно-карбонатного горизонта) над черноземами, несмотря на исходную карбонатность почвообразующих пород. Горный рельеф способствует широкому развитию слаборазвитых почв в составе комбинаций почв – литоземов и темногумусовых. В целом на долю комбинаций с преобладанием слаборазвитых почв приходится около трети от площади всего ключевого участка. Две трети заняты комбинациями с доминированием полнопрофильных почв: черноземов глинисто-иллювиальных, черноземов квазиглеевых, серых почв и черноземов. Стратоземы имеют ограниченное распространение и главным образом приурочены к днищам крупных ложбин.

В составе почвенного покрова исследуемой территории абсолютно преобладают черноземы глинисто-иллювиальные и черноземы квазиглеевые. Эти почвы являются наиболее универсальными компонентами в составе почвенного покрова ключевого участка и могут сочетаться как с другими полнопрофильными, так и со слаборазвитыми почвами, однако чаще всего встречаются вместе. Суммарная доля комбинаций почв ЧгиЧквг и ЧгиЧквгТ составляет около трети от площади всего ключевого участ-

ка. При этом черноземы квазиглеевые и литоземы одновременно не присутствуют в составе ни одной из комбинаций почв.

Серые почвы и черноземы характеризуются выраженной экспозиционной приуроченностью: комбинации почв ЛТЛит распространены на верхних и средних частях склонов, ЧквгЛТ – на нижних частях склонов северных экспозиций, комбинации почв ЧТЛит приурочены к склонам южных экспозиций. На вершинах сопок, а также на наиболее крутых участках склонов преобладают комбинации литоземов и темногумусовых почв. В ложбинах (как крупных – между сопок, так и малых, прорезающих склоны сопок) чаще всего встречаются комбинации почв с высокой долей черноземов квазиглеевых и темногумусовых глеевых почв (ТгЧквгЧги и ЧквгТгЧги), что обусловлено дополнительным притоком влаги с поверхностным и внутрпочвенным стоком.

Карта рельефа

Горный рельеф ключевого участка характеризуется преобладанием пологих склонов и склонов средней крутизны нейтральной (западной и восточной) экспозиции (рис. 2, табл. 2). Южные склоны встречаются чаще, чем северные. На долю выровненных участков приходится менее 10 %. Крутые склоны занимают территорию в 23 % от всего ключевого участка.

Таблица 2

Доли площади, занимаемые участками разной экспозиции и угла наклона склона

Table 2

Areas (in percent) of key site with different exposition and slopes

Экспозиция	Угол наклона			
	0–3°	3–8°	8–15°	>15°
Теневая	1,3	4,6	7,7	4,5
Световая	2,8	10,2	9,8	5,4
Нейтральная	3,8	16,2	20,2	13,4

Карта экосистем

Полученная картографическая модель характеризует пространственную организацию почвенного и растительного покровов лесостепного пояса, определяя важную роль орографической структуры в смене почв и растительных сообществ (рис. 5). Преобладающими на ключевом участке являются экосистемы с участием карагановых сообществ на комбинациях с высокой долей переувлажненных почв (темногумусовых глеевых, черноземов квазиглеевых) склонов разной крутизны преимущественно нейтральных и южных экспозиций. Карагановые сообщества также формируются на комбинациях с участием серых

почв (преимущественно на склонах северной экспозиции), темногумусовых и литоземов, однако такие экосистемы занимают сравнительно небольшие ареалы от площади ключевого участка.

Ежовые и костровые разнотравные луга, формирующиеся преимущественно на комбинации черноземов глинисто-иллювиальных и черноземов квазиглеевых, а также комбинациях с участием темногумусовых почв, литоземов и стратоземов на плакорах и склонах разной крутизны и экспозиции, занимают вторые и третьи места по площади в пределах ключевого участка. Ежовые луга, в отличие от костровых, могут формироваться на любых комбинациях почв, выделенных в пределах ключевого участка; костро-

вые сообщества не формируются на комбинациях с участием серых почв.

Лиственный леса, формирующиеся на комбинации серых, темногумусовых почв и литоземов на склонах разной крутизны преимущественно северной экспозиции, реже – нейтральной, занимают около 8 % от территории ключевого участка. Лиственный леса также произрастают на других комбинациях почв (например, с участием черноземов и стратифицированных почв), однако ареалы этих экосистем занимают весьма ограниченные участки.

Шиповниковые сообщества всегда приурочены к комбинациям с участием слаборазвитых почв (темногумусовых и литоземов) и никогда не формируются на участках с переувлажненными почвами – темногумусовыми глеевыми и черноземами квазиглеевыми, а также на комбинациях с серыми почвами. Эти сообщества формируются на склонах нейтральных и южных экспозиций разной крутизны. В целом площадь всех экосистем с участием шиповниковых сообществ приблизительно равна площади экосистем лиственных лесов.

Как и шиповниковые, кизильниковые и спирейные сообщества приурочены к комбинациям почв с высокой долей литоземов и не встречаются на переувлажненных и серых почвах; однако в отличие от шиповниковых кизильниковые формируются исключительно на склонах южной экспозиции при углах наклона более 8°, спирейные – на крутых склонах (при углах наклона более 15°) северной и нейтральной экспозиции.

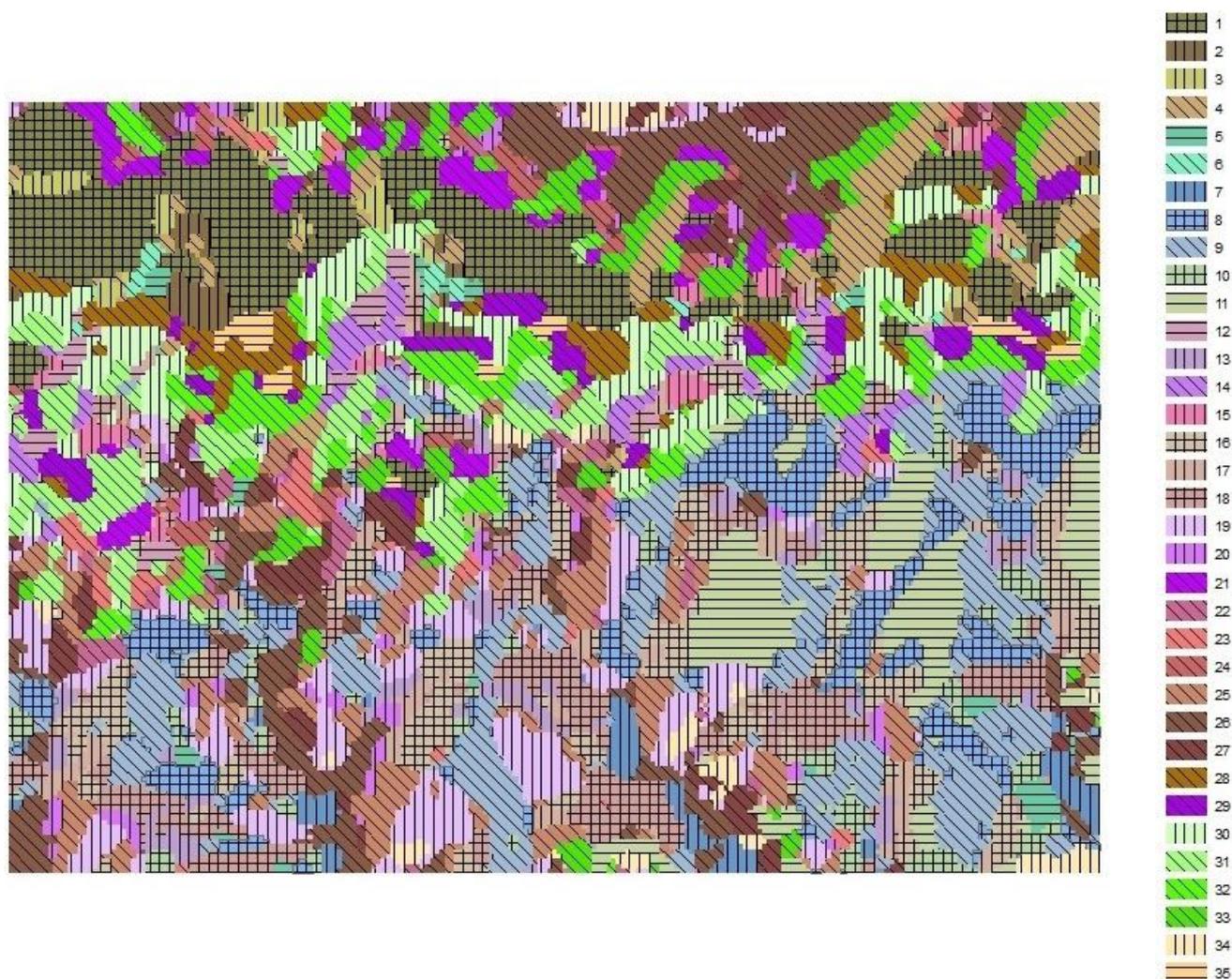
Мелколиственные осиновые и березовые леса занимают очень небольшие территории в пределах ключевого участка (менее 2 %) и приурочены к склонам нейтральных экспозиций. Березовые леса формируются либо на выровненных участках и пологих склонах на комбинациях почв с участием черноземов, темногумусовых почв и литоземов, либо на крутых склонах (угол наклона более 15°) на темногумусовых почвах, литоземах и стратоземах. Осиновые леса формируются только на склонах с углом наклона более 8° на комбинациях с высокой долей переувлажненных почв (темногумусовых глеевых и черноземов квазиглеевых).

Помимо осиновых лесов, строгой приуроченностью к определенной комбинации почв, углом наклона и экспозиции склона характеризуются вейниковые луга, овсецовые и стоповидноосоковые луговые степи. Вейниковые сообщества встречаются исключительно на выровненных участках и пологих склонах южной и нейтральной экспозиций на черноземах глинисто-иллювиальных и квазиглеевых и занимают около 4 % от всей площади ключевого участка. Суммарная площадь луговых степей на

ключевом участке составляет менее 2 %; они все приурочены к склонам южной экспозиции. Овсецовые степи формируются на комбинации почв с участием черноземов, темногумусовых почв и литоземов на склонах небольшой крутизны (3–8°). Стоповидноосоковые (*Carex pediformis*), в отличие от овсецовых, формируются на склонах большей крутизны (более 8°) и бескарбонатных почвах (комбинация черноземов глинисто-иллювиальных и квазиглеевых).

Таким образом, региональная специфичность пространственной структуры экосистем в условиях влажного климата наветренной части Алтайской горной страны [Поликарпов и др., 1986; Модина, 1997] проявляется в доминировании мезофильных луговых и кустарниковых сообществ, а также в развитии мелколиственных и светлохвойных лесов на комбинациях почв с высокой долей черноземов квазиглеевых, темногумусовых глеевых почв и черноземов глинисто-иллювиальных в условиях лесостепи. В целом возможности индикации компонентного состава почвенного покрова по растительности невелики: четкой приуроченностью к определенным комбинациям почв характеризуются только осиновые леса, вейниковые луга, овсецовые и стоповидноосоковые степи. Суммарная площадь таких экосистем на ключевом участке составляет менее 10 %. Вместе с тем анализ компонентного состава экосистем ключевого участка позволяет выделить нехарактерные для участка сочетания, например: кизильниковые, костровые, вейниковые, овсецовые и стоповидноосоковые сообщества никогда не встречаются на комбинациях почв, в составе которых присутствуют серые почвы; березовые леса и кизильниковые, шиповниковые луговые и лугово-степные сообщества не формируются на черноземах квазиглеевых; осиновые леса, вейниковые луга, спирейные луговые и лугово-степные сообщества не произрастают на комбинациях с участием черноземов. В целом в наиболее широком диапазоне почвенных условий произрастают ежовые разнотравные луга и лиственный леса, равно как и на комбинации почв литоземов с темногумусовыми почвами и комбинации черноземов глинисто-иллювиальных, темногумусовых почв и литоземов встречается наибольшее разнообразие растительных сообществ.

Верификация полученной цифровой карты экосистем проведена на основании сравнения с ландшафтной картой [Черных, Золотов, 2015] (рис. 6). Эти карты характеризуются близкими масштабами: масштаб ландшафтной карты 1:250 000, пространственное разрешение карты экосистем составляет 30 × 30 м, что, исходя из проводимых исследований



Экосистемы	Растительность	Почвенные комбинации	Склоны		
			N	S	E-W
	Светлохвойные и мелколиственные леса				
1	Лиственничные (<i>Larix sibirica</i>)	СерТЛит			
2		ЧкарбТЛит			
3		ТЛитСтр			
4		ЛитТ			
5	Березовые (<i>Betula pendula</i>)	ЧкарбТЛит			
6		ТЛитСтр			
7	Осиновые (<i>Populus tremula</i>)	ТгЧквгЧгл-ил			
	Разнотравные луга				
8	Костровые (<i>Bromus squarrosus</i>)	Чгл-илЧквгТ			
9		ТЛитСтр			
10		ЧквгТгЧгл-ил+Чкарб			
11	Вейниковые (<i>Calamagrostis arundinacea</i>)	Чгл-илЧквг			
12	Ежовые (<i>Dactylis glomerata</i>)	ТЧгл-илСтр			
13		ЧквгТгЧгл-ил+Чкарб			
14		ТЛитСтр			
15		СерТЛит			
16		Чгл-илЧквг			
17	Чгл-илЧквгТ				
18	ТгЧквгЧгл-ил				

Кустарниковые луговые и лугово-степные сообщества					
19	Карагановые (<i>Caragana arborescens</i>)	Чгл-илЧквг			
20		ЧквгТгЧгл-ил+Чкарб			
21		СерТЛит			
22		Чгл-илТЛит			
23		ТТгСтрат			
24		ЧквгСерТ			
25		Чгл-илЧквгТ			
26		ТгЧквгЧгл-ил			
27		ЛитТ			
28		Кизильниковые (<i>Cotoneaster melanocarpa</i>)	ЧкарбТЛит		
29	ЛитТ				
30	Шиповниковые (<i>Rosa acicularis</i>)	ЧкарбТЛит			
31		ТЛитСтр			
32		ЛитТ+Чгл-ил			
33	Спирейные (<i>Spiraea crenata</i> , <i>S. trilobata</i>)	ЛитТ			
Луговые степи					
34	Стоповидноосоковые (<i>Carex pediformis</i>)	Чгл-илЧквг			
35	Овцецовые (<i>Helictotrichon altaicum</i>)	ЧкарбТЛит			

Склоны	
	Пологие
	Пологие и средней крутизны
	Средней крутизны
	Средней крутизны и крутые
	Крутые
	Разной крутизны

Рис. 5. Карта экосистем ключевого участка
Комбинации почв – см. рис. 4.

Fig. 5. Ecosystem map of the key site

Vegetation – see fig. 3. Soil combinations – see fig. 4.

N – slopes of northern exposition, S – slopes of southern exposition, E-W – slopes of western and eastern expositions. Slopes: flat; flat and medium steep; medium steep; medium steep and steep; steep; different steep.

при некоторых нормативных требованиях [Аникеева, Кадничанский, 2017], примерно соответствует масштабу 1 : 200 000. Более мелкий масштаб ландшафтной карты в сравнении с картой экосистем предполагает использование более крупных природно-территориальных единиц в качестве объектов картографирования, чем использованный нами в работе; картографической единицей ландшафтной карты являются урочища – сочетания генетически и пространственно взаимосвязанных, однородных по литологии, условиям увлажнения фаций в пределах части или целой мезоформы рельефа [Черных, Золотов, 2015]. Некоторые урочища образованы растительными сообществами разных типов: например, на карте выделены разреженные березовые леса в сочетании с остепненными злаково-разнотравными лугами или листвен-

ничные леса в сочетании с послелесными кустарниками и высокотравьем и др. Информация по почвам в ландшафтной карте дана в виде комбинаций почв (как на составленной нами карте экосистем).

На ландшафтной карте, соответствующей ключевому участку исследований, встречается 22 урочища. Компонентный состав урочищ в целом соответствует компонентному составу выделенных экосистем. Так, например, лиственничные леса произрастают на комбинациях с преобладанием серых почв, преимущественно на склонах теневых экспозиций разной крутизны. Ежовые луга произрастают в широком спектре экологических условий – как с точки зрения рельефа, так и почв, однако преобладающими являются комбинации черноземов глинисто-иллювиальных и квазиглеевых на склонах южных

и нейтральных экспозиций с углом наклона склона до 20°. Карагановые луговые и лугово-степные сообщества часто приурочены к комбинациям почв с преобладанием черноземов квазиглеевых на склонах разной крутизны преимущественно нейтральной экспозиции. Овсцовые сообщества занимают склоны южной экспозиции и формируются на литоземах, темногумусовых почвах и черноземах. На карте экосистем, в отличие от ландшафтной карты, отсутствуют природно-территориальные комплексы, соответствующие долинам малых рек, с преобладанием заболоченных разнотравно-осоковых лугов и при-

русловых ивняков на аллювиальных и стратифицированных почвах. Их отсутствие обусловлено, во-первых, небольшой площадью (на ландшафтной карте эти урочища занимают около 1,5 % от площади ключевого участка), во-вторых особенностями пространственного рисунка – вытянутостью вдоль малых линейных водотоков с шириной менее 30 м; используемый цифровой подход и входные параметры ДЗЗ (пространственное разрешение пикселя 30 × 30 м), небольшое распространение и особенности пространственного положения не позволили выделить такие экосистемы.

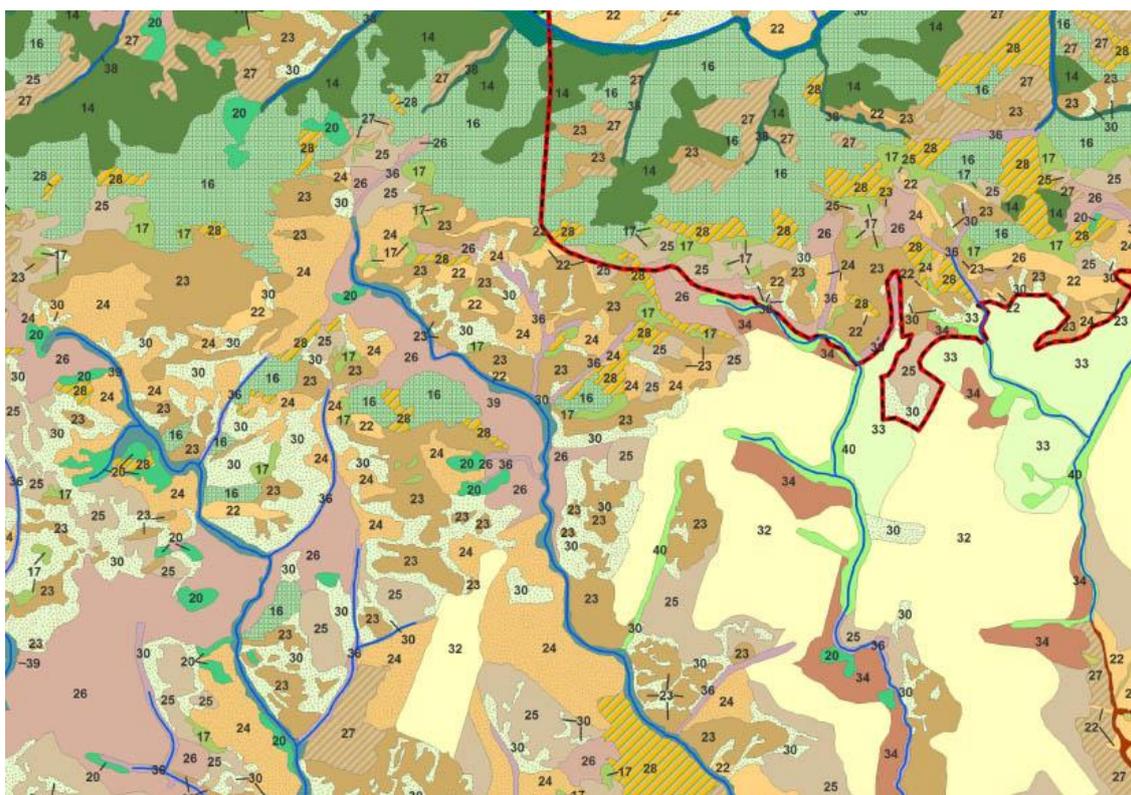


Рис. 6. Фрагмент карты ландшафтов Тигирекского заповедника
 Легенда – см.: [Черных, Золотов, 2015]

Fig. 6. Fragment of the landscape map of the Tigirek reserve
 Legend from [Chernykh, Zolotov, 2015]

Как и на карте экосистем, преобладающими являются природно-территориальные комплексы с кустарниковыми луговыми и лугово-степными сообществами на черноземах глинисто-иллювиальных, черноземах квазиглеевых, черноземах и темногумусовых почвах.

Затем следуют разнотравные луга, главным образом ежовые, формирующиеся на широком спектре почв. Лиственный сообщества, встречающиеся преимущественно на серых почвах и склонах теневых экспозиций, являются преобладающими среди

выделенных лесных сообществ и уступают по своей площади урочищам с кустарниковой и луговой растительностью. Степи, представленные главным образом овсцовыми сообществами на литоземах, черноземах и темногумусовых почвах, занимают наименьшую площадь на ключевом участке. Кроме того, отсутствуют высокотравные сообщества как отдельная типологическая группа; сообщества с участием высокотравья, индицирующего условия повышенного увлажнения в местообитаниях пологих склонов, включены в состав лугов и кустарниковых

сообществ, которые характеризуют в целом высокую влагообеспеченность на ключевом участке.

Анализ пространственного положения природно-территориальных комплексов, выделенных на ландшафтной карте и карте экосистем с близким компонентным составом, показывает высокую долю совпадения. С учетом гетерогенности состава урочищ, т.е. одновременного присутствия в некоторых контурах ландшафтной карты лесных, луговых и кустарниковых сообществ, частичное совпадение компонентного состава ландшафтной карты и карты экосистем наблюдается для 93 % территории.

Заключение

Анализ пространственной структуры экосистем лесостепного пояса Западного Алтая, выполненный на основе цифрового картографирования с применением многомерного анализа дистанционных данных и полевых описаний почв и растительности, позволяет сформулировать следующие выводы:

– на основании моделей растительно- и почвенно-ландшафтных связей Драгунского плато выявлено, что абсолютная высота явилась общим фактором пространственной дифференциации компонентов почвенного и растительного покрова. Для почв дополнительными факторами явились угол наклона склона, экспозиция и значения показателя яркости (по снимку Landsat 5 за октябрь 2011), для растительности – расширенный вегетационный индекс (по снимку Landsat 8 за август 2014), показатель влажности (по снимку Landsat 8 за август 2014) и показатель яркости (по снимку Landsat 8 за февраль 2015). Общая точность моделей составляет 73 % для растительного покрова и 64 % для почвенного покрова;

– фоновую роль в растительном покрове лесостепного пояса играют кустарниковые заросли и разнотравные луга, среди которых преобладают карагановые сообщества и ежовые луга, занимающие суммарно почти половину от общей площади ключевого участка.

Собственно, степи имеют локальное распространение, характеризуя региональные особенности лесостепного пояса Западного Алтая, формирующегося в условиях повышенного увлажнения. Это находит отражение и в структуре экосистем, в составе которых преобладают экосистемы карагановых сообществ на комбинациях с высокой долей переувлажненных почв (темногумусовые глеевые, черноземы квазиглеевые) и ежовых и костровых разнотравных лугов, формирующихся на комбинациях черноземов глинисто-иллювиальных и квазиглеевых;

– анализ компонентного состава экосистем свидетельствует об ограниченной возможности индикации компонентов почвенного покрова по растительности: четкой приуроченностью к определенным комбинациям почв характеризуются только осиновые леса, вейниковые луга, овсецовые и стоповидноосоковые степи, а суммарная площадь таких экосистем на ключевом участке составляет менее 10 %. В наиболее широком диапазоне почвенных условий произрастают ежовые разнотравные луга и лиственных леса, равно как и на комбинации почв литоземов с темногумусовыми почвами и комбинации черноземов глинисто-иллювиальных, темногумусовых почв и литоземов встречается наибольшее разнообразие растительных сообществ;

– ландшафтная карта, полученная экспертным методом, и карта экосистем, выполненная на основе цифрового картографирования с применением многомерного анализа дистанционных данных и полевых описаний почв и растительности, характеризуются высокой степенью совпадения компонентного состава природно-территориальных комплексов и их пространственного положения. Соответствие результатов экспертного и цифрового картографирования открывает возможность создания карт экосистем сопредельных территорий со схожими факторами среды, в условиях отсутствия полевого опробования на основании полученных моделей растительно- и почвенно-ландшафтных связей.

Список источников

- Алтайский край : атлас. М. ; Барнаул : ГУГК. 1978–1980.
- Аникеева И.А., Кадничанский С.А. Оценка фактической разрешающей способности аэро- и космических фотоснимков по пограничной кривой // Геодезия и картография. 2017. Т. 78, № 6. С. 25–36. DOI: 10.22389/0016-7126-2017-924-6-25-36
- Бочарников М.В., Смирнова М.А. Парцеллярная структура среднетаежных плакорных биогеоценозов юго-востока Устьянского плато // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2019. № 3. С. 114–123.
- Бочарников М.В. Эколого-фитоценотическая структура лесного покрова северного макросклона Западного Саяна // Лесоведение. 2015. № 1. С. 10–19.
- Владыченский А.С. Особенности горного почвообразования. М. : Наука, 1998. 191 с.
- Давыдов Е.А., Бочкарёва Е.Н., Черных Д.В. Краткая характеристика природных условий Тигирекского заповедника // Труды Тигирекского заповедника. 2011. Вып. 4. С. 7–19.
- Карманов И.И. Почвы черноземной зоны засушливой, умеренно-засушливой и луговой степи предгорных равнин, предгорий и низкогорий Алтая // Почвы Алтайского края. М. : Изд-во АН СССР, 1959. С. 139–175.
- Киселев А.Н. Оценка и картографирование биологического разнообразия (на примере Приморья) // Геоботаническое картографирование. 2000. № 1998-2000. С. 3–15.
- Классификация и диагностика почв России. Смоленск : Ойкумена, 2004. 342 с.

- Ковалев Р.В., Хмелев В.А., Волковинцер В.И.** Почвы Горно-Алтайской автономной области. Новосибирск : Наука, 1973. 357 с.
- Котова Т.В., Огуреева Г.Н.** Биогеографические подходы в экологическом картографировании // Геоботаническое картографирование. 2007. № 2007. С. 23–31.
- Куминова А.В.** Растительный покров Алтая. Новосибирск : Изд-во СО АН СССР, 1960. 450 с.
- Лацинский Н.Н.** Растительность Салаирского кряжа. Новосибирск : Гео, 2009. 263 с.
- Лойко С.В., Герасько Л.И., Куликова О.Р.** Сукцессии растительности на дерново-подзолистых почвах подтайги Томь-Яйского междуречья // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2010. № 4 (12). С. 32–43.
- Модина Т.Д.** Климаты Республики Алтай. Новосибирск : НИУ, 1997. 186 с.
- Нешатаев Ю.Н.** Методы анализа геоботанических материалов. Л. : Изд-во ЛГУ, 1987. 192 с.
- Огуреева Г.Н.** Ботаническая география Алтая. М. : Наука, 1980. 192 с.
- Петров Б.Ф.** Почвы Алтае-Саянской области. М., 1952. 245 с. (Труды Почвенного института им. В.В. Докучаева; т. 2).
- Поликарпов Н.П., Чебакова Н.М., Назимова Д.И.** Климат и горные леса Южной Сибири. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1986. 225 с.
- Почвы Алтайского края.** М. : Изд-во АН СССР, 1959. 382 с.
- Сорокина Н.П., Козлов Д.Н.** Опыт цифрового картографирования структуры почвенного покрова // Почвоведение. 2009. № 2. С. 198–210.
- Сочава В.Б.** Географические аспекты сибирской тайги. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1980. 256 с.
- Уиттекер Р.** Сообщества и экосистемы. М. : Прогресс, 1980. 327 с.
- Федоткина Н.В., Папина О.Н., Собчак Р.О.** Структура растительности Майминско-Катунского междуречья (Республика Алтай) // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2009. № 1 (5). С. 14–26.
- Фридланд В.М.** Структура почвенного покрова. М. : Мысль, 1972. 423 с.
- Хорошев А.В.** Факторы саморазвития пространственной структуры таежного ландшафта // География и природные ресурсы. 2004. № 4. С. 5–12.
- Черных Д.В., Золотов Д.В.** Ландшафтная структура Ханхаринского, Тигирекского участков и охранной зоны государственного природного заповедника «Тигирекский» // Известия Алтайского отделения Русского географического общества. 2015. № 2 (37). С. 16–28.
- Baig M.H.A., Lifu Z., Tong S., Qingxi T.** Derivation of a tasseled cap transformation based on Landsat 8 at-satellite reflectance // Remote Sensing Letters. 2014. V. 5 (5). P. 423–431.
- Blasi C., Capotorti G., Alos Orti M.M., Anzellotti I., Attorre F., Azzella M.M., Carli E., Copiz R., Garfi V., Manes F., Marando F., Marchetti M., Mollo B., Zavattero L.** Ecosystem mapping for the implementation of the European Biodiversity Strategy at the national level: The case of Italy // Environmental Science and Policy. 2017. V. 78. P. 173–184. DOI: 10.1016/j.envsci.2017.09.002
- Broll G., Keplin B.** Mountain ecosystems: studies in treeline ecology. Berlin ; Heidelberg : Springer, 2005. 354 p.
- Dufour A., Gadallah F., Wagner H.H., Guisan A., Buttler A.** Plant species richness and environmental heterogeneity in a mountain landscape: Effects of variability and spatial configuration // Ecography. 2006. V. 29 (4). P. 573–584. DOI: 10.1111/j.0906-7590.2006.04605.x
- Kauth R.J., Thomas G.S.** The tasseled cap – A graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by Landsat // Proceedings of the Symposium on Machine Processing of Remotely Sensed Data, 1976. Purdue University, West Lafayette, Indiana. P. 41–51.
- Kerr J.T., Ostrovsky M.** From space to species: Ecological applications for remote sensing // Trends Ecol. Evolut. 2003. V. 18. P. 299–305.
- Kuchler A.W.** Problems in classifying and mapping vegetation for ecological regionalization // Ecology. 1973. V. 54. P. 512–523.
- Malavasi M.** The map of biodiversity mapping // Biological Conservation. 2020. V. 252. Art. 108843. DOI: 10.1016/j.biocon.2020.108843
- Olson D.M., Dinerstein E., Wikramanayake E.D., Burgess N.D., Powell G.V.N., Underwood E.C., D'Amico J.A., Itoua I., Strand H.E., Morrison J.C., Loucks C.J., Allnutt T.F., Ricketts T.H., Kura Y., Lamoreux J.F., Wettengel W.W., Hedao P., Kassem K.R.** Terrestrial ecoregions of the world: a new map of life on Earth // Bioscience. 2001. V. 51 (11). P. 933–938.
- Reddy C.S., Jha C.S., Diwakar P.G., Dadhwal V.K.** Nationwide classification of forest types of India using remote sensing and GIS // Environmental Monitoring and Assessment. 2015. V. 187 (777). DOI: 10.1007/s10661-015-4990-8
- Rocchini D., Foody G.M., Nagendra H., Ricotta C., Anand M., He K.S., Amici V., Kleinschmit B., Förster M., Schmidlein S., Feilhauer H., Ghisla A., Metz M., Neteler M.** Uncertainty in ecosystem mapping by remote sensing // Computers and Geosciences. 2013. V. 50. P. 128–135. DOI: 10.1016/j.cageo.2012.05.022
- Searle R., McBratney A., Grundy M., Kidd D., Malone B., Arrouays D., Stockman U., Zund P., Wilson P., Wilford J., Gool D.V., Triantafyllis J., Thomas M., Stower L., Slater B., Robinson N., Ringrose-Voase A., Padarian J., Payne J., Orton T., Odgers N., O'Brien L., Minasny B., McLean Bennett J., Liddicoat C., Jones E., Holmes K., Harms B., Gray J., Bui E., Andrews K.** Digital soil mapping and assessment for Australia and beyond: A propitious future // Geoderma Regional. 2021. V. 24. DOI: 10.1016/j.geodrs.2021.e00359
- Vanselow K.A., Samimi C.** Predictive mapping of dwarf shrub vegetation in an arid high mountain ecosystem using remote sensing and random forests // Remote Sensing. 2014. V. 6. P. 6709–6726. DOI: 10.3390/rs6076709

References

- Altayskiy kray.* Atlas [Altai region. Atlas]. Moscow: Barnaul: GUGK, 1978–1980. In Russian
- Anikeeva I.A., Kadnichanskiy S.A. *Otsenka fakticheskoy razreshayushchey sposobnosti aero- i kosmicheskikh fotosnimkov po pogranichnoy krivoy* [Estimation of the actual resolution of aerial and space photographs using the boundary curve] // Geodesy and Cartography. 2017. V. 1. No. 6. pp. 25–36. In Russian. <https://doi.org/10.22389/0016-7126-2017-924-6-25-36>

- Bocharnikov M.V., Smirnova M.A. *Partsellyarnaya struktura srednetaezhnykh plakornykh biogeotsenozov yugo-vostoka Ust'yanskogo plato* [Parcel structure of the middle taiga upland biogeocenoses in the South-Eastern of the Ustyansk plateau] // Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya. 2019. No. 3. pp. 114–123. In Russian
- Bocharnikov M.V. *Ekologo-fitotsenoticheskaya struktura lesnogo pokrova severnogo makrosklona Zapadnogo Sayana* [Eco-Phytocoenotic Structure of the Forest Cover on the Northern Macroslope of Western Sayan] // Lesovedenie. 2015. No. 1. pp. 10–19. In Russian
- Vladychenskiy A.S. *Osobennosti gornogo pochvoobrazovaniya* [Features of mountain soil formation]. Moscow : Nauka, 1998. 191 p. In Russian
- Davydov E.A., Bochkareva E.N., Chernykh D.V. *Kratkaya kharakteristika prirodnnykh usloviy Tigirekского zapovednika* [Natural conditions of the Tigirek Strict Nature Reserve] // Proceedings of the Tigirek State Natural Reserve. 2011. V. 4. pp. 7–19. In Russian
- Karmanov I.I. *Pochvy chernozemnoy zony zasushlivoy, umerenno-zasushlivoy i lugovoy stepi predgornyykh ravnin, predgoryi i nizkogoriy Altaya* [Soils of the chernozem zone of arid, moderately arid and meadow steppe of the foothill plains, foothills and low mountains of Altai] // Soils of the Altai Territory. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1959. pp. 139–175. In Russian
- Kiselev A.N. *Otsenka i kartografirovaniye biologicheskogo raznoobraziya (na primere Primor'ya)* [Evaluation and mapping of biodiversity (Primorye region)] // Geobotanical mapping. 2000. 1998-2000. pp. 3–15. In Russian
- Klassifikatsiya i diagnostika pochv Rossii* [Classification and diagnostics of soils in Russia]. Smolensk: Oykumena. 2004. 342 p. In Russian
- Kovalev R.V., Khmelev V.A., Volkovintser V.I. *Pochvy Gorno-Altayskoy avtonomnoy oblasti* [Soils of the Gorno-Altai Autonomous Region]. Novosibirsk: Nauka, 1973. 357 p. In Russian
- Kotova T.V., Ogureeva G.N. *Biogeograficheskie podkhody v ekologicheskom kartografirovaniy* [Biogeographic approaches to ecological mapping] // Geobotanical mapping. 2007. V. 2007. pp. 23–31. In Russian
- Kuminova A.V. *Rastitel'nyy pokrov Altaya* [Vegetation cover of Altai] // Novosibirsk: izd-vo SO AN SSSR, 1960. 450 p. In Russian
- Lashchinskiy N.N. *Rastitel'nost' Salairskogo kryazha* [Vegetation of the Salair Ridge]. Novosibirsk: Akademicheskoe izd-vo «Geo», 2009. 263 p. In Russian
- Loyko S.V., Geras'ko L.I., Kulikova O.R. *Suksessii rastitel'nosti na dernovo-podzolistykh pochvakh podtaygi Tom'-Yayskogo mezhdurech'ya* [Successions vegetation on sod-podsol soils of a subtaiga of the Tom-Yaysky interfluve] // Tomsk State University Journal of Biology. 2010. No. 4 (12). pp. 32–43. In Russian
- Modina T.D. *Klimaty Respubliki Altay* [The climates of the Altai Republic]. Novosibirsk: NIU, 1997. 186 p. In Russian
- Neshataev Yu.N. *Metody analiza geobotanicheskikh materialov* [Methods for the analysis of geobotanical materials]. Leningrad: Izd-vo LGU, 1987. 192 p. In Russian
- Ogureeva G.N. *Botanicheskaya geografiya Altaya* [Botanical geography of Altai]. Moscow : Nauka, 1980. 192 p. In Russian
- Petrov B.F. *Pochvy Altae-Sayanskoy oblasti* [Soils of the Altai-Sayan region]. Moscow: Trudy Pochv. in-ta im. V.V. Dokuchaeva. 1952. V. 2. 245 p. In Russian
- Polikarpov N.P., Chebakova N.M., Nazimova D.I. *Klimat i gornye lesa Yuzhnoy Sibiri* [Climate and mountain forests of Southern Siberia]. Novosibirsk: Nauka. Sib. otd-nie, 1986. 225 p. In Russian
- Pochvy Altayskogo kraya* [Soils of the Altai Territory]. Moscow : Izd-vo AN SSSR, 1959. 382 p. In Russian
- Sorokina N.P., Kozlov D.N. *Opyt tsifrovogo kartografirovaniya struktury pochvennogo pokrova* [Experience in digital mapping of soil cover patterns] // Eurasian Soil Science. 2009. No. 2. pp. 198–210. In Russian
- Sochava V.B. *Geograficheskie aspekty sibirskoy taygi* [Geographic aspects of the Siberian taiga]. Novosibirsk: Nauka. Sib. otd-nie, 1980. 256 p. In Russian
- Uitteker R. *Soobshchestva i ekosistemy* [Communities and ecosystems]. Moscow: Progress, 1980. 327 p. In Russian
- Fedotkina N.V., Papina O.N., Sobchak R.O. *Struktura rastitel'nosti Mayminsko-Katun'skogo mezhdurech'ya (Respublika Altay)* [Vegetation structure of the Mayminsko-Katun'sky interfluve (Altai Republic)] // Tomsk State University Journal of Biology. 2009. No. 1 (5). pp. 14–26. In Russian
- Fridland V.M. *Struktura pochvennogo pokrova* [Soil cover structure]. Moscow: Mysl', 1972. 423 p. In Russian
- Khoroshev A.V. *Faktory samorazvitiya prostranstvennoy struktury taezhnogo landshafta* [Factors of self-development of the spatial structure of the taiga landscape] // Geography and Natural Resources. 2004. No. 4. pp.5–12. In Russian
- Chernykh D.V., Zolotov D.V. *Landshaftnaya struktura Khankharinskogo, Tigirekского uchastkov i okhrannoy zony gosudarstvennogo prirodnogo zapovednika «Tigirekskiy»* [Landscape structure of the Khankharinsky and Tigireksky areas and buffer zone of the Tigirek strict nature reserve] // Izvestiya Altayskogo otdeleniya Russkogo geograficheskogo obshchestva. 2015. No. 2 (37). pp. 16–28. In Russian
- Baig M.H.A., Lifu Z., Tong S., Qingxi T. Derivation of a tasseled cap transformation based on Landsat 8 at-satellite reflectance // Remote Sensing Letters. 2014. V. 5(5). pp. 423–431.
- Blasi C., Capotorti G., Alos Orti M.M., Anzellotti I., Attorre F., Azzella M.M., Carli E., Copiz R., Garfi V., Manes F., Marando F., Marchetti M., Mollo B., Zattero L. Ecosystem mapping for the implementation of the European Biodiversity Strategy at the national level: The case of Italy // Environmental Science and Policy. 2017. V. 78. pp. 173–184. doi.org/10.1016/j.envsci.2017.09.002
- Broll G., Keplin B. *Mountain ecosystems: studies in treeline ecology*. Berlin; Heidelberg: Springer, 2005. 354 p.
- Dufour A., Gadallah F., Wagner H. H., Guisan, A., Buttler A. Plant species richness and environmental heterogeneity in a mountain landscape: Effects of variability and spatial configuration // Ecography. 2006. V. 29(4). pp. 573–584. doi.org/10.1111/j.0906-7590.2006.04605.x
- Kauth R.J., Thomas G.S. The tasseled cap – A graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by Landsat // Proceedings of the Symposium on Machine Processing of Remotely Sensed Data, 1976. Purdue University, West Lafayette, Indiana. pp. 41–51.
- Kerr J.T., Ostrovsky M. From space to species: Ecological applications for remote sensing // Trends Ecol. Evolut. 2003. V. 18. pp. 299–305.
- Kuchler A.W. Problems in classifying and mapping vegetation for ecological regionalization // Ecology. 1973. V. 54. pp. 512–523.

- Malavasi M. The map of biodiversity mapping. *Biological Conservation*. 2020. V. 252. 108843. doi.org/10.1016/j.biocon.2020.108843
- Olson D.M., Dinerstein E., Wikramanayake E.D., Burgess N.D., Powell G.V.N., Underwood E.C., D'Amico J.A., Itoua I., Strand H.E., Morrison J.C., Loucks C.J., Allnutt T.F., Ricketts T.H., Kura Y., Lamoreux J.F., Wettengel W.W., Hedao P., Kassem K.R. Terrestrial ecoregions of the world: a new map of life on Earth // *Bioscience*. 2001. No. 51 (11). pp. 933–938.
- Reddy C.S., Jha C.S., Diwakar P.G., Dadhwal V.K. Nationwide classification of forest types of India using remote sensing and GIS // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2015. V. 187. No. 777. doi.org/10.1007/s10661-015-4990-8
- Rochini D., Foody G.M., Nagendra H., Ricotta C., Anand M., He K.S., Amici V., Kleinschmit B., Förster M., Schmidtlein S., Feilhauer H., Ghisla A., Metz M., Neteler M. Uncertainty in ecosystem mapping by remote sensing // *Computers and Geosciences*. 2013. V. 50. pp. 128–135. doi.org/10.1016/j.cageo.2012.05.022
- Searle R., McBratney A., Grundy M., Kidd D., Malone B., Arrouays D., Stockman U., Zund P., Wilson P., Wilford J., Gool D.V., Triantafyllis J., Thomas M., Stower L., Slater B., Robinson N., Ringrose-Voase A., Padarian J., Payne J., Orton T., Odgers N., O'Brien L., Minasny B., McLean Bennett J., Liddicoat C., Jones E., Holmes K., Harms B., Gray J., Bui E., Andrews K. Digital soil mapping and assessment for Australia and beyond: A propitious future // *Geoderma Regional*. 2021. V. 24. doi.org/10.1016/j.geodrs.2021.e00359
- Vanselow K.A., Samimi C. Predictive mapping of dwarf shrub vegetation in an arid high mountain ecosystem using remote sensing and random forests // *Remote Sensing*. 2014. 6. pp. 6709–6726. doi.org/10.3390/rs6076709

Информация об авторах:

Смирнова М.А., кандидат географических наук, доцент, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, географический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; старший научный сотрудник, отдел агроэкологической оценки почв и проектирования агроландшафтов, Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия.

E-mail: summerija@yandex.ru

Бочарников М.В., кандидат географических наук, старший научный сотрудник, кафедра биогеографии, географический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия.

E-mail: maxim-msu-bg@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Smirnova M.A., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Faculty of Geography, M.V. Lomonosov Moscow State University; Senior Researcher, Department of agro-ecological soil assessment agricultural landscapes design, V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia.

E-mail: summerija@yandex.ru

Bocharnikov M.V., Cand. Sci. (Geography), Senior Researcher, Department of Biogeography, Faculty of Geography, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.

E-mail: maxim-msu-bg@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 29.04.2021; одобрена после рецензирования 02.11.2021; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 29.04.2021; approved after reviewing 02.11.2021; accepted for publication 14.06.2022

Научная статья
УДК 551.4.07
doi: 10.17223/25421379/23/9

ПОДМЕНЕННАЯ РЕАЛЬНОСТЬ И ИСТИННЫЙ ГЕНЕЗИС КУРАЙСКИХ ГРЯД (ГОРНЫЙ АЛТАЙ, РОССИЯ)

Александр Васильевич Поздняков¹, Юрий Сергеевич Пупышев²,
Алексей Васильевич Пучкин³



^{1, 2, 3} *Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия*

³ *Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

¹ *synergeia.pol@gmail.com*

² *pupyshv95@mail.ru*

³ *burabay@mail.ru*

Посвящается памяти Льва Николаевича Ивановского

Аннотация. Приводятся результаты исследования, направленного на определение генезиса грядовой морфоскульптуры Курайской котловины, известной под названием «гигантская рябь течения». Установлено, что грядовые формы рельефа по своим морфологическим характеристикам, стратиграфическому строению и гидравлической крупности слагающего их обломочного материала не соответствуют условиям гигантского потока со скоростью течения до 10 м/с. Формирование грядового рельефа связывается с эрозионно-аккумулятивной деятельностью временных водотоков на поверхности дна понижавшегося ледово-подпрудного озера.

Ключевые слова: *Горный Алтай, Чуйско-Курайская котловина, грядово-ложбинный рельеф, гигантская рябь течения, гравийная дюна, абразионно-аккумулятивная морфоскульптура*

Источник финансирования: Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90051\20 и в соответствии с научно-исследовательским проектом ИМКЭС СО РАН № 121031300226-5.

Для цитирования: Поздняков А.В., Пупышев Ю.С., Пучкин А.В. Подменная реальность и истинный генезис Курайских гряд (Горный Алтай, Россия) // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 145–161. doi: 10.17223/25421379/23/9

Original article
doi: 10.17223/25421379/23/9

SUBSTITUTED REALITY AND THE TRUE GENESIS OF THE KURAY RIDGES (ALTAI MOUNTAINS, RUSSIA)

Alexander V. Pozdnyakov¹, Yury S. Pupyshv², Alexey V. Puchkin³

^{1, 2, 3} *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia*

³ *National Research Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia*

¹ *synergeia.pol@gmail.com*

² *pupyshv95@mail.ru*

³ *burabay@mail.ru*

Abstract. The paper presents new objective evidence that the ridge-hollow relief of the Kuray basin, considered as a dune complex formed in a giant whirlpool, is an excavation erosion-accumulative cryptostructure, overlain by a cover of lacustrine psammite-pelitic deposits. The conclusions are based on the results of detailed field studies accompanied by instrumental leveling of landforms in transverse and longitudinal sections; mining works on opening of sediments by pits with subsequent description of textural and structural features of sedimentary strata. Studies have shown that the relief of the ridges is a network of depressions, separated by a corresponding network of watersheds: from the first order on their southern end to the fourth order on the northern end. Thus, the postulated statement about the supposedly existing giant high-speed whirlpool that formed the ridges relief in the Kuray basin is actually not confirmed by the synchronous and hydrophysical incompatibility of the interaction of genetically different processes: the simultaneous development of abrasion-accumulative and erosion processes within one territory is impossible. It has been established that the formation of the ridge-hollow relief occurred as a result of erosion-accumulative activity of fluvio-glacial channel streams with flooding regime. Ridge complexes of the Kuray basin belong to alluvial-proluvial facies of terrestrial (internal) deltas. During the existence of the lake basin, this relief was buried by the thickness of lake sediments. The conclusions of the predecessors about the wide distribution of ridge and dune forms of relief in the Chuya and Kuray

basins and in the adjacent territories are not confirmed (Baratal, Chagan-Uzun, etc.). The genesis of the Karakol ridges is associated with cryogenic hydrothermal structuring of clastic material, characterized by the formation of morphologically characteristic bands of rocks - homomorphic channel dune-ridge formations. And the formation of ridges in the Baratal tract, associated with spillways, is actually dells.

Keywords: *Altai Mountains, Chuya and Kuray basins, ridge-hollow relief, giant current ripples, gravel dune, abrasion-accumulative landforms*

Acknowledgments: The reported study was funded by RFBR according to the research project № 20-35-90051\20 and was carried out in accordance with the research project of IMCES SB RAS № 121031300226-5.

For citation: Pozdnyakov, A.V., Pupyshev, Yu.S., Puchkin, A.V. (2022) Substituted reality and the true genesis of the Kuray Ridges (Altai Mountains, Russia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 145–161. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/9

Введение

Согласно общему контексту проводившихся нами исследований [Поздняков, Хон, 2001, 2018; Поздняков, 2019; Поздняков, Пупышев, 2020] и выводам других исследователей [Agatova et al., 2020; Herget et al., 2020], Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро образовалось на границе неоплейстоцена и голоцена (ранний дриас) в пределах Чуйской и Курайской межгорных котловин юго-восточной части Горного Алтая (рис. 1). Среди известных подпрудных озер: Миссула – 630 м [Pardee, 1910; Smith et al., 2018], Сарезское с грунтовой плотиной – 600 м [Schuster, Alford, 2004], Муйское (Витим) [Margold et al., 2018], – Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро характеризуется наиболее высокой плотиной. По уточненным нами данным [Поздняков, Пупышев, 2020], в максимум наполнения до абсолютной отметки уровня 2 133 м глубина его была 657 м, объем воды составлял 753 км³, а площадь акватории палеозера – 3 054 км². Спуск озерного бассейна сопровождался формированием на склонах котловин в границах высот 1 530–2 133 м двухсот абразионно-аккумулятивных террас. Продолжительность наполнения при условии современного расхода воды 4,88 м³/с в зимнюю межень составляла 4 892 лет; продолжительность осушения, при условии равенства величины понижения уровня воды количеству террас, – 200 лет.

Занимаемая озером система котловин вытянута с северо-запада на юго-восток; ее крайними географическими координатами являются 49°42' и 50°17' с.ш. и 87°47' и 89°14' в.д. (см. рис. 1).

Горное обрамление Чуйско-Курайской системы котловин включает Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты с юга, Курайский хребет с севера и хребты Сайлюгем и Чихачева с востока и юго-востока. Абсолютные высоты днища Курайской котловины варьируют от 1 480 м в центральной части до 1 750 м по периферии. В Чуйской котловине этот диапазон составляет от 1 700 до 2 150 м соответственно. Для горного обрамления Чуйской и Курайской котловин

характерен типичный альпийский рельеф, в котором выделяется два высотных уровня. Первый образуют гребни и вершины Южно- и Северо-Чуйского хребтов (абс. высота 3 000–4 000 м, с относительными превышениями в 1 500–2 000 м); рельеф отличается глубоким эрозионным расчленением, периодически сопровождающимся ледниковым экзарационным и флювиогляциальным моделированием. Второй уровень прослеживается по вершинам хребтов Курайского и Чихачева (абс. высота 2 500–3 000 м, с относительными превышениями 800–1 200 м). Здесь высокогорный уровень расчленен значительно слабее, поверхность его на ряде участков представляет собой древний, реликтовый холмисто-равнинный рельеф неогенового возраста, сохранившийся от последующей экзарации.

Краткая история исследования. Проблема формирования и деградации Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера привлекает внимание исследователей в течение уже более полувека [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958]. Возросший научный интерес к ней был инициирован публикациями в 1984–1993 гг. А.Н. Рудого [Baker, Benito, Rudoy, 1993; Рудой, 2005] и В.В. Бутвиловского [Бутвиловский, 1993], а затем и иностранных ученых [Baker, Benito, Rudoy, 1993; Carling, 1996; Herget, 2005; Carling, Bristow, Litvinov, 2016]. Практически все это время проблема связывается с быстротечным размывом (прорывом) ледово-подпрудной плотины и его гидродинамическими эрозионно-аккумулятивными следствиями в нижнем бьефе. Полагается, что истечение всего объема воды из озера произошло за 1–3 суток [Baker, Benito, Rudoy, 1993; Бутвиловский, 1993; Рудой, 2005], и оно обусловило образование в Курайской котловине гигантского водоворота глубиной 400 м, со скоростью течения до 30–45 м/с (по другим суждениям – до 10 м/с [Инишев и др., 2015]), предопределившего формирование Курайского грядово-ложбинного рельефа, названного, по инициативе одного из соавторов постулируемой идеи [Рудой, 2005, 2006], «гигантской рябью течения», в англоязычной литературе – «гравийные дюны» [Carling, 1996].

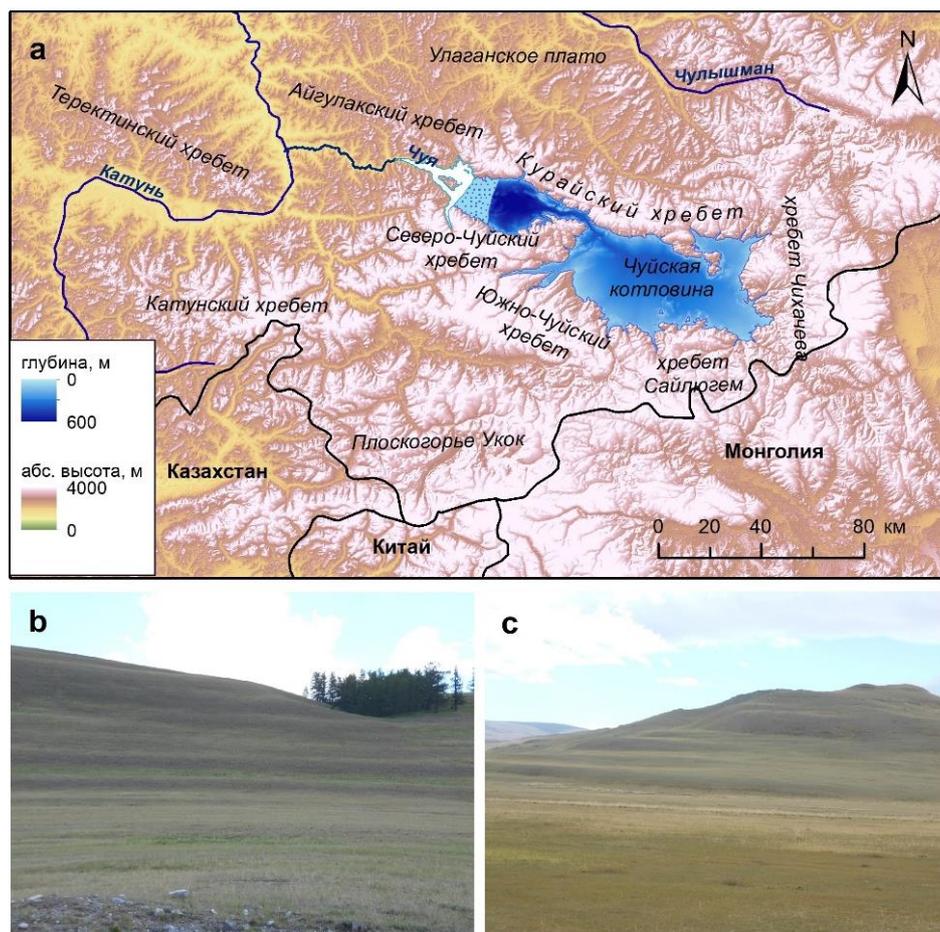


Рис. 1. Географическое положение Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера

a – абразионно-аккумулятивные террасы ледово-подпрудного озера: b – на высоте 1 630–1 690 м на склонах Курайской котловины; c – на абсолютной высоте 1 946–2 056 м в Чуйской котловине

Fig. 1. Geographical location of the Chuya-Kuray ice-dammed lake

a – paleoshorelines of the ice-dammed lake: b – at an absolute height of 1630–1690 m on the slopes of the Kuray basin; c – at an absolute height of 1946–2056 m in the Chuya basin

Данные положения о существовании водоворота и формировании в нем валунно-галечниковых дюн затем стали рассматриваться как научный факт, на этой основе проводилось численное моделирование динамики эрозионно-аккумулятивных процессов и определялись расходы воды в самом водовороте и в нижнем бьефе [Рудой, 2005; Инишев и др., 2015; Bohorquez, Carling, Herget, 2016; Bohorquez, Jimenez-Ruiz, Carling, 2019]. По результатам этих исследований выходило, что осушение озера произошло за 33,8 ч, при этом расход воды составил 10,5 млн м³/с [Bohorquez, Jimenez-Ruiz, Carling, 2019]. Согласно нашим исследованиям [Поздняков, Хон, 2001, 2018; Поздняков, Окишев, 2002; Поздняков, 2019; Поздняков, Пупышев, 2020], идеи упоминаемых авторов не подтверждаются.

В данной статье приводятся новые сведения по стратиграфии коррелятивных отложений гряд, резуль-

таты общего анализа геоморфологического строения территории Курайской котловины, закономерностей ложбинного расчленения Курайского поля гряд.

Результаты нашего исследования имеют теоретическое и научно-методологическое значение для выявления истории и динамики природных процессов, имеющих распространение в различных регионах Евразии и Северной Америки.

Методы исследования

Для определения генезиса грядово-ложбинного морфолитогенетического комплекса применялись методы крупномасштабных маршрутных исследований, сопровождавшихся инструментальным нивелированием морфоскульптур в поперечном и продольном сечениях, выполнением горнопроходческих работ для вскрытия отложений шурфами с последующим опи-

санием текстурно-структурных особенностей осадочных толщ. Маршрутными исследованиями была покрыта вся территория Чуйско-Курайских котловин, а ложбинно-грядовый рельеф изучался в многократных повторностях и в различные сезоны года, включая и зимние. Большую ценность имеют наблюдения, проводившиеся в зимний период формирования наледей и летом в период дождей, когда физические свойства грунтов существенно изменялись. По полученным показателям и по местам распределения сурчин были установлены сохранившиеся от размыва участки покрова озерных отложений и определены места для детальных исследований, заложения шурфов и др.

С целью сравнительной характеристики гряд различного генезиса были проведены экспедиционные

исследования по долинам р. Чуи до ее устья, включая грядовые морфоскульптуры в урочищах озер Джангысколь и Баратал, по террасам р. Катунь до ее устья (пешие и водные маршруты на рафте) с целью уточнения генезиса гряд на их террасах в районе с. Иня и притока Инюшка, изучались гряды на правобережных катунских террасах в районе правого притока р. Бельтиртунок, с. Кунос и в приустьевой части р. Эдиган, на левобережных террасах р. Катунь в районе сел Подгорное и Платово.

Проведено экспедиционное обследование грядовых комплексов на правобережных террасах р. Малый Енисей (Тува), начиная от устья до сел Суг-Бажы и Бурен-Хем, на расстоянии 50 км вверх по течению реки.



Рис. 2. Исследование механизма формирования

a – продольного профиля динамического равновесия русла по типу брахистохроны; b – грядовой формы перемещения обломочного материала в русле [Поздняков, 2016]

Fig. 2. Study of the mechanism of formation

a – longitudinal profile of the dynamic equilibrium of the channel according to the type of brachistochrone; b – ridge form of clastic material movement in the channel [Pozdnyakov, 2016]

В полевых условиях проводилось экспериментальное моделирование грядовых форм движения обломочных частиц в водном потоке в специально конструируемых лотках [Поздняков, 2016]. Использовались две их модификации: одна для изучения механизма формирования продольного профиля динамического равновесия русла по типу брахистохроны (полевой лоток с. Курлек, выполненный в металле) и процессов спонтанного самоограничения турбулентной водной струи (рис. 2, а); другая для изучения грядовой формы перемещения обломочно-

го материала в русле (рис. 2, b) – эти лотки строились из досок на месте экспедиционных исследований на берегах русла р. Тюте, Горный Алтай.

Особенность экспериментального моделирования состояла в том, что наблюдение проводилось за процессом самоорганизации формы рельефа и последовательности изменения ее морфометрических параметров – от начальных (на горизонтальной поверхности) до стационарной динамически равновесной стадии. С этой целью уклон дна лотков составлял 0° , а расходы воды и смеси обломочных частиц с задан-

ным соотношением размеров (и гидравлической крупности) были постоянными ($d = 10$ мм; $d = 5$ мм; $d = 1$ мм; $d = 0,1$ мм; $d < 0,1$ мм; расход воды 0,5 л/с). Обломочный материал и вода поступали на дно лотка площадью $0,2 \times 0,2$ м² в самом его начале (длина лотка 5,0 м) и самопроизвольно удалялись формирующимся водным потоком в приемный бассейн.

По результатам исследования составлялся алгоритм пространственно-временной последовательности изменения морфометрических характеристик русловых форм рельефа.

Гидродинамические условия осадконакопления в грядах определялись по результатам гранулометрического анализа отложений. Количественное соотношение крупных фракций обломочного материала (от 1 см до > 50 см в диаметре) определялось в процентах по соотношению их объемов.

Гидравлическая крупность ω обломков рассчитывалась по формуле

$$\omega = \sqrt{\frac{4}{3}} g \sqrt{\frac{d(\rho_{\text{тв}} - \rho_{\text{ж}})}{C_d \rho_{\text{ж}}}}, \quad (1)$$

где g – ускорение свободного падения, d – размер обломков в миделевом сечении (в см); $\rho_{\text{тв}}$ – плотность обломков; $\rho_{\text{ж}}$ – плотность воды; C_d – коэффициент сопротивления, зависящий от формы обломков и составляющий для шаровидных 0,45, для обломков прямоугольной формы – 2 [Альтшуль и др., 1977].

В определении генезиса пелито-псаммитовых отложений, образующих покров на валунно-галечниковой толще гряд, использовался метод структурно-текстурного анализа, проводившегося на основе характеристики структуры осадочных пород (размеры и взаимные соотношения обломочных частиц) и их текстуры (пространственные морфометрические характеристики слоев).

Для общей количественной морфометрической характеристики территории исследования составлялась цифровая модель рельефа Чуйско-Курайской межгорной котловины на основе матрицы высот SRTM (шаг сетки 90 м).

Исследования генезиса грядово-ложбинного рельефа

Днище Курайской межгорной котловины представляет собой полигенетическую аккумулятивную равнину, сложенную коррелятными озерными, флювиальными и флювиогляциальными отложениями (рис. 3). В контексте проводившихся исследований, научный интерес в первую очередь представляли два генетически разнородных объекта, взаимно исключаящих их синхронное формирование и развитие: 1 – грядово-ложбинный рельеф, сформировавшийся

на поверхности аккумулятивной флювиогляциальной равнины, в вышеназванных публикациях характеризуемый как «гигантская рябь течения» [Рудой, 2005], или «гравийные дюны» [Бутвиловский, 1993; Baker, Benito, Rudoy, 1993; Carling, 1996; Herget, 2005], 2 – абразионно-аккумулятивный рельеф, представленный в различной степени денудированными абразионными уступами, барами и клифами на склонах Чуйско-Курайской котловины [Поздняков, Пупышев, 2020] (см. рис. 1, б, с).

Существуют два изолированных друг от друга участка грядово-ложбинного рельефа: Курайское поле, состоящее из четырех генераций гряд (рис. 3, 1–4) и Тюте-Актуринские гряды (рис. 3, 5). Оба они ориентированы согласно простираниям долин рек Тюте (Курайское поле гряд) и Актру (гряды) и располагаются, соответственно, на абсолютных высотах равнины 1 500–1 600 м и 1 600–1 700 м, с уклонами поверхности 2–3°. Западной границей грядово-ложбинной морфоскульптуры является эрозионный уступ р. Тюте, юго-восточной – озерная абразионно-аккумулятивная террасированная равнина (рис. 3, 9). Абсолютная высота поверхности в северной части 1 520 м, на южной оконечности – 1 600 м.

Тальвегово-грядовая сеть грядово-ложбинной морфоскульптуры. Морфоскульптура состоит из совокупности вытянутых с юга на север субпараллельных гряд и разделяющих их ложбин – тальвегов, меридионально ориентированных параллельно руслу р. Тюте (рис. 4). Исследованиями установлено, что грядовый рельеф представляет собой сеть ложбинных понижений, разделенных соответствующей сетью водоразделов: от первого порядка на южной их оконечности до четвертого порядка на северном окончании. Превышение высот гряд (водораздельных поверхностей) над тальвегами 4-го порядка в южной части грядового поля составляет 5–16 м, а на северном их окончании, в зоне формировавшихся тальвегов 1-го порядка, – 0,5–1 м. Ширина гряд по основанию, или расстояние между ограничивающими их тальвегами 4-го порядка, составляет 100–150 м, закономерно уменьшаясь в южном направлении до 40 м (расстояние между тальвегами 1-го порядка). По мере убывания относительной высоты гряд тальвеги 1-го порядка приобретают вид ложбин, пересекающих друг друга под углом 10–15°, и рельеф поверхности в целом приобретает ячеистую структуру. В каждой ячее размерами 7–8 м на 10–12 м наблюдается возвышение, в центральной части которого располагается крупнообломочный материал, а в ограничивающих их ложбинах глубиной 0,3–0,5 м преобладает суглинистый с примесью щебня. Травяной покров разреженный, тогда как оконтуривающие их понижения покрыты густой травяной растительностью.

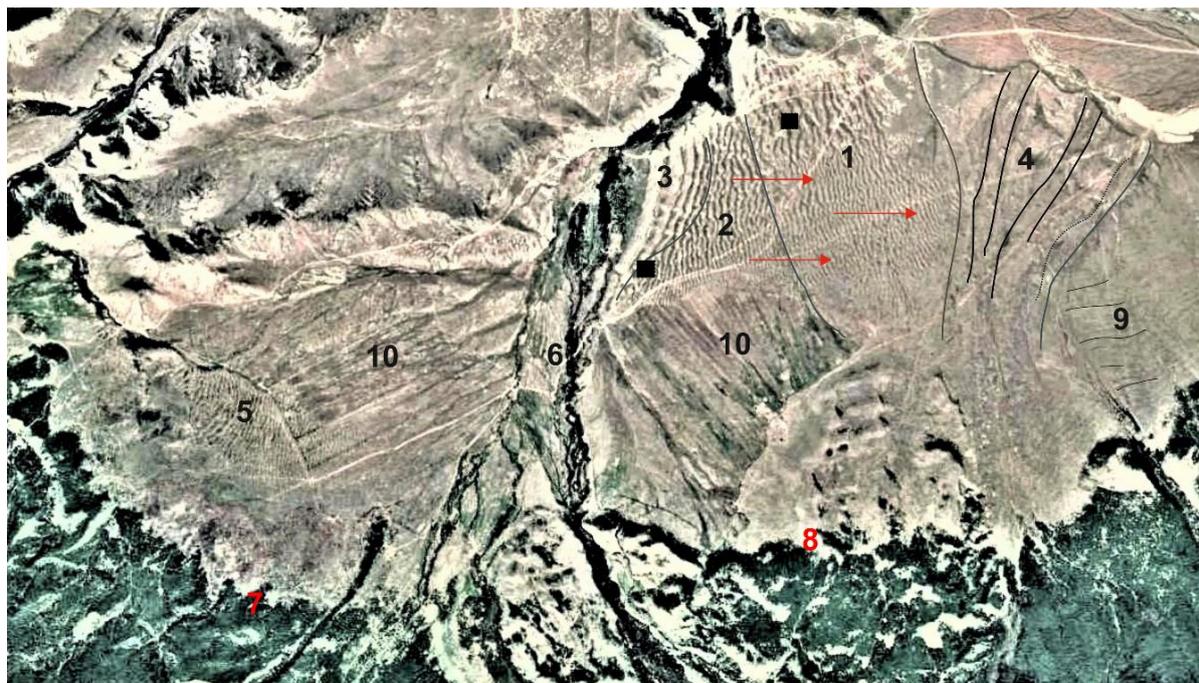


Рис. 3. Геоморфоскульптурные комплексы дна Курайской котловины

1–4 – наземные дельты (конусы выноса) различных возрастных генераций; 4 – наземная дельта (конус выноса) р. Тюте, формировавшаяся на заключительной стадии осушения дна котловины; 5 – реликты грядово-ложбинного рельефа наземной дельты р. Актру; 6 – современная формирующаяся наземная флювиогляциальная дельта р. Тюте; 7–8 – реликты моренно-флювиогляциальных комплексов наземных дельт рек: 7 – Тюте; 8 – Актру); 9 – абразионно-аккумулятивные террасы; 10 – техногенно измененный рельеф; квадратами отмечены участки детальных исследований грядового рельефа; стрелками показано направление течения катастрофического потока, по Н.А. Рудому [Рудой, 2005]

Fig. 3. Landforms of the bottom of the Kuray basin

1–4 – alluvial fans of various age generations; 4 – alluvial fan r. Tyute, formed at the final stage of draining the bottom of the basin; 5 – relics of the ridge-hollow relief of the alluvial fan of the river. Aktru; 6 – modern emerging fluvioglacial delta of the river Tyute; 7–8 – relics of moraine-fluvioglacial complexes, alluvial fans of rivers: 7 – Tyute and 8 – Aktru); 9 – abrasion-accumulative terraces (paleoshorelines); 10 – technogenically modified relief; squares mark the areas of detailed studies of the ridge relief; the arrows show the direction of the catastrophic flow according to N.A. Rudoy [Rudoy, 2005]

На всем протяжении межгрядовых ложбин в их тальвегах наблюдаются промоины, рытвины, частота встречаемости которых вниз по течению возрастает, и, наконец, появляются хорошо выраженные русла глубиной 0,15–0,3 м, а в крайней восточной части грядового поля – до 0,5 м. Уклон тальвегов, по данным инструментальных измерений, составляет 1,2–1,4° (рис. 5).

Согласно структурно-иерархической классификации речной сети Философова–Стралера, здесь выделяется три типа расчленения – бифуркационный, бифуркационно-перистый, перистый. Порядок створовых (главных) тальвегов закономерно увеличивается с запада на восток от 1 до 3–4 (см. рис. 4).

Асимметричность гряд достаточно выражена: склоны восточной экспозиции характеризуются уклонами 15–20°, западной – более пологие, 10°. Асимметричность грядовых форм Тюте-Актуринского поля в целом, если не считать исключений,

незначительна. Уклоны противоположных склонов равны или различаются в десятые доли градуса.

Реликты абразионных уступов на вершинной поверхности гряд. На основе маршрутного исследования, инструментального нивелирования и анализа общего плана строения сети тальвегов и водораздельных гребней с использованием аэро- и космофотоснимков установлено, что все они имеют четко выраженную ступенчатость. В плане уступы, разделяющие вершинные поверхности гряд по относительной и абсолютной высоте, располагаются на линиях, соответствующих их абсолютной высоте изогипс (рис. 6). К тому же с уступами связано и формирование бифуркационных «узлов» – точек разветвления или слияния двух тальвегов. Перед каждым уступом у их основания наблюдаются небольшие понижения, отходящие от осевой линии под углом 5–10° на юго-запад и юго-восток.

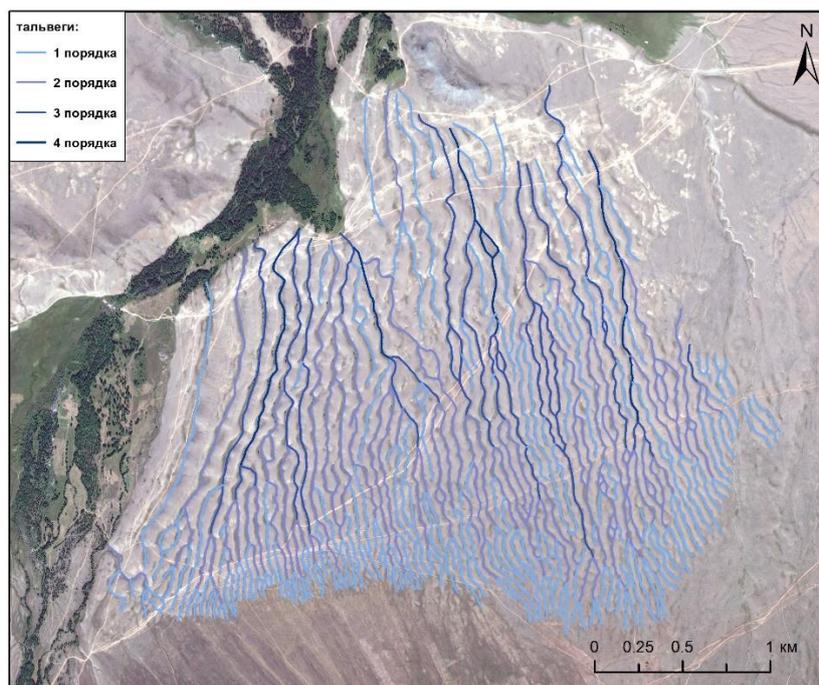


Рис. 4. Грядово-ложбинная перисто-бифуркационная сеть тальвегов 1–4-го порядков

Fig. 4. Ridge-hollow plumy-bifurcation network of thalwegs of 1–4 orders

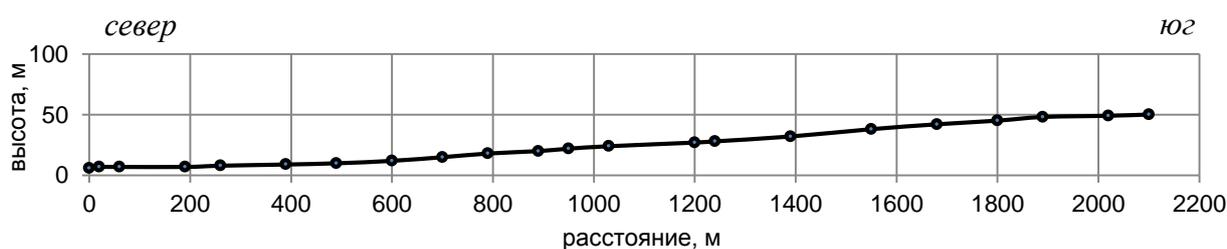


Рис. 5. Характерный уклон продольного профиля тальвегов межгрядовых ложбин

Fig. 5. Typical slope of the longitudinal profile of thalwegs in inter-ridge hollows

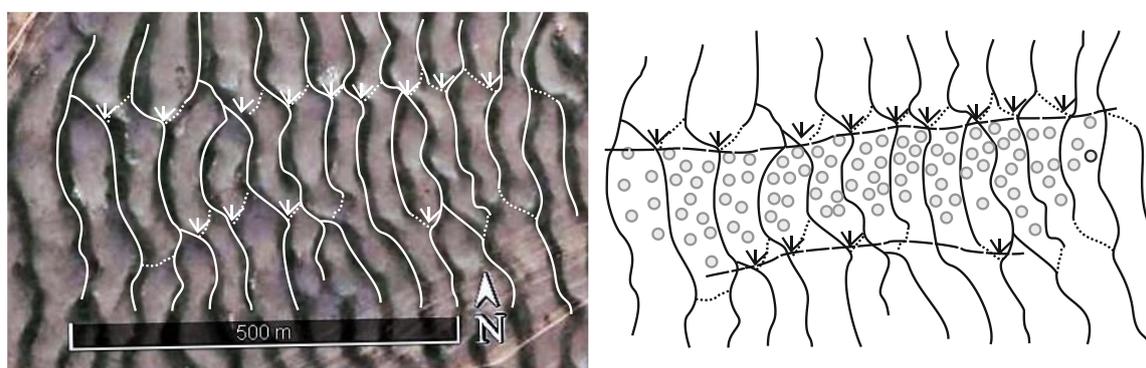


Рис. 6. Два типа бифуркации водотоков (деление потока на два и слияние двух в один) при пересечении ими абразионных уступов в период эрозионно-денудационного вскрытия (откапывания) ложбинно-грядовой морфоскульптуры

Fig. 6. Two types of bifurcation of watercourses (dividing a stream into two and merging two into one) when they cross abrasion ledges during the period of erosion-denudation opening (digging out) of the hollow-ridge morphosculpture

В отложениях преобладает суглинок, в периоды увлажнения размокающий до вязко-пластичной консистенции. Установлено, что данные участки представляют собой реликты конусов выноса, сформировавшиеся на границах пересечения водотоками абразионных уступов.

Геолого-геоморфологическая характеристика северной части Курайского грядово-ложбинного рельефа

Местоположение определяется координатами: 50°10'30.78" с.ш., 87°55'27.56" в.д. Грядово-ложбинный рельеф здесь представлен сочетанием ствольных ложбин 3–4-го порядка и разделяющих их гряд – водоразделов, относительные высоты которых закономерно уменьшаются в восточном направлении. Первые четыре западные гряды, начиная от пограничной с руслом р. Тюте, характеризуются высотой 10–16 м.

На изучавшемся участке высота гряд в направлении запад–восток 50° уменьшается с 5 до 2 м. Соот-

ветственно меняется и ширина по их основанию – от 150 до 50 м. Во всех пяти шурфах вскрывается толща озерных отложений мощностью 0,6–3,0 м, представленная суглинками бурого и светло-серого цвета с горизонтальной слоисто-листоватой текстурой (рис. 7, шурфы 1, 2, слои 2, 4, 6). Пачки плотной тонкослоистой глины мощностью 0,4 м чередуются с маломощными (0,15 м) пачками тонкослоистых алевритов (см. рис. 7, шурф 2). Вся толща в разной степени деформирована криогенными турбациями в результате резких изменений гидротермического режима, что проявляется в текстурах нарушения слоистости в виде изгибания слоев, разрывов и вертикальных смещений (см. рис. 7, шурфы 1 и 2). Первично-горизонтальное напластование с выраженной ритмичностью осадконакопления наблюдается на глубине 2–3 м. В остальных шурфах (4–7) вскрывается подошва тонкослоисто-листоватых озерных отложений, аналогов отложениям, вскрытым в шурфах 1 и 2.

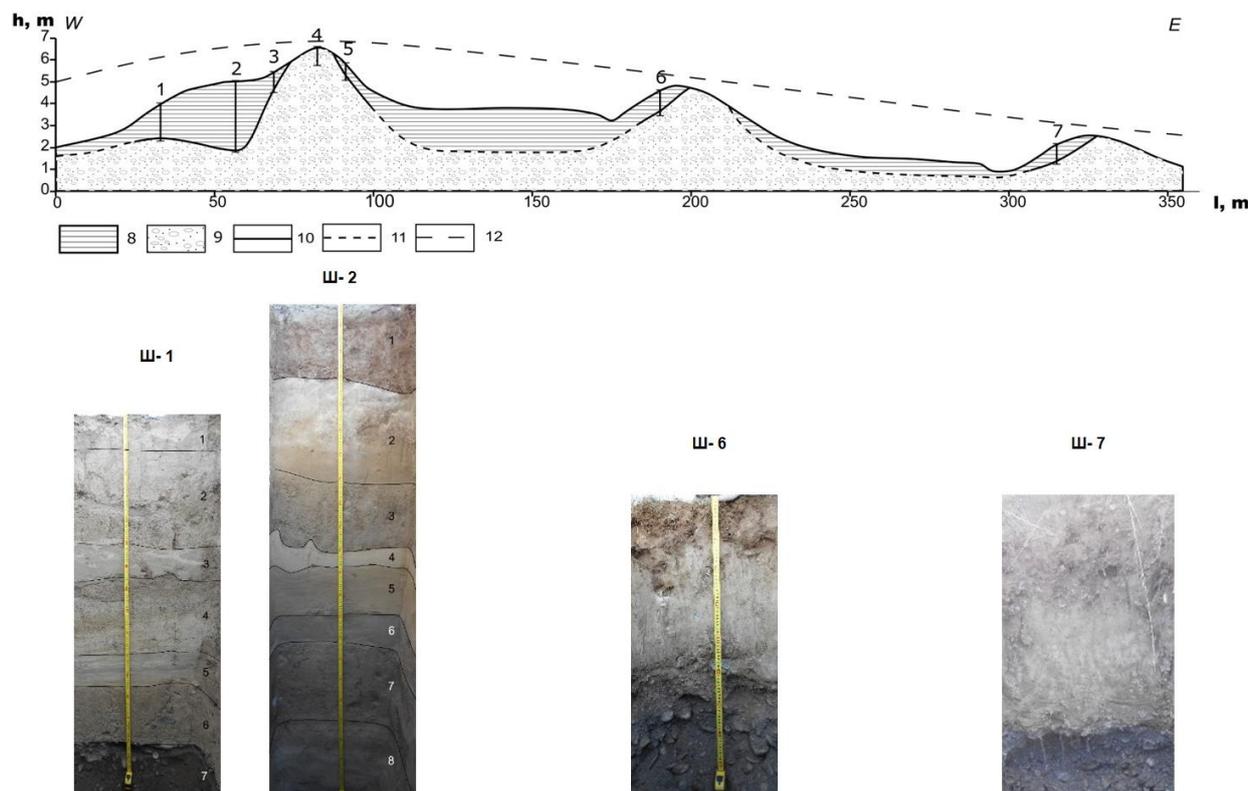


Рис. 7. Инструментальный профиль поверхности «откопанного» грядово-ложбинного рельефа и коррелятных отложений в северной части Курайского грядового поля

1–7 – номера разрезов отложений гряды; 8 – озерные отложения; 9 – ожелезненные валунно-галечниковые отложения флювиально-пролювиальных потоков; 10 – границы слоев достоверные; 11 – границы предполагаемые; 12 – уровень исходной озерно-аккумулятивной равнины с абсолютной высотой 1600 м. Ш-1–Ш-7 – номера шурфов.

Fig. 7. Instrumental profile of the surface of the "dug out" ridge-hollow relief and correlated deposits in the northern part of the Kuray ridge field

1–7 – numbers of sections of deposits of the ridge; 8 – lacustrine deposits; 9 – ferruginous boulder-pebble deposits of fluvial-proluvial flows; 10 – the boundaries of the layers are reliable; 11 – boundaries are assumed; 12 – the level of the initial lacustrine-accumulative plain with an absolute height of 1600 m. Ш-1–Ш-7 - numbers of pits

Южный участок исследования грядово-ложбинного рельефа

Для анализа выбрана ограниченная со всех сторон ложбинами-талъвегами гряда (рис. 8), располагающаяся в точке с координатами: 50°09'45.91" с.ш., 87°54'7.52" в.д., на расстоянии 350 м от эрозионного уступа р. Тюте. Ширина гряды по основанию 40 м, по длинной оси – 85 м, относительная высота по-

дошвы (от уровня тальвегов окружающих ее ложбин) склона западной экспозиции 8,0 м, восточной – 3 м. Гряда имеет выраженную асимметрию – склон западной экспозиции в 2 раза длиннее восточного.

Стратиграфический разрез отложений по поперечному профилю гряды (азимут 50°) составлен на основании вскрытия их четырьмя шурфами глубиной 0,5–1,8 м: два на склоне западной экспозиции и два на восточной.

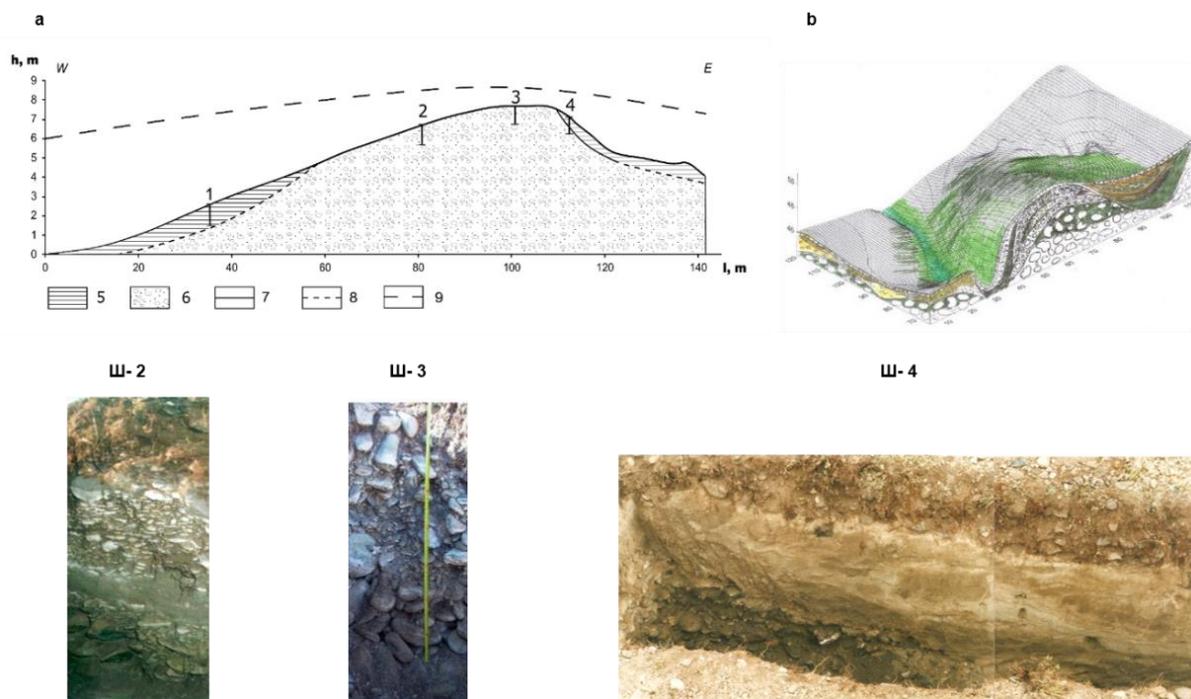


Рис. 8. Южный участок исследования Курайского грядового поля

а – геолого-геоморфологический разрез гряды на южном участке грядово-ложбинного поля; 1–4 – номера разрезов отложений гряды; 5 – реликты несогласно залегающей (с перерывом) толщи покрова озерных отложений, предположительно раннеголоценового возраста; 6 – конседиментационные отложения гряд, представленные слоями преимущественно крупной ожелезненной гальки и валунов с дресвой, с прослоями и линзами отмытого крупнозернистого песка (Ш-2 и Ш-3); 7 – границы слоев установленные и 8 – предполагаемые; 9 – предполагаемая граница поверхности озерно-аккумулятивной толщи; б – блок-диаграмма гряды в разрезе; Ш-1–Ш-4 – номера шурфов

Fig. 8. Southern section of the study of the Kurai ridge field

а – geological and geomorphological section of the ridge in the southern section of the ridge-hollow field; 5 – relics of the unconformably occurring (with a break) stratum of the cover of lacustrine sediments, presumably of Early Holocene age; 6 – consedimentary deposits of ridges, represented by layers of mainly large ferruginous pebbles and boulders with gruss, with interlayers and lenses of washed coarse-grained sand (Ш-2 and Ш-3); 7 – boundaries of layers established and 8 – assumed; 9 – the proposed boundary of the surface of the lacustrine-accumulative strata; б – block diagram of the ridge in the section; Ш-1–Ш-4 – numbers of pits

Гряда сложена преимущественно не дифференцированными по гранулометрической и гидравлической крупности галечниками и валунами (таблица). Геологический разрез отложений гряды интересен тем, что в нем сохранились от денудационного преобразования реликты озерных отложений (разрезы в первом и четвертом шурфах) и базальная толща пролювиальных отложений, сингенетически соответствующих формам их аккумуляции: сочетание рус-

ловых фаций размыва с фациями аккумуляции осадков на бортах русел и разделяющих их поверхностях (отложения, вскрытые вторым и третьим шурфами; см. рис. 8).

Первым шурфом, пройденным в нижней части склона западной экспозиции, на расстоянии 30 м от промоины временного водотока в тальвеге ложбины, вскрыты суглинки светло-коричневого цвета с неясной слоистостью. В сухом состоянии очень плотные,

трудно поддающиеся разрыхлению. Истинная мощность не установлена. Генезис отложений определен как предположительно озерный.

Вторым шурфом (см. рис. 8, ш-2), глубиной 2,0 м, на этом же склоне установлена стратиграфически упорядоченная толща галечников с характерной для русловых аллювиально-пролювиальных отложений косослоистой текстурой. Она представлена слоями крупной и средней гальки с примесью валунов и слоями мелкой и средней гальки и гравия с дресвой. В разрезе отложений выделяется выдержанный слой отмытого сортированного крупнозернистого песка

без включений крупных обломков, гравия и алевритового материала – единственный слой, где обломочные частицы отсортированы по гидравлической крупности, характеризующей паводочный режим руслового потока. Наклон слоев 10°, согласный с уклоном поверхности гряды.

На границе перехода склона в водораздельную поверхность шурфом глубиной 1,7 м (см. рис. 8, ш-3) вскрыты гранулометрически не дифференцированные отложения крупных и средних размеров галечников и валунов с песчано-гравийным заполнителем. Слоистость отложений не выражена.

Гидравлическая крупность ω обломочного материала гряд

Hydraulic fineness ω of clastic material of ridges

Курайское поле гряд, ω , м/с	%	Тюте-Актуринское поле гряд, ω , м/с	%
< 0,12	20	< 0,12	4
0,12–0,15	7	0,12–0,15	2
0,15–0,18	7	0,15–0,18	2
0,18–0,7	6	0,18–0,7	2
0,7–2,7	51	0,7–2,7	40
2,7–3,8	9	2,7–5,0	40

На склоне восточной экспозиции шурфом глубиной 1,2 м (см. рис. 8, ш-4) установлены реликты озерных отложений, представленных плотными суглинками. Все слои деформированы криотурбациями и, возможно, вязкопластическим течением толщи при соответствующем ее увлажнении.

Кроме пелитово-алевритовой структуры и слоистости осадков, к диагностическим признакам их озерного генезиса отнесено наличие ксеновключений глины, видимо, окатыша (см. рис. 8, ш-4), образовавшегося в прибрежной части озера при размыве его палеоберегов. Базальная толща состоит из крупной гальки и валунов с дресвяным и песчаным заполнителем.

Гранулометрический состав отложений и его дифференциация по гидравлической крупности

Как следует из результатов гранулометрического анализа (рис. 9, таблица), доли фракций размером крупной гальки, валунов и глыб с гидравлической крупностью $\omega = 0,7–5,0$ м/с и фракций размером от суглинистых частиц до крупнозернистого песка и щебня с гидравлической крупностью от 0,12 до 0,7 м/с в общей массе обломков примерно равны, что характеризует непостоянство развития эрозионно-аккумулятивных процессов, характерное для временных русловых водотоков.

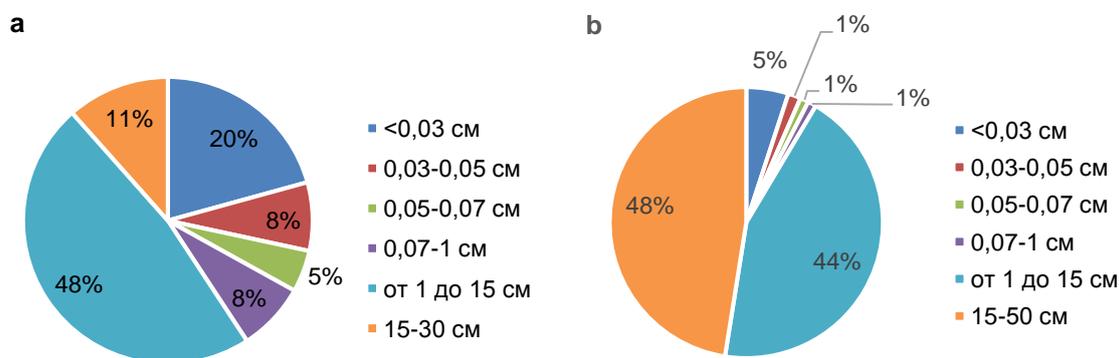


Рис. 9. Гранулометрический состав отложений гряд
 а – Курайское грядовое поле; б – Тюте-Актуринское грядовое поле

Fig. 9. Granulometric composition of the sediments of the ridges
 а – Kuray ridge field; б – Tyute-Akturinsky ridge field

Доля валунов заметно возрастает к нижним частям разрезов отложений, где этот материал преобладает; в его слоях практически отсутствует суглинистый заполнитель. Доля глыбового материала (от 0,5 до 2,0 м и более) в общей массе отложений зависит от близости к моренам: по мере приближения к ним доля глыбового материала заметно возрастает (см. таблицу).

Дифференциация отложений по гидравлической крупности объективно характеризует скорость течения водного потока, необходимую для перемещения и осадконакопления обломочного материала; в период формирования гряд она менялась от 0,12 до 5,0 м/с. Особенно большой скоростью характеризовался поток, формировавший Тюте-Актуринское поле гряд, где для перемещения более 50 % обломочного материала была необходима скорость течения турбулентно-пульсирующего водного потока, превышавшая 3–5 м/с.

Краткая сравнительная характеристика реликтов грядовых комплексов сомнительного генезиса

Полагается, что прорыв ледово-подпрудной плотины обусловил формирование единого водного потока на всем протяжении долины р. Чуи, переходящей затем в долину р. Катунь [Baker, Benito, Rudoy, 1993; Carling, 1996; Herget, 2005]. По мнению упоминаемых исследователей, кроме Курайского поля дюн этой паводковой волной было предопределено образование нескольких «дюнных» полей на граничащих с долиной р. Чуи участках и на террасах р. Катунь.

Нами было проведено экспедиционное обследование всех этих участков: отдельных гряд и их совокупности в низовьях р. Чаган-Узун; на правом берегу р. Чуи в районе пос. Ортолык; гряд на склонах в урочище Баратал на левобережье р. Чуи; исследованы грядовый рельеф в районе озер Кара-Кель и Джангыс-коль, реликты дюнных гряд на левобережных террасах р. Катунь в районе сел Иня (ниже устья р. Чуи), Подгорное и Платово (в нижнем течении р. Катунь).

Проведены рекогносцировочные экспедиционные исследования реликтов дюнного рельефа на высоких (60–80 м) террасах р. Малый Енисей (Ка-Хем) на расстоянии 50 км, от устья реки до участков их распространения в районах сел Суг-Бажи, Бурен-Хем, Кундустуг.

Грядовый рельеф на правом побережье р. Чуи. Согласно [Herget, 2005], «дюнное поле» расположено на правом побережье р. Чуи, в 4 км от с. Ортолык, на выровненной поверхности с абсолютной высотой 1 780–1 900 м (по [Herget, 2005] – 1 820 м), вероятно, древний конус выноса р. Янтерек (правый приток р. Чуи). К северу эта часть поверхности со-

членяется со склонами котловины, где наблюдается морфологически контрастно выраженная серия абразионных уступов, распространяющаяся на север, вплоть до палеограницы Чуйско-Курайского озера на абсолютной высоте 2 133 м. Средний уклон поверхности к современной долине Чуи составляет менее 1°. На характеризуемом автором [Herget, 2005] участке поверхности фрагментарно сохранились очень пологие абразионные уступы.

Равнина сложена продуктами размыва и аккумуляции озерных отложений, представленными суглинками с примесью гравия и мелкой гальки. Главной же характеристикой рельефа, в контексте рассматриваемой проблемы, является безошибочно дешифрируемая на аэрофотоснимках и космических снимках Google Earth серия абразионных ступеней, распространяющаяся по склонам от высоты 2 130 м до 1 760 м (до бортов русла р. Чуи) на всей площади, начиная от долины р. Янтерек и до р. Тобожок [Поздняков, Пупышев, 2019, 2020].

Изложенные факты не оставляют места для возможности образования дюнного поля на дне высокоскоростного потока. Потому и отсутствуют следы эрозионно-аккумулятивной деятельности потока, мчавшегося со скоростью 4,8 м/с (скорость, достаточная для перемещения глыб) и создавшего гряды высотой 4 м. Если согласиться с [Herget, 2005], то характеризуемые валы (предполагаемые реликты флювиальных дюн) сформировались до существования озерного бассейна, и их генетическая связь с озером противоречит выдвинутой им же идее.

Генезис «дюнного поля» Чаган-Узуна. Как утверждает [Herget, 2005], «дюнное поле» расположено на расстоянии 1,4 км от устья р. Чанан-Узун, на ее правом побережье, на абсолютной высоте 1 760 м. На местности (по нашим данным) участок рельефа представляет собой сочетание лощин и валов, относительное превышение которых над днищами уменьшается в соответствии с генеральным уклоном от 23,0 до 6,3 м. Автор [Herget, 2005] назвал их двумерными антидюнами, позднее модифицированными водным потоком в дюны, формировавшиеся на дне потока глубиной 50–80 м, движущегося со скоростью 7 м/с. Каких-либо данных о характеристике отложений, слагающих «дюнно-антидюнные» формы, не приводится. Не заметили никаких следов и мы. Однако если бы на рассматриваемом участке действительно существовал водный поток с указанными гидродинамическими характеристиками (скорость течения – 7 м/с!), то поле его эрозионно-аккумулятивной деятельности, несомненно, было бы четко ограниченным и представляло собой глыбово-валунный покров типа каменной мостовой.

Поле дюн в урочище Баратал (рис. 10). Абсолютная высота места расположения – 1 720 м. Автор [Herget, 2005] уверенно полагает, что грядовый рельеф состоит из двумерных дюн, сформированных спиллвеем – водосливом (spillway), якобы образовавшимся на противоположном склоне и по инерции «высочившим» на исследуемый склон (направление спиллвея показано стрелкой). Параметры водного потока-спиллвея: высота гряд – 2 м; диаметр слагающих гряды обломков – 12 см; протяженность поля в поперечном сечении – 150 м, в продольном – 350 м.

Заключение о генезисе: отсутствие следов эрозионной деятельности «спиллвея», несоразмерность морфометрических характеристик гряд и скорости течения предполагаемого потока и прочее не позво-

ляют согласиться с мнением автора [Herget, 2005]. Наиболее вероятно, что происхождение Баратальских гряд связано с развитием струйного смыва частиц и формированием ложбин стока – делей. На рис. 10, б показан пример широко распространенных грядовых эрозионно-денудационных морфоскульптур, формирующихся по типу делей на склонах Катунских террас.

«Дюнное поле» Караколь (рис. 11) располагается в относительно замкнутой ландшафтной системе урочищ Ештыкколь. Центральное место в ней занимают аккумулятивная равнина с уклоном поверхности к центру впадины 0,00050 (измерено по карте масштаба 1:50000), и озера Джангысколь (абс. высота 1 752 м) и Караколь (абс. высота 1 872 м).

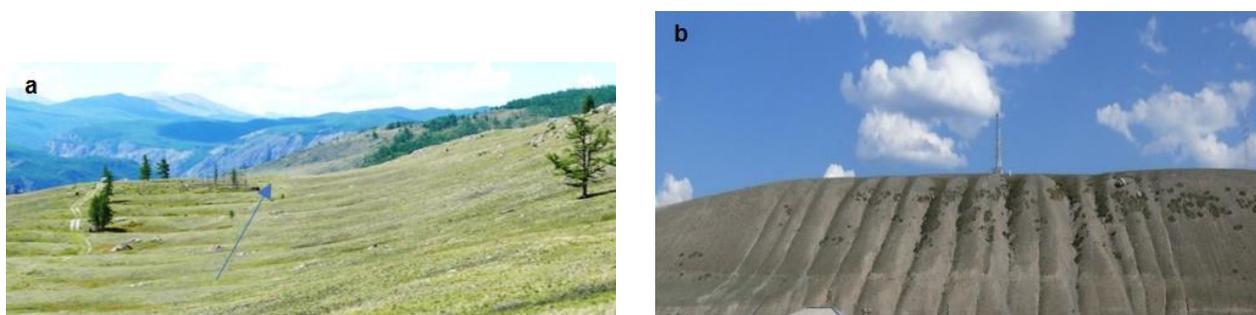


Рис. 10. Склоны террас р. Катунь, с. Иня

а – Баратальское «дюнное поле», якобы сформировавшееся «спиллвеем» [Herget, 2005], стрелкой показано направление потока; б – делли, характерная морфорскульптура ложбин стока

Fig. 10. The slopes of the alluvial terrace's river Katun, vil. Inya

а – Baratal "dune field", allegedly formed by a "spillway" [Herget, 2005], the arrow shows the direction of the flow; б – dell, typical landforms of water flows



Рис. 11. Криогенные сортированные каменные полосы в окрестностях оз. Караколь («дюнное поле» [Herget, 2005])

а – общий вид в плане; б – вид вкрест простирания гряд; с – гранулометрический состав отложений: дресва, мелкий и крупный щебень – 80 % и обломки до 15 см по длинной оси – 20 %

Fig. 11. Cryogenic sorted stone strips near Karakol lake (“dune field” [Herget, 2005])

а – general view in plan; б – profile view of the ridges; с – granulometric composition of deposits: gruss, small and large rubble – 80 % and clasts up to 15 cm along the long axis – 20 %

Разница в абсолютной высоте двух частей котловины составляет 120 м. Каракольская и Джангызкольская части котловины разделены поперечным выступом коренных пород в виде вала с наименьшей высотой 1 930 м. Микро- и мезорельеф днища котловины характеризуется сочетанием криогенных форм рельефа в широких их генетических модификациях [Рэй и др., 2007]: морозная сортировка, криогенный крип, морозобойное растрескивание; термокарст, пучение и наледообразование; криогенное (морозное) выветривание и др.

Морфоскульптура грядового поля представляет собой пример хорошо изученных процессов криогенной структурной упорядоченности обломочного материала, происходящей ввиду резких перепадов температур с переходом через ноль в соответствующих климатических условиях. Вскрытые нами отложения гряд представлены деятельным слоем формирующихся каменных полос, состоящих из щебня с дресвой, мощностью до 0,7 м. Следы эрозионного коридора, соединявшего гипотетический водный поток с Каракольской, Джангызкольской и Курайской котловинами, отсутствуют. Согласно теории динамической геологии, геоморфологии и гидродинамики, днище водного потока глубиной 20–25 м, движущегося со скоростью 5,5 м/с, должно быть выслано перлювием и ограничено скальными склонами. Фактических данных, объективно подтверждающих постулаты автора [Herget, 2005], нами не обнаружено.

Заключение

В результате проведенных исследований установлено, что грядовый рельеф Курайской котловины сложен не однородной косослоистой гравийной толщей, как утверждалось ранее [Бутвиловский, 1993; Carling, 1996; Рудой, 2005; Carling, Bristow, Litvinov, 2016], а совокупностью гетерогенных с резким несогласием сочленяющихся отложений. Горизонтально залегающие алевритопелитовые с тонкослоисто-листоватой текстурой отложения представляют собой реликты озерно-аккумулятивного покрова, облекавшего подстилаемую поверхность грядово-ложбинного рельефа.

Валунно-галечниковая толща по текстуре слоистости, гранулометрическому составу и отсутствию сортировки по гидравлической крупности типична для аллювиальных и флювиогляциальных русловых потоков с паводковым режимом осадконакопления.

Слоистость в отложениях гряд характеризует многоактный конседиментный процесс – синхронно происходившие осадконакопление и формирование русел, что типично для потоков с паводковым режимом.

Динамика гряды (дюны) – суть движения деформируемого твердого тела [Поздняков, Окишев, 2002;

Поздняков, 2013], состоящего из совокупности обломков различной крупности. За один период времени гряда перемещается на расстояние, равное ее длине по основанию. С увеличением количества периодов перемещения гряды возрастает степень сортированности слагающих ее частиц по размеру и гидравлической крупности. Курайские дюны сложены несортированным по гидравлической крупности и гранулометрически не дифференцированным материалом.

Одним из критериев отнесения гряд к категории подвижных русловых форм является характеристика их асимметрии, определяющаяся соотношениями скорости потока, гидравлической крупности и размеров обломков. Наклон дистальной части склона гряды, ориентированной навстречу течению водного потока, тем меньше, чем больше скорость течения. При высокой скорости течения, когда относительная высота движущегося слоя обломков приближается к среднему размеру их диаметра (на грани перехода в гладкую фазу наклон приближается к нулю), гряда исчезает. И наоборот, с уменьшением скорости течения водного потока при соответствующем уменьшении крупности обломков возрастают численные параметры гряды, увеличивающие наклон ее дистальной части и высоту дюны. Такие гряды типичны для глубоких водных потоков с медленным течением и влекомым песчаным материалом.

Установленные нами структурно-текстурные закономерности строения коррелятных отложений гряд дают основание относить их к фациям русловых флювио-гляциально-пролювиальных отложений наземных дельт (конусов выноса рек) рек Тюте и Актру. Благоприятные условия для их формирования создаются в переходных зонах сочленения горных долин с зонами устойчивой аккумуляции в межгорных котловинах. Диагностическими признаками фации пролювиальных отложений являются слабовыраженная слоистость и отсутствие дифференциации обломочного материала по размерам и гидравлической крупности. А наличие в данных отложениях прослоев грубозернистого песка, формировавшихся на спаде транспортирующей способности водотоков, кроме прочего, свидетельствует об образовании отложений в водотоках с резко выраженным паводочным (пиковым) режимом расходов воды.

В действительности грядово-ложбинный рельеф представляет собой откопанную геоморфологическую крипоструктуру, образовавшуюся в период, предшествующий формированию озера и озерного осадконакопления. Данное обстоятельство отрицает и возможность образования гряд в высокоскоростном (до 6–10 м/с) потоке глубиной 400 м, инициированном разрушением ледовой плотины.

Какие-либо следы эрозионно-аккумулятивной деятельности гиперболизированного водоворота на всей детально изученной территории Чуйско-Курайской котловины отсутствуют. Нет и следов колоссальной эрозионной работы постулируемого исследователями [Рудой, 2005; Инишев и др., 2015] транзитного потока.

Кроме того, принципиально важное значение имеет гидродинамическая несовместимость синхронного формирования в ограниченном стенками (в данном случае склонами) водном бассейне морфоскульптур вследствие абразии и эрозионно-аккумулятивных бегущих гряд – «ряби течения». Необходимым условием для первых (абразии) является энергия ветровых волн, а для бегущих гряд – высокоскоростные турбулентно-пульсационные струйные течения. Существование абразионно-аккумулятивной морфоскульптуры на склонах котловин – неопровержимый факт, объективно отрицающий возможность образования дюн на поверхности днища котловин.

Не подтверждаются и выводы предшественников [Рудой, 2005; Инишев и др., 2015; Bohorquez, Carling, Herget, 2016; Bohorquez, Jimenez-Ruiz, Carling, 2019] о широком распространении грядово-дюнных форм рельефа в Чуйской и Курайской котловинах и на прилегающих к ним участках. Их генезис связан с криогенно-гидротермическим структурированием обломочного материала, что сопровождалось образованием морфологически выраженных каменных полос, гомоморфных русловым дюнным грядам.

Палеогеографическая история развития процессов. Можно полагать, что в кратковременный период доозерного этапа (видимо, на переходе от плейстоцена к голоцену) реки Тюте и Актру характеризовались паводочным режимом с пиковыми расходами воды в летний период. В результате на равнинной поверхности днища Курайской котловины формировались наземные дельты, сложенные крупногалечниковым и валунным материалом. Рельеф наземных дельт представлял собой сложную, пересеченную

густой сетью русел поверхность с относительным превышением высот 3–5 м и более.

На озерном этапе формирования водного бассейна (видимо, с начала голоцена до его середины) процессы осадконакопления были связаны с сезонными ритмами: зимой тяжелые суглинки и глина с единичными включениями валунов и гальки – результат ледового переноса в период ледоходов; в абляционный период (летом) поверхность наземных дельт покрывалась тонкозернистыми алевритистыми песками.

Окончательное формирование грядового рельефа началось в период понижения уровня озера, когда на обнажающейся поверхности склонов и днища котловин образовывалась абразионно-аккумулятивная морфоскульптура – комплекс террас, ограниченных абразионными уступами. А с понижением озера до уровня 1 500–1 700 м осушались затопленные долины рек Тюте и Актру, в их устьях закладывались временные водотоки – зачатки новых наземных дельт. На поверхности аккумулятивной равнины ими была создана эрозионно-ложбинная сеть, осуществлявшая эрозионно-селективное откапывание валунно-галечниковых гряд. Базисом эрозии водотоков служил постепенно понижавшийся уровень озера, в результате чего по линиям абразионных уровней формировались аккумулятивные конусы выноса, игравшие роль управляющего фактора бифуркации водотоков. На эрозионно-абразионное моделирование рельефа накладывался процесс криогенного структурирования грунтов.

Закономерности динамики ледово-подпрудных озерных бассейнов сами по себе имеют научно-познавательную значимость. Однако меньшую научно-теоретическую и прикладную важность в этом многофакторном явлении представляет инициируемое им образование морфолитогенетически разнородных морфоскульптур в абразионном и эрозионном циклах на стадиях формирования и деградации озерного бассейна.

Список источников

- Альтшуль А.Д., Калицун В.И., Майрановский Ф.Г., Пальгунов П.П. Примеры расчетов по гидравлике. М. : Стройиздат, 1977. 255 с.
- Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1993. 253 с.
- Инишев Н.Г., Рудой А.Н., Земцов В.А., Вершинин Д.А. Первая компьютерная модель течений в межгорной котловине при сбросе ледниково-подпрудного озера (на примере Курайской котловины, Горный Алтай) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461, № 2. С. 220–222.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Труды ВАГТ. 1958. Вып. 4. С. 79–91.
- Поздняков А.В. Географическое русловедение и морфодинамика речных русел (к выходу в свет монографии Р.С. Чалова) // География и природные ресурсы. 2013. № 4. С. 177–181.
- Поздняков А.В. Обратимая самоорганизация продольного профиля водотока циклоидального типа (экспериментальные исследования) // Теория и методы современной геоморфологии : материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Симферополь, 2016. С. 101–106.

- Поздняков А. В. Самонамораживание ледово-подпрудной плотины – алгоритм саморегуляции // География и природные ресурсы. 2019. № 2. С. 10–18.
- Поздняков А.В., Окишев П.А. Механизм формирования донных гряд и возможный генезис «гигантской ряби» Курайской котловины Алтая // Геоморфология. 2002. № 1. С. 82–90.
- Поздняков А.В., Пупышев Ю.С. Континуально-дискретный режим деградации Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера // Геосферные исследования. 2020. № 1. С. 56–65. DOI: 10.17223/25421379/14/4
- Поздняков А.В., Пупышев Ю.С. Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро в стадиях формирования и деградации // Вестник СГУГиТ. 2019. Т. 24, № 2. С. 238–247.
- Поздняков А.В., Хон А.В. К методике оценки расходов воды в Чуйско-Курайском ледово-подпрудном озере в стадии деградации // Успехи современного естествознания. 2018. № 1. С. 130–135.
- Поздняков А.В., Хон А.В. О генезисе «гигантской ряби» в Курайской котловине Горного Алтая // Вестник Томского государственного университета. 2001. № 274. С. 24–33.
- Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск : Изд-во Том. пед. ун-та, 2005. 224 с.
- Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение) // Материалы гляциологических исследований. 2006. Вып. 101. С. 24–48.
- Рэй Р.Д., Кранц У.Б., Кейн Т.Н., Ганн Р.Д. Модель сортированных правильными (регулярными) фигурами грунтов : пер. с англ. // Вестник кибернетики. 2007. № 6. С. 55–76.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., Moska P. Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // Earth Sci. Rev. 2020. V. 205. P. 103183. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103183
- Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N. Palaeogidrology of late Pleistocene Superflooding, Altai Mountains, Siberia // Science. 1993. V. 259. P. 348–350.
- Bohorquez P., Carling P.A., Herget J. Dynamic simulation of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia. // Int. Geol. Rev. 2016. V. 58 (14). P. 1795–1817. DOI: 10.1080/00206814.2015.1046956
- Bohorquez P., Jimenez-Ruiz P.J., Carling P.A. Revisiting the dynamics of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia // Earth Sci. Rev. 2019. V. 197. Art. 102892. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.102892
- Carling P.A. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia // Sedimentology. 1996. V. 46. P. 647–664.
- Carling P.A., Bristow C.S., Litvinov A.S. Ground-penetrating radar stratigraphy and dynamics of megaflood gravel dunes // Journal of the Geological Society. 2016. V. 173 (3). P. 550–559.
- Herget Jü. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. Boulder, CO, 2005. 118 p. (The Geological society of America; special paper 386).
- Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop R.K. Altai megafloods – The temporal context // Earth Sci. Rev. 2020. V. 200. P. 102995. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.102995
- Margold M., Jansen J.D., Codilean A.T., Preusser F., Gurinov A.L., Fujioka T., Fink D. Repeated megafloods from glacial Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60,000 years // Quaternary Science Reviews. 2018. 187. P. 41–61. DOI: 10.1016/J.QUASCIREV.2018.03.005
- Pardee J.T. The glacial Lake Missoula, Montana // J. Geol. 1910. V. 18. P. 376–386.
- Smith L.N., Sohbat R., Buylaert J.P., Lian O.B. Murray A., Jain M. Timing of lake-level changes for a deep last-glacial Lake Missoula: optical dating of the Garden Gulch area, Montana, USA // Quaternary Science Reviews. 2018. V. 183. P. 23–35. DOI: 10.1016/J.QUASCIREV.2018.01.009
- Schuster R., Alford D. Usui landslide dam and Lake Sarez, Pamir Mountains, Tajikistan // Environmental and Engineering Geoscience. 2004. V. 10 (2). P. 151–168.

References

- Altshul A.D., Kalitsun V.I., Mayranovsky F.G., Palgunov P.P. *Primery raschetov po gidravlike* [Examples of calculations for hydraulics]. Moscow: Stroyizdat, 1977. 255 p. In Russian
- Butvilovskiy V.V. *Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golotsena Altaya: sobytiyno-katastroficheskaya model'* [Paleogeography of the last glaciation and Holocene of Altai: event-catastrophic model]. Tomsk: TSU, 1993. 253 p. In Russian
- Inishev N.G., Rudoy A.N., Zemtsov V.A., Vershinin D.A. The first computer model of currents in the Kurai intermountain basin, Altai, under release of a glacial-dammed lake // Doklady Earth Sciences. 2015. 461(1), pp. 283–285. doi.org/10.1134/S1028334X15030125
- Lungersgauzen G.F., Rakovets O.A. *Nekotorye novye dannye o stratigrafii tretichnykh otlozheniy Gornogo Altaya* [Some new data on stratigraphy of tertiary deposits of the Altai Mountains] // Trudy VAGT. 1958. No. 4. pp. 79–91. In Russian
- Pozdnyakov A.V. *Geograficheskoe ruslovedenie i morfodinamika rechnykh rusel (k vykhodu v svet monografii R.S. Chalova)* [Geographical channels studies and morphodynamics of river channels (to the publication of the monograph by R.S. Chalov)] // Geografiya i prirodnye resursy. 2013. No. 4. pp. 177–186. In Russian
- Pozdnyakov A.V. *Obratimaya samoorganizatsiya prodol'nogo profilya vodotoka tsikloidal'nogo tipa (eksperimental'nye issledovaniya)* [Reversible self-organization of the longitudinal profile of the watercourse of cycloidal type (experimental studies)] // Theory and methods of modern geomorphology: Proceedings of XXXV Plenum of the Geomorphological Commission of RAS. Simferopol. 2016. pp. 101–106. In Russian
- Pozdnyakov A.V. Self-Freezing of the Ice Dam: The Self-Regulation Algorithm // Geography and Natural Resources. 2019. 40(2). pp. 180–186. doi: 10.1134/S1875372819020112

Pozdnyakov A.V., Okishev P.A. *Mekhanizm formirovaniya donnykh gryad i vozmozhnyy genesis "gigantskoy ryabi" Kurayskoy kotloviny Altaya* [The mechanism of formation of bottom ridges and the possible genesis of the «giant ripples» of the Kurai basin of Altai] // *Geomorfologiya*. 2002. No. 1. pp. 82–90. In Russian

Pozdnyakov A.V., Pupyshev Y.S. Continuous discrete mode of degradation of the Chuya-Kuray ice-dammed lake // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2020. No. 1. pp. 56–65. DOI: 10.17223/25421379/14/4

Pozdnyakov A.V., Pupyshev Yu.S. *Chuysko-Kurayskoe ledovo-podprudnoe ozero v stadiyakh formirovaniya i degradatsii* [Chuya-Kuray ice-dammed lake at the stages of formation and degradation] // *Vestnik SGUGiT*. 2019. 24. No. 2. pp. 238–247. In Russian

Pozdnyakov A.V., Khon A.V. *K metodike otsenki raskhodov vody v Chuysko-Kurayskom ledovo-podprudnom ozere v stadii degradatsii* [To the methodology of estimation of water expenditures in the Chuya-Kuray ice-dammed lake in the stage of degradation] // *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. 2018. No. 1. pp. 130–135. In Russian

Pozdnyakov A.V., Khon A.V. *O genezise "gigantskoy ryabi" v Kurayskoy kotlovine Gornogo Altaya* [About the genesis of “giant ripple bars” in Kuray basin, Altai Mountains] // *Tomsk State University Journal*. 2001. No. 274. pp. 24–33. In Russian

Rudoy A.N. *Gigantskaya ryab' techeniya (istoriya issledovaniy, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie)* [Giant Current Ripples (history of research, diagnostics, paleogeographic significance)]. Tomsk: TSPU. 2005. 224 p. In Russian

Rudoy A.N. *Gigantskaya ryab' techeniya (istoriya issledovaniy, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie)* [Giant Current Ripples (history of research, diagnostics, paleogeographic significance)] // *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. 2006. V. 101. pp. 24–48. In Russian

Rey R.D., Krants U.B., Keyn T.N., Gann R.D. *Model' sortirovannykh pravil'nymi (regulyarnymi) figurami gruntov (perevod s angliyskogo)* [Model of soils sorted by regular (regular) shapes (translated from English)] // *Vestnik kibernetiki*. 2007. No. 6. pp. 55–76. In Russian

Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., Moska P. Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // *Earth Sci. Rev.* 2020. V. 205. p. 103183. doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103183

Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N. Palaeogidrology of late Pleistocene Superflooding, Altai Mountains, Siberia // *Science*. 1993. V. 259. pp. 348–350.

Bohorquez P., Carling P.A., Herget J. Dynamic simulation of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia // *Int. Geol. Rev.* 2016. V. 58 (14). pp. 1795–1817. doi.org/10.1080/00206814.2015.1046956

Bohorquez P., Jimenez-Ruiz P.J., Carling P.A. Revisiting the dynamics of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia // *Earth Sci. Rev.* 2019. V. 197. p. 102892. doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102892

Carling P.A. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia // *Sedimentology*. 1996. V. 46. pp. 647–664.

Carling P.A., Bristow C.S., Litvinov A.S. Ground-penetrating radar stratigraphy and dynamics of megaflood gravel dunes // *Journal of the Geological Society*. 2016. V. 173 (3). pp. 550–559.

Herget J. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. *The Geological society of America, Special Paper 386*. Boulder, Colorado, USA. 2005. 118 p.

Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop R.K. Altai megafloods – The temporal context // *Earth Sci. Rev.* 2020. V. 200. p. 102995. doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102995

Margold M., Jansen J.D., Codilean A.T., Preusser F., Gurinov A.L., Fujioka T., Fink D. Repeated megafloods from glacial Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60,000 years // *Quaternary Science Reviews*. 2018. 187. pp. 41–61. doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2018.03.005

Pardee J.T. The glacial Lake Missoula, Montana // *J. Geol.* 1910. V. 18. pp. 376–386.

Smith L.N., Sohbaty R., Buylaert J.P., Lian O.B., Murray A., Jain M. Timing of lake-level changes for a deep last-glacial Lake Missoula: optical dating of the Garden Gulch area, Montana, USA // *Quaternary Science Reviews*. 2018. V. 183. pp. 23–35. doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2018.01.009

Schuster R., Alford D. Usoi landslide dam and Lake Sarez, Pamir Mountains, Tajikistan // *Environmental and Engineering Geoscience*. 2004. 10(2). pp. 151–168.

Информация об авторах:

Поздняков А.В., доктор географических наук, профессор, главный научный сотрудник, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: synergeia.pol@gmail.com

Пупышев Ю.С., аспирант, младший научный сотрудник, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: pupyshev95@mail.ru

Пучкин А.В., кандидат географических наук, научный сотрудник, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН; доцент, кафедра краеведения и туризма, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: burabay@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Pozdnyakov A.V., Dr. Sci. (Geography), Chief Researcher, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: synergeia.pol@gmail.com

Pupyshev Y.S., graduate student, Junior Researcher, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: pupyshev95@mail.ru

Puchkin A.V., Cand. Sci. (Geography), Researcher, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS; Associate Professor, Department of Local History and Tourism, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: burabay@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 27.11.2021; одобрена после рецензирования 15.01.2022; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 27.11.2021; approved after reviewing 15.01.2022; accepted for publication 14.06.2022

Научная статья

УДК 551.1/4:551.583.13

doi: 10.17223/25421379/23/10

ЦИКЛЫ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ И ДИНАМИКА БОЛОТООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ



Юлия Ивановна Прейс¹, Наталья Николаевна Чередыко²

^{1,2} *Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия*

¹ *preisyui@rambler.ru*

² *atnik3@rambler.ru*

Аннотация. Исследуется согласованность отклика болот разных зон / подзон Западной Сибири на изменения палеоклимата. С применением гармонической модели вывлнено, что независимо от болота их режимы изменялись циклично с периодами около 200, 500, 800, 1 000, 1 500–1 900, 2 400 лет. Характеристики соответствующих гармоник на разных ключевых участках в большей степени согласованны, их периоды соответствуют характерным временным масштабам влияния внешних факторов, таких как солнечная активность.

Ключевые слова: торфяной разрез, палеозотоп, гидротермический режим, прирост торфа, цикличность, Западная Сибирь

Источник финансирования: Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской академии наук в рамках государственного задания Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, проект № 121031300155-8.

Для цитирования: Прейс Ю.И., Чередыко Н.Н. Циклы солнечной активности и динамика болотообразовательного процесса Западной Сибири в голоцене // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 162–177. doi: 10.17223/25421379/23/10

Original article

doi: 10.17223/25421379/23/10

CYCLE OF SOLAR ACTIVITY AND DYNAMICS OF THE SWEET FORMATION PROCESS IN WESTERN SIBERIA IN HOLOCENE

Yulia I. Preis¹, Natalia N. Cheredko²

^{1,2} *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia*

¹ *preisyui@rambler.ru*

² *atnik3@rambler.ru*

Abstract. Different landscapes have different responses to climate change. Reconstructions based on information in peat can represent most of the Holocene and are informative. It is known that the leading external factor in natural objects changes is climatic, and during the Holocene there were significant long-term and short-term fluctuations in temperature and moisture conditions. Solar activity is called one of the main factors regulating the paleoclimate. The goal of this work was to study the coherence of the reaction of bog paleophytocenoses in different zones / subzones of Western Siberia to global climatic changes in paleocycles of solar activity.

We used a harmonic model. We found that, regardless of the studied peat sections, their regimes changed cyclically with periods of about 200, 500, 800, 1000, 1500–1800, 2400 years. The time scale of these cycles corresponds to the known characteristic periods of paleoclimate fluctuations. They are consistent with the scale of solar activity variability in the Holocene. The scale of the identified cycles also coincides with the cycles identified for the bogs in other regions of the Northern Hemisphere. This indicates that planetary-scale factors affect the evolution of swamps in Western Siberia in different zones / subzones. This also confirms the indicator potential of the used swamp-forming process characteristics for climatic reconstructions. To the greatest extent in Western Siberia, regardless of the zone and subzone, the swamp-forming process is characterized by fluctuations in the main global cycle of the Holocene, about 1500 years, and also in a cycle of about 1000 years.

The time course of harmonics for the processes of swamp formation in the zones of middle taiga and forest-steppe is more consistent. For the southern taiga, harmonics are in antiphase with harmonics of the same name for other zones / subzones, most often. In our opinion, this pattern is due to a more significant influence of paleocryogenic processes on the dynamics of southern

taiga bogs than bogs of middle taiga and forest-steppe. This is an investigation of the earlier transformation of middle taiga bogs to the oligotrophic stage of development. Because of this, they acquired more powerful buffering properties. In the forest-steppe bogs, there was less activity of paleocryogenic processes, because they developed in warmer climatic conditions.

The revealed patterns confirm a more sensitive response of southern taiga bogs to climate changes and their high indicator significance for paleoreconstructions. There is a consistency of fluctuations in the evolution of natural objects and system-regulating factors external to them. Regularities of regional asynchrony were also revealed. Of course, from cycle to cycle and for different peat sections, the characteristics of the harmonics may vary somewhat: period and amplitude. In addition, natural objects, including swamps, are evolving systems. They refract the response to the external factors influence, depending on the stage of their development and state significantly. If there is an assumption about the persistence of the revealed patterns, they can be used to develop and refine the reconstructions of the climate in Western Siberia and the Northern Hemisphere. This can be the basis for climate prediction.

Keywords: peat section, paleoecotope, hydrothermal regime, peat growth, cyclicality, Western Siberia

Source of financing: The Russian Academy of Sciences provided financial support to this study as part of the state assignment of the IMCES SB RAS № 121031300155-8.

For citation: Preis, Yu.I., Cheredko, N.N. (2022) Cycle of Solar activity and dynamics of the sweet formation process in Western Siberia in Holocene. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 162–177. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/10

Введение

Актуальность проблемы современного изменения климата только усиливается, а неопределенности его причин не снижаются, несмотря на колоссальный труд большого числа ученых. Отклик разных ландшафтов различен. Медленно развивающиеся последствия потепления сложно диагностируемы и предсказуемы. Региональные температурные тенденции могут быть противоположны глобальным. Все эти проблемы подтверждают высокую мировую научную значимость любого регионального палеоклиматического исследования, так как длительность инструментальных наблюдений за климатом ограничена серединой XX в. для большей части территории планеты. Для палеорекострукций привлекаются разнообразные природные архивы, ведутся активные поиски оптимальных базовых объектов, способов усовершенствования методов их датирования и новых высокочувствительных индикаторов гидротермического режима палеоклимата. Торфяные отложения являются одним из основных объектов для реконструкций и моделирования развития болотных, лесных ландшафтов и на этой основе изменений климата, баланса углерода и потоков вещества. Палеорекострукции, построенные на основе информации, содержащейся в торфах, могут охватывать большую часть голоцена и хорошо согласуются с реконструкциями, полученными с использованием других косвенных климатических индикаторов [Swindles et al., 2012].

Болотные ландшафты занимают и занимали на протяжении всего голоцена значительную часть территории Западной Сибири, крупнейшего в мире торфяного бассейна, что делает болотообразовательный процесс мощным средообразующим фактором в ре-

гионе. Здесь распространены болота разного типа и возраста, в том числе олиготрофные раннеголоценовые. Известно, что ведущим внешним фактором изменения природных объектов является климатический, а в течение голоцена происходили значительные долговременные и кратковременные колебания тепло-влажностных условий. В каждой ландшафтной зоне возможны своя специфика и сложный опосредованный отклик на климатические события разных масштабов. Понимание и количественная оценка этого отклика являются одной из основ успешности моделирования и прогноза климатических изменений, главным образом естественных, а также влияния факторов, их регулирующих. Глобальная природная ритмика, обусловленная космическими факторами, достаточно хорошо изучена, и определены ее основные количественные параметры, но знания как о проявлении ее в различных регионах, так и о ее влиянии на динамику природных объектов этих регионов недостаточны.

При исследовании отклика болотных экосистем Западной Сибири на изменения климата голоцена обозначается ряд проблем. Во-первых, неоднозначность данных имеющихся реконструкций климата по некоторым периодам голоцена и в целом по региону, и по его зонам. Это создает сложности интерпретации зависимости динамики болот от климата. Одна из причин такой неоднозначности – широкое распространение неоднократных прекращений торфонакопления как в периоды аридизации климата, так и под влиянием криогенных процессов в периоды глобальных похолоданий [Прейс, Курьина, 2012; Прейс, 2015а, 2015б, 2016]. Однако при построении реконструкций не учитываются происходящие при этом потери спорово-пыльцевых спектров, что вносит искажения. Во-вторых, для данного региона

необходима валидация широко используемых в мире индикаторов гидротермического режима болотных экотопов, значимость которых определена преимущественно для регионов с морским и умеренно-континентальным климатом. Кроме того, разные фазы развития болот могут соответствовать разной иерархии глобальных циклов климата, что также затрудняет интерпретацию. Отклик болот Западной Сибири на конкретные климатические события голоцена еще недостаточно изучен. При этом отсутствует единое мнение и о характере гидротермического режима некоторых из данных событий. Это может быть обусловлено как раз недоучетом особенностей влияния регионального континентального климата на базовый объект реконструкций – торфяные отложения.

Многие исследования показали наличие значительных колебаний климата в голоцене, часть которых имеет статус глобальных [Bond et al., 1997; Wanner et al., 2008; Swindles et al., 2012]. Большая часть периодов колебаний климата, а также эволюции природных объектов согласуется с известными гелиогеофизическими циклами. Доминирующей гипотезой изменчивости климата в масштабах от нескольких десятилетий до тысячелетнего являются изменения в поступлении солнечной энергии, хотя остается неопределенность в величине вклада этого фактора [Wanner et al., 2008]. Показано, что колебания температуры в голоцене почти совпадают или отстают до нескольких десятилетий от колебаний солнечной радиации [Xu et al., 2014], которые модулируются изменениями солнечной активности.

Основным циклом голоцена называют цикл порядка 1 500–2 000 лет. Гипотеза о циклических изменениях климата такого масштаба получила существенное развитие в работах А.В. Шнитникова в виде стройной теории о внутривековой и многовековой изменчивости климата и общей увлажненности материков Северного полушария [Шнитников, 1957]. Еще ранее цикличность такого порядка была объяснена О. Петерсоном [Pettersen, 1914] почти периодическими вариациями глобальных океанических приливных сил интервалом около 1 800 лет, вызванных резонансами в периодических движениях Земли и Луны. В зарубежной научной литературе цикл такого порядка более известен как цикл Бонда (1 470 лет), доминировавший в колебаниях климата Северной Атлантики и примыкающих к нему регионов [Bonl et al., 1997], который может являться межледниковым аналогом колебаний Дансгора–Эшгера. Несмотря на критику цикла такого порядка [Wunsch, 2000], есть много работ, подтверждающих его наличие в голоцене для различных регионов Северного полушария

по различным индикаторам [Вакуленко и др., 2003; Swindles et al., 2012]. Причиной колебаний такого порядка чаще всего указываются изменения солнечной активности, хотя механизмы остаются неясными [Debret et al., 2009.; Swindles et al., 2012; Zhao, Feng, 2015].

По данным различных косвенных индикаторов изменчивости палеоклимата и солнечной активности подтверждены основные солнечные циклы голоцена с периодами около 2 500, 1 000, 800, 500, 200 лет [Xu et al., 2002; Langdon et al., 2003; Wiles et al., 2004; Nederbragt, Thurow, 2005; Vonmoos et al., 2006; Debret et al., 2009; Swindles et al., 2012; Soon et al., 2014; Поморцев и др., 2015; Usoskin et al., 2016]. Довольно информативный обзор этих работ приведен в [Swindles et al., 2012]. Циклы таких периодов выявлены и для Западной Сибири [Левина, Орлова, 1993; Букреева и др., 1995; Волкова и др., 2002; Бляхарчук, Бляхарчук, 2015], но сравнение по различным подзонам ранее не проводилось. Отмечается хорошее согласование периодов похолоданий в Западной Сибири [Антипина и др., 2019] и наступлений ледников в горах Южной Сибири [Агатова и др., 2012] около 4 900–4 200, 2 700 и 2 300 л.н. с минимумами солнечной активности, а потепления и отступления ледников около 4 000–3 600, 2 500 л.н. – с максимумами.

На фоне многовековых изменений климата развиваются вековые и внутривековые колебания. И если мы обратим внимание на современное потепление, то широко декларируемая и признанная тенденция потепления идет неравномерно – выражен внутривековой колебательный процесс. В некоторых работах с применением моделей климата и с учетом палеоинформации показано, что современная фаза потепления должна закончиться в ближайшие десятилетия, снижая антропогенное влияние на климат [Xu et al., 2014]. Будущее климатических моделей, по-видимому, в том, чтобы учитывать цикличность изменения основных параметров климата в связи с основными его регуляторами. Учет параметров цикличности, выявленной в исследованных биосферных взаимодействиях, позволит говорить о согласованных колебаниях природных объектов и внешних для них системорегулирующих факторов либо о региональной асинхронности, выявленной при сравнении специфики отклика болотных экотопов из разных природных зон.

Концепция цикличности климатических изменений развивается более века, но пока отсутствует единое мнение о механизмах влияния естественных климаторегулирующих факторов на состояние и составляющие климатической системы. Ведутся научные споры о приоритетности влияния на современное

потепление естественных или антропогенных факторов климата, и большей частью ученых признается ведущая роль последних [IPCC, 2013]. Распространены представления о недостаточности вынуждающей силы колебаний естественных факторов, таких как солнечная активность, для реализации ее климаторегулирующей функции. Однако, известны механизмы [Carslaw et al., 2002; Pudovkin, 2004; Svensmark et al., 2016], посредством которых относительно небольшое изменение внешнего воздействия усиливается внутренними процессами, что может запускать климатические процессы большой мощности. Распространено мнение, что влияние солнечной активности на природные климатообусловленные процессы происходит через изменчивость ключевых глобальных циркуляционных режимов в северных Атлантическом и Тихом океанах [Schweinsberg et al., 2017; Bailey et al., 2018]. Кроме того, следует учитывать, что данные об изменениях солнечной активности в голоцене, кроме последних двухсот с лишним лет, косвенные, реконструированные, и нет циклов, развивающихся на нулевом уровне; любой цикл развивается на фоне более долгопериодных и является фоном для циклов меньшего масштаба, что, помимо прочего, существенно зашумляет отклик различных объектов.

Цель данной работы – исследование согласованности отклика болот различных зон / подзон Западной Сибири на глобальные климатические изменения в палеоциклах солнечной активности.

Материалы и методы исследования

Территория исследования расположена в центре крупнейшего континента, на стыке влияния циркуляционных процессов, с одной стороны, перемещаемых глобальным западным переносом, причем система Уральских гор не задерживает эти потоки, а с другой – развивающихся над Восточной Сибирью с ее резко континентальным климатом. Кроме того, для Западной Сибири характерен и меридиональный воздухообмен из-за открытости Арктическому бассейну и адвекции тропического воздуха с выходами

южных циклонов. В летний период межширотные различия в радиационном балансе существенно сглаживаются из-за большого притока солнечного тепла, а количество выпадающих осадков увеличивается за счет конвективных, вследствие перегрева подстилающей поверхности. С ростом широты, как известно, в континентальных регионах резко увеличиваются сезонные различия тепловлагообеспеченности. Указанные особенности могут существенно преломлять отклик на глобальные климатические колебания.

В качестве объектов исследования выбрано четыре ключевых торфяных разреза (ТР) из разных природно-климатических зон и подзон Западной Сибири (табл. 1, рис. 1): лесотундры, средней тайги, южной тайги, лесостепи. На всех ТР ранее были выполнены детальные (с шагом 1,5–5 см) геоботанические и торфоведческие (ботанический состав, степень разложения, зольность, плотность и аналитическая влажность) исследования по методикам Инсторфа [Лиштван, Король, 1975; Тюремнов и др., 1977], в Центре коллективного пользования Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (ЦКП ИМКЭС СО РАН, Томск) определен изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$). Датировались придонные слои торфа и установленные по свойствам торфа палеостратиграфические рубежи. Для выявления периодов прекращения торфонакопления датированы пары соседних образцов. Всего получено 32 ^{14}C -даты в радиоуглеродных лабораториях Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск) и в ЦКП ИМКЭС СО РАН. Одиннадцать AMS-дат и подготовка проб выполнены в ЦКП «Геохронология кайнозоя» Института археологии и этнографии СО РАН (Новосибирск), а датирование – на уникальной научной установке ускорительной масс-спектрометрии УМС ИЯФ (Новосибирск). Все даты были прокалиброваны при помощи программного обеспечения CALIB 7.0.4 Manual [Stuiver, Reimer, 2005; Stuiver et al., 2007] в системе BP (Before Present) от 1950 г.

Для наглядности важнейшие характеристики объектов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Характеристики объектов исследования

Table 1

Characteristics of research objects

Название ключевого участка	Географические координаты	Природная зона / подзона	Возраст, кал. л.н.	Мощность торфяной залежи, м
Хасырей	69°08'57" N, 70°15'58" E	лесотундра	1 294	0,80
Средне-Васюганское	59°26'70" N, 78°33'33" E	средняя тайга	7 145	2,62
Болтное	57°04'44" N; 79°34'29" E	южная тайга	8 194	7,35
Шерстобитово	54°58'00" N; 81°00'00" E	лесостепь	5 254	2,50

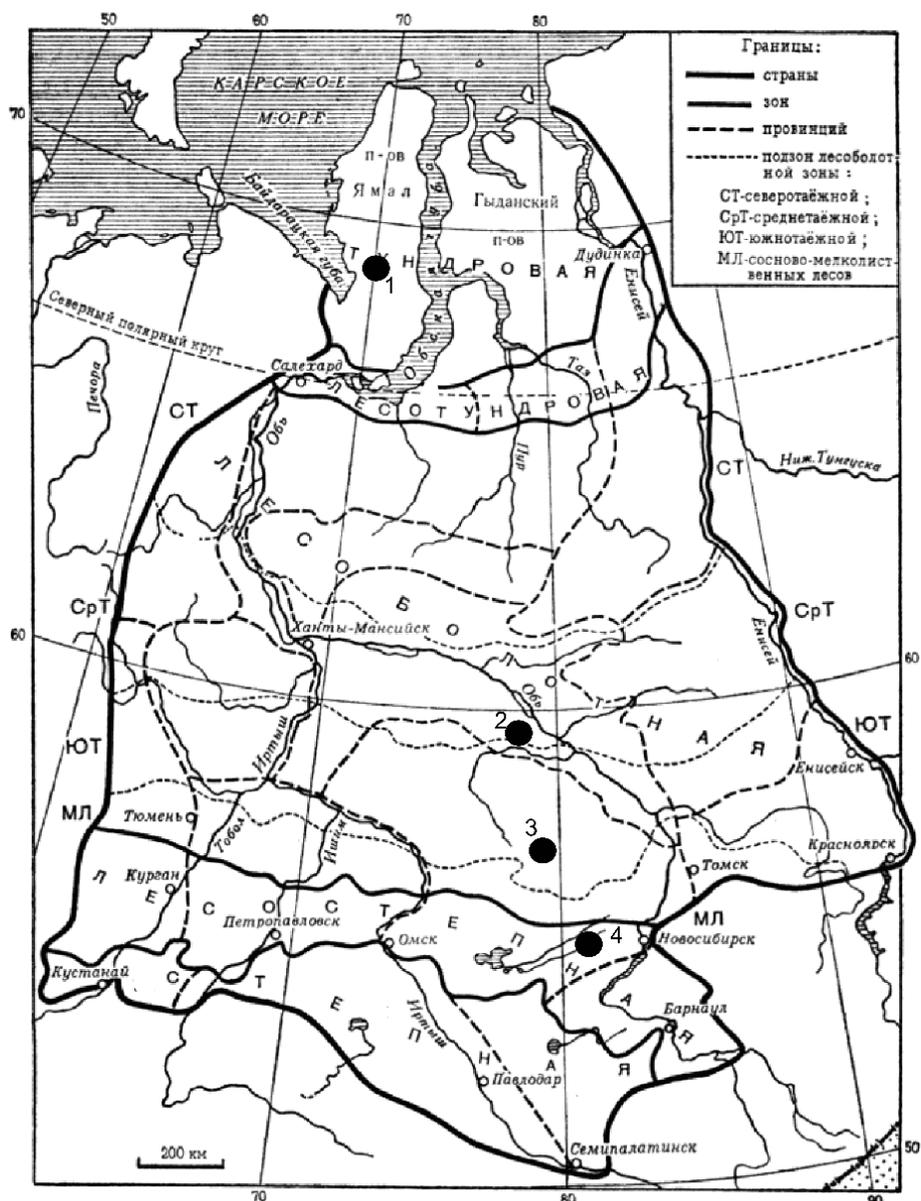


Рис. 1. Размещение объектов исследования по ландшафтным зонам / подзонам Западной Сибири

Карта-схема взята из [Гвоздецкий, Михайлов, 1978]. Цифрами обозначены ключевые участки: 1 – Хасырей, 2 – Средне-Васюганское, 3 – Болтное, 4 – Шерстобитово

Fig. 1. Location of research objects in landscape zones / subzones of Western Siberia

The schematic map is taken from [Gvozdetsky, Mikhailov, 1978]. Key areas are designated by numbers: 1 – Khasyrey, 2 – Sredne-Vasyuganskoe, 3 – Boltmoe, 4 – Sherstobitovo

На основании полученных данных выявлены особенности стратиграфии и развития этих разрезов, проведены расчеты скорости вертикального прироста ($V_{пр.}$, мм/год) и аккумуляции торфа. Для количественной оценки изменения гидрологического режима палеозотопов был использован метод расчета индекса влажности (IW) по ботаническому составу торфа [Елина, Юрковская, 1992], согласно которому каждому растению-торфообразователю или их экологической группе приданы количественные значе-

ния в баллах (от 1 до 10). IW каждого слоя торфа рассчитывался от общей суммы баллов как отношение суммы произведений количества остатков каждого растения (в %) и его балла к суммарному количеству остатков всех растений (100 %). Некоторым растениям субарктики, отсутствующим в [Елина, Юрковская, 1992], были присвоены значения баллов с учетом принадлежности их к определенным экологическим группам по отношению к условиям увлажнения [Лапшина, 2002; Королук и др., 2005]:

субгидрофитам *Carex rotundata* и *Eriophorum scheichzeri* присвоен балл 6, гидромезофитам *Carex rariflora* и *Sphagnum lenense* – 4, мезофитам *Polytrichum juniperinum* – 2, *Dicranum angustum* и *Oncophorus wahlenbergii* – 2,5. Для *Sphagnum squarrosum*, являющегося в криолитозоне типичным доминантом сплавин термокарстовых озер, балл *IW* изменен на 8. Проведена реконструкция палеокриогенных процессов по авторской методике, основанной на поиске нарушений аутогенного развития болот, приуроченных к периодам глобальных похолоданий, и известных ботанических и физико-химических индикаторов многолетнемерзлых торфяных залежей и болот криолитозоны [Прейс, 2015б]. Показатель $\delta^{13}\text{C}$ использован как индикатор гидротермического режима болотных палеоэкоотопов.

ТР Хасырей расположен на полуострове Ямал, в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, на границе типичных и южных тундр, в районе оз. Сохонто. Поверхность Хасырея разделена плоскими канавами на выпуклые полигоны, покрытые ерниково-кустарничково-травяно-моховой растительностью. Торфяная залежь сложена переходной топяной залежью из многочисленных тонких прослоек разного ботанического состава и свойств. На фоне слаборазложившихся, нормальнозольных торфов нижней части разреза, из гипновых и травяно-гипновых торфов, и верхней, из мочажинных сфагновых, в середине разреза представлен слой более разложившихся, высокозольных и плотных травяно- и кустарничково-моховых торфов со *Sphagnum lenense*, *Polytrichum juniperinum*, *Dicranum angustum*, сформировавшихся при промерзании и пучении залежи (рис. 2). По глубине залежи показатели *IW* варьируют от 3,0 до 7,85 баллов, $\delta^{13}\text{C}$ – от –28,7 до –23,9 ‰, *Vпр.* – от 0,15 до 1,92 мм/год. Торф с глубины 0,7 м мерзлый, подстиляется песчаными су-глинками [Preis et al., 2016].

Болото Средне-Васюганское расположено в подзоне средней тайги в 2 км на север от п. Средний Васюган, на I левобережной надпойменной песчаной террасе р. Васюган. ТР заложен в типичном низком ряме – сосново-кустарничково-сфагновом (*Sphagnum fuscum*) сообществе. Торфяная залежь комплексная верховая из слоев мочажинного, комплексного, ангустифолиум-, фускум-торфа, в нижней части – из пушицевых торфов (см. рис. 2). В целом от дна к поверхности разреза выражена общая тенденция закономерного уменьшения показателей свойств торфа. По глубине залежи показатели *IW* варьируют от 2,2 до 8,9 баллов, $\delta^{13}\text{C}$ – от –28,7 до –22,3 ‰, *Vпр.* – от 0,08 до 4,22 мм/год. На ранней стадии развития накопление торфа имело пульсирующий характер [Прейс, 2015а].

Болото Болтное расположено в подзоне южной тайги, в самом центре Обь-Иртышского водораздела, в верховье р. Большой Казанки, в центральной части Большого Васюганского болота. ТР заложен на окраине одного из локальных вершинных плато, в низком регрессивном ряме – сосново-кустарничково-мохово-лишайниковом сообществе со *Sphagnum fuscum*, видами рода *Cladonia* и более обводненными западинами со *Sphagnum balticum*. Торфяная залежь имеет глубину 765 см, верховая комплексная. Возраст разреза на глубине 735 см – 8 194 кал. л.н. Для залежи характерны частые резкие смены торфов разного ботанического состава. До глубины 720 см она сложена верховыми в основном сфагновыми торфами: фускум-, ангустифолиум-, балтикум-, майус-, магелланикум-, мочажинным, а также пушицево-, шейхцериево-сфагновым и многочисленными прослойками, обогащенными древесиной. Ниже, до глубины 735 см, залегают низинные осоковый и древесно-травяной торфы (см. рис. 2). Верховые торфы разреза являются преимущественно слаборазложившимися, с низкими показателями зольности и плотности, высокими – естественной влажности. Показатели водного режима *IW*, $\delta^{13}\text{C}$ и *Vпр.* значительно варьируют: от 1,6 до 8,6 баллов, от –28,0 до –20,9 ‰ и от 0,08 до 4,09 мм/год соответственно, что отражает изменения их в процессе развития болота. Датированием зафиксирован один перерыв торфонакопления.

Шерстобитовский рям находится в Барабинской лесостепи у с. Шерстобитово Чулымского района Новосибирской области. ТР Шерстобитово заложен на склоне выпуклого верховика в мезоолиготрофном березово-сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе со сплошным напочвенным покровом из сфагновых мхов (*Sphagnum russowii* и *S. magellanicum*). Торфяная залежь смешанная многослойная лесотопяная. Нижний слой залежи образован низинными торфами, сначала – терес-, древесно-тростниковым, а затем травяными разного ботанического состава с прослойками древесно-травяного. Выше залегают 70-сантиметровый слой верхового магелланикум-торфа с прослойкой верхового соснового. Торфы преимущественно слаборазложившиеся, нормальнозольные, с относительно невысокими показателями плотности [Мальцев и др., 2018]. По глубине залежи показатели *IW* варьируют от 2,0 до 7,3 баллов, *Vпр.* – от 0,22 до 0,88 мм/год.

Резкая граница между слоями верховых и низинных торфов, наличие прослоек с древесными остатками, многочисленные экстремумы показателей свойств торфа свидетельствуют о неоднократных обсыханиях поверхности всех этих болот и чутком отклике их на климатические изменения голоцена.

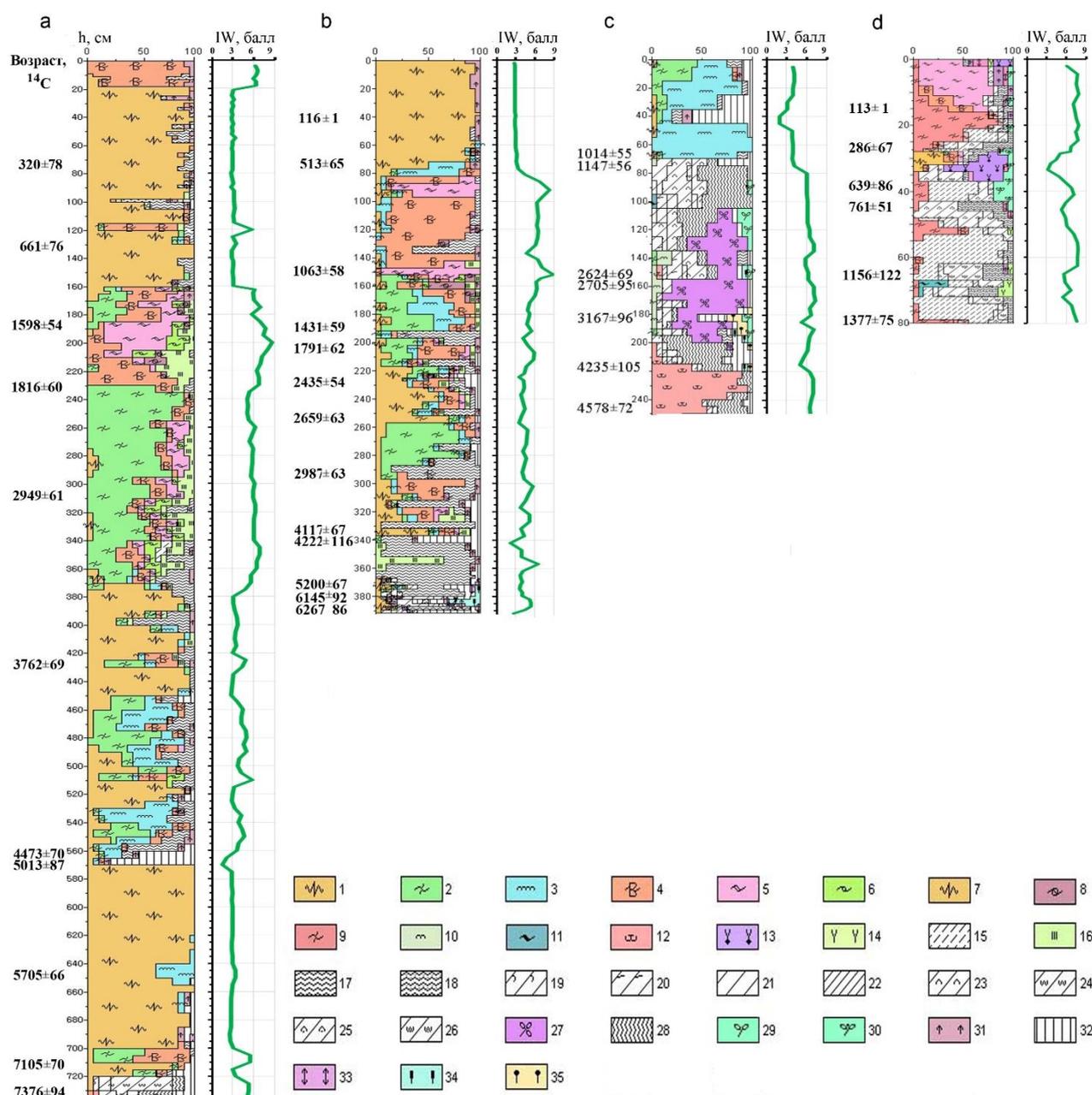


Рис. 2. Ботанический состав торфа и индексы влажности (IW) торфяных залежей исследованных болот
 а – Болтное, б – Средне-Васюганское, в – Шерстобитово, д – Хасырей

Растительные остатки в торфе: 1 – *Sphagnum fuscum*; 2 – *S. angustifolium*; 3 – *S. magellanicum*; 4 – *S. balticum*; 5 – *S. majus*; 6 – *S. jensenii*; 7 – *S. lenense*; 8 – *S. fallax*; 9 – *S. squarrosum*; 10 – *S. centrale*; 11 – *S. platyphyllum*; 12 – *S. teres*; 13 – *Polytrichum juniperinum*, *Dicranum angustum*; 14 – *Aulacomnium palustre*, *Meesia triquetra*, *Oncophorus walhenbergii*; 15 – *Warnstorfia fluitans*, *Calliergon sp.*, *Drepanocladus sp.*; 16 – *Scheuchzeria palustris*; 17 – *Eriophorum vaginatum*; 18 – *Eriophorum scheichzeri*; 19 – *Carex limosa*; 20 – *C. vesicaria*; 21 – *C. rostrata*; 22 – *C. appropinquata*; 23 – *C. cespitosa*; 24 – *C. juncella*; 25 – *C. rotundata*; 26 – *C. rariflora*; 27 – *Menyanthes trifoliata*; 28 – *Phragmites australis*; 29 – травянистые растения; 30 – *Rubus chamaemorus*; 31 – *Ericaceae*; 32 – древесные растения; 33 – *Betula nana*; 34 – *Typha sp.*; 35 – *Scirpus sp.*

Fig. 2. Composition of macrofossil plant remains and moisture index (IW) of peat deposits of research mires
 а – Boltnoe, б – Sredne-Vasyuganskoe, в – Sherstobitovo, д – Khasyrey

Plant remains in peat: 1 – *Sphagnum fuscum*; 2 – *S. angustifolium*; 3 – *S. magellanicum*; 4 – *S. balticum*; 5 – *S. majus*; 6 – *S. jensenii*; 7 – *S. lenense*; 8 – *S. fallax*; 9 – *S. squarrosum*; 10 – *S. centrale*; 11 – *S. platyphyllum*; 12 – *S. teres*; 13 – *Polytrichum juniperinum*, *Dicranum angustum*; 14 – *Aulacomnium palustre*, *Meesia triquetra*, *Oncophorus walhenbergii*; 15 – *Warnstorfia fluitans*, *Calliergon sp.*, *Drepanocladus sp.*; 16 – *Scheuchzeria palustris*; 17 – *Eriophorum vaginatum*; 18 – *Eriophorum scheichzeri*; 19 – *Carex limosa*; 20 – *C. vesicaria*; 21 – *C. rostrata*; 22 – *C. appropinquata*; 23 – *C. cespitosa*; 24 – *C. juncella*; 25 – *C. rotundata*; 26 – *C. rariflora*; 27 – *Menyanthes trifoliata*; 28 – *Phragmites australis*; 29 – herbaceous plant; 30 – *Rubus chamaemorus*; 31 – *Ericaceae*; 32 – woody plant; 33 – *Betula nana*; 34 – *Typha sp.*; 35 – *Scirpus sp.*

Для выявления цикличности климата по косвенным показателям чаще всего используется спектральный анализ [Swindles et al., 2012]. Результаты применения классического метода быстрого преобразования Фурье сильно зависят от длины ряда. Мы использовали метод, свободный от таких ограничений и описанный нами в предыдущей работе [Крутиков и др., 2010]. В выбранном подходе гармоники «подбираются» в ходе итерационного процесса на основе метода наименьших квадратов. При этом метод позволяет выявлять гармоники с периодом более половины временного ряда и – реже – немногим более длины ряда. Длина имеющегося ряда данных не отменяет существования процессов большего временного масштаба. Следует отметить, что гармоники продолжительностью более половины временного ряда нельзя с уверенностью считать полигармоническими, поскольку невозможно отследить их повторения. Поэтому применять их для прогноза следует осторожно, имея какую-либо физическую или биологическую гипотезу. В качестве аппроксимационных их применение, с нашей точки зрения, оправдано. Гармоники являются коррелируемыми, и их нельзя складывать, поэтому необходимо их удаление из исходного ряда при последующей итерации. В настоящем исследовании учитывались первые десять самых значимых гармоник. Значимость определялась по величине их амплитуды, а также по коэффициенту корреляции между исходным рядом и суммой учтенных гармоник. Представление процесса в виде суммы гармоник и остатка (непериодической функции) отражает суть природных процессов, которые не являются строго периодическими, и их особенности являются результатом воздействия нескольких факторов.

Результаты и обсуждение

Современное состояние болот разных зон / подзон Западной Сибири – это результат этапа их развития в голоцене. Стратиграфия торфяных кернов объектов исследования (см. рис. 2) характеризуется выраженными регулярными периодами смены их функционального состояния, что в большой степени может быть обусловлено откликом болот на изменения климатических условий.

Полученные результаты по выявлению скрытых периодичностей в характеристиках болотообразовательного процесса в голоцене Западной Сибири отражают чуткую реакцию болот региона на глобальную климатическую изменчивость, несмотря на их расположение в разных природных зонах / подзонах территории исследования. Каждой характеристике болотообразования соответствует характерный набор

ведущих гармоник. Тем не менее на всех рассмотренных ключевых участках в той или иной характеристике выявлены периодичности около 200, 500, 800, 1 000, 1 500–1 900, 2 500 лет (табл. 2). Исключение составляет ТР Хасырей для циклов более 1 500 лет ввиду ограниченной временной продолжительности рядов данных для него. Также цикл со средним периодом 200 лет не обнаружен в динамике ни одной из характеристик болотообразования на ТР Средний Васюган (средняя тайга) и Шерстобитово (лесостепь). Возможно, этот цикл для данных разрезов не попал в перечень десяти наиболее значимых гармоник.

Размерности циклов болотообразования соотносятся с известными характерными крупномасштабными циклами изменения природной среды в голоцене, которые регулируются внешними по отношению к геосистеме Земли факторами, такими как солнечная активность. В табл. 2 приведены средние значения периодичностей, для разных ТР они различаются на порядок в несколько десятилетий. Это обусловлено тем, что болота как природные объекты эволюционируют, и одно и то же влияние крупномасштабных факторов климата может приходиться на разные этапы развития того или иного ключевого участка.

Скорость торфонакопления в Западной Сибири независимо от зоны и подзоны изменяется в основном глобальном цикле голоцена, с периодом около 1 500 лет (см. табл. 2). Также наиболее характерным масштабом колебаний торфообразования является 1 000-летний. Обе эти периодичности выявлены для всех рассмотренных характеристик торфообразования практически на всех ТР. Остальные характерные циклы проявлены не для каждого ключевого участка и не для каждого показателя.

Порядок выявленных циклов совпадает с такими для болот других регионов Северного полушария [Xu et al., 2002; Langdon et al., 2003; Borgmark, 2005; Swindles et al., 2012; Turner et al., 2016]. Это свидетельствует как о влиянии на развитие болот Западной Сибири факторов планетарного масштаба, так и об индикаторном потенциале использованных характеристик болотообразовательного процесса для климатических реконструкций.

Первые, наиболее значимые, гармоники – долгопериодные, периодом более 1 000 лет, они вносят наибольший вклад в изменчивость рассмотренных показателей (рис. 3).

При сравнении периодов полученных гармоник и их временного хода на разных объектах получены как их согласованность, так и некоторые временные сдвиги (рис. 4); для разных подзон сходные гармоники могут идти и в противофазе. Локальный отклик может преломляться в зависимости от зональных особенностей расположения болота и его стадии

развития, а также в результате зашумления крупномасштабных колебаний климата короткопериодными флуктуациями климатического режима, что отражается во временном сдвиге начала и завершения циклов, различиями в значениях периода соответствующих гармоник до нескольких десятилетий.

Для процессов зон средней тайги и лесостепи отмечается большая согласованность временного хода гармоник (рис. 4, а), чем той и другой с колебаниями в южной тайге (рис. 4, б). По нашему мнению, такая закономерность обусловлена более значительным влиянием палеокриогенных процессов в глобальные похолодания голоцена на динамику южнотаежных болот, чем болот средней тайги и лесостепи, в связи с более ранним переходом среднетаежных болот на олиготрофную стадию развития и приобретением ими более мощных буферных свойств, а лесостепных – в связи с менее активными палеокриогенными

процессами в более теплых климатических условиях. Это подтверждает повышенную чувствительность южнотаежных болот к существенным климатическим изменениям и их высокую индикаторную значимость для палеореконструкций. Кроме того, на болото Болтное (южная тайга) существенное влияние оказывали локальные условия, формируя опосредованное влияние климата в связи с нахождением болота на соподчиненном элементе мезорельефа болотной системы. Водный режим этого болота определялся не только тепловлажностными условиями климата, но и влиянием поступления в аридные периоды талых вод деградирующей многолетней мерзлоты, активно формировавшейся на более высоких соседних элементах мезорельефа. Это нарушило согласованность изменения влажностного режима болотного экотопа с изменениями климатических условий.

Таблица 2

Характерные циклы в динамике болотообразовательного процесса в разных зонах / подзонах Западной Сибири в голоцене

Table 2

Characteristic cycles in the mire formation dynamics in different zones / subzones of Western Siberia in the Holocene

Характеристика	Зона / Подзона	Лесотундра	Средняя тайга	Южная тайга	Лесостепь
	Средний период цикла	Хасырей	Средне-Васюганское	Болтное	Шерстобитово
V _{пр}	2 500		V	V	V
	1 900				
	1 500	V	V	V	V
	1 000	V	V	V	V
	800		V	V	V
	500	V			V
IW	2 500		V		V
	1 900		V	V	V
	1 500		V	V	
	1 000	V	V	V	V
	800	V	V	V	
	500	V	V	V	V
δ ¹³ C	2 500		V		–
	1 900			V	–
	1 500		V	V	–
	1 000		V	V	–
	800		V	V	–
	500				V
	200	V			–

Примечание. Знаком «V» обозначено наличие периодичности такого порядка в соответствующем показателе в данной природной зоне / подзоне, знак «–» означает, что по данному показателю цикличность не рассчитывалась, V_{пр} – скорость вертикального прироста (мм/год), IW – индекс влажности (ступени), δ¹³C – отношения содержания стабильных изотопов углерода. Интервалы продолжительности циклов: 2 500 [2 060 ÷ 2 890], 1 900 [1 820 ÷ 2 100*], 1 500 [1 330 ÷ 1 670], 1 000 [960 ÷ 1 190], 800 [800 ÷ 890], 500 [460 ÷ 590], 200 [195 ÷ 200]. * На ТР Средне-Васюганское выявлены циклы 2 780 и 2 100, поэтому первый отнесен к квази 2 500-летнему, второй – к квази 1 900-летнему

Note. The sign “V” indicates the presence of a periodicity of this order in the corresponding indicator in a given natural zone / subzone, the sign “–” means that the cyclicity was not calculated for this indicator, V_{пр} is the rate of vertical growth (mm/year), IW is the humidity index (steps), δ¹³C are the ratios of the content of stable carbon isotopes. Cycle time intervals: 2500 [2060 ÷ 2890], 1900 [1820 ÷ 2100*], 1500 [1330 ÷ 1670], 1000 [960 ÷ 1190], 800 [800 ÷ 890], 500 [460 ÷ 590], 200 [195 ÷ 200]. * Cycles 2780 and 2100 were identified in the Sredne-Vasyuganskoe TR, so the first one is attributed to the quasi 2500-year cycle, the second – to the quasi 1900-year cycle

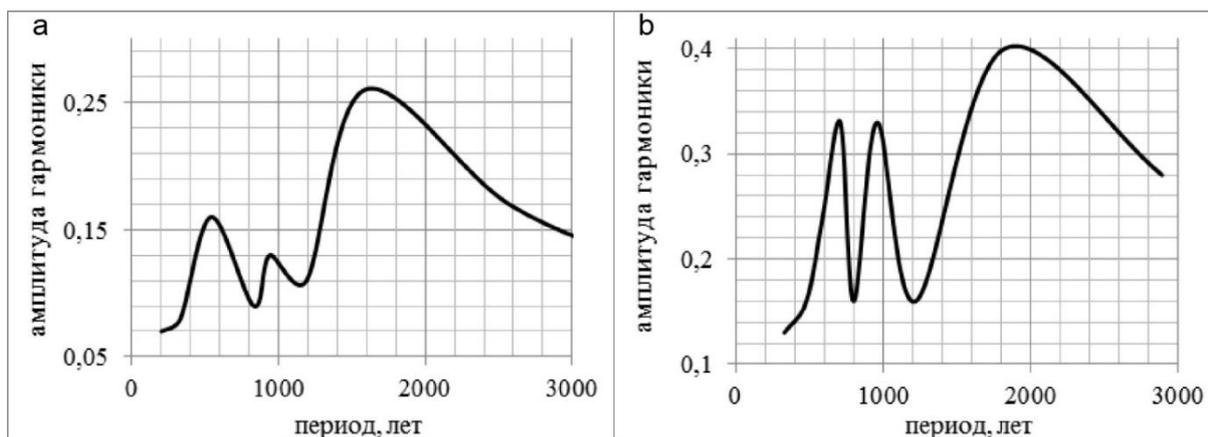


Рис. 3. Зависимость амплитуды значимых гармоник от их периода

a – для скорости вертикального прироста торфа ТР Болтное; b – для индекса влажности ТР Шерстобитово

Fig. 3. Dependence of the amplitude of significant harmonics on their period

a – for the rate of vertical peat growth of Boltnoe peat core (PC); b – for moisture index of Sherstobitovo PC

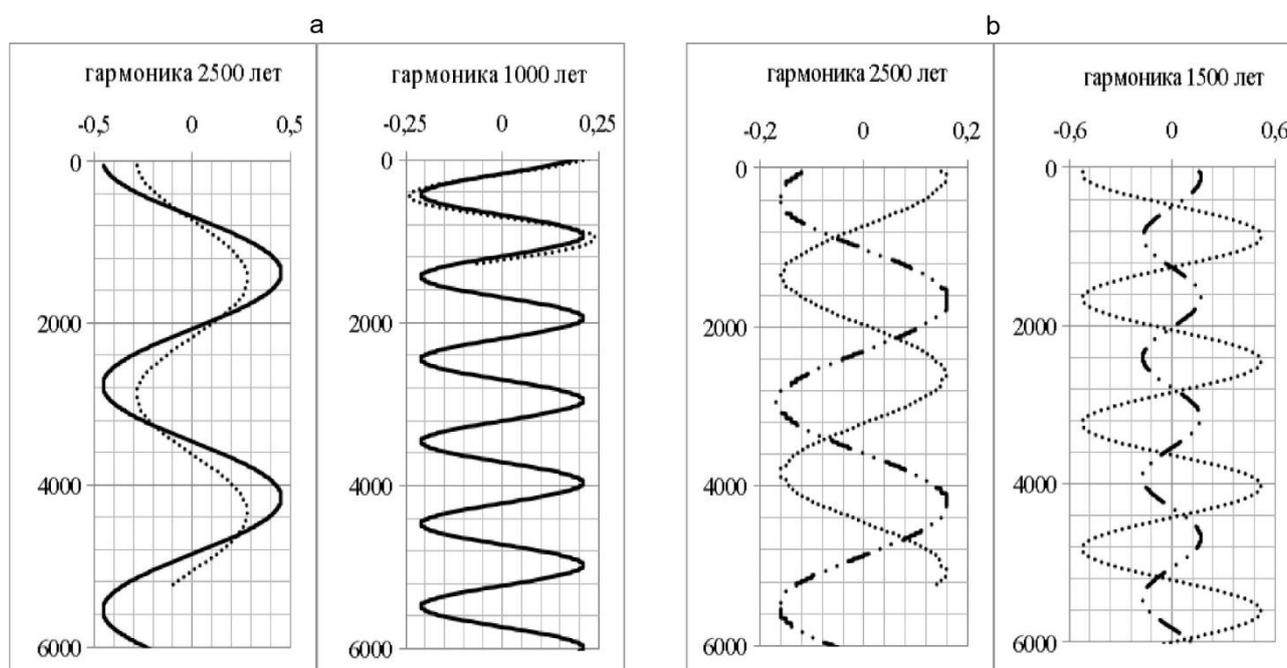


Рис. 4. Временной ход сходных по периоду гармоник в изменении различных характеристик болотообразования в разных зонах / подзонах Западной Сибири в голоцене

a – гармоника с периодом около 2 500 лет в изменениях индекса влажности на ТР Средне-Васюганское (средняя тайга, сплошная линия) и ТР Шерстобитово (лесостепь, пунктир) и гармоника с периодом около 1 000 лет в изменениях скорости вертикального прироста торфа на ТР Средне-Васюганское (средняя тайга, сплошная линия) и ТР Хасырей (лесотундра, пунктир); b – гармоника с периодом около 2 500 лет в изменениях скорости вертикального прироста торфа на ТР Болтное (южная тайга, сложный пунктир) и ТР Шерстобитово (лесостепь, пунктир) и гармоника с периодом около 1 500 лет в изменениях $\delta^{13}\text{C}$ на ТР Болтное (южная тайга, сложный пунктир) и ТР Средне-Васюганское (средняя тайга, пунктир). Шкалы: вертикальные – возраст (кал. л.н.), горизонтальные – единицы измерения соответствующих характеристик торфообразовательного процесса

Fig. 4. Time course of harmonics similar in period in changes in various characteristics of swamp formation in different zones / subzones of Western Siberia in the Holocene

a – harmonics with a period of about 2 500 years in changes in the moisture index in the Sredne-Vasyugskoe PC (middle taiga, solid line) and the Sherstobitovo PC (forest-steppe, dotted line) and harmonics with a period of about 1 000 years in changes in the rate of vertical growth of peat in the Sredne-Vasyugskoe PC (middle taiga, solid line) and the Khasyrey PC (forest-tundra, dotted line); b – harmonics with a period of about 2 500 years in changes in the rate of vertical growth of peat on the Boltnoe PS (southern taiga, complex dotted line) and the Sherstobitovo PC (forest-steppe, dotted line) and harmonics with a period of about 1 500 years in changes in $\delta^{13}\text{C}$ on the Boltnoe PC (southern taiga, complex dotted line) and the Sredne-Vasyugskoe PC (middle taiga, dotted line). Scales: vertical – age (cal. BP), horizontal – units of measurement of the corresponding characteristics of the peat-forming process

Помимо этого, исследования сезонной ритмики природных зон и подзон Западно-Сибирской равнины в [Окишева, Филандышева, 1997] показали, что на территориях Западной Сибири выше южной границы северной тайги контролирующим фактором эволюции природных ландшафтов является тепло, причем режим тепла в летний сезон, а южнее в тайге – соотношение тепла и влаги.

Расчеты показали, что даже на одном объекте, для одного и того же показателя в перечень ведущих гармоник попадают гармоники с близким масштабом изменчивости. Эти «биения» пока не получили своего объяснения, как нет и общепринятого мнения о том, являются ли циклы порядка 1 500 и 1 800–1 900 лет одним и тем же или это два разных цикла [Soon et al., 2014]. Возможно, в разные периоды голоцена может быть проявлено внешнее воздействие больших порядков, чем выявленные, что может усиливать или ослаблять тот или иной цикл. В некоторых работах, например, показано, что в раннем голоцене было более выраженным влияние солнечной активности в циклах 2 500 и 1 000 лет, а во второй половине голоцена стало наиболее выраженным колебание масштабом около 1 500 лет [Debret et al., 2009]. В других работах, например [Schulz et al., 1999], говорится, что цикл порядка 1 500 лет был более выражен до 4 000 л.н., а позже его период уменьшался. По данным [Viau et al., 2006], цикл порядка 1 000 лет также был выражен в наибольшей степени в раннем голоцене. Эти выводы вполне могут быть следствием разного временного разрешения и разной степени корректности реконструкций для раннего и позднего голоцена. Данная научная проблема еще ждет своего решения. Кроме того, состояния болот в разные периоды голоцена существенно отличались от современных, и их отклик на внешние влияния мог быть как существенно более чувствительным, так и более инертным, что проявлялось, соответственно, в более коротких или более длительных «биениях» цикла одного и того же порядка.

Заключение

Динамика болотообразования в Западной Сибири регулируется не только локальными и региональными факторами, в ней отражаются глобальные процессы изменения климата. Независимо от болота и зоны региона исследования режимы торфообразования в голоцене изменялись циклично, временной масштаб циклов соответствует известным характерным периодам колебаний палеоклимата, которые согласованы с порядком изменчивости солнечной активности в голоцене. Порядок выявленных циклов

совпадает также с циклами, выявленными для болот других регионов Северного полушария. Это свидетельствует как о влиянии на развитие болот Западной Сибири факторов планетарного масштаба, так и об индикаторном потенциале использованных характеристик болотообразовательного процесса для климатических реконструкций.

В наибольшей степени в Западной Сибири, независимо от зоны и подзоны, болотообразовательный процесс регулируется глобальными факторами в основном глобальном цикле голоцена, около 1 500 лет, а также в цикле около 1 000 лет.

Совпадения размерности циклов эволюции болот и солнечной активности, а также параметров болотообразования на разных участках между собой неабсолютное, наблюдается разброс периодов циклов до нескольких десятилетий. Некоторые циклы «выпадают» из характерных масштабов изменчивости болотных палеозкотопов. Это может быть следствием воздействия других внешних факторов, а также региональной специфики отклика на глобальные влияния.

Более согласован временной ход гармоник для процессов болотообразования зон средней тайги и лесостепи, чем той и другой с изменениями в южной тайге. Это подтверждает наш вывод [Прейс, 2015b, 2016] о более значительном нарушении болотообразовательного процесса в южной тайге прямым и косвенным влиянием палеокриогенных процессов, а также более чуткую реакцию южнотаежных болот на изменения климата и их высокую индикаторную значимость для палеореконовструкций при условии учета прекращения торфонакопления.

Наличие согласованности колебаний в эволюции природных объектов и внешних для них системорегулирующих факторов, а также закономерности их региональной асинхронности при предположении об устойчивости выявленных закономерностей могут быть использованы для развития и уточнения реконструкций климата Западной Сибири и Северного полушария, а также способны стать основой прогнозирования климата. Климатическая система во многом хаотична и никогда не повторяется в точности в своих состояниях. И, конечно, от цикла к циклу могут несколько меняться характеристики колебаний: период и амплитуда. Кроме того, природные объекты, в том числе болота, – это эволюционирующие системы, они существенно преломляют отклик на влияние внешних факторов в зависимости от стадии своего развития и состояния, а разные фазы развития болот могут соответствовать разной иерархии глобальных циклов климата. Но если мы имеем информацию об этой изменчивости за продолжительное время, то некоторая упорядоченность будет прояв-

ляться, и можно заметить, что линейность процессов характеризуется теми особенностями, которые мы можем позволить себе не учитывать только на коротких периодах.

Список источников

- Агатов А.Р., Назаров А.Н., Непоп Р.К., Орлова Л.А. Радиоуглеродная хронология гляциальных и климатических событий голоцена юго-восточного Алтая (Центральная Азия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 6. С. 712–737. DOI: 10.1016/j.rgg.2012.04.004
- Антипина Т.Г., Прейс Ю.И., Зенин В.Н. Динамика лесной растительности и климата в южной тайге Западной Сибири в позднем голоцене по данным спорово-пыльцевого анализа и AMS-датирования торфяного разреза болотное // Экология. 2019. № 5. С. 356–364. DOI: 10.1134/S1067413619050035
- Бляхарчук Т.А., Бляхарчук П.А. Влияние цикличности климата на развитие болотного массива лесостепной зоны // Проблемы изучения и использования торфяных ресурсов Сибири : материалы Третьей междунар. науч.-практ. конф. (Томск, 27 сентября – 3 октября 2015 г.). Томск, 2015. С. 21–24. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000530068>
- Букреева Г.Ф., Архипов С.А., Волкова В.С., Орлова Л.А. Климат Западной Сибири в прошлом и в будущем // Геология и геофизика. 1995. № 36 (11). С. 3–22. URL: <http://www.ipgg.sbras.ru/ru/files/publications/ibc/gg-1995-11-3.pdf?action=download>
- Вакуленко Н.В., Монин А.С., Сонечкин Д.М. Свидетельство внутренней упорядоченности колебаний климата в голоцене // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389, № 5. С. 681–687.
- Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Горячева А.А. Климатическая ритмика голоцена центральной части Западно-Сибирской равнины (палинология, магнетизм) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск : Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2002. С. 48–57.
- Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР. Азиатская часть : учебник для студентов геогр. фак. ун-тов. М. : Мысль, 1978. 512 с.
- Елина Г.А., Юрковская Т.К. Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот // Ботанический журнал. 1992. Т. 77, № 7. С. 120–124.
- Королюк А.Ю., Троева Е.И., Черосов М.М., Захарова В.И., Гоголева П.А., Миронова С.И. Экологическая оценка флоры и растительности Центральной Якутии. Якутск : Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. 108 с.
- Крутиков В.А., Прейс Ю.И., Кусков А.И., Чередыко Н.Н. Цикличность торфообразовательного процесса на юге лесной зоны Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2010. Т. 317. № 1. С. 46–51. URL: http://earchive.tpu.ru/bitstream/11683/3263/1/bulletin_tpu-2010-317-1-08.pdf
- Лапшина Е.Д. Флора болот юго-востока Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 2003. 296 с.
- Левина Т.П., Орлова Л.А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 3. С. 38–55.
- Лиштван И.И., Король Н.Т. Основные свойства торфа и методы их определения. Минск : Наука и техника, 1975. 318 с.
- Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Рубанов М.В., Прейс Ю.И., Бобров В.А. Экогеохимия голоценовых разрезов верховых болот Барабинской лесостепи Западной Сибири (Новосибирская область) // Вопросы естествознания. 2018. № 3 (17). С. 86–92.
- Окишева Л.Н., Филандышева Л.Б. О климатическом факторе ландшафтной дифференциации Западно-Сибирской равнины // Вопросы географии Сибири. 1997. Вып. 22. С. 80–87.
- Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Ловелиус Н.В. Биоклиматическая хронология голоцена: реконструкция и прогноз // Вестник Северо-Восточного федерального университета имени М. К. Аммосова. 2015. № 3 (47). С. 100–115.
- Прейс Ю.И. Детальная реконструкция функционального состояния болота как отклик на изменения континентального климата голоцена (средняя тайга Западной Сибири) // Известия Томского политехнического университета. 2015а. Т. 326, № 2. С. 90–102. URL: http://earchive.tpu.ru/bitstream/11683/5439/1/bulletin_tpu-2015-326-2-10.pdf
- Прейс Ю.И. Палеокриогенные процессы в торфяных отложениях юго-востока Западной Сибири // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы : труды Междунар. конф. (Тюмень, 2–5 июля 2015 г.) / под ред. В.П. Мельникова и Д.С. Дроздова. Тюмень : Эпоха, 2015б. С. 305–308.
- Прейс Ю.И. Динамика глядово-озерного комплекса Иксинского болота (Западная Сибирь) как отклик на изменения климата второй половины голоцена // География и природные ресурсы. 2016. № 2. С. 94–103. URL: <http://www.izdatgeo.ru/pdf/gipr/2016-2/94.pdf>
- Прейс Ю.И., Курьина И.В. Реконструкция высокого разрешения палеозоотопов болот южной тайги Западной Сибири как отклик на изменения климата голоцена // Исследование природно-климатических процессов на территории Большого Васюганского болота / под ред. М.В. Кабанова. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2012. С. 14–38.
- Тюремнов С.Н., Ларгин И.Ф., Ефимова С.Ф., Скобеева Е.И. Торфяные месторождения и их разведка. М. : Недра, 1977. 264 с.
- Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. Л. : Изд-во Акад. наук СССР, 1957. С. 283–295.
- Bailey H.L., Kaufman D.S., Sloane H.J., Hubbard A.L., Henderson A.C.G., Leng M.J., Meyer H., Welker J.M. Holocene atmospheric circulation in the central North Pacific: a new terrestrial diatom and $\delta^{18}O$ dataset from the Aleutian Islands // Quaternary Science Reviews. 2018. V. 194. P. 27–38. DOI: 10.1016/j.quascirev.2018.06.027
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates // Science. 1997. V. 278. P. 1257–1266. DOI: 10.1126/science.278.5341.1257
- Borgmark A. Holocene climate variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis // The Holocene. 2005. V. 15, is. 3. P. 387–395. DOI: 10.1191/0959683605hl816rp
- Carlsaw K.S., Harrison R.G., Kirkby J. Cosmic rays, clouds, and climate // Science. 2002. V. 298, is. 5599. P. 1732–1737. DOI: 10.1126/science.1076964

- Debret M., Sebag D., Crosta X., Massei N., Petit J.-R., Chapron E., Bout-Roumazielles V.** Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28, is. 25–26. P. 2675–2688. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.06.005.
- IPCC.** Climate Change 2013: the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / ed. T.F. Stocker et al. Cambridge : Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
- Langdon P.G., Barber K.E., Hughes P.D.M.** A 7500-year peat-based palaeoclimatic reconstruction and evidence for an 1100-year cyclicity in bog surface wetness from Temple Hill Moss, Pentland Hills, southeast Scotland // *Quaternary Science Reviews*. 2003. V. 22, is. 2–4. P. 259–274. DOI: 10.1016/S0277-3791(02)00093-8
- Nederbragt A.J., Thurow J.** Geographic coherence of millennial-scale climate cycles during the Holocene // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. V. 221, is. 3–4. P. 313–324. DOI: 10.1016/j.palaeo.2005.03.002
- Petterson O.** Climatic variations in historic and prehistoric times // *Svenska Hydrogr. Biol. Kommissionens Skrifter*. 1914. V. 5. 26 p.
- Preis Yu.I., Simonova G.V., Slogoda E.A.** Detailed reconstruction of the functional state of the Central Yamal khasyrey as a response to local conditions and regional climate changes in the late Holocene // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2016. V. 48. Art. 012010. doi: 10.1088/1755-1315/48/1/012010. URL: <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/48/1/012010/pdf>
- Pudovkin M.I.** Influence of solar activity on the lower atmosphere state // *Intern. J. Geomagn. Aeron.* 2004. V. 5 (2). GI2007. DOI: 10.1029/2003GI000060
- Schulz M., Berger W.H., Sarnthein M., Grootes P.M.** Amplitude variations of 1470-year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass // *Geophysical Research Letters*. 1999. V. 26. P. 3385–3388.
- Schweinsberg A.D., Briner J.P., Miller G.H., Bennike O., Thomas E.K.** Local glaciation in West Greenland linked to North Atlantic ocean circulation during the Holocene // *Geology*. 2017. V. 45. P. 195–198. DOI: 10.1130/G38114.1
- Soon W., Herrera V.M.V., Selvaraj K., Traversi R., Usoskin I., Chen C.-T.A., Lou J.-Y., Kao S.-J., Carter R.M., Pipin V., Severi M., Becagli S.** A review of Holocene solar-linked climatic variation on centennial to millennial timescales: Physical processes, interpretative frameworks and a new multiple cross-wavelet transform algorithm // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 134. P. 1–15. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.03.003
- Stuiver M., Reimer P.J.** CALIB 7.0.4 Calib Radiocarbon Calibration Program. 2005.
- Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W.** CALIB 7.0.4 Manual. 2007. URL: <http://www.calib.qub.ac.uk/crev50/manual/> (accessed: 21.02.2011).
- Svensmark J., Enghoff M.B., Shaviv N.J., Svensmark H.** The response of clouds and aerosols to cosmic ray decreases // *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2016. V. 121, is. 9. P. 8152–8181.
- Swindles G.T., Patterson R.T., Roe H.M., Galloway J.M.** Evaluating periodicities in peat-based climate proxy records // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 41. P. 94–103. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.03.003. URL: <https://carleton.ca/timpatterson/wp-content/uploads/Swindles2012QSR41.94-103.pdf>
- Turner T.E., Swindles G.T., Charman D.J., Langdon P.G., Morris P.J., Booth R.K., Parry L.E., Nichols J.E.** Solar cycles or random processes? Evaluating solar variability in Holocene climate records // *Scientific Reports*. 2016. V. 6. Art. 23961. DOI: 10.1038/srep23961
- Usoskin I.G., Gallet Y., Lopes F., Kovaltsov G.A., Hulot G.** Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima // *Astronomy & Astrophysics*. 2016. V. 578. DOI: 10.1051/0004-6361/201527295.
- Viau A.E., Gajewski K., Sawada M.C., Fines P.** Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. Art. D09102. DOI: 10.1029/2005JD006031
- Vonmoos M., Beer J., Muscheler R.** Large variations in Holocene solar activity: Constraints from 10Be in the Greenland ice core project ice core // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. A10105. DOI: 10.1029/2005JA011500
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goussé H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice C.I., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M.** Mid- to Late Holocene climate change: an overview // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27, is. 19–20. P. 1791–1828. DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.06.013
- Wiles G.C., D'Arrigo R.D., Villalba R., Calkin P.E., Barclay D.J.** Century-scale solar variability and Alaskan temperature change over the past millennium // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. L15203. DOI: 10.1029/2004GL020050
- Wunsch C.** On sharp spectral lines in the climate record and the millennial peak // *Paleoceanography*. 2000. V. 15 (4). P. 417–424. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/1999PA000468>
- Xu H., Hong Y., Lin Q., Hong B., Zhu Y.** Temperature variations in the past 6000 years inferred from $\delta^{18}O$ of peat cellulose from Hongyuan, China // *Chinese Science Bulletin*. 2002. V. 47. P. 1578–1584. DOI: 10.1360/02tb9347
- Xu D., Lu H., Chu G., Wu N., Shen C., Wang C., Mao L.** 500-year climate cycles stacking of recent centennial warming documented in an East Asian pollen record // *Scientific Reports*. 2014. V. 4. Art. 3611. doi: 10.1038/srep03611
- Zhao X.H., Feng X.S.** Correlation between solar activity and the local temperature of Antarctica during the past 11,000 years // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2015. V. 122. P. 26–33. DOI: 10.1016/j.jastp.2014.11.004.

References

- Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Orlova L.A. Radiocarbon chronology of holocene glacial and climatic events in south-eastern Altai (Central Asia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. T. 53. Is. 6. pp. 712–737. doi.org/10.1016/j.rgg.2012.04.004.
- Antipina T.G., Preis Y.I., Zenin V.N. Dynamics of forest vegetation and climate in the southern taiga of Western Siberia in the late Holocene according to spore–pollen analysis and AMS dating of the peat bog // *Russian Journal of Ecology*. 2019. T. 50. No. 5. pp. 445–452. doi.org/10.1134/S1067413619050035.
- Blyakharchuk T. A., Blyakharchuk P. A. *Vliyanie ciklichnosti klimata na razvitie bolotnogo massiva lesostepnoj zony* [Influence of climatic cycles on development of peat mire in forest-steppe zone] // *Problems of studying and using peat resources of Siberia : materials of the Third International Scientific and Practical Conference (Tomsk, September 27 – October 3, 2015)*. 2015. pp. 21–24. In Russian. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000530068> In Russian

- Bukreeva G.F., Arkhipov S.A., Volkova V.S., Orlova L.A. *Klimat Zapadnoj Sibiri v proshlom i v budushchem* [Climate of Western Siberia: past and future] // Russian Geology and Geophysics. 1995. T. 36. Is. 11. pp. 3–22. In Russian. URL: <http://www.ipgg.sbras.ru/ru/files/publications/ibc/gg-1995-11-3.pdf?action=download>
- Vakulenko N.V., Monin A.S., Sonechkin D.M. *Svidetel'stvo vnutrennej uporyadochennosti kolebanij klimata v golocene* [Evidence of a method order in the Holocene climate variations] // Doklady Earth Sciences. 2003. T. 389. No. 5. pp. 681–687. In Russian
- Volkova V.S., Gnibidenko Z.N., Goryacheva A.A. *Klimaticheskaya ritmika golocena central'noj chasti Zapadno-Sibirskoj ravniny (palinologiya, magnetizm)* [Holocene climatic rhythm in the central part of the West Siberian Plain (palynology, magnetism)] // The main patterns of global and regional changes in climate and natural environment in the Late Cenozoic of Siberia. Novosibirsk: Publishing house of the Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, 2002. pp. 48–57. In Russian
- Gvozdeckij N.A., Mihajlov N.I. *Fizicheskaya geografija SSSR. Aziatskaya chast': Uchebnik dlya studentov geogr. fak. un-tov. Moscow : Mysl', 1978. 512 p. In Russian*
- Elina G.A., Yurkovskaya T.K. *Metody opredeleniya paleogidrologicheskogo rezhima kak osnova ob'ektivizacii prichin sukcesij rastitel'nosti bolot* [Methods for determining the paleohydrological regime as the basis for objectifying the causes of succession of bog vegetation] // Botanical Journal. 1992. T. 77. Is. 7. pp. 120–124. In Russian
- Korolyuk, A.Yu., Troeva E.I., Cherosov M. M., Zakharova B.I., Gogoleva P.A., Mironova S.I. *Ekologicheskaya otsenka flory i rastitel'nosti Tsentralnoj Yakutii* [Ecological assessment of flora and vegetation of Central Yakutia]. Yakutsk: Izd-vo YaNTs SO RAN, 2005. 108 p. In Russian
- Krutikov V.A., Preis Yu.I., Kuskov A.I., Cheredko N.N. *Ciklichnost' torfoobrazovatel'nogo processa na yuge lesnoj zony Zapadnoj Sibiri* // Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta [Cyclicality of the peat-forming process in the south of the forest zone of Western Siberia] // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2010. T. 317. Is. 1. pp. 46–51. In Russian. URL: http://earchive.tpu.ru/bitstream/11683/3263/1/bulletin_tpu-2010-317-1-08.pdf
- Lapshina E.D. *Flora bolot yugo-vostoka Zapadnoj Sibiri* [Flora of mires of south-east of West Siberia]. Tomsk: Izd-vo Tomskogo un-ta, 2003. 296 p. In Russian
- Levina T.P., Orlova L.A. *Klimaticheskie ritmy golocena yuga Zapadnoj Sibiri* [Holocene climatic cycles in southern West Siberia] // Russian Geology and Geophysics. 1993. T. 34. Is. 3. pp. 38–55. In Russian
- Lishtvan I.I., King N.T. *Osnovnye svoystva torfa i metody ih opredeleniya* [The main properties of peat and methods for their determination]. Minsk: Science and technology, 1975. 318 p. In Russian
- Maltsev A.E., Leonova G.A., Rubanov M.V., Preis Yu.I., Bobrov V.A. *Ekogeochemiya golocenovykh razrezov verkhovykh bolot Barabinskoj lesostepi Zapadnoj Sibiri (Novosibirskaya oblast')* [Ecogeochemistry of Holocene sections of the raised bogs of the Barabinsk forest-steppe of Western Siberia (Novosibirsk region)] // Problems of Natural Science. 2018. V. 3. Is. 17. pp. 86–92. In Russian
- Okisheva L.N., Filandysheva L.B. *O klimaticheskome faktore landshaftnoj differenciacii Zapadno-Sibirskoj ravniny* [On the climatic factor of the landscape differentiation of the West Siberian Plain] // Problems of Geography of Siberia. 1997. Is. 22. pp. 80–87. In Russian
- Pomortsev O.A., Kashkarov E.P., Lovelius N.V. *Bioklimaticheskaya hronologiya golocena: rekonstrukcija i prognoz* [Bioclimatic Chronology of the Holocene: Reconstruction and Prognosis] // Vestnik of the North-Eastern Federal University named after M.K. Ammosov. 2015. Is. 3 (47). pp. 100–115. In Russian
- Preis Yu.I. *Detal'naya rekonstrukcija funkcional'nogo sostoyaniya bolota kak otklik na izmeneniya kontinental'nogo klimata golocena (srednyaya tajga Zapadnoj Sibiri)* [Detailed reconstruction of bog functional state as response to continental climate changes in Holocene (the middle taiga of West Siberia)] // Izvestiya Tomskogo Politekhnicheskogo Universiteta. 2015a. T. 326. No. 2. pp. 90–102. In Russian. URL: http://earchive.tpu.ru/bitstream/11683/5439/1/bulletin_tpu-2015-326-2-10.pdf
- Preis Yu.I. *Paleokriogennyye processy v torfyanykh otlozheniyah yugo-vostoka Zapadnoj Sibiri* [Paleocryogenic processes in peat deposits in the southeast of Western Siberia] // Arctic, Subarctic: mosaicity, contrast, variability of the cryosphere: proceedings of the International Conference (Tyumen, July 2–5, 2015) / ed. V.P. Melnikov and D.S. Drozdov. Tyumen: Epoch Publishing House. 2015b. pp. 305–308. In Russian
- Preis Yu. I. Dynamics of the hollow-pool complex of the Iksinskoe bog (Western Siberia) as a response to climate changes in the latter half of the Holocene // Geography and Natural Resources. 2016. No. 2. pp. 94–103. URL: <http://www.izdatgeo.ru/pdf/gipr/2016-2/94.pdf>
- Preis Yu.I., Kur'ina I.V. *Rekonstrukcija vysokogo razresheniya paleoekotopov bolot yuzhnoj tajgi Zapadnoj Sibiri kak otklik na izmeneniya klimata golocena* [Reconstruction of high resolution paleoecotopes of bogs in the southern taiga of Western Siberia as a response to changes in the Holocene climate] // Investigation of natural and climatic processes in the territory of the Bolshoi Vasyugan bog / ed. M.V. Kabanova. Novosibirsk: Publishing house of the SB RAS, 2012. pp. 14–38. In Russian
- Tyuremnov S.N., Largin I.F., Efimova S.F., Skobeeva E.I. *Torfyanye mestorozhdeniya i ih razvedka* [Peat Deposits and Their Exploration]. Moscow : Nedra, 1977. 264 p. In Russian
- Shnitnikov A.V. *Izmenchivost' obshchej uvlazhnennosti materikov Severnogo polushariya* [Variability of the general moisture content of the continents of the Northern Hemisphere]. Leningrad: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1957. pp. 283–295. In Russian
- Bailey H.L., Kaufman D.S., Sloane H.J., Hubbard A.L., Henderson A.C.G., Leng M.J., Meyer H., Welker J.M. Holocene atmospheric circulation in the central North Pacific: A new terrestrial diatom and $\delta^{18}O$ dataset from the Aleutian Islands // Quaternary Science Reviews. 2018. V. 194. pp. 27–38. doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.027.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., de Menocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates // Science. 1997. V. 278. pp. 1257–1266. doi: 10.1126/science.278.5341.1257
- Borgmark A. Holocene climate variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis // The Holocene. 2005 V. 15. Is. 3. pp. 387–395. doi:10.1191/0959683605hl816p

- Carslaw K.S., Harrison R.G., Kirkby J. Cosmic rays, clouds, and climate // *Science*. 2002. V. 298. Is. 5599. pp. 1732–1737. doi: 10.1126/science.1076964.
- Debret M., Sebag D., Crosta X., Massei N., Petit J.-R., Chapron E., Bout-Roumazielles V. Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. Is. 25–26. pp. 2675–2688. doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.06.005.
- IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / ed T F Stocker et al. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
- Langdon P.G., Barber K.E., Hughes P.D.M. A 7500-year peat-based palaeoclimatic reconstruction and evidence for an 1100-year cyclicity in bog surface wetness from Temple Hill Moss, Pentland Hills, southeast Scotland // *Quaternary Science Reviews*. 2003. V. 22. Is. 2–4. pp. 259–274. doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00093-8.
- Nederbragt A.J., Thurow J. Geographic coherence of millennial-scale climate cycles during the Holocene // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. V. 221. Is. 3–4. pp. 313–324. doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.03.002.
- Pettersson O. Climatic variations in historic and prehistoric times // *Svenska Hydrogr. Biol. Kommissionens Skrifter*. 1914. V. 5. 26 p.
- Preis Yu.I., Simonova G.V. and Slagoda E.A. Detailed reconstruction of the functional state of the Central Yamal khasyrey as a response to local conditions and regional climate changes in the late Holocene // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2016. V. 48, № 012010. doi: 10.1088/1755-1315/48/1/012010. URL: <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/48/1/012010/pdf>
- Pudovkin M.I. Influence of solar activity on the lower atmosphere state // *Intern. J. Geomagn. Aeron.* 2004. V. 5 (2). GI2007. doi: 10.1029/2003GI000060.
- Schulz M., Berger W.H., Sarnthein M., Grootes P.M. Amplitude variations of 1470-year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass // *Geophysical Research Letters*. 1999. V. 26. pp. 3385–3388.
- Schweinsberg A.D., Briner J.P., Miller G.H., Bennike O., Thomas E.K. Local glaciation in West Greenland linked to North Atlantic ocean circulation during the Holocene // *Geology*. 2017. V. 45. pp. 195–198. doi.org/10.1130/G38114.1.
- Soon W., Herrera V.M.V., Selvaraj K., Traversi R., Usoskin I., Chen C.-T.A., Lou J.-Y., Kao S.-J., Carter R.M., Pipin V., Severi M., Becagli S. A review of Holocene solar-linked climatic variation on centennial to millennial timescales: Physical processes, interpretative frameworks and a new multiple cross-wavelet transform algorithm // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 134. pp. 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.003>.
- Stuiver M., Reimer P.J. CALIB 7.0.4 Calib Radiocarbon Calibration Program. 2005.
- Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. CALIB 7.0.4 Manual. 2007. URL: <http://www.calib.qub.ac.uk/crev50/manual/> (accessed: 21.02.2011).
- Svensmark J., Enghoff M.B., Shaviv N.J., Svensmark H. The response of clouds and aerosols to cosmic ray decreases // *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2016. V. 121. Is. 9. pp. 8152–8181.
- Swindles G.T., Patterson R.T., Roe H.M., Galloway J.M. Evaluating periodicities in peat-based climate proxy records // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 41. pp. 94–103. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.03.003. URL: <https://carleton.ca/timpatterson/wp-content/uploads/Swindles2012QSR41.94-103.pdf>
- Turner T.E. Swindles G.T., Charman D.J., Langdon P.G., Morris P.J., Booth R.K., Parry L.E., Nichols J.E. Solar cycles or random processes? Evaluating solar variability in Holocene climate records // *Scientific Reports*. 2016. V. 6. 23961. doi: 10.1038/srep23961.
- Usoskin I.G., Gallet Y., Lopes F., Kovaltsov G.A., Hulot G. Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima // *Astronomy & Astrophysics*. 2016. V. 578. doi.org/10.1051/0004-6361/201527295.
- Viau A.E., Gajewski K., Sawada M.C., Fines P. Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. pp. D09102. doi.org/10.1029/2005JD006031.
- Vonmoos M., Beer J., Muscheler R. Large variations in Holocene solar activity: Constraints from ¹⁰Be in the Greenland ice core project ice core // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. A10105. doi:10.1029/2005JA011500.
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice C.I., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. Mid- to Late Holocene climate change: an overview // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27. Is. 19–20. pp. 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>.
- Wiles G.C., D'Arrigo R.D., Villalba R., Calkin P.E., Barclay D.J. Century-scale solar variability and Alaskan temperature change over the past millennium // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. L15203. doi:10.1029/2004GL020050.
- Wunsch C. On sharp spectral lines in the climate record and the millennial peak // *Paleoceanography*. 2000. V. 15. 4. pp. 417–424. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/1999PA000468>
- Xu H., Hong Y., Lin Q., Hong B., Zhu Y. Temperature variations in the past 6000 years inferred from $\delta^{18}O$ of peat cellulose from Hongyuan, China // *Chinese Science Bulletin*. 2002. V. 47. pp. 1578–1584. <https://doi.org/10.1360/02tb9347>.
- Xu D., Lu H., Chu G., Wu N., Shen C., Wang C., Mao L. 500-year climate cycles stacking of recent centennial warming documented in an East Asian pollen record // *Scientific Reports*. 2014. V. 4. 3611. DOI: 10.1038/srep03611.
- Zhao X.H., Feng X.S. Correlation between solar activity and the local temperature of Antarctica during the past 11,000 years // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2015. V. 122. pp. 26–33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2014.11.004>.

Информация об авторах:

Прайс Ю.И., кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (ИМКЭС СО РАН), Томск, Россия.

E-mail: preisyui@rambler.ru

Чердык Н.Н., кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (ИМКЭС СО РАН), Томск, Россия.

E-mail: atnik3@rambler.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Preis Y.I., Cand. Sci. (Biology), Leading Researcher, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia.

E-mail: preisyui@rambler.ru

Cheredko N.N., Cand. Sci. (Geography), Senior Researcher, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia.

E-mail: atnik3@rambler.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 02.08.2021; одобрена после рецензирования 28.09.2021; принята к публикации 14.06.2022

The article was submitted 02.08.2021; approved after reviewing 28.09.2021; accepted for publication 14.06.2022

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2022. № 2

Редактор Е.Г. Шумская
Оригинал-макет Е.Г. Шумской
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 30.06.2022 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 22,3; усл. печ. л. 20,7.
Тираж 50 экз. Заказ № 5093. Цена свободная.

Дата выхода в свет 20.07.2022 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