

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2022

№ 1

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 базе данных Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index.

The Journal is indexed in the Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index.



Томский государственный университет
2022

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, доцент 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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Гертнер И.Ф., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **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.), Associate 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, Holymoore Consultancy, Chesterfield, UK

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

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

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

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

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

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

EDITORIAL COUNCIL

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Gorbatenko V.P.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Grinev O.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **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

ПЕТРОЛОГИЯ

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Куйбида М.Л., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Петрогенезис и тектонические обстановки образования высококалийных гранитов (Западный Сангилен, Тувино-Монгольский массив)	6
Гертнер И.Ф., Мустафаев А.А., Крылова В.А., Войтенко Д.Н. Условия формирования нефелиновых руд Кия-Шалтырского месторождения на основе структурного анализа породообразующих минералов (северо-восточный склон Кузнецкого Алатау, Сибирь)	33

МИНЕРАЛОГИЯ

Шабашев В. Я. Железо-титановое оруденение Ошурковского массива (Забайкалье)	48
Юргенсон Г.А. Минералы редких земель месторождения Антонова Гора (Восточное Забайкалье)	68

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Ксенева Т.Г. Новые сведения по фораминиферам (полиморфиниды) Западной Сибири	77
Маликов Д.Г., Митченко А.М. Пещера Заповедная – новое местонахождение плейстоцен-голоценовой фауны млекопитающих в Минусинской котловине (Южная Сибирь)	87

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Безгодова О.В. Русловая морфодинамика устьевой части реки Олха за десятилетний период	98
Рязанов С.С., Кулагина В.И. Сравнительная оценка вертикальной точности цифровых моделей высот – SRTM, ALOS WORLD 3D, ASTER GDEM и MERIT DEM на примере лесной и пойменной зон национального парка «Нижняя Кама»	107

ГЕОХИМИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

Гашкова Л.П. Оценка влияния выгорания растительности на распределение элементов в торфяной залежи верхового болота	118
Солдатова Е.А., Сидкина Е.С., Савичев О.Г. Моделирование изменения геохимической обстановки под влиянием сброса коммунально-бытовых сточных вод на примере Обского болота (Западная Сибирь)	126

CONTENTS

PETROLOGY

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Kuibida M.L., Semenova D.V., Yakovlev V.A. Petrogenesis and tectonic settings of the formation of high-k granites (Western Sangilen, Tuva-Mongolian massif)	6
Gertner I.F., Mustafaev A.A., Krylova V.A., Voitenko D.N. Conditions for the formation of nepheline ores of the Kiya-Shaltyr deposit based on structure analysis of rock-forming minerals (North-Eastern slope of the Kuznetsk Alatau Ridge, Siberia)	33

MINERALOGY

Shabashev V.Ya. Iron-titanium mineralization of the Oshurkovsky Massif (Transbaikalia)	48
Yurgenson G.A. Rare earth minerals of the Antonova Gora deposit (Eastern Transbaikalia)	68

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

Kseneva T.G. New data on Foraminifera (Polymorphinidae) of Western Siberia	77
Malikov D.G., Mitchenko A.M. Zapovednaya Cave – the new location of Pleistocene and Holocene Mammals fauna in Minusinsk Depression (Southern Siberia)	87

GEOMORPHOLOGY

Bezgodova O.V. Channel morphodynamics of the mouth section of the Olha River over a ten-year period	98
Ryazanov S.S., Kulagina V.I. Comparative accuracy assessment of digital elevation models (SRTM, ALOS WORLD 3D, ASTER GDEM, MERIT DEM) on the example of forest and floodland zones of the National park “Nizhnaya Kama”	107

GEOCHEMISTRY, GEOECOLOGY

Gashkova L.P. Influence of fire on the distribution of elements in the peat deposit of the bog	118
Soldatova E.A., Sidkina E.S., Savichev O.G. Modeling the changes of geochemical conditions under municipal sewage discharge on the example of Obskoye fen (Western Siberia)	126

ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 550.42: 552.3
doi: 10.17223/25421379/22/1

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ГРАНИТОВ (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ТУВИНО-МОНГОЛЬСКИЙ МАССИВ)



Ирина Владимировна Кармышева¹, Владимир Геннадьевич Владимиров²,
Максим Леонидович Куйбида³, Дина Валерьевна Семенова⁴,
Владислав Александрович Яковлев⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

¹ iri@igm.nsc.ru

² vvg@igm.nsc.ru

³ maxkub@igm.nsc.ru

⁴ sediva@igm.nsc.ru

⁵ yakovlevva@igm.nsc.ru

Аннотация. По результатам структурно-петрологических и геохронологических исследований рассматривается происхождение высококалийевых гранитов ухадагского комплекса (Западный Сангилен, Тувино-Монгольский массив) в период 485 млн лет. Формирование комплекса связано с плавлением коровых сиалических пород без существенного привноса мантийного вещества. Влияние со стороны верхней мантии было ограничено активным тепловым воздействием в условиях позднеколлизийного растяжения.

Ключевые слова: магматизм, высококалийевые граниты, плавление, коллизия, позднеколлизийные обстановки, Тувино-Монгольский массив

Благодарности: авторы выражают благодарность С.Н. Рудневу, П.Д. Котлеру, Р.А. Шелепаеву и А.А. Цыганкову за активное обсуждение работы.

Источник финансирования: Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РФФИ № 18-05-00851.

Для цитирования: Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Куйбида М.Л., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Петрогенезис и тектонические обстановки образования высококалийевых гранитов (Западный Сангилен, Тувино-Монгольский массив) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 6–32. doi: 10.17223/25421379/22/1

Original article
doi: 10.17223/25421379/22/1

PETROGENESIS AND TECTONIC SETTINGS OF THE FORMATION OF HIGH-K GRANITES (WESTERN SANGILEN, TUVA-MONGOLIAN MASSIF)

Irina V. Karmysheva¹, Vladimir G. Vladimirov², Maxim L. Kuibida³, Dina V. Semenova⁴,
Vladislav A. Yakovlev⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

¹ iri@igm.nsc.ru

² vvg@igm.nsc.ru

³ maxkub@igm.nsc.ru

⁴ sediva@igm.nsc.ru

⁵ yakovlevva@igm.nsc.ru

Abstract. This study presents new data for the origin and conditions of the formation of high-K granitoids by the example of the rocks of the Ukhadag complex. It is widespread within the Western Sangilen on the northwestern margin of the Tuva-Mongolian massif. The main conclusions are based on the conducted structural and petrological studies, the study of the petrogeochemical composition of rocks and the composition of minerals, U-Pb isotope dating of rocks (zircons), and petrological modeling. The formation of granitoids took place in the period of 485 ± 2 Ma. This time period corresponds to the beginning of the late

collisional stage in the evolution of the active margin of the Tuva-Mongolian massif, during which there was a large-scale shear extension and thinning of the crust, the formation of areas of increased permeability. The rocks of the Ukhadag complex are quartz syenites, granites and monzoleucogranites. They are high-potassium (SiO_2 – 60.46–78.94 wt.%, K_2O – 3.07–7.09 wt. %) A2-type porphyritic granites. According to the Yb content, the rocks are divided into two types: with high (> 1.8 ppm) and low (< 1.8 ppm) values, which indicates garnet-bearing and garnet-free protolith substrates. The formation of the Ukhadag complex is assumed as a result of the remelting of the migmatite-granite Erzín complex. The results of petrological modeling showed that the melting of high-potassium rocks from migmatites is possible at a degree of melting from 10 to 45 %. The formation of quartz syenites is most likely associated with the melting of amphibolite horizons observed in the Erzín complex. Under the conditions of synmagmatic tectonic deformations, the most realistic is the model of fractional melting with the separation of portions of the newly formed melt after its formation, which led to an increase in incoherent elements (K, Rb, Cs, Ba) in the Ukhadag granites. The gabbroids and mingling dikes associated with the Ukhadag complex form an insignificant volume of hybridized rocks, which indicates a limited mass transfer on their part, which is insufficient for a significant change in the composition of silicic magmas of the entire volume of the Ukhadag complex. Gabbro-monzodiorites were a source of heat for melting the crustal substrate during the formation of the Ukhadag complex. The high temperatures of the newly formed melt are indicated by the increased contents of Zr and Hf in the Ukhadag granitoids, which are characteristic of the formation of A-granites from a quartz-feldspar substrate. In the settings of late collisional extension on the margin of the Tuva-Mongolian massif, the impact from the upper mantle at the turn of 485 Ma was limited to an active thermal effect, but it provided large-scale melting of high-K granites at the lower crustal levels.

Keywords: high-K granites, melting, collision, late collisional settings, Tuva-Mongolian massif

Acknowledgments: We would like to express our very great appreciation to S.N. Rudnev, P.D. Kotler, R.A. Shelepaev, A.A. Tsygankov for active discussion of our work.

Source of financing: Work is done on state assignment of V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science. This study was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research Projects № 18-05-00851.

For citation: Karmysheva, I.V., Vladimirov, V.G., Kuibida, M.L., Semenova, D.V. & Yakovlev, V.A. (2022) Petrogenesis and tectonic settings of the formation of high-k granites (Western Sangilen, Tuva-Mongolian massif). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 6–32. doi: 10.17223/25421379/22/1

Введение

Гранитообразование и закономерности изменения состава кислых магм играют ключевую роль в понимании эволюции континентальной коры. Петрогенезис высококалийевых гранитов, широко распространенных в коллизионных областях, неоднократно обсуждался в открытой печати [Roberts, Clemens, 1993; Bonin et al., 1998; Liégeois et al., 1998; Altherr et al., 2000; Bonin, 2004; Castro, 2004; Karsli et al., 2010; Topuz et al., 2010; Clemens 2012; Brown, 2013]. К настоящему времени предложены несколько моделей их образования:

1) фракционная кристаллизация мантийных недеплементированных расплавов или низкая степень плавления высококалийевых основных и средних пород на нижних и средних глубинах земной коры [Carroll, Wyllie, 1990; Beard, Lofgren, 1991; Roberts, Clemens, 1993; Rapp, Watson, 1995; Singh, Johannes, 1996; Sisson et al., 2005; Watkins et al., 2007];

2) частичное плавление корового материала и его смешение с мантийными расплавами [Hildreth and Moorbath, 1988; Rottura et al., 1998; Karsli et al., 2010];

3) низкая степень плавления коровых калийевых пород, в том числе метapelитов и амфиболитов [Barbarin, 1999];

4) частичное плавление тоналит-гранодиоритов [Skjerlie et al., 1993; Moyen et al., 2003; Frost et al., 2006].

Все существующие модели включают в себя участие в различной степени мантийного и корового материала. Источники корового материала предполагают плавление амфиболитов и метapelитов с высокими содержаниями калия в условиях нижней и средней коры. Основные же породы являются либо тепловым источником, необходимым для плавления корового материала, либо первичными магмами, претерпевшими впоследствии фракционную кристаллизацию, либо источником калия, привнесенного в более кислые породы из мантийных обогащенных расплавов. Как следствие, образование высококалийевых гранитов практически всегда является результатом корово-мантийного взаимодействия. Для понимания происхождения природы высококалийевых гранитов наиболее информативными являются интрузии, пространственно и по времени образования связанные с габброидными телами.

В данной статье рассматриваются происхождение и условия образования высококалийевых гранитов ухадагского комплекса, расположенного на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива (ТММ) в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), который является крупнейшим в мире аккреционно-коллизионным орогеном, характеризующимся широким распространением раннепалеозойских интрузивных габбро-гранитных серий (см. обзор в [Владимиров и др., 2013]). Формирование последних связывается со сменой геодинамических обстановок в кембро-ордовикский период истории развития ЦАСП,

сопровожаемой корово-ман-тийным взаимодействием в обстановках активных тектонических процессов. Основными факторами, определяющими корово-мантийное взаимодействие, являются одновременный вклад тектонических процессов и влияние мантийных расплавов на нижние и средние уровни земной коры.

Геологическая ситуация

Современное геологическое строение Западного Сангиленга, расположенного в пределах ЦАСП, сформировалось в процессе коллизии Таннуольской островной дуги и ТММ в кембро-ордовикское время [Гибшер и др., 2000; Кузьмичев, 2004; Владимиров и др., 2005]. Процесс коллизии можно разделить на раннеколлизионный (570–535 млн лет), коллизионный (535–495 млн лет) и позднеколлизионный (495–430 млн лет) этапы [Владимиров и др., 2005; Владимиров и др., 2017]. Позднеколлизионный этап сопровождался заложением субширотных и субмеридиональных тектонических зон, фрагментацией и развалом коллизионного орогена, утонением земной коры и масштабным проявлением интрузивного магматизма основного и кислого состава [Владимиров и др., 2005; Барабаш и др., 2007; Владимиров и др., 2017; Кармышева и др., 2017; Кармышева и др., 2018].

В пределах Западно-Сангиленского региона выделяются несколько метаморфических комплексов: эрзинский, моренский и нижнеэрзинский (рис. 1). В состав эрзинского комплекса входят кордиерит-гранат-силлиманитовые мигматиты, авто- и параавтохтонные граниты [Karmysheva et al., 2021]. Моренский комплекс сложен гранат-биотитовыми, кианит и ставролит содержащими, двуслюдяными гнейсами с горизонтами мраморов, кварцитов и амфиболитов, нижнеэрзинский комплекс – гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и гнейсогранитами. Для этих метаморфических комплексов предполагается единый источник вулканогенно-осадочного материала [Козаков и др., 2001]. Базитовый магматизм имеет широкое площадное распространение и фиксируется на всех этапах формирования Сангиленского аккреционно-коллизионного сооружения: от 570 до 440 млн лет [Шелепаев, 2006]. Позднеколлизионный этап характеризуется становлением габбро-монцодиоритовой ассоциации: Баянкольский (489 ± 3 млн лет, $Ag-Ag$ [Шелепаев, 2006]), Эрзинский (492 ± 9 млн лет, $U-Pb$ [Козаков и др., 1999]) и Башкымутурский (465 ± 3 млн лет [Шелепаев, 2006]) массивы. Считается, что источником расплавов служила деплетированная мантия, испытывавшая воздействие водного флюида, отделяющегося от погружающейся океанической плиты [Шелепаев и др., 2018].

Гранитоиды составляют около 60 % от всех магматических образований Западного Сангиленга. Их формирование происходило в период от 520 [Семенова и

др., 2018] до 460 млн лет [Владимиров и др., 2017]. Они характеризуются «пестрым» составом [Пономарева и др., 2001; Кармышева и др., 2017], что достаточно характерно для магматизма коллизионных зон. Граниты Западного Сангиленга при содержании SiO_2 – 60–78 мас. % являются умеренно и высокоглиноземистыми (A/CNK – 0,85–1,88), имеют достаточно широкий разброс значений суммы щелочей (Na_2O+K_2O – 4,24–10,21 мас. %) от низко- до умеренно-щелочных разностей, с соотношениями Na_2O/K_2O – 0,38–2,00.

К наиболее древним образованиям относятся граниты Матутского массива (520 млн лет, цирконы, $U-Pb$) [Семенова и др., 2018] и авто- и параавтохтонные граниты эрзинского мигматит-гранитного комплекса (515–495 млн лет) [Karmysheva et al., 2021]. Возраст становления гранитов Баянкольского массива неоднозначен и приходится на период 504–487 млн лет [Кармышева и др., 2019]. К наиболее молодым кислым образованиям относится Улорский гранитный массив (474 ± 3 млн лет, $Rb-Sr$) [Петрова, 2001]. Для большинства гранитоидных массивов Западного Сангиленга обоснована тектоническая природа их происхождения [Кармышева и др., 2017; Кармышева и др., 2019].

Наибольший объем всех кислых интрузивов Западного Сангиленга приходится на граниты «ухадагского типа», характеризующиеся наличием крупнопорфировых вкрапленников калиевого полевого шпата. По петрографическим и петрогеохимическим характеристикам к данному типу относятся Ухадагский и Тесхемский массивы, а также граниты, широко распространенные в междуречье р. Эрзин и Нарын (объединенные в массив Стрелка). Далее авторы статьи породы данных массивов рассматривают как единый комплекс.

Исследователями предыдущих лет были предложены разные модели происхождения и внедрения кислых расплавов, возможность их формирования из одного метапелитового источника [Владимиров и др., 1989; Козаков и др., 1999; Владимиров и др., 2000; Пономарева и др., 2001; Кармышева и др., 2017]. Разнообразие состава кислых магм объяснялось привнесом отдельных элементов из базитовых расплавов и изменением степени плавления метапелитового субстрата. В данной работе на примере высококалиевых гранитов ухадагского комплекса рассмотрена реализация этих петрогеохимических изменений с учетом тектонических факторов.

Методика исследований

Исследования магматических пород, использованные в данной работе, включают в себя структурно-петрологические методы и подходы, определение петрогеохимического состава пород и состава минералов, $U-Pb$ метод изотопного датирования пород, петролого-геохимическое моделирование.

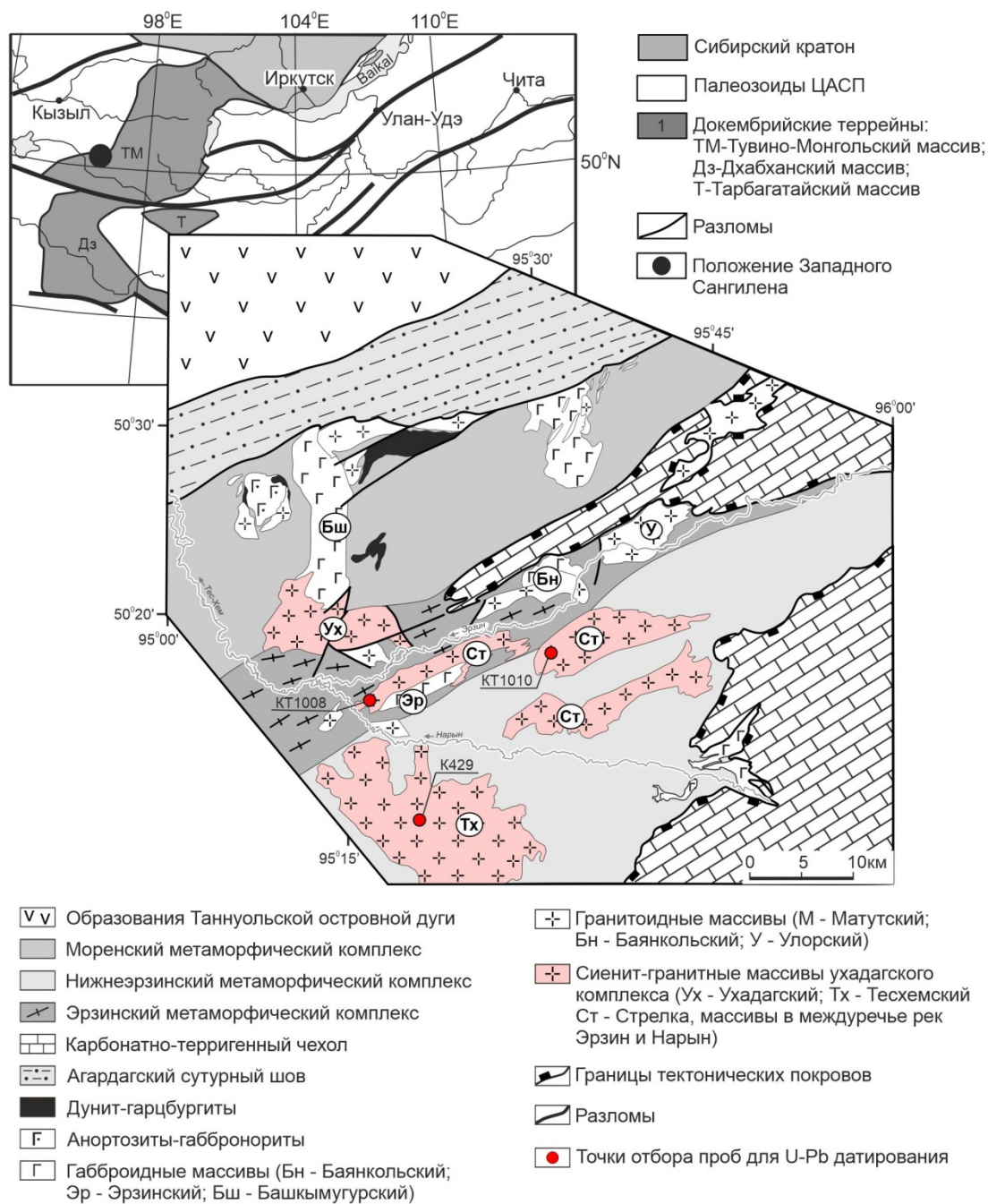


Рис. 1. Геологическая схема Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) по [Владимиров и др., 2017; Кармышева и др., 2017]

На врезке – положение Западного Сангилен в структурах южного обрамления Сибирской платформы (по [Кузьмичев, 2004] с упрощениями)

Fig. 1. Structural-geological map of the Western Sangilen (South-East Tuva) modified after [Vladimirov et al., 2017; Karmysheva et al., 2017]

Inset – location of the Western Sangilen in the structures of the southern frame of the Siberian Craton from [Kuzmichev, 2004]

Петрогеохимические исследования состава пород выполнены в «ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» (г. Новосибирск). Содержание петрогенных элементов определено на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP

(Thermo Fisher Scientific Ltd, США) (аналитики Н.Г. Карманова, Н.М. Глухова, А.Н. Торяник) [Карманова, Карманов, 2011]. Определение редкоземельных и высокочarged элементов выполнено методом ICP-MS на аппарате высокого разрешения

ELEMENT (Finnigan Mat, Германия) (аналитик И.В. Николаева) [Николаева и др., 2008].

Определение составов минералов выполнено на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом Camebax-micro в «ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» (г. Новосибирск) (аналитик О.С. Хмельникова).

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов выполнены в «ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН» (г. Новосибирск) методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific Ltd, США) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac, США), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Данные о морфологии и внутреннем строении зерен получены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2 %), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы «Glitter» [Griffin et al., 2008]. Для учета элементного и изотопного фракционирования U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [Slama et al., 2008]. Для цирконов проведена коррекция на нерадиоактивный свинец по [Andersen, 2002]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ. Диаграммы с конкордиями построены с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003].

Модельные расчеты поведения петрогенных компонентов для расплава проводились по формуле:

$$C_p = \sum_{j=1}^m (C_j \times f_j) + C_m \times f_m,$$

где C_p – концентрация петрогенного элемента в протолите; C_m, f_m – концентрация элемента в расплаве и доля расплава соответственно; C_j, f_j – концентрация элемента в минерале и доля этого минерала соответственно. Следовательно, концентрация элемента в расплаве равна разнице содержания элемента в протолите и суммарному содержанию этого элемента в реститовых минералах, деленной на долю расплава (степень плавления).

Численное петрологическое моделирование процессов выплавления гранитов проводилось по выборке «эталонных» образцов гранитов ухадагского комплекса, соответствующих усредненному составу пород комплекса, и «эталонных» образцов метапелитов и параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса, выбранных в качестве протолита. Процентное содержание минералов в породах эрзинского комплекса (как реститовой фазы) и их составов было оценено по результатам микрозондового изучения минералов в шлифах. Результаты петрологического моделирования процессов плавления считаются удовлетворительными, если модельные составы попадают в поля составов исследуемых гранитоидов.

Структурная характеристика гранитоидов

Вмещающими породами для гранитоидов ухадагского комплекса являются мигматиты и параавтохтонные граниты эрзинского комплекса, сланцы и гнейсы моренского и нижнеэрзинского метаморфических комплексов. В краевых частях массивов наблюдаются кордиерит-гранатовые реститы, относимые к эрзинскому комплексу. В реститах и вмещающих их гранитах отмечается когерентное направление минеральной линейности. Пространственно к ухадагским гранитам приурочены мелкие тела и дайки габброидов. Это линейные, округлые и линзообразные тела базитов, реликтовые «перистые» растянутые фрагменты мафических пород в крупно- и мелкозернистых гранитоидах. Мощность линейных тел достигает 4–5 м.

Контактовые и структурно-текстурные взаимоотношения мафических и кислых пород свидетельствуют об активном механическом взаимодействии кислых и основных расплавов, формировании плутонического типа минглинга [Karmysheva et al., 2015; Полянский и др., 2017] (рис. 2). Однако существенных объемов гибридизации как основных, так и кислых пород или признаков дифференциации базитов с образованием гибридных разновидностей пород не наблюдается.

В кислых и основных породах отмечаются вязкопластичные деформации, которые отчетливо проявлены в обнажениях и в шлифах (рис. 3). В краевых частях гранитных массивов более мелкозернистые породы слагают узкие линейные зоны с признаками течения кислых магм и теньевыми структурами вмещающих пород. В эндоконтактовых зонах среди мелкозернистых разновидностей гранитов наблюдаются линзовидные обособления крупнозернистых порфириовидных гранитов с признаками течения (рис. 3, а, б).

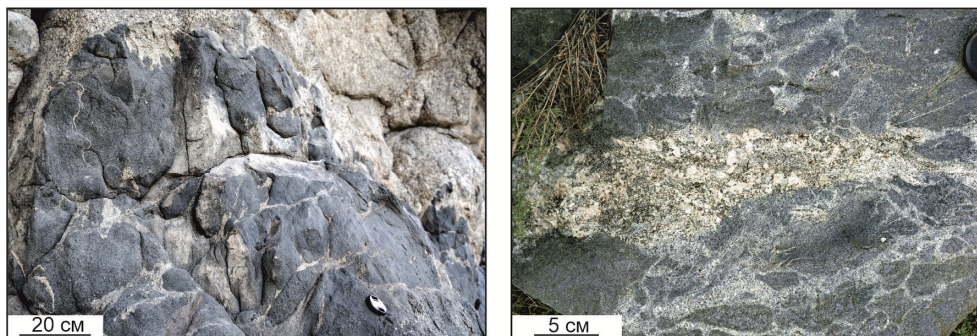


Рис. 2. Структуры синплутонического минглинга в базитах и гранитах ухадагского комплекса

Fig. 2. Synplutonic mingling structures in basites and granites of the Ukhadag complex

Характер и признаки интенсивности деформаций гранитоидов на макро- и микроуровне часто различны. Так, в масштабе скальных обнажений граниты могут нести признаки вязкопластичного течения, тогда как на микроуровне они будут характеризоваться гипидиоморфными структурами, где деформации имеют лишь реликтовый характер и проявляются в виде деформационных двойников и полос излома плагиоклаза и калиевого полевого шпата (рис. 3, с, d).

Вязкопластичные деформации в базитах проявлены лишь в случае их взаимодействия с гранитоидами с формированием минглинг-структур. На микроуровне здесь преобладают магматические габбровые структуры, однако на внутрикристаллическом уровне также отмечаются преломление двойниковой полосчатости и деформационные двойники в плагиоклазах (рис. 3, е, f).

Подобные структурные черты типичны для гранитоидов ухадагского комплекса и указывают на существование синтектонического течения кислых магм, консолидированных в различной степени, и их тесную связь с базитовыми расплавами.

Вещественный состав

По петрохимическим характеристикам породы ухадагского комплекса разделяются на три группы: кварцевые сиениты, граниты и монцолейкограниты. Монцолейкограниты отмечаются преимущественно в пределах Ухадагского массива, однако здесь же отмечены кварцевые сиениты и граниты. Все три разновидности наблюдаются и в остальных массивах Западного Сангилена без определенных закономерностей в распределении по площади. Контактных взаимоотношений всех разновидностей пород и постепенных переходов между ними не наблюдается. Для всех групп характерна порфировидная структура.

Кварцевые сиениты (Qtz – 10–15 %, Kfs – 55–60 %, Pl – 10–15 %, Bt+Hbl – 5–10 %) на диаграмме

Ab-An-Or соответствуют гранодиоритам и кварцевым монцонитам (рис. 4, а). По составу они относятся к умеренно-щелочным, известково-щелочным, высококалиевым (SiO_2 – 60,46–64,80 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 5,54–8,58 мас. %, K_2O – 3,4–4,84 мас. %) породам с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 0,51–1,17 (рис. 4, b–d; табл. 1). Железистость (Fe#) – 0,76–0,84 (рис. 4, е). По содержанию глинозема кварцевые сиениты попадают в промежуточное поле между I- и S-типами гранитов (ASI – 0,98–1,09) (рис. 4, f).

На диаграммах распределения редко-земельных элементов (РЗЭ) и спайдер-диаграммах для кварцевых сиенитов характерны отрицательные спектры с соотношением $(\text{La}/\text{Yb})_n$ – 5,91–15,09 и отрицательная Eu-аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$ – 0,83–0,63. Отмечаются незначительные минимумы по Nb и Ta, значительные – по Sr и Ti, а также высокие содержания K, Rb, Ba и Zr (рис. 5, а; табл. 1).

На дискриминационных диаграммах Вейлена составы кварцевых сиенитов лежат в поле A-гранитов, что согласуется с высокой железистостью, повышенными содержаниями Zr (447–840 г/т), минимумами по Sr и Ti и относительно высоким отношением Y/Nb – 1,42–2,27 (рис. 6, а, b). Однако наличие минимума по Nb и Ta, а также расположение фигуративных точек кварцевых сиенитов в поле I- и S-гранитов на диаграмме Гребенникова (рис. 6, с) не позволяют однозначно классифицировать породы по геохимическому типу.

Граниты (Qtz – 25–35 %, Kfs – 35–55 %, Pl – 30–35 %, Bt+Hbl – 3–5 %) на диаграмме Ab-An-Or точки составов преимущественно лежат в поле гранитов (рис. 4, а), характеризуются широкими вариациями состава от нормально- до высоко-щелочных разновидностей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 6,49–10,21 мас. %) при SiO_2 – 69,14–75,95 мас. %. Граниты преимущественно известково-щелочные и щелочно-известковые, высококалиевые (K_2O – 3,07–7,09 мас. %, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 0,42–1,11), железистые (Fe# – 0,79–0,97) (рис. 4, b–е; табл. 1).

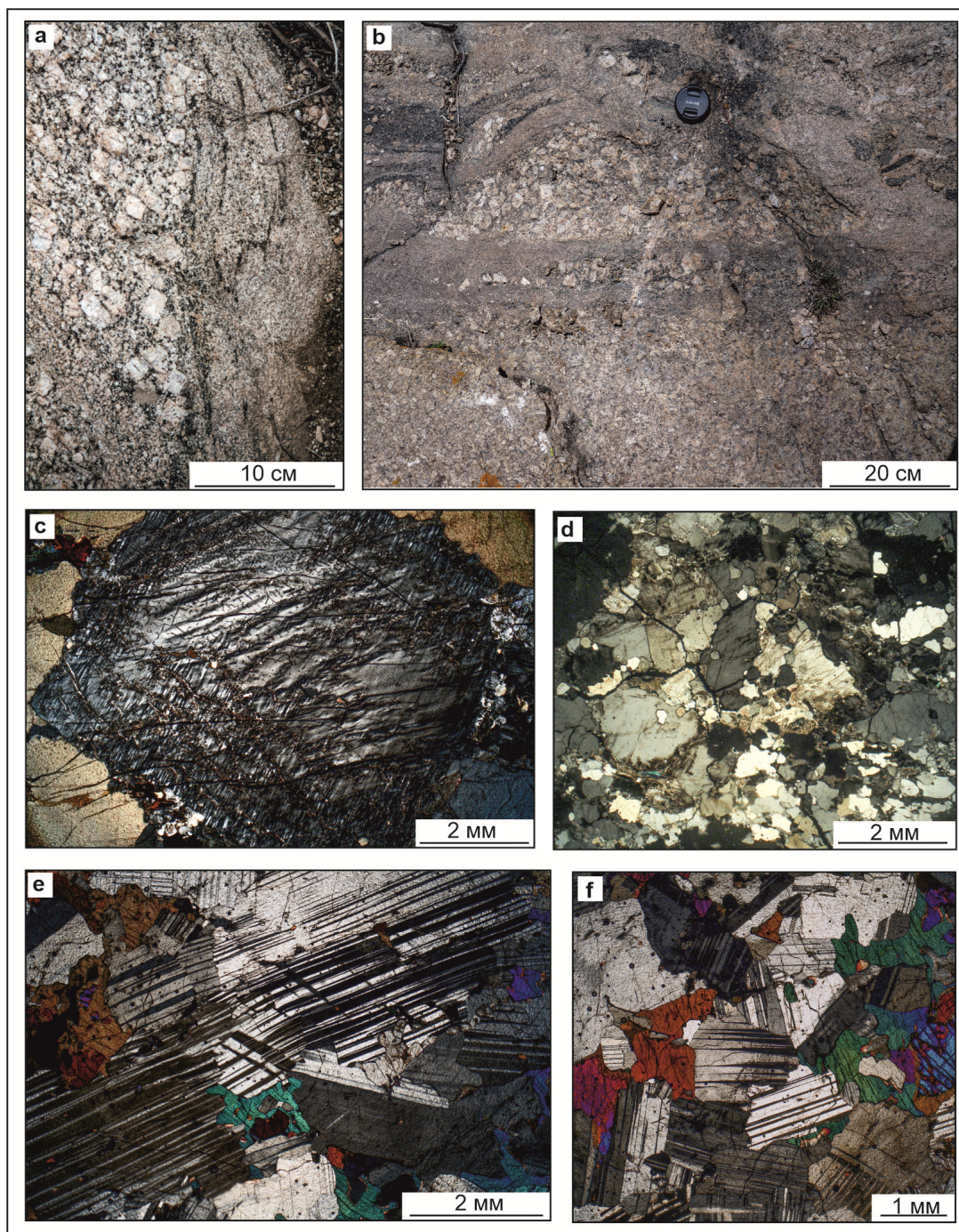


Рис. 3. Структурные и текстурные особенности гранитов ухадагского комплекса

a – теньевые структуры мигматитов и синтектоническое магматическое течение в эндоконтактной зоне Ухадагского массива; b – линейные перистые структуры мигматитов, S-образные и линзовидные тела крупнопорфировых гранитов в мелкозернистых; c – деформационные двойники в кристалле калиевого полевого шпата – в центральной части кристалла и в краевых частях направление двойникования различается; d – смещение границ зерен полевых шпатов и кварца и появление субзерен; e – изгибы двойниковой полосчатости плагиоклаза в базитах; f – деформационные двойники плагиоклаза в базитах

Fig. 3. Granites structural and textural features of the Ukhadag complex

a – shadow structures of migmatites and syntectonic magmatic flow in the endocontact zone of the Ukhadag massif; b – migmatites linear feathery structures, S-shaped and lenticular bodies of coarse-porphyry granites in fine-grained granites; c – deformation twins in a potassium feldspar crystal – the direction of twinning is different in the central part of the crystal and in the edge parts; d – displacement of grain boundaries of feldspars and quartz and the appearance of subgrains; e – bends of twinned banding of plagioclase in basites; f – deformation twins of plagioclase in basites.

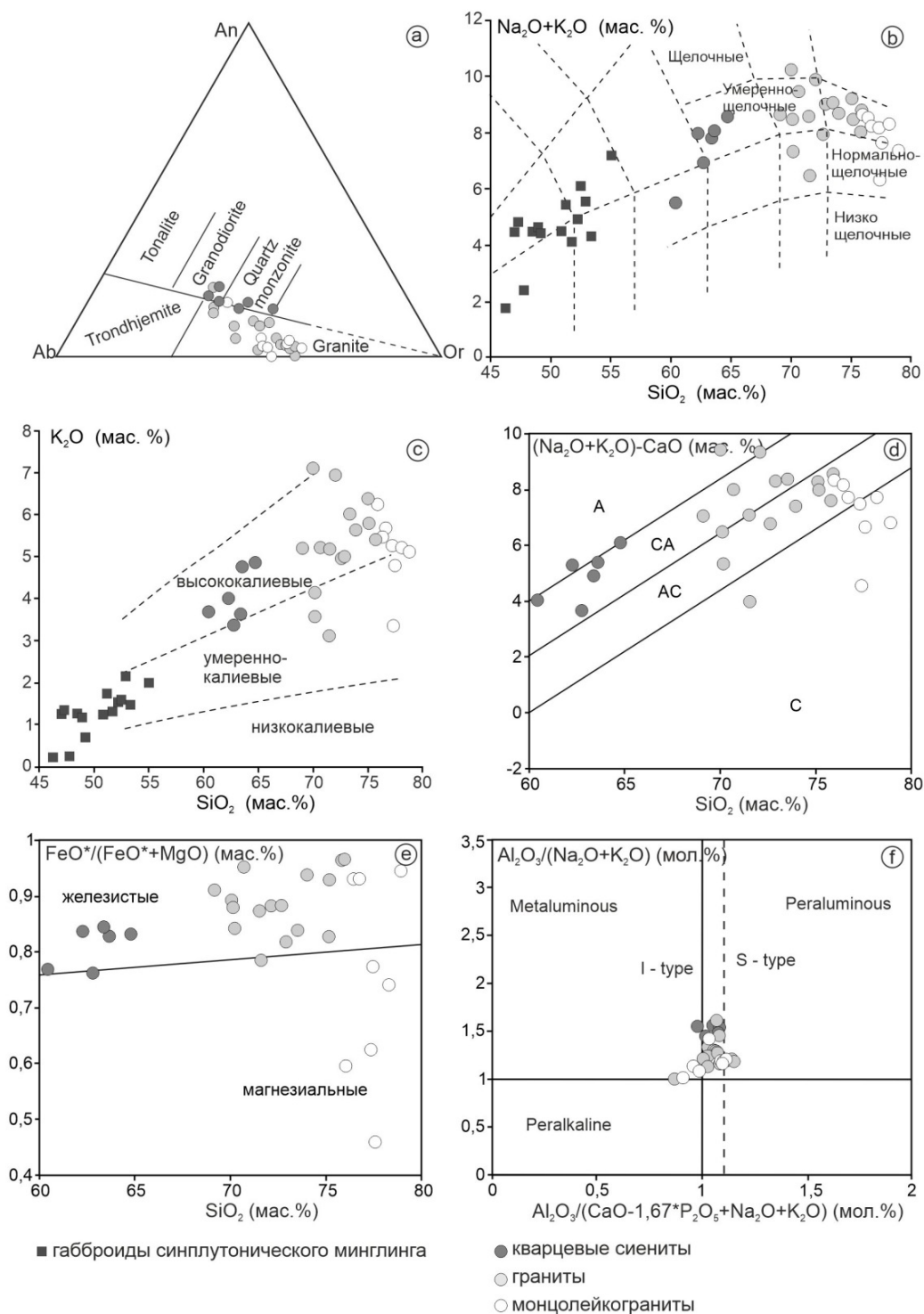


Рис. 4. Диаграммы состава гранитов

a – Ab-An-Or (классификационные границы по [O'Connor, 1965]); b – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (классификационные границы по [Петрографический кодекс..., 2009]); c – $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (классификационные границы по [Le Maitre et al., 1989]); d – $\text{MALI} - \text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001]; e – $\text{Fe}^*/(\text{Fe}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001]; f – $\text{A/NK} - \text{A/CNK}$ [Maniar, Piccoli, 1989]

Fig. 4. Classification diagrams for granites

a – Ab-An-Or (classification boundaries from O'Connor, 1965); b – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (classification boundaries from [Petrographic Code..., 2009]); c – $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (classification boundaries from [Le Maitre et al., 1989]); d – $\text{MALI} - \text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001]; e – $\text{Fe}^*/(\text{Fe}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001]; f – $\text{A/NK} - \text{A/CNK}$ [Maniar, Piccoli, 1989]

Таблица 1

Содержание петрогенных элементов (мас. %) редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах пород ухадагского комплекса

Table 1

Contents of major (wt. %), trace, and rare-earth (ppm) elements in the representative samples of the Ukhadag complex

№ образца	Кварцевые сиениты			Граниты							Монцолейкограниты	
	<u>min-max</u> average (n = 6)	КТ 1008	К 412	<u>min-max</u> average (n = 16)	АН 62	К 429	К 433	К 457	КТ 1201	КТ 1010	<u>min-max</u> average (n = 8)	КТ 1083
SiO ₂	<u>60.46–64.80</u> 62,89	62,28	63,64	<u>69.14–75.95</u> 72,55	70,07	69,14	71,56	74,83	70,15	71,59	<u>76.01–78.94</u> 77,35	76,46
TiO ₂	<u>0.81–1.01</u> 0,92	1,00	1,01	<u>0.06–1.20</u> 0,33	0,21	0,48	0,37	0,10	0,28	0,55	<u>0.07–0.20</u> 0,13	0,12
Al ₂ O ₃	<u>14.43–18.09</u> 16,14	16,37	15,05	<u>11.35–15.21</u> 13,73	14,65	14,41	14,37	11,99	15,21	14,13	<u>10.44–12.38</u> 11,56	12,38
Fe ₂ O ₃ *	<u>4.96–7.30</u> 6,32	6,57	6,44	<u>1.17–4.14</u> 2,24	2,08	4,14	2,53	2,07	2,46	2,85	<u>0.57–1.70</u> 1,19	1,70
MnO	<u>0.06–0.20</u> 0,11	0,20	0,11	<u>0.01–0.07</u> 0,03	0,02	0,07	0,04	0,03	0,03	0,05	<u>0.01–0.02</u> 0,02	0,02
MgO	<u>1.00–2.26</u> 1,49	1,29	1,34	<u>0.04–0.78</u> 0,31	0,25	0,41	0,37	0,08	0,34	0,78	<u>0.09–1.01</u> 0,44	0,13
CaO	<u>1.49–3.24</u> 2,27	2,67	2,68	<u>0.20–2.49</u> 1,13	0,74	1,55	1,48	0,40	1,97	2,49	<u>0.30–1.78</u> 0,71	0,37
Na ₂ O	<u>1.87–4.20</u> 3,44	3,97	3,31	<u>2.63–4.34</u> 3,33	3,12	3,41	3,40	2,63	4,34	3,41	<u>2.25–3.11</u> 2,78	3,11
K ₂ O	<u>3.40–4.84</u> 4,04	3,99	4,77	<u>3.08–7.09</u> 5,31	7,09	5,19	5,17	5,41	4,13	3,08	<u>3.33–6.25</u> 5,13	5,45
P ₂ O ₅	<u>0.19–0.38</u> 0,29	0,30	0,38	<u>0.02–0.34</u> 0,11	0,34	0,14	0,09	0,02	0,12	0,04	<u>0.02–0.08</u> 0,04	0,04
П.п.п.		0,58	0,48		0,32	0,42	0,31	0,41	0,25	0,48		0,54
Сумма		99,23	99,22		98,88	99,36	99,69	98,99	99,28	99,44		100,32
Rb		94	114		231	106	101	134	57	79		132
Sr		293	247		112	160	183	55	305	303		38
Y		45	45		42	47	26	15,9	13,5	63		14,4
Zr		840	447		108	384	292	339	367	371		113
Nb		31	19,8		9,3	31	11,5	4,8	2,7	26		2,5
Cs		0,65	2,4		3,3	0,66	0,8	2,1	0,58	0,90		0,47
Ba		1945	1375		839	999	950	374	1457	676		165
La		105	35		22	44	38	28	22	23		25
Ce		196	80		46	90	90	48	38	46		41
Pr		23	10,8		5,9	11,6	9,2	5,8	4,6	6,1		5,0
Nd		81	46		24	47	33	22	17,7	23		18,0
Sm		12,2	9,8		6,5	9,7	6,6	4,0	3,4	6,0		3,4
Eu		3,1	1,94		0,85	2,2	1,45	0,93	2,0	1,70		0,42
Gd		10,2	8,9		7,6	9,0	5,7	3,4	2,9	6,8		3,0
Tb		1,32	1,31		1,20	1,33	0,83	0,52	0,44	1,34		0,48
Dy		7,8	7,7		7,2	8,1	4,6	2,8	2,5	9,4		2,8
Ho		1,56	1,57		1,36	1,69	0,88	0,58	0,47	2,0		0,53
Er		4,7	4,4		3,2	4,6	2,6	1,66	1,41	6,5		1,53
Tm		0,74	0,64		0,4	0,65	0,36	1,25	0,21	1,08		0,23
Yb		4,7	4,0		2,2	4,2	2,3	1,64	1,30	7,2		1,33
Lu		0,73	0,59		0,30	0,62	0,35	1,26	0,19	1,08		0,19
Hf		21	9,7		2,5	8,3	6,6	7,4	7,7	10,3		3,7
Ta		2,3	0,93		0,53	0,78	0,47	0,22	0,18	3,3		0,13
Th		16,5	6,1		11,2	5,6	5,7	2,2	1,62	9,0		4,6
U		1,48	1,88		1,33	1,15	0,73	1,07	0,54	2,5		0,60

Примечание. П.п.п. – потери при прокаливании; Fe₂O₃*.

Note. П.п.п. – loss on ignition; Fe₂O₃*.

На диаграмме A/NK – A/CNK они попадают в 1,15), однако преимущественно относятся к промежуточному типу (рис. 4, f).

Граниты разделяются на две группы: с высокими содержаниями Yb ($> 1,8$ г/т) и низкими ($< 1,8$ г/т) (рис. 5, а, с). Однако для обеих групп характерны высокие содержания редких земель со значительным преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n = 2,16-11,59$ и преимущественно отрицательная Eu-аномалия $(Eu/Eu^*)_n = 0,37-0,81$. Только для одного анализа (КТ 1201) отмечается положительная Eu-аномалия $(Eu/Eu^*)_n = 1,94$, что может быть объяснено высоким содержанием плагиоклаза в конкретном образце. На спайдер-диаграммах отмечаются минимумы по Nb, Ta, Sr и Ti и высокое содержание K, Rb, Ba и Zr (рис. 5, b, d; табл. 1).

По диаграммам Вейлена граниты относятся к А-типу и фракционированным гранитам (рис. 6, а, b). Повышенная железистость, максимум по Zr (108–384 г/т) в сочетании с минимумами по Sr и Ti, высокие отношения Y/Nb (1,50–5,01) характеризуют граниты как А₂-тип. На диаграмме Гребенникова граниты образуют широкий ареал, располагаясь в полях А₂- и I- и S-типов, однако большинство попадает в поле А₂-гранитов (рис. 6, с).

Точки составов *монцолейкогранитов* (Qtz – 30–40 %, Kfs – 35–50 %, Pl – 10–30 %, Bt – 1–5 %) на диаграмме Ab-An-Orг перекрываются с полями распространения гранитов (рис. 4, а). По составу монцолейкограниты соответствуют умеренно-щелочным высококалийевым ($SiO_2 = 76,01-78,94$ мас. %, $Na_2O+K_2O = 6,35-8,65$ мас. %, $K_2O = 3,33-6,25$ мас. %) породам с отношением $Na_2O/K_2O = 0,38-0,91$ (рис. 4, b, c; табл. 1), на диаграмме Фроста они располагаются в области щелочно-известковистых и известковистых разновидностей (рис. 4, d). По индексу железистости ($Fe\# = 0,46-0,94$) монцолейкограниты образуют ряд от высокожелезистых до высокомагнезиальных пород (рис. 4, e). На диаграмме A/NK-A/CNK точки составов пород лежат в поле метаглиноземистых и перглиноземистых пород ($ASI = 0,91-1,12$) (рис. 4, f).

Как и все породы ухадагского комплекса, монцолейкограниты характеризуются отрицательным спектром распределения РЗЭ $((La/Yb)_n = 12,43)$ и наличием отрицательной Eu-аномалии $((Eu/Eu^*)_n = 0,40)$. Наблюдается низкое содержание Yb ($< 1,8$), минимумы по Nb, Ta, Sr и Ti, высокое содержание K на фоне относительно низких (в сравнении с гранитами) содержаниями Cs, Rb, Ba (рис. 5 c–d, табл. 1).

На диаграммах разделения гранитов на А-, I- и S-типы монцолейкограниты лежат в поле фракционированных гранитов при отношении Y/Nb – 5,75 (рис. 6, а, b), а на диаграмме Гребенникова образуют тренд от гранитов А₂-типа до I- и S-типов (рис. 6, с).

Основные породы, образующие минглинг-структуры с ухадагскими гранитами, варьируют от монцогаббро (Hbl – 45–60 %, Kfs – 20–35 %, Pl – 10–

15 %, Bt – 5 %, Qtz – > 5 %) до диоритов (Pl – 50–55 %, Hbl – 25–30 %, Bt – 30 %, Qtz – 1–3 %). По составу они относятся к нормально- и умеренно-щелочной серии ($SiO_2 = 47,01-53,33$ мас. %, $Na_2O+K_2O = 2,37-5,53$ мас. %) с умеренным содержанием калия ($K_2O = 0,25-2,15$ мас. %) (рис. 4, b, c; табл. 2). Распределение РЗЭ характеризуется положительными отрицательными спектрами с преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n = 1,87-8,10$ и практически отсутствием Eu-аномалии $(Eu/Eu^*)_n = 0,95-1,37$. На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение Cs, Rb, K и минимумы по Nb, Ta, Hf, Ti. По этим характеристикам они типичны для надсубдукционных магм. Основные породы плутонического минглинга аналогичны габбро-монцодиоритам Эрзинского массива (рис. 5, e–f; табл. 2).

Петрологическое моделирование

Главным фактором, определяющим состав гранитоидных магм, является исходный состав протолита. Исходя из геологического строения и эволюции Западного Сангилена, предполагаемым протолитом для выплавления расплавов могут являться вмещающие мигматиты (Qtz+Pl+Bt+Crд+Grt+Sil) и параавтохтонные граниты эрзинского комплекса (Qtz – 30–35 %, Pl – 40–45 %, Kfs – 15–20 %, Bt – 5 %, $\pm$ Grt). Доля последних в образовании высококалийевых расплавов обязательно должна быть учтена, так как параавтохтонные граниты представляют собой продукт плавления мигматитов и составляют около 1/3 от объема эрзинского комплекса [Кармышева и др., 2017].

Для проведения петрогенетических расчетов, опираясь на результаты петрографического изучения шлифов, были выбраны реститовые парагенезисы мигматитов и гранитов эрзинского комплекса. Составы субстратов, по которым проводились экспериментальные петрологические исследования, а также их сравнение со средними составами гранитов ухадагского комплекса, представлены в табл. 3. Расчет поведения петрогенных компонентов проводился для степени плавления субстрата от 10 до 50 %. Расчетные данные соотношения фаз и составов выплавов приведены в табл. 4. Результаты экспериментального плавления выбранных субстратов и их сравнение с породами ухадагского комплекса представлены на харкеровских диаграммах (рис. 7).

При численном моделировании получены составы с содержанием $SiO_2 = 63-75$ мас. %. Содержание петрогенных компонентов, в целом, соответствует содержаниям этих компонентов в породах ухадагского комплекса. Содержание Al_2O_3 в гранитоидах

ухадагского комплекса незначительно выше, чем в выплавках из мигматитов и гранитов, максимально близкие к ним по значению составы выплавок из параавтохтонных гранитов при степени плавления 25–45 %. По содержанию Fe_2O_3 ухадагские граниты хорошо коррелируют с выплавками из параавтохтонных гранитов со степенью плавления 15–35 % и

выплавками из мигматитов со степенью 10–15 %. Кварцевые сиениты ухадагского комплекса ($\text{SiO}_2 = 60\text{--}65$ мас. %) близки по значениям к выплавкам из мигматитов со степенью 40–50 %. Пониженное содержание MgO (0,04–1,01 мас. %) в ухадагских породах коррелирует с низкой степенью плавления мигматитов (10–15 % и ниже).

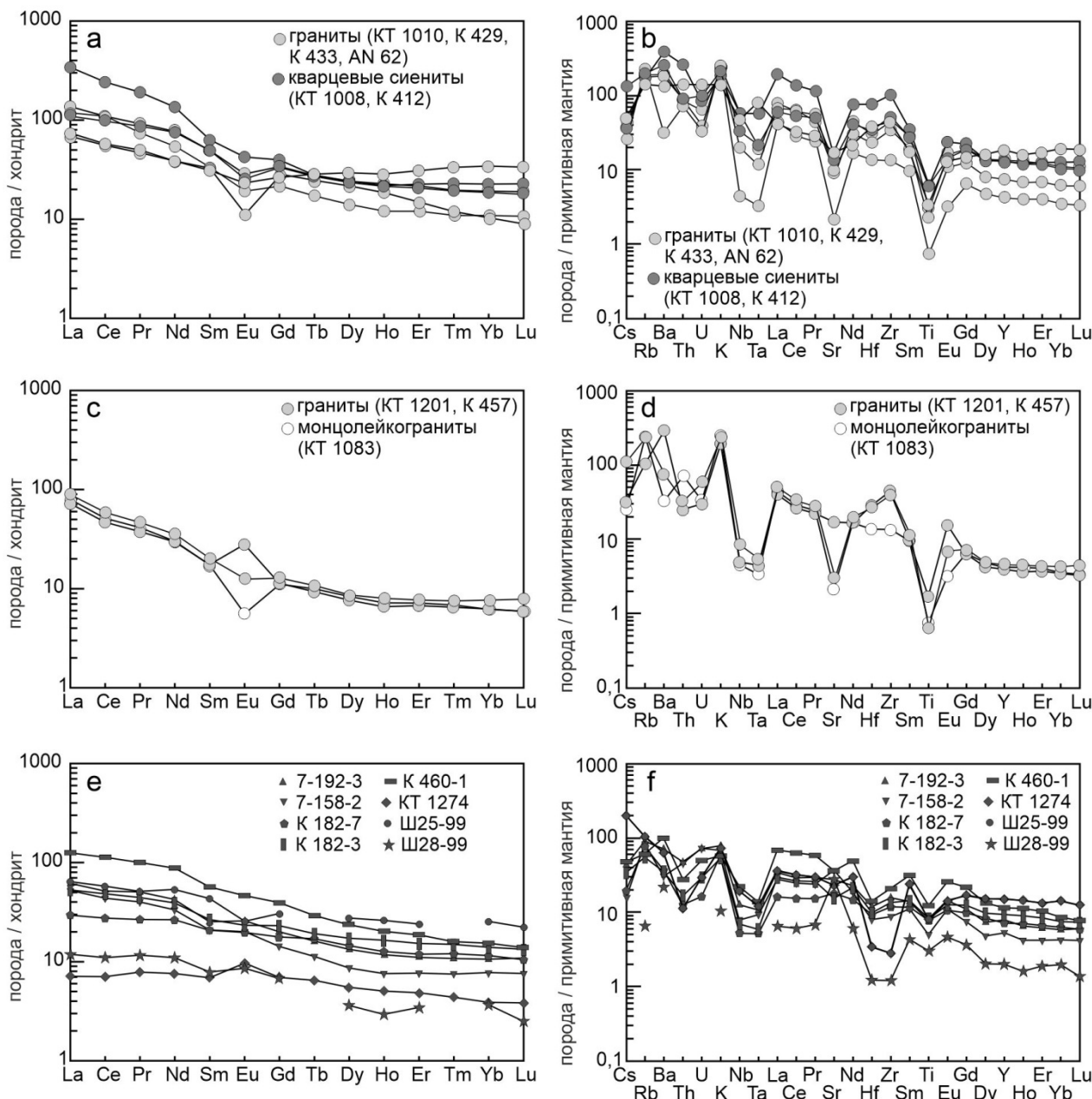


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ (нормированы по хондриту CI [Boynnton, 1984]) и спайдер-диаграммы (нормированы по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985])

a, b – кварцевые сиениты и гранитоиды ухадагского комплекса с содержанием Yb > 1,8 г/т; c, d – гранитоиды ухадагского комплекса с содержанием Yb < 1,8 г/т; e, f – базиты синплутонического минглинга

Fig. 5. The REE distribution spectra in the granites of the Ukhadag complex (a, c, e – chondrite-normalized CI [Boynnton, 1984]; b, d, f – primitive mantle-normalized [Taylor, McLennan, 1985])

a, b – quartz syenites and granitoids of the Ukhadag complex with Yb content >1.8 ppm; c, d – granitoids of the Ukhadag complex with Yb content <1.8 ppm; e, f – basites of the synplutonic mingling

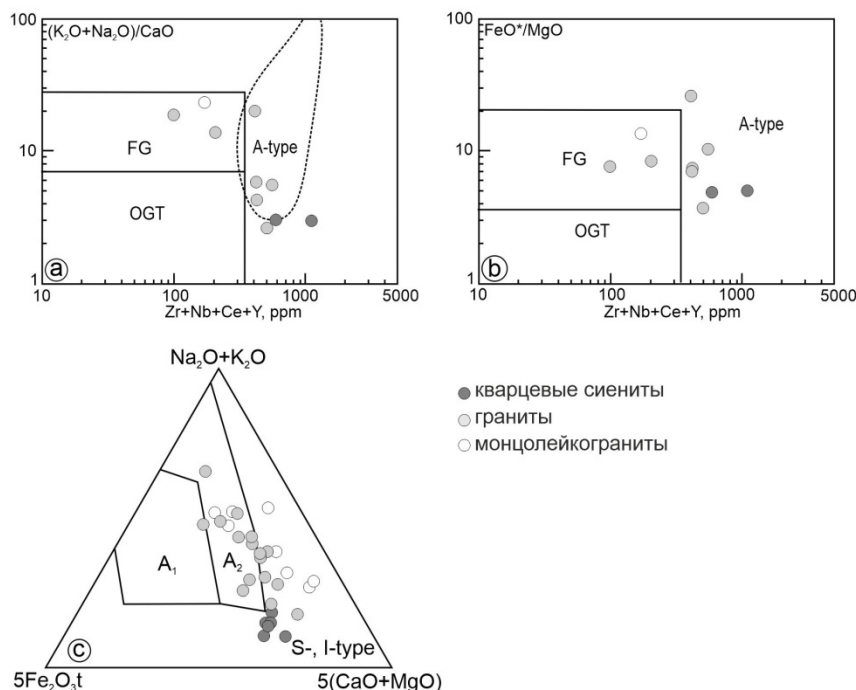


Рис. 6. Классификационные диаграммы для разделения типов гранитов:
a – $(K_2O+Na_2O)/CaO - (Zr+Nb+Ce+Y)$; b – $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ [Whalen et al., 1987];
c – $(Na_2O+K_2O) - (Fe_2O_3^*) \times 5 - (CaO+MgO) \times 5$ [Гребенников, 2014]

a, b: FG – фракционированные граниты, OGT – нефракционированные граниты M-, I- и S-типов. c – A₁ – граниты, возникшие в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм, при незначительных процессах ассимиляции; A₂ – граниты, характеристики которых обусловлены значительным контаминирующим воздействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры

Fig. 6. Classification diagrams for granite types: a – $(K_2O+Na_2O)/CaO - (Zr+Nb+Ce+Y)$;
b – $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ [Whalen et al., 1987]; c – $(Na_2O+K_2O) - (Fe_2O_3^*) \times 5 - (CaO+MgO) \times 5$
[Grebennikov, 2014]

a–b: FG – fractionated granites, OGT – unfractionated M-, I- and S-type granites. c – A₁ – granites formed as a result of differentiation of alkaline-basaltic magmas, with insignificant assimilation processes; A₂ – granites, the characteristics of which are due to the significant contaminating effect of mantle melts with acidic material of the continental crust

Таблица 2

Содержание петрогенных элементов (мас. %) редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах базитов из синплутонического минглинга

Table 2

Contents of major (wt. %), trace, and rare-earth (ppm) elements in the representative samples of the magmatic mingling basites

№ образца	min–max average (n = 12)	KT 1274	K 460-1	K 182-3	K 182-7	7-158-2	7-192-3	Эрзинский массив [Шелепаев, 2006]	
								Ш28-99	Ш25-99
SiO ₂	47,01–53,33 50,08	47,74	47,01	48,94	48,47	52,24	51,25	46,22	52,49
TiO ₂	0,47–1,99 1,13	0,47	1,99	1,33	1,23	0,79	1,23	0,49	1,32
Al ₂ O ₃	13,90–18,79 16,20	15,64	16,30	16,19	16,91	15,91	16,36	13,03	15,15
Fe ₂ O ₃ *	7,64–12,38 9,49	9,21	12,38	10,07	9,66	7,64	9,76	13,34	10,43
MnO	0,11–0,20 0,16	0,15	0,20	0,18	0,16	0,11	0,18	0,21	0,22
MgO	5,09–10,69 7,10	10,69	5,88	7,69	7,99	6,24	5,66	14,01	4,80
CaO	7,59–11,74 9,16	11,74	8,45	9,49	9,43	9,44	7,59	9,42	8,21
Na ₂ O	2,12–3,71 3,20	2,12	3,20	3,44	3,21	3,37	3,69	1,51	4,48

№ образца	min-max average (n = 12)	КТ 1274	К 460-1	К 182-3	К 182-7	7-158-2	7-192-3	Эрзинский массив [Шелепаев, 2006]	
								Ш28-99	Ш25-99
K ₂ O	0,25–2,15 1,29	0,25	1,26	1,18	1,26	1,53	1,75	0,23	1,61
P ₂ O ₅	0,03–0,94 0,33	0,03	0,94	0,22	0,21	0,17	0,32	0,06	0,24
П.п.п.		1,73	2,10	0,78	0,77	2,12	2,09	0,28	0,54
Сумма		100,02	99,91	99,64	99,42	98,56	99,88	98,80	99,50
Rb		1,82	34	32	42	47,09	50,04	3,7	58,5
Sr		418	654	278	325	657,10	497,19	503,2	416,7
Y		10,8	39	33	25	18,47	26,93	6,9	51,8
Zr		19,1	175	112	99	72,05	130,18	10,2	23,6
Nb		0,62	12,4	3,9	3,0	4,48	7,15		10,9
Cs		0,10	0,88	0,62	0,35	0,29	0,79		3,6
Ba		118	515	183	187	155,74	368,85	112,4	329,4
La		2,2	39	16,4	9,1	15,93	19,24	3,7	20,2
Ce		5,7	91	39	22	35,00	42,73	8,9	46,8
Pr		0,95	12,2	5,4	3,2	4,90	6,19	1,4	6,3
Nd		4,5	53	23	15,9	19,82	25,17	6,6	32,3
Sm		1,34	11,0	5,0	4,0	4,01	4,91	1,5	8,5
Eu		0,69	3,4	1,69	1,42	1,46	1,90	0,6	1,9
Gd		1,79	10,2	5,9	4,5	3,58	5,11	1,7	7,9
Tb		0,30	1,38	0,90	0,81	0,53	0,75		
Dy		1,75	7,6	5,5	4,6	2,77	4,26	1,2	8,8
Ho		0,36	1,46	1,16	0,90	0,54	0,83	0,2	1,9
Er		1,01	3,9	3,2	2,5	1,59	2,32	0,7	5,0
Tm		0,14	0,52	0,48	0,39	0,24	0,35		
Yb		0,80	3,2	2,9	2,4	1,59	2,21	0,8	5,3
Lu		0,12	0,45	0,42	0,34	0,24	0,35	0,1	0,7
Hf		0,58	3,8	2,7	2,6	2,15	3,23	0,3	0,9
Ta		0,050	0,56	0,24	0,21	0,38	0,43		0,5
Th		0,096	1,79	1,10	0,81	2,84	3,02		0,7
U		0,029	0,91	0,54	0,30	1,37	1,32		0,5

Примечание. П.п.п. – потери при прокаливании/

Note. П.п.п. – loss on ignition/

Таблица 3

Составы ухадагского гранитного комплекса и эрзинского мигматит-гранитного комплекса и составы реститовых минералов эрзинского комплекса, по которым проводилось петрологическое моделирование

Table 3

Compositions of the Ukhadag granite complex and the Erzin migmatite-granite complex and the compositions of the restite minerals of the Erzin complex, which were used for petrological modeling

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>Состав протолита и гранитов ухадагского комплекса</i>									
Граниты ухадагского комплекса (n = 29)	72,21	0,38	13,61	2,65	0,04	0,53	1,24	3,2	5,06
Мигматит эрзинского комплекса (n = 8)	65,51	0,77	15,80	7,42	0,23	2,25	1,45	2,35	2,49
Параавтохтонный гранит эрзинского комплекса (n = 20)	72,34	0,29	13,92	2,62	0,06	0,79	1,93	3,41	2,83
<i>Составы реститовых минералов параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса</i>									
Кварц	99,96	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Плагиоклаз (n = 34)	60,70	0,02	25,00	0,07	0,02	0,01	5,67	8,29	0,18
Калиевый полевой шпат (n = 13)	62,52	0,03	20,88	0,07	0,01	0,01	0,10	1,44	14,25
Биотит (n = 60)	32,34	3,54	19,03	18,38	0,15	6,20	0,01	0,12	9,45
Гранат (n = 69)	36,11	0,03	21,77	33,82	2,70	4,08	0,96	0,02	0,00
Кордиерит (n = 48)	46,30	0,01	34,77	9,01	0,24	7,38	0,02	0,16	0,01
Мусковит (n = 16)	46,18	0,74	34,98	2,40	0,00	1,07	0,00	0,48	10,34
<i>Составы реститовых минералов мигматитов эрзинского комплекса</i>									
Кварц	99,96	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Плагиоклаз (n = 7)	61,68	0,00	24,14	0,10	0,01	0,02	5,44	7,68	0,09
Биотит (n = 7)	34,92	3,13	19,90	18,86	0,06	7,64	0,04	0,07	8,79
Гранат (n = 8)	36,55	0,00	20,87	34,74	2,77	3,93	0,70	0,02	0,00
Кордиерит (n = 11)	47,12	0,00	32,45	9,06	0,24	7,56	0,02	0,14	0,00
Калиевый полевой шпат (n = 8)	62,52	0,00	20,88	0,07	0,02	0,01	0,09	1,44	14,25

Таблица 4

Составы рассчитанных выплавов при разных степенях плавления мигматитов и параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса

Table 4

Compositions of the calculated melts at different degrees of melting of migmatites and paraautochthonous granites of the Erzin complex

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Степень плавления 10 %							
Мигматит	74,66	9,32	2,68	0,25	0,09	3,47	5,79
Параавтохтонный гранит	75,70	9,59	0,23	0,46	0,28	5,11	3,28
Степень плавления 15 %							
Мигматит	71,08	11,62	4,52	1,06	0,45	2,89	4,93
Параавтохтонный гранит	74,17	10,72	1,39	0,72	0,57	4,06	3,78
Степень плавления 20 %							
Мигматит	70,15	12,44	4,95	1,31	0,71	2,70	4,50
Параавтохтонный гранит	73,31	11,49	1,97	0,85	1,00	3,88	3,32
Степень плавления 25 %							
Мигматит	69,31	13,20	5,11	1,48	0,94	2,71	4,13
Параавтохтонный гранит	72,68	12,33	1,96	0,81	1,14	3,69	3,71
Степень плавления 30 %							
Мигматит	68,17	13,85	5,62	1,68	0,98	2,55	4,07
Параавтохтонный гранит	71,77	12,86	2,25	0,88	1,24	3,54	3,90
Степень плавления 35 %							
Мигматит	67,23	14,21	5,98	1,85	1,04	2,47	4,07
Параавтохтонный гранит	70,60	13,47	2,46	0,93	1,23	3,36	4,43
Степень плавления 40 %							
Мигматит	66,10	14,81	6,50	2,03	1,06	2,38	3,96
Параавтохтонный гранит	69,73	13,93	2,62	0,97	1,22	3,22	4,83
Степень плавления 45 %							
Мигматит	65,14	15,19	6,90	2,18	1,07	2,31	3,97
Параавтохтонный гранит	68,81	14,09	3,32	1,12	1,29	3,14	4,61
Степень плавления 50 %							
Мигматит	63,23	15,25	7,08	2,21	1,07	2,22	3,81
Параавтохтонный гранит	68,03	14,41	3,70	1,17	1,29	3,04	4,77

Отклонения составов гранитоидов от модельных выплавов наблюдаются только по содержанию CaO, Na₂O и K₂O. Тренд распределения CaO в породах ухадагского комплекса в зависимости от содержания кремнезема совпадает с трендами плавления параавтохтонных гранитов и мигматитов эрзинского комплекса. Однако содержания CaO значительно выше и максимально близкими к ним являются значения выплавов из параавтохтонных гранитов со степенью плавления 10–30 %.

Распределение Na₂O в сиенитах и гранитах ухадагского комплекса в зависимости от содержания кремнезема образует отрицательный тренд, тогда как при модельном плавлении магматитов и параавтохтонных гранитов тренды распределения данного компонента образуют положительные тренды – при повышении степени плавления уменьшается содержание Na₂O и SiO₂. Максимально близкими к реальным составам ухадагских гранитов по содержанию Na₂O являются модельные выплавки из мигматитов со степенью плавления 10–15 % и выплавки из параавтохтонных гранитов со степенью плавления 20–40 %.

Наибольший разброс составов и отклонения от трендов модельного плавления наблюдается по содержанию K₂O. Тренд плавления мигматитов от 10 до 50 % образует отрицательный наклон, тогда как при плавлении параавтохтонных гранитов отмечается повышение содержания калия с увеличением степени плавления и уменьшением содержания SiO₂ в модельных выплавках. Реальные составы ухадагских сиенитов и гранитов дают значительный разброс по содержанию K₂O (3,08–7,09 мас. %) и являются наиболее близкими к составам модельных выплавов из мигматитов со степенью плавления 10–15 %.

Таким образом, как видно из диаграмм Харкера, составы гранитов ухадагского комплекса ближе всего к выплавкам из параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса со степенью плавления 10–35 %. Низкая степень плавления мигматитов (10–15 %) дает значительный вклад содержания Fe₂O₃, MgO, Na₂O и K₂O. Образование кварцевых сиенитов путем плавления мигматитов и гранитов эрзинского комплекса возможно только при очень высокой степени плавления и при участии протолита более основного состава.

Геохронологические исследования

Для определения возраста высококалийных гранитоидов ухадагского комплекса были отобраны пробы из трех массивов. Места отбора проб показаны на рис. 1.

Проба *KT1008* отобрана из порфировидных кварцевых сиенитов в междуречье рек Эрзин и Нарын на удалении до 1 км от габброидов Эрзинского массива. Монофракция циркона представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными призматическими кристаллами с розовой и бледно-желтой окраской, четкими ребрами и ровной

поверхностью граней. Размер зерен варьирует в диапазоне от 150 до 400 μm по удлинению и 70–100 μm по ширине. В режиме катодolumинесценции (CL) исследуемые цирконы характеризуются тонкой осцилляторной магматической зональностью и наличием сингенетических включений акцессорных минералов (рис. 8). Аналитические исследования (табл. 5, рис. 8) проводились по 17 наиболее крупным кристаллам циркона (23 локальные точки). Конкордантное значение возраста (по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), полученное по 23 локальным точкам магматического циркона, составляет 487 ± 2 млн лет (СКВО = 0,11).

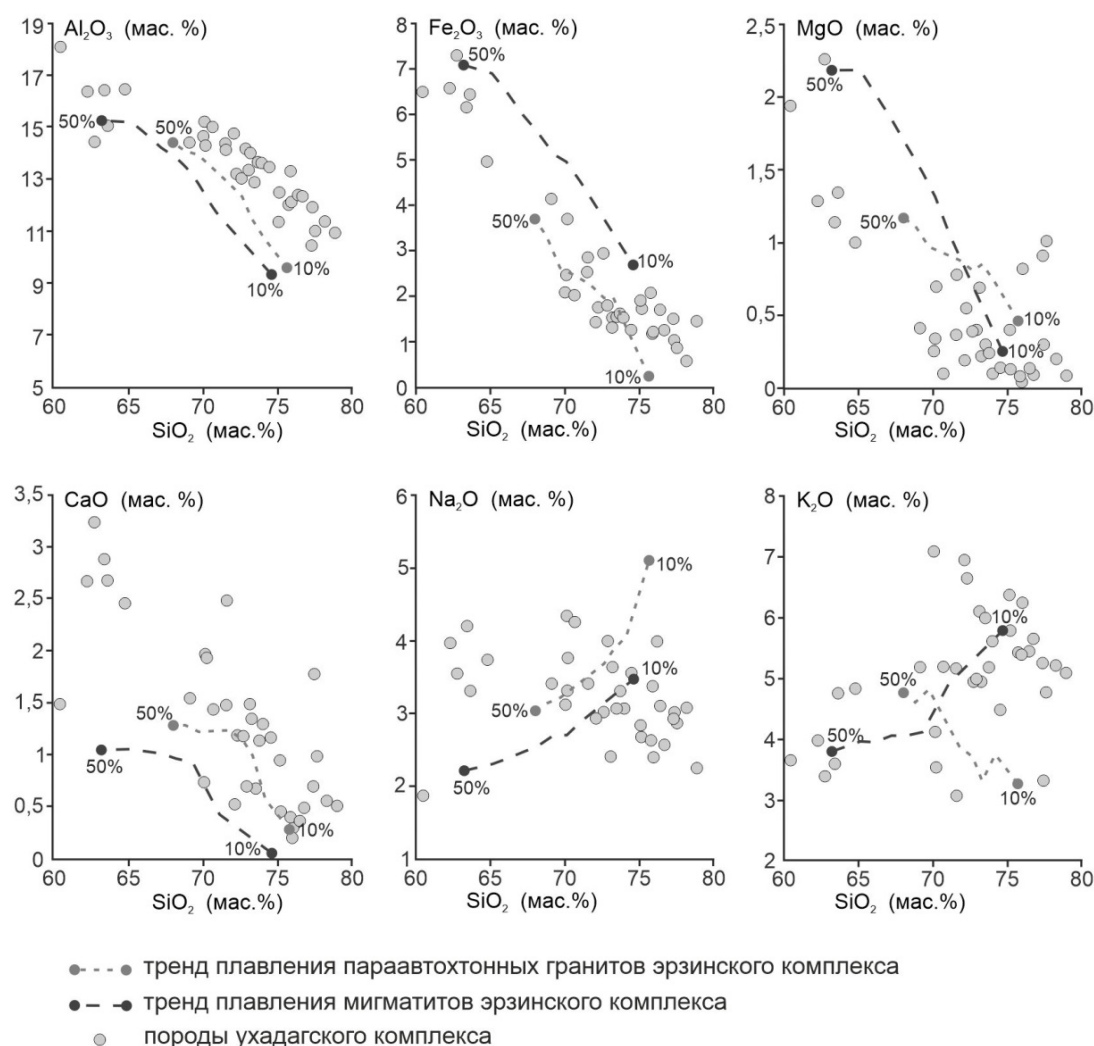


Рис. 7. Диаграммы Харкера с сопоставлением составов кварцевых сиенитов и гранитоидов ухадагского комплекса и результатов модельного плавления мигматит-гранитов эрзинского комплекса

Fig. 7. Harker diagrams comparing the compositions of quartz syenites and granitoids of the Ukhadag complex and the results of model melting of migmatite-granites of the Erzin complex

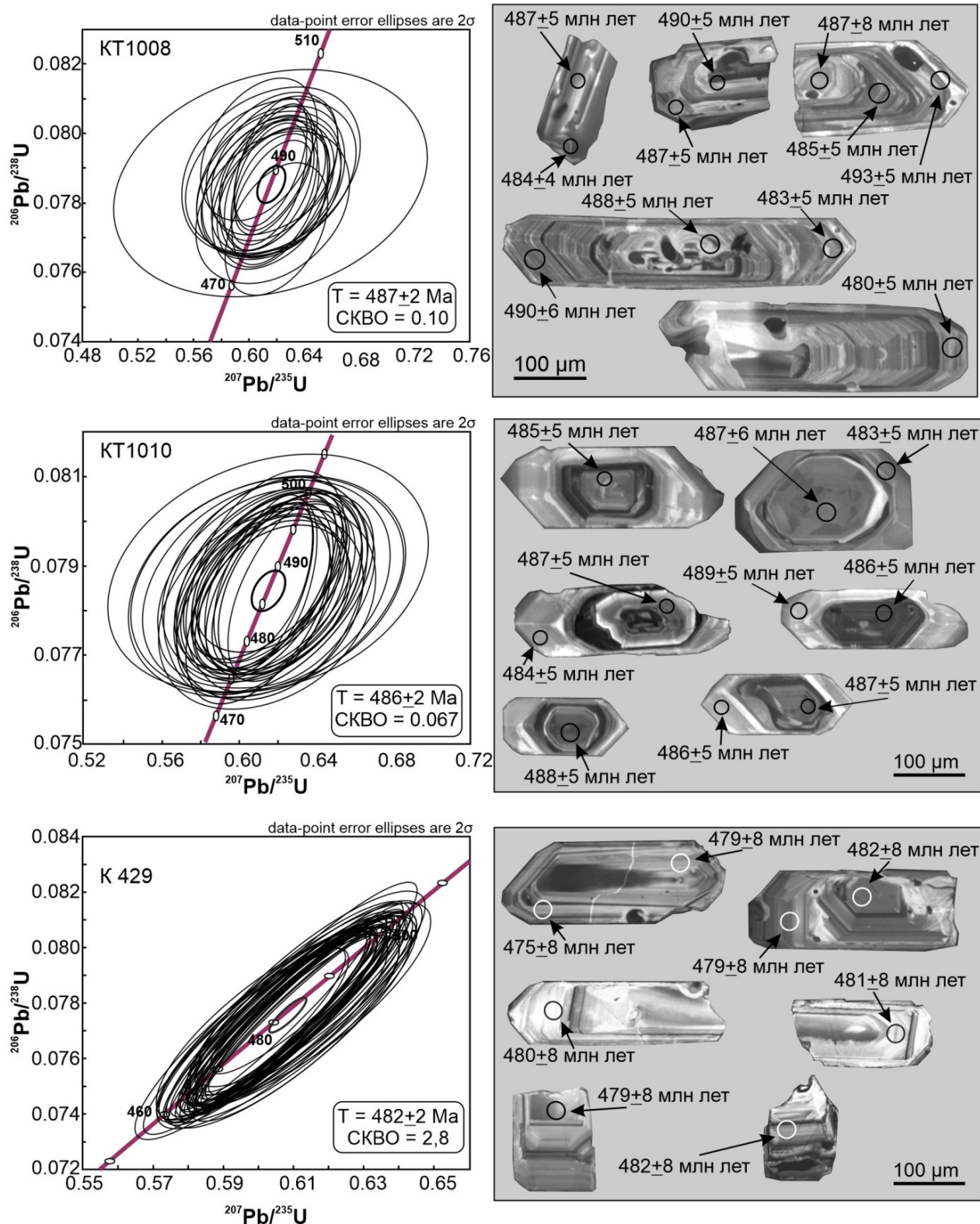


Рис. 8. Диаграммы с конкордиями и катодолуминесцентное изображение цирконов из пород ухадагского комплекса с точками измерений и возрастом (Pb^{206}/U^{238})

Fig. 8. Representative CL-images of zircons of the Ukhadag complex, showing the analysed spot locations and relevant ages (Pb^{206}/U^{238})

Таблица 5

Результаты U–Pb изотопных исследований цирконов

Table 5

U–Pb zircon isotope ratios and derived age determinations from Ukhadag complex

№	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	
Проба КТ1008 (кварцевый сиенит, междуречье рек Эрзин и Нарын)										
1	0,61505	0,01111	0,07853	0,00072	0,51	487	7	487	4	-0,12
2	0,61768	0,01152	0,07899	0,00073	0,50	488	7	490	4	-0,35
3	0,61508	0,02141	0,07854	0,00086	0,31	487	13	487	5	-0,12
4	0,61846	0,01214	0,07800	0,00073	0,48	489	8	484	4	0,97
5	0,61698	0,02491	0,07876	0,00091	0,29	488	16	488	5	-0,14
6	0,61822	0,01932	0,07912	0,00084	0,34	489	12	491	5	-0,43
7	0,61769	0,01800	0,07841	0,00081	0,35	488	11	487	5	0,37
8	0,61703	0,02017	0,07843	0,00084	0,33	488	13	487	5	0,27
9	0,61938	0,01558	0,07828	0,00078	0,40	489	10	486	5	0,74
10	0,61699	0,01565	0,07862	0,00079	0,40	488	10	488	5	0,02
11	0,62048	0,01507	0,07724	0,00078	0,42	490	10	480	5	2,19
12	0,62003	0,01861	0,07897	0,00085	0,36	490	12	490	5	-0,02
13	0,61614	0,01321	0,07853	0,00078	0,46	487	8	487	5	0,00
14	0,61676	0,01057	0,07916	0,00076	0,56	488	6	491	5	-0,67
15	0,61832	0,01192	0,07897	0,00077	0,51	489	7	490	5	-0,24
16	0,61732	0,01726	0,07809	0,00083	0,38	488	11	485	5	0,72
17	0,61668	0,04599	0,07856	0,00134	0,23	488	29	487	8	0,06
18	0,61838	0,01361	0,07807	0,00079	0,46	489	9	485	5	0,87
19	0,60839	0,01721	0,07953	0,00085	0,38	482	11	493	5	-2,19
20	0,61880	0,01648	0,07815	0,00083	0,40	489	10	485	5	0,85
21	0,61645	0,02174	0,07859	0,00091	0,33	488	14	488	5	-0,02
22	0,61803	0,02250	0,07786	0,00090	0,32	489	14	483	5	1,10
23	0,61669	0,02615	0,07893	0,00099	0,30	488	16	490	6	-0,39
Проба КТ1010 (гранит, междуречье рек Эрзин и Нарын)										
1	0,61581	0,02884	0,07858	0,001	0,27	487	18	488	6	-0,10
2	0,61697	0,01937	0,07791	0,00086	0,35	488	12	483	5	0,87
3	0,61823	0,01679	0,07817	0,00083	0,39	489	10	485	5	0,72
4	0,61407	0,01071	0,07872	0,00076	0,55	486	7	488	5	-0,49
5	0,61383	0,01101	0,07843	0,00076	0,54	486	7	487	5	-0,16
6	0,61547	0,01595	0,07827	0,00082	0,40	487	10	486	5	0,25
7	0,61581	0,03367	0,07881	0,0011	0,26	487	21	489	7	-0,37
8	0,6149	0,01414	0,07863	0,0008	0,44	487	9	488	5	-0,27
9	0,61486	0,02604	0,07852	0,00098	0,29	487	16	487	6	-0,14
10	0,61752	0,00898	0,07844	0,00075	0,66	488	6	487	4	0,31
11	0,61643	0,0159	0,07828	0,00082	0,41	487	10	486	5	0,37
12	0,61835	0,01861	0,0785	0,00086	0,36	489	12	487	5	0,35
13	0,61532	0,02308	0,07804	0,00092	0,31	487	14	484	5	0,52
14	0,61647	0,0137	0,0782	0,00079	0,45	488	9	485	5	0,45
15	0,61444	0,00998	0,07844	0,00076	0,60	486	6	487	5	-0,08
16	0,6146	0,02893	0,07854	0,00102	0,28	486	18	487	6	-0,18
17	0,61606	0,01527	0,07844	0,00081	0,42	487	10	487	5	0,12
18	0,61691	0,01627	0,07862	0,00083	0,40	488	10	488	5	0,00
19	0,61437	0,01469	0,07869	0,00081	0,43	486	9	488	5	-0,41
20	0,61488	0,01522	0,07796	0,00081	0,42	487	9	484	5	0,56
21	0,61732	0,01299	0,07825	0,00079	0,48	488	8	486	5	0,51
22	0,61431	0,01564	0,07873	0,00083	0,41	486	10	489	5	-0,47
23	0,61599	0,01637	0,07819	0,00083	0,40	487	10	485	5	0,41
24	0,61559	0,01559	0,07816	0,00082	0,41	487	10	485	5	0,41
25	0,61612	0,01942	0,07852	0,00087	0,35	487	12	487	5	0,02
26	0,61434	0,02157	0,07869	0,00091	0,33	486	14	488	5	-0,41
27	0,61462	0,02293	0,07844	0,00094	0,32	486	14	487	6	-0,06
28	0,61727	0,01786	0,07782	0,00085	0,38	488	11	483	5	1,03
29	0,61477	0,0133	0,07851	0,0008	0,47	487	8	487	5	-0,12
30	0,61434	0,02307	0,07849	0,00094	0,32	486	14	487	6	-0,16
31	0,61629	0,01564	0,07911	0,00083	0,41	487	10	491	5	-0,67
Проба К429 (гранит, Тесхемский массив)										
1	0,61331	0,01300	0,07776	0,00144	0,87	483	9	486	8	0,58
2	0,60322	0,01176	0,07713	0,00141	0,94	479	8	479	7	0,08
3	0,60242	0,01286	0,07720	0,00143	0,87	479	9	479	8	-0,13

№	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	
4	0,60278	0,01273	0,07726	0,00142	0,87	480	9	479	8	-0,15
5	0,60396	0,01344	0,07697	0,00143	0,83	478	9	480	9	0,36
6	0,61482	0,01404	0,07806	0,00145	0,81	485	9	487	9	0,43
7	0,60359	0,01237	0,07705	0,00141	0,89	479	8	480	8	0,21
8	0,59530	0,01245	0,07653	0,00141	0,88	475	8	474	8	-0,25
9	0,60561	0,01418	0,07722	0,00144	0,80	480	9	481	9	0,27
10	0,60243	0,01207	0,07715	0,00141	0,91	479	8	479	8	-0,06
11	0,61034	0,01193	0,07759	0,00141	0,93	482	8	484	8	0,44
12	0,60694	0,01354	0,07697	0,00142	0,83	478	9	482	9	0,75
13	0,61189	0,01289	0,07719	0,00141	0,87	479	8	485	8	1,13
14	0,61134	0,01185	0,07750	0,00141	0,94	481	8	484	7	0,67
15	0,61094	0,01270	0,07766	0,00142	0,88	482	8	484	8	0,44
16	0,61437	0,01321	0,07819	0,00143	0,85	485	9	486	8	0,21
17	0,61271	0,01327	0,07781	0,00143	0,85	483	9	485	8	0,46
18	0,61497	0,01333	0,07851	0,00144	0,85	487	9	487	8	-0,10
19	0,61507	0,01194	0,07816	0,00141	0,93	485	8	487	8	0,35
20	0,61152	0,01298	0,07816	0,00143	0,86	485	9	485	8	-0,12
21	0,60476	0,01162	0,07719	0,00139	0,94	479	8	480	7	0,17
22	0,60777	0,01178	0,07734	0,00140	0,93	480	8	482	7	0,42
23	0,61237	0,01232	0,07769	0,00141	0,90	482	8	485	8	0,58
24	0,60921	0,01211	0,07784	0,00141	0,91	483	8	483	8	-0,02
25	0,61024	0,01144	0,07776	0,00140	0,96	483	8	484	7	0,21
26	0,60682	0,01212	0,07751	0,00140	0,90	481	8	482	8	0,06
27	0,60815	0,01166	0,07773	0,00140	0,94	483	8	482	7	-0,04
28	0,61306	0,01265	0,07778	0,00141	0,88	483	8	486	8	0,54
29	0,61021	0,01156	0,07768	0,00139	0,94	482	8	484	7	0,31
30	0,60973	0,01147	0,07736	0,00139	0,96	480	8	483	7	0,62
31	0,60129	0,01210	0,07721	0,00139	0,89	479	8	478	8	-0,27
32	0,60522	0,01173	0,07734	0,00139	0,93	480	8	481	7	0,06
33	0,61264	0,01181	0,07795	0,00140	0,93	484	8	485	7	0,27
34	0,61207	0,01344	0,07770	0,00141	0,83	482	8	485	8	0,52
35	0,59607	0,01177	0,07662	0,00137	0,91	476	8	475	7	-0,25
36	0,60820	0,01163	0,07746	0,00138	0,93	481	8	482	7	0,29
37	0,60539	0,01132	0,07717	0,00137	0,95	479	8	481	7	0,31
38	0,60722	0,01202	0,07735	0,00138	0,90	480	8	482	8	0,31
39	0,61584	0,01204	0,07890	0,00141	0,91	490	8	487	8	-0,49
40	0,60521	0,01125	0,07753	0,00138	0,96	481	8	481	7	-0,17
41	0,61135	0,01183	0,07775	0,00139	0,92	483	8	484	7	0,37
42	0,60877	0,01178	0,07742	0,00138	0,92	481	8	483	7	0,44
43	0,61198	0,01161	0,07754	0,00138	0,94	481	8	485	7	0,71
44	0,61259	0,01174	0,07820	0,00139	0,93	485	8	485	7	-0,04
45	0,60747	0,01193	0,07773	0,00138	0,90	483	8	482	8	-0,12
46	0,61344	0,01164	0,07790	0,00138	0,93	484	8	486	7	0,43
47	0,60341	0,01163	0,07726	0,00137	0,92	480	8	479	7	-0,08

Проба КТ1010 представляет собой крупнозернистый гранит из зоны плутонического минглинга, расположенного на левобережье р. Эрзин. Морфологические особенности и окраска цирконов из данной пробы аналогичны цирконам из пробы КТ1008. Размер зерен изменяется в диапазоне от 150 до 300 μm по удлинению и 70–120 μm по ширине. Исследуемые цирконы, согласно данным катодолюминесцентных изображений (CL), характеризуются тонкой осцилляторной магматической зональностью (рис. 8). Аналитические исследования (табл. 5, рис. 8) проводились по 31 локальной точке (25 зерен). Изотопные значения возрастов (по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U), полученные по этим локальным точкам, указывают на конкордантное значение возраста 486±2 млн лет (СКВО = 0,067).

Проба К429 отобрана из крупнозернистых порфировидных гранитов центральной части Тесхемского массива. Монофракция циркона представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными призматическими кристаллами с розовой и бледно-желтой окраской, четкими ребрами и ровной поверхностью граней размерностью 150–300 μm по удлинению и 60–100 μm по ширине. В режиме катодолюминесценции (CL) они также характеризуются осцилляторной магматической зональностью (рис. 8). U–Pb изотопные исследования, проведенные по 38 наиболее представительным зернам (47 локальных точек) магматического циркона (табл. 5, рис. 8) указывают на конкордантное значение возраста 482±2 млн лет (СКВО = 2,8).

Цирконы всех проб из гранитоидов ухадагского комплекса близки между собой по характеру катодолюминесцентных изображений отдельных зерен (размер, зональность, степень вторичных изменений) и оценкам конкордантных значений возраста ~ 485 млн лет (487 ± 2 , 486 ± 2 и 482 ± 2 млн лет).

Обсуждение результатов

Проведенные на Западном Сангилене геологические, структурные, изотопно-геохронологические и петрогеохимические исследования выявили широкое проявление на рубеже 485 млн лет высококалиевого кислого интрузивного магматизма (ухадагского комплекса). Их возраст близок с полученными ранее оценками возраста Тесхемского гранитного массива ($480 \pm 5,4$ млн лет, циркон, U–Pb [Козаков и др., 2001]).

Происхождение высококалиевого расплава. По петрогеохимическим характеристикам породы ухадагского комплекса относятся к фракционированным гранитам и гранитам A_2 -типа (рис. 6), формирование которых обусловлено корово-мантийным взаимодействием. Пониженное содержание Nb и Ta во всех породах ухадагского комплекса, характерное для A_2 -типа, объясняется унаследованностью от корового источника и отсутствием значительного вклада мантийного компонента. Ассоциирующие с ухадагским комплексом габброиды Эрзинского массива и композитные габбро-гранитные дайки формируют незначительный объем гибридизированных пород, что указывает на ограниченный массоперенос с их стороны, который недостаточен для существенного изменения составов кислых магм всего объема ухадагского комплекса. Тем не менее габбро-монцодиориты сыграли значительную роль в качестве источника тепла для переплавления корового субстрата при образовании ухадагского комплекса. На высокие температуры новообразованного расплава указывают повышенные содержания Zr и Hf в ухадагских гранитоидах (рис. 9, с), характерные для образования А-гранитов из кварц-полево-шпатового субстрата [King et al., 2001].

Опираясь на геологические данные, было сделано предположение о природе происхождения ухадагских сиенитов и гранитоидов в результате переплавления мигматит-гранитного эрзинского комплекса. Результаты петрологического моделирования показали, что выплавление высококалиевых пород из мигматитов возможно при степени плавления от 10 до 45 %. При этом основным источником вещества являются параавтохтонные граниты и, в незначительной степени, Grt-Crd-Bt мигматиты эрзинского комплекса. На плавление гранат-содержащего и практически безгранатового субстратов указывает

также разделение пород ухадагского комплекса на две группы: с высокими содержаниями Yb ($> 1,8$ г/т) и низкими ($< 1,8$ г/т) (рис. 5, а, с). Образование кварцевых сиенитов, вероятнее всего, связано с плавлением горизонтов амфиболитов, наблюдаемых в составе эрзинского и моренского комплексов.

В условиях существования синтетектонического магматического течения наиболее реальной представляется модель фракционного плавления с отделением порций новообразованного расплава сразу же после его образования, что привело к увеличению несовместимых элементов (K, Rb, Cs, Ba) в ухадагских гранитах. Эти данные согласуются с петрохимическим моделированием, когда расплав с высокими содержаниями K_2O и SiO_2 образуется на начальных степенях плавления протолита. Наблюдения в краевых частях массивов (рис. 3), где порфировидные граниты ведут себя как более жесткие тела по отношению к мелкозернистым, более плагиоклазовым и менее калиевым гранитам, также могут свидетельствовать о кристаллизации калиевых гранитов из первоначальных порций расплавов и последующим их смешении с более поздними выплавками.

Тектонические обстановки. На дискриминационных диаграммах Пирса породы ухадагского комплекса попадают преимущественно в поля пост-коллизийных, синколлизийных и внутриплитных гранитов (рис. 9, а, б). Иными словами, формально по петрогеохимическому составу становление гранитов ухадагского комплекса может отвечать широкому диапазону коллизийных и постколлизийных обстановок.

Структурные черты пород ухадагского комплекса и строение отдельных массивов позволяют конкретизировать тектонические условия формирования гранитоидов. Наиболее представительным для петролого-структурных исследований и хорошо обнаженным является массив, расположенный в междуречье рек Эрзин и Нарын (рис. 1). Он протягивается с северо-востока на юго-запад более чем на 18 км, с юго-востока параллельно гранитоидам выходят тела габброидных пород, относящиеся к Эрзинскому массиву. С противоположной стороны гранитов с северо-запада внутрь массива проникают многочисленные тела синплутонических минглинг-даек [Владимиров и др., 2016; Полянский и др., 2017; Владимиров и др., 2019]. В краевой эндоконтактной зоне по всему контуру гранитного массива наблюдаются вязкопластичные зоны сдвигового генезиса с признаками магматического течения. Общая ширина вязкопластичных зон варьирует от нескольких десятков метров до 500 м. На сегрегацию и перемещение расплавов указывают структуры течения в гранитах, линзовидные, вытянутые и S-образные формы отдельных мелких обособ-

лений порфировидных гранитов. В центральных частях этого массива признаки синконсолидационного магматического течения отсутствуют.

С учетом рельефа можно утверждать, что краевая часть гранитного массива с минглинг-дайками и зонами пластичности отвечает подошве гранитного тела (магматической камеры), а граниты без признаков магматического течения в середине массива – центральной либо кровельной части магматической ка-

меры. Иными словами, граниты массива Стрелка расположены над телом габброидов и оперяющими его габброидными дайками. Численное моделирование показало [Полянский и др., 2017], что внедрение базитовых даек с формированием минглинг-структур могло инициироваться за счет тектонических подвижек в подошве камеры кислых магм, а транспорт габбро-гранитной смеси в магматической камере происходил за счет плотностных эффектов (рис. 10).

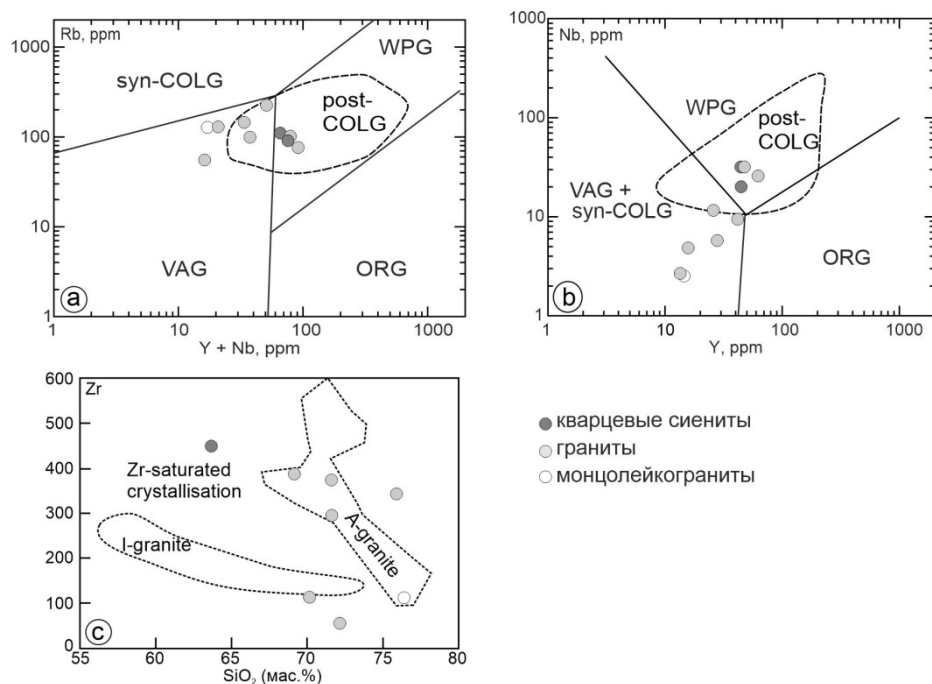


Рис. 9. Диаграммы (a, b) $Y+Nb - Rb$ и $Y - Nb$ [Pearce et al., 1984] и диаграмма (c) $Zr - SiO_2$ [King et al., 2001] Для диаграмм a, b: syn-COLG – синколлизонные граниты, WPG – внутриплитные граниты, ORG – граниты океанических хребтов, VAG – граниты вулканических дуг. Поля post-COLG гранитоидов по [Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989]. Для диаграммы c: разделение гранитов на A- и I-типы по обогащению расплава Zr. Тренды показывают уменьшение содержания Zr с увеличением SiO_2 и указывают на образование из кварц-полевошпатовых источников. Поле I-типа включает мета- и высокоглинозистые граниты

Fig. 9. Classification diagrams (a) $Y+Nb - Rb$ [Pearce et al., 1984], (b) $Y - Nb$ [Pearce et al., 1984], (c) $Zr - SiO_2$ [King et al., 2001]

a-b: syn-COLG – syncollisional granites, WPG – withinplate granites, ORG – ocean ridge granites, VAG – volcanic arc granites. Post-COLG fields of granitoids from [Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989]. c – A- and I-type granites at Zr-saturated crystallization. The chemical trends show continuously decreasing Zr with increasing SiO_2 and indicating derivation from a quartz-feldspathic source and primary zircon saturation. I-type field includes meta- to peraluminous granites

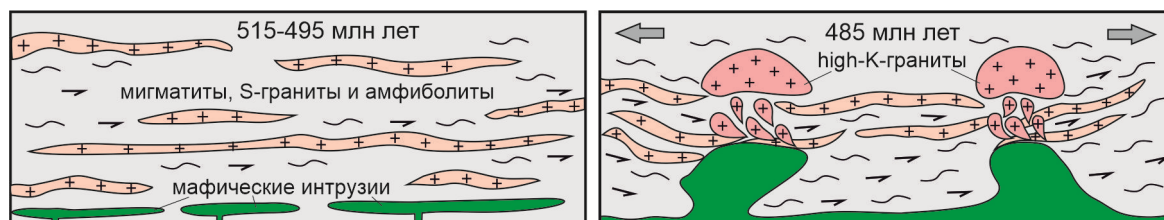


Рис. 10. Внемасштабная схематическая структурная модель выплавления высококалиевых гранитов A_2 -типа из нижнекоровых метapelитов и предшествующих S-гранитов в обстановках позднеколлизонного растяжения

Fig. 10. The off-scale schematic structural model of the melting of high-potassium A_2 -type granites from lower crustal metapelites and preceding S-granites in settings of late collisional extension

Модель образования высококалийевых гранитов Западного Сангиленга. Коллизионный орогенез на активной окраине Тувино-Монгольского микроконтинента, сопровождающийся его сближением с Таннуольской островной дугой, к рубежу 515±5 млн лет обеспечил утолщение коры задугового бассейна и метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ с формированием моренского комплекса. Последовавший позднеколлизионный период обеспечил сброс напряжений в литосфере с заложением проникающих субширотных тектонических зон и сопряженных с ними областями гранулитового метаморфизма (эрзинский мигматит-гранитный комплекс) [Владимиров и др., 2005, 2017; Karmysheva et al., 2021].

Дальнейший развал орогена достиг своего пика к рубежу 485 млн лет, когда началось масштабное сдвиговое растяжение и утонение коры, формирование областей повышенной проницаемости. Это стало контролирующим фактором для проникновения базитовых расплавов, формирования синплутонических композитных габбро-гранитных даек со структурами минглинга. В совокупности дополнительный тепловой поток на нижних уровнях коры обеспечил достаточные температуры для переплавления гранат-кордиерит-биотитовых мигматитов, амфиболитов и гранат-содержащих гранитов (рис. 10). Неоднородность протолита в сочетании с тектоническим меланжем метаосадочных толщ на фоне появления локальных зон пониженного давления привели к образованию кварцевых сиенитов, гранитов и монцолейкогранитов в составе ухадагского комплекса. Данный период тектонической активизации не является завершающим или постколлизионным. Напротив, он является лишь началом позднеколлизионного этапа развала Западно-Сангиленского фрагмента коллизионного орогена, завершившийся на рубеже 465 млн лет [Владимиров и др., 2005; Владимиров и др., 2017].

Масштабное формирование высококалийевых известково-щелочных гранитов является характерным для обстановок поздне- и постколлизионного растяжения [Sylvester, 1989; Bonin et al., 1998; Liégeois, 1998; Barbarin, 1999; Kemp et al., 2005], сопровождающегося фрагментацией и образованием зон растяжения, и отмечается во многих орогенных областях [Bonin, 2004, 2007; Li et al., 2013; Bergemann et al., 2014; Цыганков, 2014; Torus et al., 2019; Girei et

al., 2020; Zhu et al., 2020]. Всеми исследователями отмечается сочетание сброса давления, обусловленное утонением континентальной коры при развале орогена, и мантийный вклад, проявленный либо как дополнительный тепловой поток, либо как привнос вещества за счет отделяющегося флюида или кристаллизационной дифференциации базитов. Подобная модель образования фракционированных гранитов и гранитов А-типа в условиях растяжения при повторном плавлении метапелитового источника и выплавившихся из них S-гранитов известна и была ранее описана для раннепермского гранитного плутона Поррино на северо-западе Испании [Gonzalez-Menendez et al., 2017], позднедевонского гранитного магматизма Новой Зеландии [Turnbull et al., 2016] и мезоархейских интрузивов на северо-востоке Бразилии в центральной части Западной Гондваны [Ferreira et al., 2020].

Выводы

1. На рубеже 485 млн лет в Западно-Сангиленском фрагменте коллизионного орогена на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива происходило масштабное выплавление высококалийевых сиенитов и гранитоидов. Возрастные, тектонические и петрогеохимические характеристики, сингенетичность с базитовым магматизмом позволяют объединить их в единый ухадагский магматический комплекс.

2. Масштабное проявление высококалийевого магматизма на Западном Сангилене является индикатором позднеколлизионных событий, сопровождавшихся развалом орогена, утонением коры и активизацией базитового магматизма.

3. Тесная временная и пространственная ассоциация с базитовым магматизмом на нижних уровнях орогена обеспечила дополнительный тепловой поток и высокие температуры новообразованного кислого расплава.

4. Петрогеохимические характеристики пород ухадагского комплекса определялись вовлечением в плавление смешанного корового протолита – гранат-кордиерит-биотитовых сланцев, горизонтов амфиболитов и высокоглиноземистых умереннокалийевых гранитов.

Список источников

Барабаш Н.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Юдин Ю.С. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование деформаций трансформно-сдвигового этапа эволюции ранних каледонид Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414, № 2. С. 1–7.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 3. С. 398–413.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Руднев С.Н. Интрузивный магматизм зоны перехода Западного и Центрального Сангилен (на примере бассейна р. Нарын) // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы : сб. науч. тр. Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 57–87.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Две группы магматического минглинга (на примере ранних каледонид Западного Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения : материалы Третьей междунар. науч. конф. Новосибирск, 2016. С. 52–53.

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 283–310.

Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В. Механизмы магматического минглинга в композитных дайках: модели диспергирования и сдвиговой дилатации // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 2. С. 325–345.

Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 370, № 4. С. 489–492.

Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.

Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP. // Тезисы докладов VII Всероссийской конференции по рентгеноспектральному анализу. Новосибирск, 2011. С. 126.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилен (ЮВ Тува) // Петрология. 2017. Т. 25, № 1. С. 92–118.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Руднев С.Н., Яковлев В.А., Семенова Д.В. Баянкольская габбро-гранитная ассоциация: состав, возрастные рубежи, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 7. С. 916–933.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Семенова Д.В. Габбро-гранитные ассоциации Западного Сангилен // Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. 2018: Рудно-магматические системы Сангилен (щелочные интрузивы, карбонатиты) : материалы I Всерос. полевой конф. с междунар. участием. Кызыл, 2018. С. 39–43.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибилова Е.В., Киризова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Киризова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических датирований // Петрология. 1999. Т. 7, № 6. С. 631–643.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М. : ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.

Петрова А.Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. : ИМГРЭ, 2001. 26 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 3-е изд., испр. и доп. СПб. : ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 385–403.

Пономарева А.П., Каргополов С.А., Киреев А.Д. Гранитоидный магматизм Западного Сангилен (к вопросу о генезисе S-и A-гранитов) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 6. С. 937–950.

Семенова Д.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Алексеев Д.В. Термохронология коллизийных гранитоидов Матутского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2018. Вып. 16. С. 238–239.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 197–227.

Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2006. 16 с.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Р. Коллизийный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. № 5. С. 653–672.

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calcalkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. V. 50. P. 51–73.

Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192 (1–2). P. 59–79.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605–626.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3 and 6,9 kbar // Journal of Petrology. 1991. V. 32. P. 365–401.

- Bergemann C., Jung S., Berndt J., Stracke A., Hauff F.** Generation of magnesian, high-K alkali-calcic granites and granodiorites from amphibolitic continental crust in the Damara orogen, Namibia // *Lithos*. 2014. V. 198–199. P. 217–233.
- Bonin B.** Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to withinplate regimes necessarily imply contrasting, mantle and crustal sources? A review // *Lithos*. 2004. V. 78. P. 1–24.
- Bonin B.** A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // *Lithos*. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S.** Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: Petrogenetic constraints and geodynamic settings // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 45–70.
- Boynton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / ed. by P. Henderson. Amsterdam : Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Brown M.** Granite: from genesis to emplacement. // *Geological Society of America Bulletin*. 2013. V. 7 (8). P. 1079–1113.
- Carroll M.R., Wyllie P.J.** The system tonalite-H₂O at 15 kbar and the genesis of calc-alkaline magmas // *American Mineralogist*. 1990. V. 75. P. 345–357.
- Castro A.** The source of granites: inferences from the Lewisian complex // *Scottish Journal of Geology*. 2004. V. 40. P. 49–65.
- Clemens J.D.** Granitic magmatism, from source to emplacement: a personal view // *Applied Earth Science*. 2012. V. 121 (3). P. 107–136.
- Ferreira A.C.D., Dantas E.L., Fuck R.A.** The previously missing c. 2.9 Ga high-K continental crust in West Gondwana revealed in Northeast Brazil // *Terra Nova*. 2021. V. 33. P. 184–194. doi: 10.1111/ter.12504
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42 (3). P. 2035–2048.
- Frost C.D., Frost B.R., Kirkwood R., Chamberlain K.R.** The tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) to granodiorite-granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming province // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2006. V. 43. P. 1419–1444.
- Girei M.B., Najime T., Ogunleye P.O.** Geochemical characteristics and origin of the Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids in the northern part of Mandara hills, northeastern Nigeria // *Acta Geochimica*. 2020. V. 39. P. 337–354.
- Gonzalez-Menendez L., Gallastegui G., Cuesta A., Montero P., Rubio-Ordóñez A., Molina J.F., Bea F.** Petrology and geochronology of the Porriño late-Variscan pluton from NW Iberia. A model for post-tectonic plutons in collisional settings // *Geologica Acta*. 2017. V. 15, No. 4. P. 283–304.
- Griffin W., Powell W., Pearson N., O'Reilly S.** GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*. 2008. P. 308–311.
- Hildreth W., Moorbath S.** Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 98. P. 455–489.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A.** Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system of Early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. V. 6, Is. 3. P. 289–310.
- Karmysheva I., Vladimirov V., Rudnev S., Yakovlev V., Semenova D.** Syntectonic metamorphism of a collisional zone in the Tuva-Mongolian massif, Central Asian Orogenic belt: P-T conditions, U-Pb ages and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 220. 104919.
- Karsli O., Dokuz A., Uysal I., Aydin F., Chen B., Kandemir R., Wijbrans J.** Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit Pluton, Eastern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. P. 467–487.
- Kemp A.I.S., Wormald R.J., Whitehouse M.J., Price R.C.** Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia // *Geology*. 2005. V. 33. P. 797–800.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R.** Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 48. P. 501–514.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al.** A classification of igneous rocks and a glossary of terms. Oxford : Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.
- Li S., Wilde S.A., Wang T.** Early Permian post-collisional high-K granitoids from Liuyuan area in southern Beishan orogen, NW China: Petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*. 2013. V. 179. P. 99–119.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R.** Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 1–28.
- Ludwing K.** User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley : Berkeley Geochronology Center, 2003.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.** Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. 1989. V. 101. P. 635–643.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B.** Late Archean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India) // *Pre-cambrian Research*. 2003. V. 127. P. 103–123.
- O'Connor J.T.** A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *U.S Geological Survey Professional Paper*. 1965. V. 525B. P. 79–84.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25, No. 4. P. 956–983.
- Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *Journal of Petrology*. 1995. V. 36. P. 891–931.
- Roberts M.P., Clemens J.D.** Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology*. 1993. V. 21. P. 825–828.
- Rottura A., Bargossi G.M., Caggianelli A., Del Moro A., Visona D., Trann C.A.** Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 329–348.
- Singh J., Johannes W.** Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 125. P. 26–44.

- Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner A.F. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 148. P. 635–661.
- Skjerlie K.P., Patino Douce A.E., Johnston A.D. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. P. 365–378.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249, No. 1–2. P. 1–35.
- Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // The Journal of Geology. 1989. V. 97, No. 3. P. 261–280.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London : Blackwell, 1985. 312 p.
- Topuz G., Altherr R., Siebe W., Schwarz W.H., Zack T., Hasozbek A., Barth M., Satir M., Sen C. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüş, hane pluton (NE Turkey) // Lithos. 2010. V. 116. P. 92–110.
- Topuz G., Candan O., Zack T., Chen F., Li Q.-L. Origin and significance of Early Miocene high-potassium I-type granite plutonism in the East Anatolian plateau (the Taşlıçay intrusion) // Lithos. 2019. V. 348–349. 105210.
- Turnbull R., Tulloch A., Ramenazi J., Jongens R. Extension-facilitated pulsed S-I-A-type “flare-up” magmatism at 370Ma along southeast Gondwana margin in New Zeland: Insights from U-Pb geochronology and geochemistry // Geological Society of America Bulletin. 2016. V. 128 (9/10). P. 1500–1520.
- Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 154. P. 91–110.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.
- Zhu R.-Z., Lai S.-C., Qin J.-F., Santosh M., Zhao S., Zhang E., Zong C., Zhang X., Xue Y. Genesis of high-potassium calc-alkaline peraluminous I-type granite: New insights from the Gaoligong belt granites in southeastern Tibet Plateau // Lithos. 2020. V. 354–355. 105343.

References

- Barabash N.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Yudin D.S. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the stage of transform-shear deformation in evolution of the Early Caledonides in Western Sangilen, Southeastern Tuva // Doklady Earth Sciences. 2007. V. 414 (1). pp. 592–598.
- Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V., Babin G.A., Kruk N.N., Khlestov V.V., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S., Shelepaev R.A., Karmysheva I.V., Mikheev E.I., Mekhonoshin A.S. Gabbro-granite intrusive series and their indicator importance for geodynamic reconstructions // Petrology. 2013. V. 21 (2). pp. 158–180.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Vladimirov V.G., Gibsher A.S., Rudnev S.N. Synkinematic granites and collision-shear deformations in Western Sangilen (Southeastern Tuva) // Russian Geology and Geophysics. 2000. V. 41 (3). pp. 398–413. In Russian
- Vladimirov A.G., Ponomareva A.P., Rudnev S.N. Intruzivnyy magmatizm zony perekhoda Zapadnogo i Tsentral'nogo Sangilena (na primere basseyna r. Naryn) [Intrusive magmatism of the transition zone of the Western and Central Sangilen (by the example of the Naryn river basin) // Strukturno-veshchestvennyye komplekсы Yugo-Vostochnoy Tuvy: Sbornik nauchnykh trudov. Novosibirsk: IGIG SB AS USSR. 1989. pp. 57–87. In Russian
- Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Travin A.V., Rudnev S.N., Shemelina I.V., Barabash N.V., Savinykh Ya.V. Model of the Tectonometamorphic Evolution for the Sangilen Block (Southeastern Tuva, Central Asia) as a Reflection of the Early Caledonian Accretion–Collision Tectogenesis // Doklady Earth Sciences. 2005. V. 405 (8). pp. 1159–1165.
- Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A. Dve gruppy magmaticheskogo minglinga (na primere rannikh kaledonid Zapadnogo Sangilena, Yugo-Vostochnaya Tuva) [Two groups of magmatic mingling (on the example of the early Caledonides of Western Sangilen, South-Eastern Tuva)] // Correlation of Altaids and Uralids: Magmatism, Metamorphism, Stratigraphy, Geochronology, Geodynamics and Metallogeny: Materials of the Third International Scientific Conference. Novosibirsk. 2016. pp. 52–53. In Russian.
- Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Travin A.V., Tzygankov A.A., Burmakina G.N. Thermochronology of the mingling-dykes of the Western Sangilen (South-East Tuva): evidence to the collapse of the collisional system in the North-Western edge on the Tuva-Mongolian massif // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8 (2). pp. 283–310. In Russian
- Vladimirov V.G., Yakovlev V.A., Karmysheva I.V. Mechanisms of magmatic mingling in composite dykes: models of dispersion and shear dilatation // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10 (2). pp. 325–345. In Russian
- Gibsher A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G. Geodynamics of Early Paleozoic thrust-and-fold structure of the Sangilen, South-eastern Tuva // Doklady Earth Sciences. 2000. V. 370. pp. 50–53.
- Grebennikov A.V. A-type granites and related rocks: petrogenesis and classification // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55 (11). P. 1354–1366.
- Karmanova N.G., Karmanov N.S. Universal'naya metodika rentgeno fluorescentsentnogo silikatnogo analiza gornyykh porod na spektrometre ARL-9900XP [A universal technique for X-ray fluorescence silicate analysis of rocks on a spectrometer ARL-9900XP] // Tezisy dokladov VII Vserossiyskoy konferentsii po rentgenospektral'nomu analizu. Novosibirsk. 2011. p. 126. In Russian
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G. Synkinematic granitoid magmatism of Western Sangilen, South-East Tuva // Petrology. 2017. V. 25 (1). pp. 87–113.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Shelepaev R.A., Rudnev S.N., Yakovlev V.A., Semenova D.V. Bayan-Kol gabbro-granite association (Western Sangilen, Southeastern Tuva): composition, age boundaries, and tectonic and geodynamic settings // Russian Geology and Geophysics. 2019. V. 60 (7). pp. 720–734.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Semenova D.V. Gabbro-granitnyye assotsiatsii Zapadnogo Sangilena [The gabbro-granite associations in Western Sangilen] // Geologiya, magmatizm i metallogeniya Tsentra Azii. 2018: Rudno-magmaticheskiye sistemy Sangilena (shchelochnyye intruzivny, karbonatity): Materialy I Vserossiyskoy polevoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem. Kyzyl. 2018. pp. 39–43. In Russian
- Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Natman A., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Todth V., Krener A., Yakovleva S.Z., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. Timing of the structural evolution of metamorphic rocks in the Tuva–Mongolian Massif // Geotectonics. 2001. V. 35 (3). pp. 22–43. In Russian

- Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Kotov A.B., Kovach V.P. Polychronous evolution of the paleozoic granitoid magmatism in the Tuva-Mongolia Massif: U-Pb geochronological data // *Petrology*. 1999. V. 7 (6). pp. 592–601. In Russian.
- Kuzmichev A. *Tektonicheskaya istoriya Tuvino-Mongol'skogo massiva: rannebaikalskiy, pozdnebaikalskiy i rannekaledonskiy etapy* [Tectonic history of the Tuva-Mongolian massif: Early Baikalian, Late Baikalian and Early Caledonian stages. Ed. by E. Sklyarov]. Moscow. 2004. PROBEL-2000. p. 192. In Russian
- Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. Analysis of geologic reference materials for REE and HFSE by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) // *Geochemistry International*. 2008. V. 46 (10). pp. 1016–1022.
- Petrova A.Yu. *Rb-Sr izotopnaya sistema metamorficheskikh i magmaticheskikh porod Zapadnogo Sangilena (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Rb-Sr isotop system of metamorphic and magmatic rocks in Western Sangilen (South-East Tuva)] // *Avtoreferat kand. dissertatsii geol.-min. nauk*. 2001. Moscow. 26 p. In Russian.
- Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskiye, metamorficheskiye, metasomaticheskiye, impaktnyye obrazovaniya. Izdaniye tret'ye, ispravlennoye i dopolnennoye* [Petrographic Code of Russia magmatic, metamorphic, metasomatic, and impact formations. Third edition, corrected and supplemented]. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2009. 200 p. In Russian.
- Polyansky O.P., Semenov A.N., Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Vladimirov A.G., Yakovlev V.A. Numerical simulation of magma mingling (case of Bayankol gabbro-granite series, Sangilen, Tuva) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8 (2). pp. 385–403. In Russian
- Ponomareva A.P., Kargopolov S.A., Kireev A.D. Granitoid magmatism of Western Sangilen (to the problem of genesis of S- and A- granites) // *Russian Geology and Geophysics*. 2001. V. 42 (6). pp. 937–950. In Russian
- Semenova D.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Alekseev D.V. Thermochronology of collisional granitoids of the Matut massif (Western Sangilen, SE Tuva) // *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent): Meeting materials*. V. 16. Irkutsk: The Institute of the Earth's Crust SB RAS. 2018. pp. 238–239. In Russian
- Tsygankov A.A. Late Paleozoic granitoids in Western Transbaikalia: sequence of formation, sources of magmas, and geodynamics // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55 (2). pp. 153–176.
- Shelepaev R.A. *Evolutsiya bazitovogo magmatizma Zapadnogo Sangilena (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Evolution of basic magmatism of Western Sangilen (South-Eastern Tuva)] // *Avtoreferat kand. dissertatsii geol.-min. nauk*. Novosibirsk. 2006. p. 16. In Russian
- Shelepaev R.A., Egorova V.V., Izokh A.E., Seltmann R. Collisional mafic magmatism of the fold-thrust belts framing Southern Siberia (Western Sangilen, Southeastern Tuva) // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59 (5). pp. 525–540.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calcalkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). // *Lithos*. 2000. V. 50. pp. 51–73.
- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // *Chemical Geology*. 2002. V. 192 (1–2). pp. 59–79.
- Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*. 1999. V. 46. pp. 605–626.
- Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3 and 6,9 kbar // *Journal of Petrology*. 1991. V. 32. pp. 365–401.
- Bergemann C., Jung S., Berndt J., Stracke A., Hauff F. Generation of magnesian, high-K alkali-calcic granites and granodiorites from amphibolitic continental crust in the Damara orogen, Namibia // *Lithos*. 2014. V. 198–199. pp. 217–233.
- Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to withinplate regimes necessarily imply contrasting, mantle and crustal sources? A review. // *Lithos*. 2004. V. 78. pp. 1–24.
- Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // *Lithos*. 2007. V. 97. pp. 1–29.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: Petrogenetic constraints and geodynamic settings. // *Lithos*. 1998. V. 45. pp. 45–70.
- Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies // Ed. P. Henderson Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 1984. pp. 63–114.
- Brown M. Granite: from genesis to emplacement // *Geological Society of America Bulletin*. 2013. V. 7 (8). pp. 1079–1113.
- Carroll M. R., Wyllie P. J. The system tonalite-H₂O at 15 kbar and the genesis of calc-alkaline magmas // *American Mineralogist*. 1990. V. 75. pp. 345–357.
- Castro A. The source of granites: inferences from the Lewisian complex. *Scottish Journal of Geology*. 2004. V. 40. pp. 49–65.
- Clemens J.D. Granitic magmatism, from source to emplacement: a personal view. *Applied Earth Science*. 2012. V. 121 (3). pp. 107–136.
- Ferreira A.C. D., Dantas E.L., Fuck R.A. The previously missing c. 2.9 Ga high-K continental crust in West Gondwana revealed in Northeast Brazil // *Terra Nova*, doi: 10.1111/ter.12504
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42 (3). pp. 2035–2048.
- Frost C.D., Frost B.R., Kirkwood R., Chamberlain K.R. The tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) to granodiorite-granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming province. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2006. V. 43. pp. 1419–1444.
- Girei M.B., Najime T., Ogunleye P.O. Geochemical characteristics and origin of the Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids in the northern part of Mandara hills, northeastern Nigeria // *Acta Geochimica*. 2020. V. 39. pp. 337–354.
- Gonzalez-Menendez L., Gallastegui G., Cuesta A., Montero P., Rubio-Ordóñez A., Molina J.F., Bea F. Petrology and geochronology of the Porriño late-Variscan pluton from NW Iberia. A model for post-tectonic plutons in collisional settings // *Geologica Acta*. 2017. V. 15 (4). pp. 283–304.
- Griffin W., Powell W., Pearson N., O'Reilly S. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*. 2008. pp. 308–311.
- Hildreth W., Moorbath S. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 98. pp. 455–489.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A. Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system of Early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. V. 6 (3). pp. 289–310.

- Karmysheva I., Vladimirov V., Rudnev S., Yakovlev V., Semenova D. Syntectonic metamorphism of a collisional zone in the Tuva-Mongolian massif, Central Asian Orogenic belt: P-T conditions, U-Pb ages and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 220. 104919.
- Karsli O., Dokuz A., Uysal I., Aydin F., Chen B., Kandemir R., Wijbrans J. Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit Pluton, Eastern Turkey. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. pp. 467–487.
- Kemp A.I.S., Wormald R.J., Whitehouse M.J., Price R.C. Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia // *Geology*. 2005. V. 33. pp. 797–800.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 48. pp. 501–514.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and a glossary of terms. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 1989. 193 p.
- Li S., Wilde S.A., Wang T. Early Permian post-collisional high-K granitoids from Liuyuan area in southern Beishan orogen, NW China: Petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*. 2013. V. 179. pp. 99–119.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*. 1998. V. 45. pp. 1–28.
- Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 2003.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. 1989. V. 101. pp. 635–643.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*. 2003. V. 127. pp. 103–123.
- O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *U.S Geological Survey Professional Paper*. 1965. V. 525B. pp. 79–84.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. V. 25. No 4. pp. 956–983.
- Rapp R. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *Journal of Petrology*. 1995. V. 36. pp. 891–931.
- Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology*. 1993. V. 21. pp. 825–828.
- Rottura A., Bargossi G.M., Caggianelli A., Del Moro A., Visona D., Trann C.A. Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy // *Lithos*. 1998. V. 45. pp. 329–348.
- Singh J., Johannes W. Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 125. pp. 26–44.
- Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner A.F. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 148. pp. 635–661.
- Skjerlie K.P., Patino Douce A.E., Johnston A.D. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. pp. 365–378.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. // *Chemical Geology*. 2008. V. 249 (1–2). pp. 1–35.
- Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // *The Journal of Geology*. 1989. V. 97 (3). pp. 261–280.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Topuz G., Altherr R., Siebel W., Schwarz W.H., Zack T., Hasozbek A., Barth M., Satır M., Sen C. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüş hane pluton (NE Turkey) // *Lithos*. 2010. V. 116. pp. 92–110.
- Topuz G., Candan O., Zack T., Chen F., Li Q.-L. Origin and significance of Early Miocene high-potassium I-type granite plutonism in the East Anatolian plateau (the Taşlıçay intrusion) // *Lithos*. 2019. V. 348–349. 105210.
- Turnbull R., Tulloch A., Ramenazi J., Jongens R. Extension-facilitated pulsed S-I-A-type “flare-up” magmatism at 370Ma along southeast Gondwana margin in New Zealand: Insights from U-Pb geochronology and geochemistry // *Geological Society of America Bulletin*. 2016. V. 128 (9/10). pp. 1500–1520.
- Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 154. pp. 91–110.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. pp. 407–419.
- Zhu R.-Z., Lai S.-C., Qin J.-F., Santosh M., Zhao S., Zhang E., Zong C., Zhang X., Xue Y. Genesis of high-potassium calc-alkaline peraluminous I-type granite: New insights from the Gaoligong belt granites in southeastern Tibet Plateau // *Lithos*. 2020. V. 354–355. 105343.

Информация об авторах:

Кармышева И.В., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией структурной петрологии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: iri@igm.nsc.ru

Владимиров В.Г., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория структурной петрологии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: vvg@igm.nsc.ru

Куйбида М.Л., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: maxkub@igm.nsc.ru

Семенова Д.В., научный сотрудник, лаборатория изотопно-аналитической геохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: sediva@igm.nsc.ru

Яковлев В.А., младший научный сотрудник, лаборатория структурной петрологии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: yakovlevva@igm.nsc.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Karmysheva I.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Head of the Laboratory of structural petrology, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: iri@igm.nsc.ru

Vladimirov V.G., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of structural petrology, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: vvg@igm.nsc.ru

Kuibida M.L., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of petrology and ore bearing of magmatic formations, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: maxkub@igm.nsc.ru

Semenova D.V., Researcher, Laboratory of isotope-analytical geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: sediva@igm.nsc.ru

Yakovlev V.A., Junior Researcher, Laboratory of structural petrology, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: yakovlevva@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 17.03.2021; одобрена после рецензирования 07.10.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 17.03.2021; approved after reviewing 07.10.2021; accepted for publication 18.03.2022

Научная статья

УДК 550.4; 551.2.03; 551.221; 551.222; 552.11; 552.122; 552.33; 553.086

doi: 10.17223/25421379/22/2

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФЕЛИНОВЫХ РУД КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ОСНОВЕ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ, СИБИРЬ)



Игорь Фёдорович Гертнер¹, Агабаба Асланович Мустафаев², Вера Алексеевна Крылова³,
Дмитрий Николаевич Войтенко⁴

^{1, 2, 3} Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

⁴ Технологическая компания Schlumberger, Москва, Россия

¹ labspm@ggf.tsu.ru

² alishka010593@gmail.com

³ krylova.vera1994@yandex.ru

⁴ dvoitenko@slb.com

Аннотация. Рассматриваются особенности ориентировки зерен нефелина, которые отражают особенности внедрения уртитового расплава, содержащего кумулятивный компонент кристаллов нефелина в качестве ранней фазы кристаллизации. Дополнительно изучена ориентировка интерстициального клинопироксена, который отражает позднюю стадию формирования уртитов. Отдельно рассмотрены особенности минералогического состава главных породообразующих минералов и особенности геохимического состава уртитов. Показаны особенности распределения редкоземельных элементов в кумулатах нефелина типа уртитов и их остаточных расплавов в виде пегматоидной фазы ийолитов.

Ключевые слова: щелочной магматизм, месторождение уртитов, оптические ориентировки нефелина и пироксена, РЗЭ, Кузнецкий Алатау, Центрально-Азиатский орогенический пояс

Источник финансирования: Структурный анализ нефелина выполнен за счет средств Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № 0721-2020-0041); анализ геохимических данных выполнен при поддержке Программы развития Томского государственного университета (Приоритет-2030, ИГ.49.2022).

Для цитирования: Гертнер И.Ф., Мустафаев А.А., Крылова В.А., Войтенко Д.Н. Условия формирования нефелиновых руд Кия-Шалтырского месторождения на основе структурного анализа породообразующих минералов (северо-восточный склон Кузнецкого Алатау, Сибирь) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 33–47. doi: 10.17223/25421379/22/2

Original article

doi: 10.17223/25421379/22/2

CONDITIONS FOR THE FORMATION OF NEPHELINE ORES OF THE KIYA-SHALTYR DEPOSIT BASED ON STRUCTURE ANALYSIS OF ROCK-FORMING MINERALS (NORTH-EAST SLOPE OF THE KUZNETSK ALATAU RIDGE, SIBERIA)

Igor F. Gertner¹, Agababa A. Mustafaev², Vera A. Krylova³, Dmitry N. Voitenko⁴

^{1, 2, 3} National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

⁴ Schlumberger Technology Company, Moscow, Russia

¹ labspm@ggf.tsu.ru

² alishka010593@gmail.com

³ krylova.vera1994@yandex.ru

⁴ dvoitenko@slb.com

Abstract. Questions of the formation of the structure of the Kiya-Shaltyr deposit of nepheline ores have been raised many times. However, there were quite a few questions about the origin of this deposit. The absolute age of the Sm-Nd method, taking into account the error, showed almost the same age of both urtites and gabbroids at the level of 405–400 Ma. From the contact of the urtite body and the gabbroids, as well as their close interaction, it is quite difficult to determine their formation. In this paper, we show the features of the orientation of nepheline grains, which reflect the features of the introduction of an urtite melt containing a cumulative component of nepheline crystals as an early phase of crystallization. Additionally, the orientations of

interstitial clinopyroxene, which reflects the late stage of urtite formation, were studied. The variety of orientations of the rock-forming minerals of the urtites of the Kiya-Shaltyr pluton can be interpreted from the perspective of several probable processes of introduction of the foidolite melt. First, the specifics of this melt suggested its porridge-like state, in which there was a sufficiently large number of early nepheline crystals, which could lead to heterogeneity of its geochemical composition. The presence of different types of nepheline and pyroxene orientations can be considered as probable combinations of laminar filling of the intrusive chamber with the subsequent complication of turbulence. The features of the mineralogical composition of the main rock-forming minerals and the features of the geochemical composition of urtites are considered separately. The distribution of rare-earth elements in nepheline cumulates of the urtite type and their residual melts in the form of the pegmatoid phase of ijolites is also shown, which allowed us to determine the lower REE content in urtites in relation to micro-ijolites, pegmatoid ijolites and nepheline syenites, which complete the formation of the Kiya-Shaltyr pluton. This point is one of the confirmations of the cumulative nature of urtites, since nepheline is not a rare earth concentrator, and higher REE concentrations in micro-ijolites and pegmatoid ijolites are due to their accumulation in the residual melt and concentrations in clinopyroxene. The presence of a negative Nb-Ta anomaly and the relative enrichment of Rb, Sr, and U indicate a probable interaction of the plume substance with the previously formed accretion complexes of the subduction zones.

Keywords: Alkaline magmatism, urtite deposit, optical orientations of nepheline and pyroxene, REE, Kuznetsk Alatau Ridge, Central Asian orogenic belt

Source of financing: Structural analysis of nepheline was carried out with funding of the State assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. 0721-2020-0041). The analysis of geochemical data was supported by the Tomsk State University Development Programme (Priority-2030, IG.49.2022).

For citation: Gertner, I.F., Mustafaev, A.A., Krylova, V.A. & Voitenko, D.N. (2022) Conditions for the formation of nepheline ores of the Kiya-Shaltyr deposit based on structure analysis of rock-forming minerals (north-east slope of the Kuznetsk Alatau ridge, Siberia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 33–47. doi: 10.17223/25421379/22/2

Введение

Вопросы формирования структуры Кия-Шалтырского месторождения поднимались много раз. Однако возникало достаточно много вопросов о происхождении этого месторождения. Одним из первых его исследователей Б.В. Дроздовым [Дроздов, 1978, 1990] была предложена модель формирования месторождения с учетом двух разрывных структур северо-восточного и юго-западного простирания, которые предполагали комбинацию трещин сдвигового и разрывного характера. Вторым аспектом оставалась последовательность внедрения уртитов и габброидов. Более раннее внедрение уртитов Б.В. Дроздов обосновывал на основании прорыва этого тела плагиоклазовыми порфиритами. Однако наши геохимические исследования показали, что данные породы не являются ассоциирующими с реальными габброидами, а скорее представляют более позднюю эпоху магматизма [Войтенко, 2007]. Реальные оценки Sm-Nd методом с учетом ошибки показали практически одинаковый возраст как уртитов, так и габброидов на уровне 405–400 млн лет [Войтенко, 2007; Vrublevskii et al., 2014; Vrublevskii et al., 2020; Vrublevskii et al., 2021]. Контакты уртитового тела и габброидов достаточно сложные и отражают активное их взаимодействие, что подтверждает их близкое формирование (рис. 1).

Тем не менее мы склоняемся к точке зрения о более позднем внедрении уртитового расплава по отношению к телу габброидов, с которым эта интрузия контактирует. Третьим вариантом формирования

выступала гипотеза ликвации. Однако она не имела реальной основы, так как обогащение глиноземом магматических расплавов приводит к подавлению данного процесса.

Особенности структурной позиции и строения Кия-Шалтырского плутона

Главным аспектом геотектонической позиции данного объекта выступает его приуроченность к складчато-надвиговому ансамблю карбонатно-терригенных толщ раннего кембрия (усть-кундатская и усинская свиты). Спецификой строения данного массива выступает пространственное сочленение трех интрузивных тел, представленных уртитом, пойкилитовым и трахитоидным габбро. Первые два имеют ярко выраженное северо-западное простирание. Последнее, скорее, субмеридиональное, на основании чего считается последней фазой внедрения. Это простирание сопоставимо с ориентировкой Дедовогорского габброидного плутона, расположенного в 7 км к юго-западу.

Непосредственная позиция Кия-Шалтырского плутона приурочена к ядру антиклинальной складки, которая выступила главным препятствием для развития основного сдвигового нарушения и обеспечила изменение его траектории на криволинейную, в результате чего сформировалась полость отрыва типа pull-apart, или зона сдвига-раздвига. Собственно конфигурация основного тела уртитов как раз отвечает данному сценарию, хотя не захватывает его глубинных горизонтов.

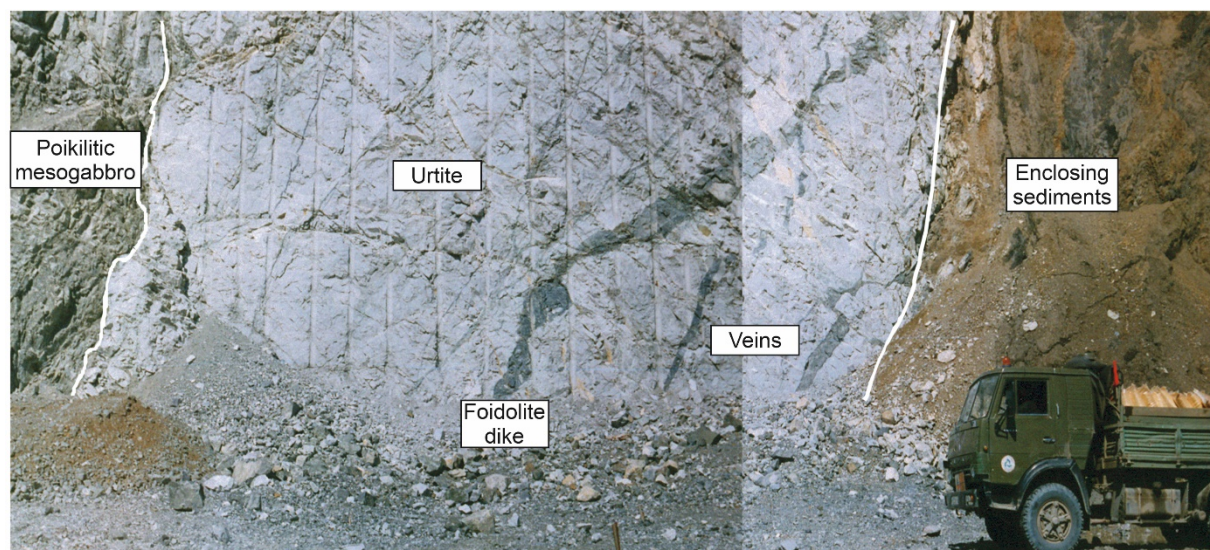


Fig. 1. Тектонические контакты Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд [Войтенко, 2007]

Poikilitic mesogabbro – пойкилитовое мезогаббро, urtite – уртит, enclosing sediments – вмещающие отложения, foidolite dike – дайка фойдолитов, veins – жилы

Fig. 1. Tectonic contacts of the Kiya-Shaltyskii nepheline ore deposit [Voitenko, 2007]

Poikilitic mesogabbro, urtite, enclosing sediments, foidolite dike, veins

В качестве подводящего наиболее крупного канала предполагался канал в юго-западной части основного уртитового тела, где в 1960-х гг. буровыми скважинами было установлено ийолитовое тело ограниченного размера и округлой формы, которое находилось на границе основного тела северо-западного и юго-восточного простирания (зоны отрыва).

Однако дополнительные исследования уже в 2000-х гг. показали, что похожий подводящий канал, вероятно, существовал и на севере основного тела и был представлен теми же ийолитами с обильными вкраплениями нефелина [Опарин и др., 2011]. В этом отношении разнообразие структурных особенностей собственно уртитов можно интерпретировать с позиций внедрения нескольких порций уртитовой магмы.

Структура Кия-Шалтырского интрузивного массива представляет собой комбинацию трех интрузивных тел, сложенных ультраосновными фойдолитами (уртитами и их дайковой разновидностью в виде пегматоидных ийолитов, микроийолитов и ийолит-порфиров с включениями полнокристаллических уртитов). Другим интрузивным телом выступает меланократовое и мезократовое габбро пойкилитовой структуры. Третьим элементом является лейкократовое трахитоидное габбро, интрузивное тело которого имеет в отличие от северо-восточного простирания более выраженную субмеридиональную ориентировку (рис. 2). Одним из аргументов более позднего формирования этой габброидной фазы выступила именно его ориентировка, которая отражала

изменение тектонической обстановки в регионе. Тем не менее подобное субмеридиональное простирание характерно и для Дедовогорского массива со сходным составом габброидов и близким геохронологическим возрастом, по данным Sm-Nd изотопам около 400 млн лет [Vrublevskii et al., 2014].

Внедрение уртитового расплава в полость сдвига-раздвига вдоль консолидированной ранее интрузии пойкилитовых габброидов, с учетом вертикальной сдвиговой составляющей, скорее всего, и обеспечило реальную конфигурацию тела фойдолитов. Реальное развитие сдвигового нарушения вполне могло способствовать формированию зон отрыва внутри самого уртитового тела, которые выполняли дайки пегматоидных ийолитов в качестве остаточного расплава, а также формирование полости отрыва на юго-западном фланге массива вокруг тела габброидов.

Внедрение фазы трахитоидного габбро, скорее, отражало более поздние тектонические события, связанные с разрывными нарушениями в процессе постоянно развивающихся сдвиговых движений или с изменением тектонического режима, приведшего развитию субмеридионального рифтогенеза в виде серии грабенов.

Методика измерений

Концентрации редких и рассеянных элементов измерялись в Национальном исследовательском Томском государственном университете (Томск) методом ICP-MS (Agilent 7500, США).

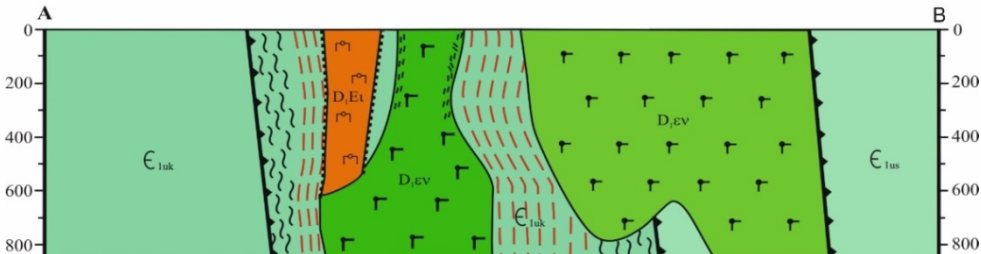


Рис. 2. Схема геологического строения Кия-Шалтырского плутона

Составлена по материалам [Мостовской, 1972; Гринев, 1990] с детализацией [Войтенко, 2007]. Условные обозначения: 1–2 – отложения нижнего кембрия: 1 – усть-кундатская свита; 2 – усинская свита; 3–7 – интрузивные образования: 3 – уртиты (а), ийолиты (б); 4 – пойкилитовое мелано- и мезогаббро; 5 – трахитоидное лейкогаббро (а), порфировидное трахитоидное лейкогаббро (б); 6 – дайковые образования (вне масштаба): фойдолиты (а), субщелочные и щелочные габброиды (б), нефелиновые и щелочные сиениты (с); 7 – тералиты; 8 – эндоконтактные пироксениты (а), ореол скарнированных пород (б); 9 – плоскости надвигов (а), плоскости второстепенных разломов (б); 10 – направление смещения в зоне пластических деформаций; 11 – элементы залегания структур анизотропии (трахитоидности, минеральной уплотненности и расслоенности); 12 – элементы: нормального (а) и опрокинутого залегания (б) слоистости нижнекембрийских отложений; 13 – залегание осевой плоскости надвиговой антиформы; 14 – зона пластических деформаций в известняках и 15 – в эффузивно-карбонатной толще

Fig. 2. Geological scheme of the Kiya-Shaltyr pluton

Compiled on the basis of materials [Mostovskoi, 1972; Grinev, 1990] with detail [Voitenko, 2007]. Legend: 1–2 – Lower Cambrian deposits: 1 – Ust-Kundat formation; 2 – Usinskaya formation; 3–7 – intrusive formations: 3 – urtites (a), ijolites (b); 4 – poikilitic melano- and mesogabbro; 5 – trachytoid leucogabbro (a), porphyric trachytoid leucogabbro (b); 6 – dike swarm (out of scale); foidolites (a), subalkaline and alkaline gabbroids (b), nepheline and alkaline syenites (c); 7 – theralites; 8 – endocontact pyroxenites (a), halation of skarnated rocks (b); 9 – planes of thrusts (a), planes of secondary faults (b); 10 – direction of displacement in the zone of plastic deformation; 11 – elements of occurrence of structures of anisotropy (trachytoid, mineral flattening and layering); 12 – elements: normal (a) and inverted (b) bedding of the Lower Cambrian deposits; 13 – occurrence of the axial flatness of the thrust antiform; 14 – zone of plastic deformation in limestones and 15 – in effusive-carbonate strata

Для выполнения масс-спектрального анализа с индуктивно связанной плазмой образец массой 0,1 г обрабатывался 10 мл фтороводородной кислотой с 4-часовым выдерживанием в открытой системе при температуре $\sim 70^\circ\text{C}$, после чего добавлялось 2 мл концентрата азотной кислоты (HNO_3). Образцы подвергались микроволновому воздействию в закрытой системе при мощности 700 Вт с постепенным поднятием температуры до 200°C . После этого образец выпаривался досуха, дважды обрабатывался 6,2 М HCl , затем вновь выпаривался и обрабатывался концентратом HNO_3 , после чего сухой остаток переводился в 15%-й раствор HNO_3 . В качестве внутреннего стандарта использовался индий. Непосредственно перед проведением ICP-MS-измерений образец разбавляли до концентрации азотной кислоты в 3 %-м растворе. Фактор разбавления составил 1 000 [Аношкина и др., 2012].

Специфика минерального и геохимического состава уртитов массива

Главным элементом состава нефелина в урритах выступает содержание кальсилитового и анортитового минералов. Для урритов характерна повышенная концентрация кальциевого компонента, что может быть связано с взаимодействием с вмещающими карбонатными породами. Пироксен также соответствует фассаиту, что подтверждает данное мнение. Для пегматоидных и дайковых разновидностей характерно повышенное содержание калия в составе нефелина и более умеренное содержание кальция в структуре пироксена с увеличением содержания щелочей [Войтенко и др., 2004].

Особенностью геохимического состава фойдолитов Кия-Шалтырского плутона выступает разная степень накопления редкоземельных (РЗЭ) и редких элементов в конкретных разновидностях горных пород. Главным фактором спектров таких компонентов является низкое содержание РЗЭ и остальных микроэлементов в урритах по отношению к микройолитам, пегматоидным ийолитам и нефелиновым сиенитам, которые завершают формирование данного массива (рис. 3, а). Этот момент является одним из подтверждений кумулятивной природы урритов, так как нефелин не является концентратором редких земель. Более высокие концентрации РЗЭ в микройолитах и пегматоидных ийолитах обусловлены их накоплением в остаточном расплаве и концентрации в клинопироксене.

Для габброидов наблюдаются схожие тренды распределения данных элементов (рис. 3, б), что может свидетельствовать о едином мантийном источнике в виде плюма. Данный аспект остается пока

под вопросом, так как изотопные характеристики фойдолитов и габброидов различаются [Войтенко, Гертнер, 2003; Vrublevskii et al., 2014]. Единственным отличием является более крутой наклон спектров, отражающий более выраженный характер дифференциации исходной магмы или ее активное взаимодействие с коровым материалом [Покровский и др., 1998]. Отдельным моментом следует отметить положительную европиевую аномалию, проявленную в лейкократовом габбро, что отвечает накоплению основного плагиоклаза в данном типе пород Кия-Шалтырского плутона.

Особенностью распределения всего спектра редких элементов (рис. 4) является наличие ряда отрицательных и положительных аномалий. При этом следует отметить эту же тенденцию, что и в распределении РЗЭ (рис. 3). Собственно уртиты характеризуются более низкими концентрациями относительно микройолитов и пегматоидных ийолитов (рис. 4, а). Для данного спектра характерны отрицательные аномалии Th, Nb, Ta, которые свидетельствуют о формировании данных пород в условиях островодужной обстановки (IAB). Положительная аномалия стронция, в целом, подтверждает данный вывод.

Однако спектры как фойдолитов, так и габброидов (рис. 4, б) достаточно близки к базальтам океанических островов (OIB типа), которые связаны с проявлением мантийных плюмов и крупных изверженных провинций (LIP) [Ernst, 2014; Pearce et al., 2021]. В этом отношении мы соглашаемся с мнением ряда авторов, где декларируется сложная геодинамическая обстановка проявления щелочного магматизма на северном склоне Кузнецкого Алатау [Гертнер и др., 2013; Врублевский и др., 2014; Vrublevskii et al., 2014; Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2016; Mustafayev et al., 2017; Макаренко, Котельников, 2018; Мустафаев и Гертнер, 2020; Mustafayev et al., 2020; Vrublevskii et al., 2020; Vrublevskii et al., 2021], сходная с Калифорнийской [Cole, Stewart, 2009; van Hinsbergen et al., 2020].

Петроструктурный анализ нефелиновых пород плутона

Принимая во внимание, что уртиты, как правило, характеризуются однородными текстурами, мы попытались оценить особенности их внутренней структурной организации на основании анализа кристаллооптической ориентировки нефелина и пироксена. Данный подход является не совсем стандартным, но предусматривает развитие нового метода для обоснования петрологических моделей формирования щелочных интрузий в регионе. Одним из новых направлений выступают физические методы исследований, основанные на диагностике ориентировок минеральных зерен ме-

тодом обратно отраженных электронов на основе современных детекторов (EBSD) [La Fontaine et al., 2017]. Интерпретация диаграмм плотностей оптических осей нефелина сопряжена с определенными трудностями, что объясняется несколькими факторами.

Уплотненность породообразующих минералов в урти-тах, в отличие от пойкилитового или трахитоидного габбро, слабо выражена и плохо фиксируется в полевых условиях. Агпаитовая структура уртитов Кия-Шалтырского плутона (рис. 5) носит пойкилитовый характер, где идио-морфные кристаллы нефелина являются хадакристаллами по отношению к кристаллам пироксена – ойкокристаллам [Войтенко, 2002]. При преобладающих размерах нефели-

на 3–5 мм, размеры пироксена достигают 15–20 мм, что достаточно сильно сокращает количество замеров в пределах одного шлифа при микроструктурном анализе. Кристаллографическая форма нефелина, как известно, может быть или укорочена вдоль оси шестого порядка, или вытянута в зависимости от условий образования, что необходимо учитывать при анализе микроструктурных диаграмм. И несмотря на широкий спектр исследований в 1970-е и 1980-е гг. по изучению влияния стресса на предпочтительную кристаллографическую ориентировку породообразующих минералов, информация о петроструктуре нефелина немногочисленна [Елисеев, 1953; Галахов, 1959; Bonczar, Barsch, 1975].

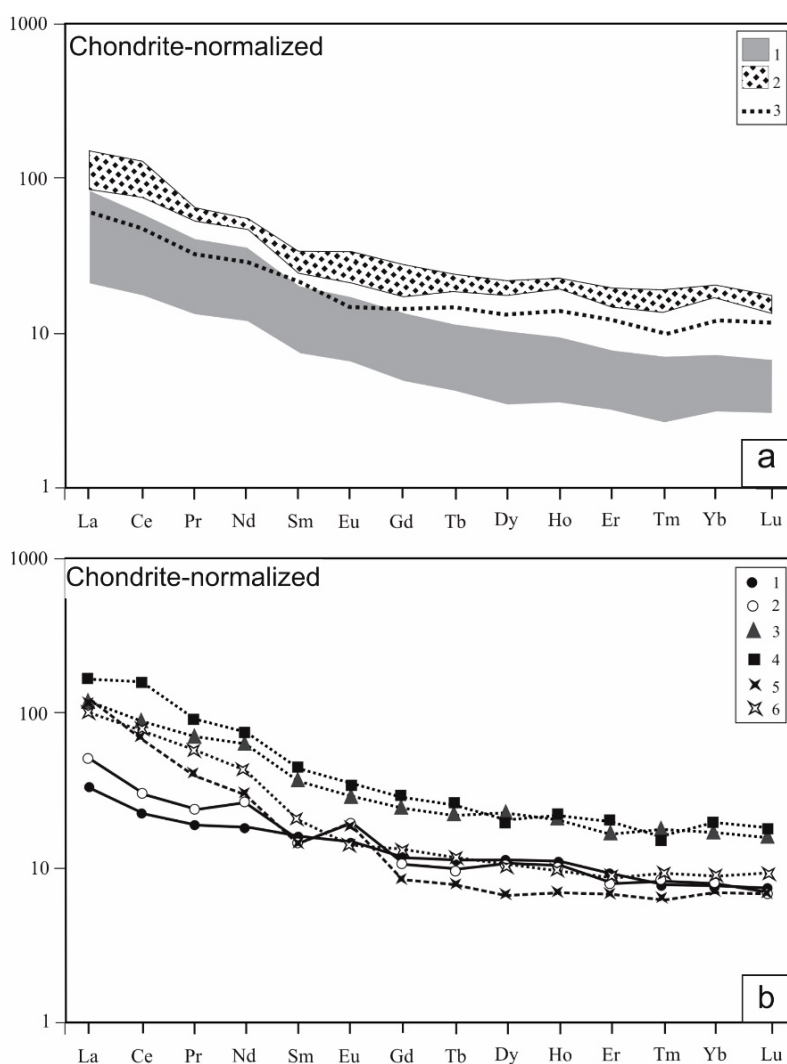


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в породах Кия-Шалтырского плутона

а – фойдолиты: 1 – уртиты, 2 – микройолиты; 3 – пегматоидные йолиты (среднее по двум анализам); б – габбро, базальтоидные дайки и нефелиновые сиениты: 1 – пойкилитовое мелано-, мезогаббро (среднее по двум анализам), 2 – трахитоидное лейкогаббро; 3 – камптонит; 4 – трахидиабаз; 5 – нефелиновый сиенит; 6 – микросиенит. Содержания РЗЭ нормализованы по хондриту [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 3. Distribution of rare earth elements in the rocks of the Kiya-Shaltyr pluton

а – foidolites: 1 – urtites, 2 – microijolites; 3 – pegmatoid ijolites (average for 2 test); б – gabbro, basaltoid dikes and nepheline syenites: 1 – poikilitic melano-, mesogabbro (average for 2 test), 2 – trachytoid leucogabbro; 3 – camptonite; 4 – trachydiabase; 5 – nepheline syenite; 6 – microsyenite. REE contents are normalized to chondrite [Sun, McDonough, 1989]

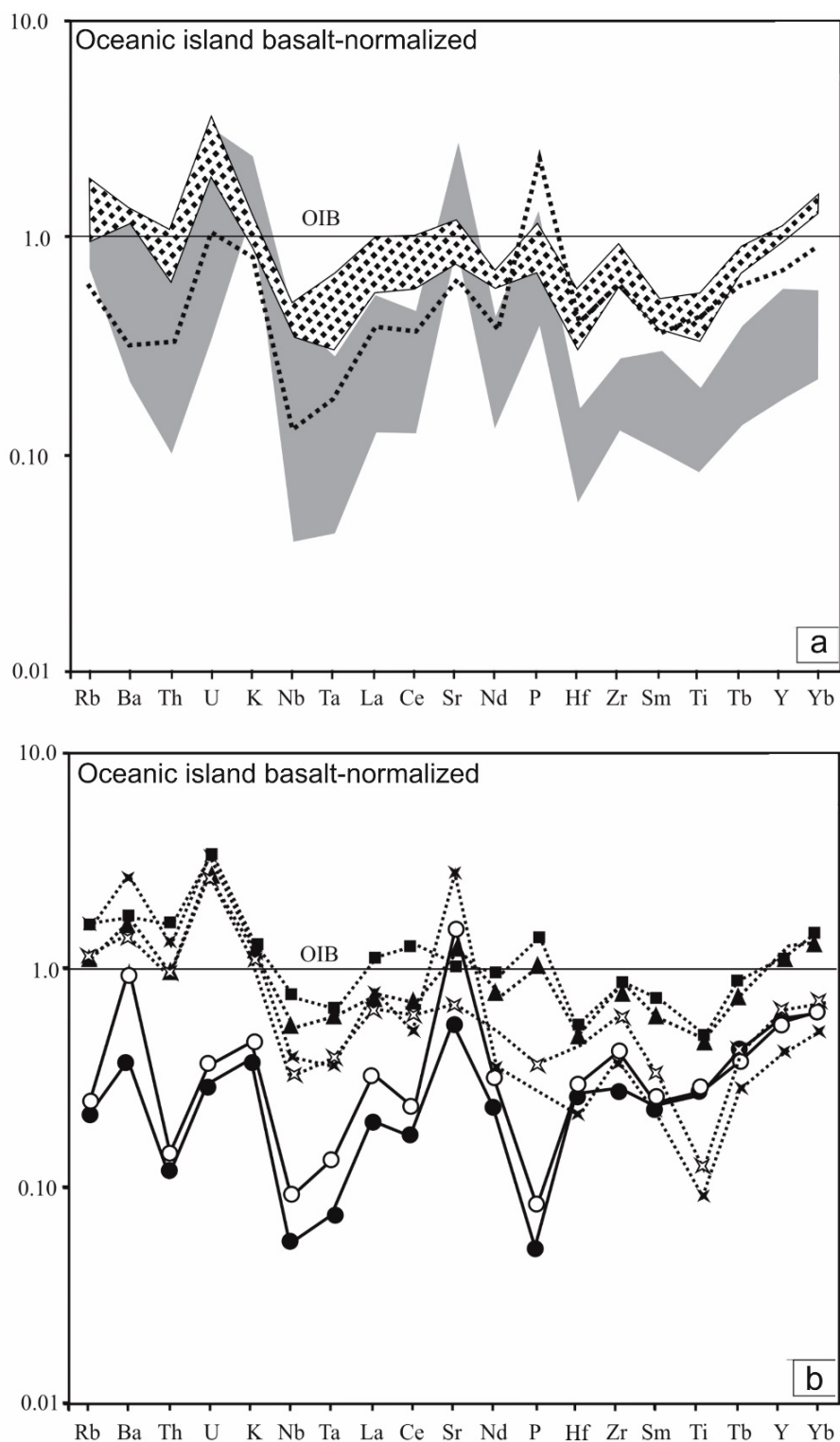


Рис. 4. Распределение редких элементов в породах Кия-Шалтырского плутона

a – фойдолиты; b – габбро, базальтоидные дайки и нефелиновые сиениты. Содержания редких элементов нормализованы на базальты океанических островов (OIB) по [Sun, McDonough, 1989]. Условные обозначения как на рис. 3

Fig. 4. Distribution of rare elements in the rocks of the Kiya-Shaltyr pluton

a – foidolites; b – gabbro, basaltoid dikes and nepheline syenite. Trace element contents are normalized to oceanic island basalts (OIB) according to [Sun, McDonough, 1989]. Legend as in Figure 3

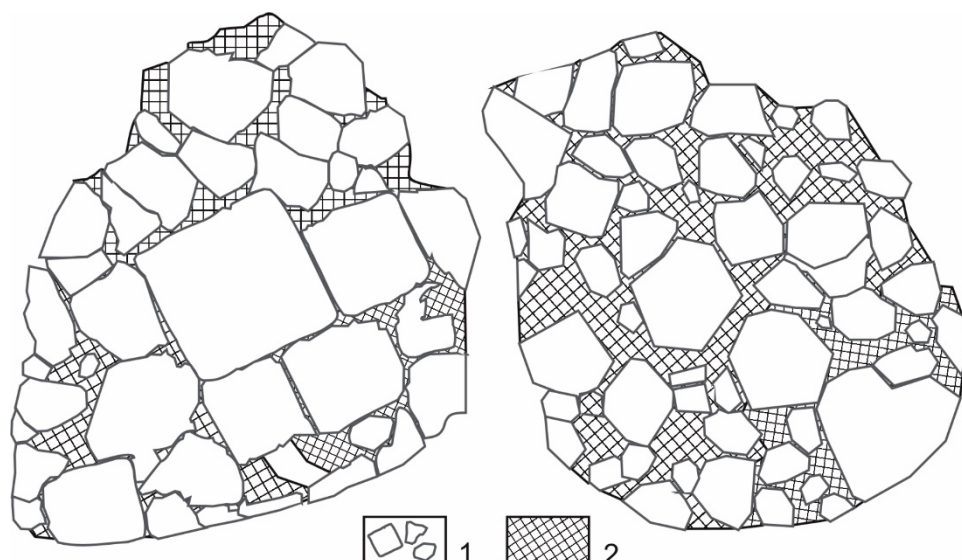


Рис. 5. Схема структуры нефелинового кумулата в уртитях Кия-Шалтырского плутона

1 – кумулятивные кристаллы нефелина (хадакристаллы); 2 – интеркумулятивные кристаллы пироксена (ойкокриссталлы)

Fig. 5. Scheme of the structure of nepheline cumulate in urtites of the Kiya-Shaltyr pluton

1 – cumulative crystals of nepheline (hadacrystals); 2 – intercumulative pyroxene crystals (oikocrystals)

Тем не менее основные положения для проведения подобного анализа можно изложить по материалам предыдущих исследователей: скользящие движения в решетке минерала могут осуществляться по базопинакоиду и по граням призмы в направлении оптической оси. Данное утверждение хорошо иллюстрируется при изучении полос излома (kink-bands) в нефелине из локальных тектонических зон северо-восточного простирания в центральных и южных частях уртитового тела. Ширина подобных зон составляет 0,1–0,3 мм, они встречаются достаточно редко и обычно в виде одиночных полос излома, еще реже в виде групповых (до трех в пределах одного зерна). Основные смещения в нефелине происходили по грани призмы кристалла. Ориентировка оси сжатия образует острый угол с оптической осью C_v (L_6) (до 16°). Определенное направление видимого смещения достаточно условно, так как угол между плоскостями смещения и ограничения близок к 90° . Образование подобных структур в нефелине, возможно, происходило в поздние фазы деформации [Ramsay, 1962], которые связываются с блокировкой сдвиговых зон Центрального надвига в период становления и окончательного застывания уртитового тела. При этом возможна инверсия в ориентировке эллипсоида деформации по сравнению с отмеченной выше при анализе трещиноватости.

В частности, на диаграммах из южной части уртитового тела ориентировку $[001]$ возможно рас-

считывать как направление заполнения расплавом камеры (обр. 21/5, 21/1, 23/5, 22/9). Подобная картина, только менее выраженная, отмечается и для ориентировок из центральной части уртитового тела, где более проявлено плоскостное ориентирование пироксена, нормально ориентированное к Nm , т.е. к $[010]$ (обр. GI-4, GI-3, 55/4, 55/3A, 20/4). Смешанный рисунок отмечается для ориентировок пироксенов, изученных в северной части уртитового тела, где, возможно, был ламинарный поток, который осложнялся турбулентным вариантом. Это можно отметить в ориентировках, которые изучались из приграничных зон уртитового тела.

Направление распространения расплава в разных частях камеры, включая ламинарные и турбулентные течения, могут отражать разные процессы. В качестве примера можно привести образец плагиопорфирита, где фенокристаллы плагиоклаза являются индикатором кинематики кристаллизующегося расплава в плоской камере (рис. 6).

Дайкообразная форма уртитового тела позволяет применять опыт исследователей, которые смоделировали и описали процесс заполнения расплавом плоской камеры [Базаров и др., 2002]. В этом случае поток поступающего через подводящий канал расплава в образующуюся камеру начинает перестраиваться в плоскостные и турбулентные течения. При этом вдоль границ камеры развиты плоскостные (ламинарные) течения, а в центральных и фронтальных частях уже активно преобладают явления тур-

булентности. Есть два варианта для обоснования данного эффекта внутреннего режима кристаллизации магматического расплава. Первый соответствует формированию естественных ячеек внутри камеры, который отражает ориентировку потоков разной температуры и плотности. Второй вариант может быть связан с внедрением дополнительной порции расплава из северного канала [Опарин и др., 2011].

Главным аспектом анализа оптической ориентировки нефелина остается его неоднородность, которая предполагает разные варианты кумулятивной сегрегации ранних кристаллов данного минерала [Ageeva et al., 2012].

Среди микроструктурных узоров нефелина (уртиты Кия-Шалтырского плутона) можно выделить пять основных типов. Первый из них характеризуется отчетливой линейной ориентировкой нефелина, когда его оптические оси формируют значительные по плотности максимумы на стереодиаграммах вблизи центра (т.е. вертикальная ориентировка). Подобный узор наблюдается в породах южной части уртитового тела, в зоне субвертикальной полости отрыва и предполагаемого подводящего канала (рис. 7, обр. 21/5; 23/5).

Второй тип также соответствует линейной ориентировке, но с формированием субгоризонтальных максимумов, совмещенных с плоскостью минеральной уплощенности и, по-видимому, трассирующего линейное направление течения магматического расплава в камере (рис. 7, обр. 29/20). В чистом виде этот тип проявлен исключительно в зонах эндоконтакта основной северо-западной ветви уртитового тела.

В то же время в центральной части последнего преобладает третий плоскостной тип петроструктурного узора нефелина, с резко выраженным максимумом плотности оптических осей, ориентированных субперпендикулярно к контактам уртитового тела и минеральной уплощенности (рис. 7, обр. 55/4).

Четвертый тип ориентировок обнаруживает поясовое распределение максимумов вдоль минеральной уплощенности (обр. GI-4), а пятый фиксируется поясом максимумов оптической оси минерала, ортогонально расположенным к плоскости минеральной уплощенности. Более сложные узоры наблюдаются в смешанных типах ориентировок оптической оси нефелина (обр. 31/3, 20/4).



Рис. 6. Дайка плагиопорфирита

Фенокристаллы плагиоклаза (серо-белые включения) фиксируют в крайних частях ламинарное, в центральных – турбулентное течение материала

Fig. 6. A plagioporphyrite dike

Plagioclase phenocrystals (gray-white inclusions) fix a laminar flow in the outer parts, and a turbulent flow of the material in the central parts

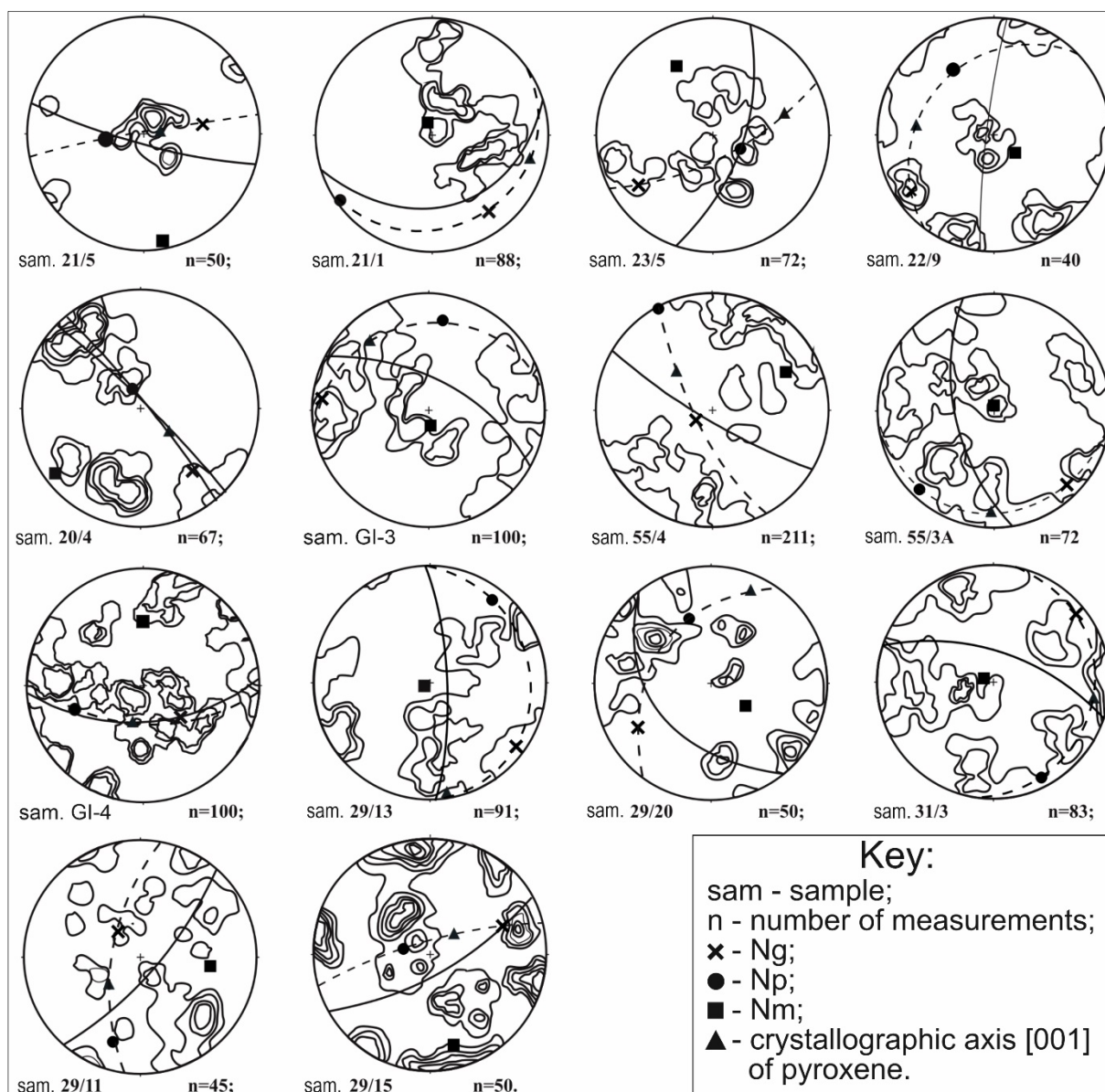


Рис. 7. Диаграммы ориентировки оптической оси нефелина в урритах Кия-Шалтырского plutона

Стереографическая сетка Вульфа, проекция с верхней полусферы, изолинии 1,0–3,0 %. Сплошные дуги – плоскости минеральной уплощенности в урритах; пунктирные – плоскость оптической индикатрисы пироксена Ng-Np

Fig. 7. Diagrams of orientation of the optical axis of nepheline in urtites of the Kiya-Shaltyr pluton

Wolfe's stereographic grid, projection from the upper hemisphere, isocline's 1,0–3,0 %. Solid arcs – planes of mineral flattening in urtites; dashed – the plane of the optical indicatrix of pyroxene Ng-Np

Пространственное положение основных петроструктурных узоров в урритах, возможно, указывает на то, что в общей массе нефелина присутствуют кристаллы двух морфологических типов – удлиненные и уплощенные вдоль оси шестого порядка [Войтенко, 2002; Войтенко, Гертнер, 2003]. Удлиненные характеризуют линейность в породе (1-й и 2-й типы), которая в южной части урритового тела вертикальная и отражает непосредственное внедре-

ние расплава, а в северной – субгоризонтальная. Третий тип фиксирует преобладание в породе уплощенных кристаллов нефелина, которые создают планпараллельную директивную текстуру. Их положение контролировалось в большей степени не направлением, а плоскостью ламинарного течения в магматической камере. Выявленные особенности кристаллографической ориентировки нефелина можно объяснить кумулятивной природой его зерен,

которые приспосабливались к существующим кинематическим условиям внедрения магмы.

Тенденция смены ориентировки с юга на север от субвертикальной до горизонтальной в плоскости минеральной уплощенности и более сложные узоры ориентировки в северной части позволяют сделать предположение, что заполнение камеры «кашеобразным» расплавом происходило именно в этом направлении. Учитывая, что по геофизическим и геологическим данным основной подводящий канал предполагается на юге, в точке V-образного сочленения северной и южной ветвей уртитового тела, такая модель вполне допустима [Макаренко и др., 1988]. Однако нельзя забывать вероятной роли дополнительного магматического канала в северной части уртитового тела [Опарин и др., 2011].

Наблюдаемая тенденция разворота оптической оси нефелина из плоскости уплощенности до перпендикулярного к ней положения становится понятной, если принять слабо выраженное удлинение ранних кристаллов. В этом случае, по мере удаления от подводящего канала, закономерности ориентировки кумулусной фазы, т.е. нефелина, должны быть менее отчетливыми и в большей степени контролироваться плоскостью течения, а не его линейной направленностью. Пироксен кристаллизовался уже из интеркумулусной жидкости, и, по-видимому, его ориентировка может служить индикатором условий окончательной консолидации уртитов [Войтенко, Гертнер, 2003].

Предыдущими исследователями показывался выдержанный количественно-минералогический состав уртитов [Андреева, 1968; Бозин, 1968; Мостовской, 1972; Дроздов, Чайко, 1972; Гринев, 1990; Уваров и др., 2002]. В основном это было обусловлено самой агпаитовой структурой уртитов и их достаточно однородной текстурой.

Тем не менее в последние годы появились работы, в которых рассматриваются неоднородности уртитового тела по основным петрохимическим параметрам [Сазонов и др., 2000; Вульф, 2003]. С учетом принятых структурных положений такой факт тесно связан с условиями как заполнения своеобразной по форме образования камеры, так и с необычными процессами кристаллизации уртитового расплава и указывает на слабо проявленную неоднородность количественно-минералогического состава уртитов. В первую очередь выступает ориентировка кристаллов нефелина и пироксена (рис. 7). Вторым элементом следует считать соотношение нефелина и пироксена, которое отражает определенную внутреннюю расслоенность данной интрузии. Третьим фактором можно рассматривать явление ликвационных процессов, связанных с осаждением сульфидных минералов. Данный элемент имеет место в теле уртитов и проявлен в виде серии линз сплошных халькопирит-пирротитовых руд, которые были зафиксированы в северной и южной частях основного уртитового тела (рис. 8). В них была установлена серебряно-сульфидная минерализация [Gertner et al., 2020].

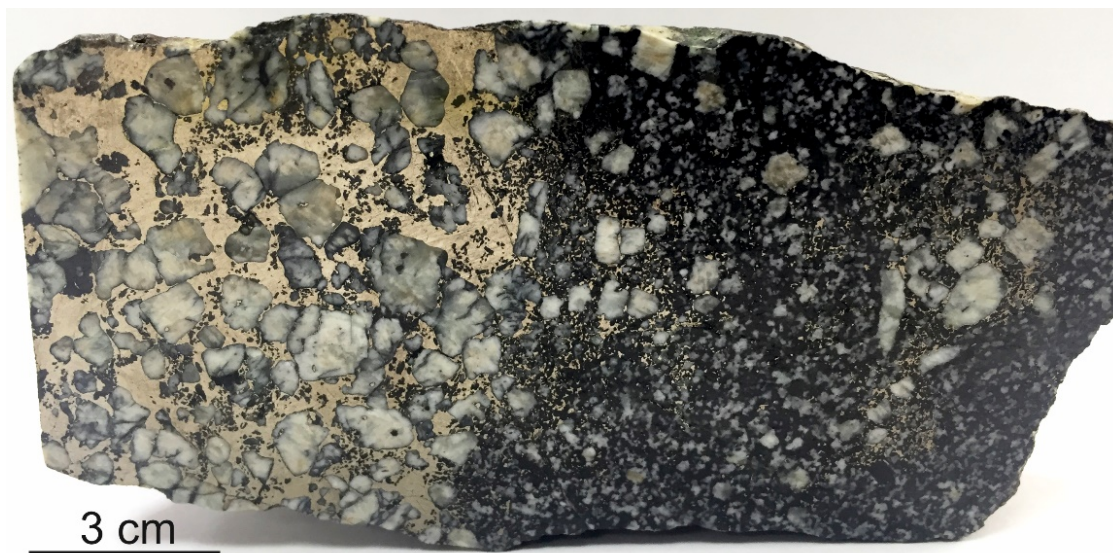


Рис. 8. Сульфидная минерализация в фойдолитах Кия-Шалтырского плутона
Контакт между уртитам и дайкой ийолит-порфира

Fig. 8. Sulfide mineralization in foidolites of the Kia-Shaltyr pluton
It is the contact between urtites and ijolite dike

Заключение

Таким образом, минералогические и геохимические особенности габброидов и фойдолитов Кия-Шалтырского плутона показывают разные характеристики, что подразумевает их разные источники вещества [Войтенко, 2007]. Вполне возможно, что это было проявлением единого мантийного плюма на рубеже девона. Специфика геохимии щелочных и субщелочных пород указывает на нестандартную геодинамическую обстановку его проявления. Скорее всего, она отвечала сложному режиму, сопоставимому с Калифорнийским вариантом.

Разнообразие ориентировок породообразующих минералов уртитов Кия-Шалтырского плутона можно интерпретировать с позиции нескольких вероятных процессов внедрения фойдолитового расплава. Во-первых, специфика данного расплава предполагала его кашеобразное состояние, в котором было

достаточно большое количество ранних кристаллов нефелина, что и могло привести к неоднородности его геохимического состава. Об этом свидетельствуют результаты исследования редкоземельных элементов.

Начальное внедрение предполагает ламинарное течение, что выражено в краевых зонах. Далее внутри самой камеры реализуются уже конвекционные процессы, обусловленные формированием отдельных ячеек, где происходит перераспределение фенокристаллов нефелина и остаточного расплава. Второй вариант предполагает смешение магмы из двух каналов, которое и привело к формированию турбулентных потоков и развитию разных типов ориентировки нефелина и пироксена. В любом случае, наличие разных типов ориентировок нефелина и пироксена можно рассматривать в качестве вероятных комбинаций ламинарного заполнения интрузивной камеры с последующим осложнением турбулентности.

Список источников

- Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М. : Наука, 1968. 169 с.
- Аношкина Ю.В., Асочакова Е.М., Бухарова О.В., Тишин П.А. Усовершенствование схем химической пробоподготовки углеродистых пород с последующим анализом высокозарядных элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Вестник Томского государственного университета. 2012. Т. 359. С. 178–181.
- Базаров Л.Ш., Гордеева В.И., Шевченко В.С., Петрушин Е.И. Экспериментальное моделирование процессов массовой кристаллизации в объеме плоской камеры // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 532–542.
- Бозин А.В. Петрология Кия-Шалтырского, Кургузильского и Горячегогорского массивов (Кузнецкий Алатау) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Красноярск, 1968. 35 с.
- Войтенко Д.Н. Микроструктурный анализ нефелина из уртитов Кия-Шалтырского плутона (Кузнецкий Алатау) // Труды международного научного симпозиума им. академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр». Томск : Изд-во НТЛ, 2002. С. 73.
- Войтенко Д.Н., Гертнер И.Ф. Особенности микроструктурного строения уртитов Кия-Шалтырского плутона (Кузнецкий Алатау) // Проблемы геологии и географии Сибири : материалы научн. конф. Т. 3. Томск : Изд-во Том. гос. ун-та, 2003. С. 156–158.
- Войтенко Д.Н., Селятицкий А.М., Гертнер И.Ф., Врублевский В.В. Уртиты Кия-Шалтырского массива: изменчивость химического состава породообразующих минералов как отражение структурно-петрологических условий их формирования // Петрология магматических и метаморфических комплексов : материалы Всерос. конф. Томск : Изд-во Том. гос. ун-та, 2004. Вып. 4. С. 75–85.
- Войтенко Д.Н. Петрология Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 2007. 22 с.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Баянова Т.Б. Возрастной диапазон циркона и источники щелочных пород Кургузильского интрузива, Кузнецкий Алатау: первые изотопные U–Pb- (SHRIMP-II) и Sm–Nd-данные // Доклады Академии наук. 2014. Т. 459, № 5. С. 601–606.
- Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 488–515.
- Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В. Геохимия, изотопная (Nd–Sr–O) триада и ^{40}Ar – ^{39}Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 592–602.
- Вульф М.В. Неоднородность химического состава нефелиновой руды и золотоплатиноносность Кия-Шалтырского месторождения : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Красноярск, 2003. 17 с.
- Галахов А.В. Рисchorриты Хибинского щелочного массива. М. : Наука, 1959. 170 с.
- Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Тишин П.А., Гутierrez-Алонсо Г., Баянова Т.Б., Серов П.С. Временные рубежи, источники магм и формационный статус палеозойских фельдшпатоидных интрузий Северо-Востока Кузнецкого Алатау // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы конф. Иркутск, 2013. Вып. 11. С. 71–73.
- Гринев О.М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1990. 19 с.
- Дроздов Б.В., Чайко В.Я. Структура и генезис Кия-Шалтырского нефелинового месторождения. Фонды ФГУГП. Новокузнецк : Кузбасс, ТФГИ, 1972.
- Дроздов Б.В. К вопросу о формировании уртитов Кия-Шалтырского месторождения (Кузнецкий Алатау). Нефелиновое сырье. М. : Наука, 1978. С. 71–74.
- Дроздов Б.В. Нефелиновые интрузивные и эффузивные породы Кузнецкого Алатау // Советская геология. 1990. № 11. С. 85–96.

- Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л. : Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.
- Макаренко Н.А., Осипов П.В., Гринев О.М., Номоконова Г.Г., Рихванов Л.П. Геолого-геофизические особенности рудоносных щелочно-габброидных массивов Марининской тайги и критерии контроля нефелинового оруденения. Люберцы : ВИНТИ, 1988. 180 с.
- Макаренко Н.А., Котельников А.Д. Кашпарский кембро-ордовикский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый комплекс – новое петрографическое подразделение на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования. 2018. № 2. С. 52–71.
- Мостовской А.И. Условия формирования щелочных массивов и связанных с ними нефелиновых руд в Кузнецком Алатау. Нефелиновое сырье. М. : Наука, 1978. С. 66–70.
- Мустафаев А.А., Гертнер И.Ф. Изотопно-геохимический (Sm–Nd, Rb–Sr, REE, HFSE) состав Университетского фойдолит-габбрового плутона, Кузнецкий Алатау, Сибирь // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65, № 4. С. 681–701.
- Опарин И.А., Баргесян О.М., Гринев О.М. Кия-Шалтырский габбро-уртитовый массив – эталон месторождения высоко-сортных уртитовых руд и его дальнейшая судьба // Современные проблемы географии и геологии : материалы Всерос. молодежной науч. конф. с междунар. участием. Томск : Изд-во Том. ун-та, 2011. С. 225–227.
- Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 259–273.
- Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Гринев О.М., Звягина Е.А., Чекушин В.С., Бетхер М.Я. Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. политехн. ун-та, 2000. 248 с.
- Уваров А.Н., Черных А.И., Уварова Н.М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-XI (Белогорск). Информационный отчет Едиганской партии по геологическому доизучению масштаба 1:200 000, проведенному в 2000–2002 гг. : в 3 кн. и 1 папке. Елань : ФГУ ГП Запсибгеолсъемка, 2002. 647 с.
- Ageeva O.A., Abart R., Habler G., Borutzky B.Ye., Trubkin N.V. Oriented feldspar-feldspathoid intergrowths in rocks of the Khibiny massif: genetic implications // Miner. Petrol. 2012. V. 106. P. 1–17.
- Bonczar L.J., Barsch G.R. Elastic and thermoelastic constants of nepheline // J. Appl. Physics. 1975. Vol. 46, No. 10. P. 4339–4340.
- Cole R.B., Stewart B.W. Continental margin volcanism at sites of spreading ridge subduction: Examples from southern Alaska and western California // Tectonophysics. 2009. V. 464. P. 118–136.
- Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge : Cambridge University Press, 2014. 667 p.
- Gertner I.F., Grinev O.M., Vrublevskii V.V., Sazonov A.M., Oparin I.A., Tishin P.A., Krasnova T.S., Mustafaev A.A. Plume-Related Alkaline Basic Magmatism of the Kuznetsk Alatau: The Kia-Shaltyr Complex // Geological Tour of Devonian and Ordovician Magmatism of Kuznetsk Alatau and Minusinsk Basin / ed. by R.E. Ernst, V.V. Vrublevskii, P.A. Tishin. Netherlands : Springer, 2020. P. 21–41.
- La Fontaine A., Piazzolo S., Trimby P., Yang L., Cairney J.M. Laser-Assisted Atom Probe Tomography of Deformed Minerals: A Zircon Case Study // Microscopy and Microanalysis. 2017. V. 23, No. 02. P. 404–413.
- Mustafayev A.A., Gertner I.F., Serov P.A. Features of geology and composition of rocks from the alkaline-gabbroic University massif (N-E Kuznetsk Alatau ridge, Siberia) // IOP Conference «Earth and Environmental Science». 2017. V. 319. 012026.
- Mustafaev A.A., Gertner I.F., Ernst R.E., Serov P.A., Kolmakov Y.V. The Paleozoic-Aged University Foidolite-Gabbro Pluton of the Northeastern Part of the Kuznetsk Alatau Ridge, Siberia: Geochemical Characterization, Geochronology, Petrography and Geophysical Indication of Potential High-Grade Nepheline Ore // Minerals. 2020. V. 10, No. 10. 1128. DOI: 10.3390/min10121128
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393, No. 106068. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106068
- Ramsay J.G. The geometry of conjugate fold systems // Geol. Mag. 1962. V. 99, No. 6. P. 516–526.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / eds. by A.D. Saunders, M.J. Norry // Geol. Soc. Special Publ. 1989. No. 42. P. 313–345.
- van Hinsbergen D.J.J., Spakman W., de Boorder H., van Dongen M., Jowitt S.M., Mason P.R.D. Arc type magmatism due to continental edge plowing through ancient subduction enriched mantle // Geophysical Research Letters. 2020. V. 47. e2020GL087484.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Tishin P.A. Isotope (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) geochronology of alkaline basic plutons of the Kuznetsk Alatau // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55, No. 11. P. 1598–1614.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Mustafaev A.A. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Paleozoic Kuznetsk Alatau alkaline province, Southern Siberia: Geochemistry and Permian U–Pb, Sm–Nd ages in the Goryachegorsk ijolite-foyaite intrusion // Int. Geol. Rev. 2020. V. 63. P. 2215–2231. DOI: 10.1080/00206814.2020.1830312
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Paleozoic Alkaline-Mafic Intrusions of the Kuznetsk Alatau, Their Sources and Conditions for Magma Generation // Petrology. 2021. V. 29, No. 1. P. 24–53.

References

- Andreeva E.D. *Shchelochnoy magmatizm Kuznetskogo Alatau* [Alkaline magmatism of the Kuznetsk Alatau]. Moscow: Nauka, 1968. 169 p. In Russian
- Anoshkina Yu.V., Asochakova E.M., Bukharova O.V., Tishin P.A. Improvement of chemical sample preparation chart for carbonaceous rocks and high field strength elements (HFSE) analysis by ICP-MS method // Tomsk State University Journal. 2012. V. 359. pp. 178–181. In Russian
- Bazarov L.S., Gordeeva V.I., Shevchenko V.S., Petrushin E.I. Experimental modeling of mass crystallization processes in the volume of a flat chamber // Petrology. 2002. V. 10 (5). pp. 532–542. In Russian
- Bozin A.V. *Petrologiya Kiya-Shaltyrskogo, Kurgusul'skogo i Goryachegorskogo massivov (Kuznetskiy Alatau)* [Petrology of the Kiya-Shaltyrskii, Kurgusulskii and Goryachegorskii massifs (Kuznetsk Alatau)]. Autoref. dis. ... candidate of geol.-min. sciences. Krasnoyarsk. 1968. 35 p. In Russian

Voitenko D.N. *Mikrostrukturnyy analiz nefelina iz urtitov Kiya-Shaltyrskogo plutona (Kuznetskiy Alatau)* [Microstructural analysis of nepheline from urtites of the Kiya-Shaltyrsky pluton (Kuznetsk Alatau)] // Simp. im. Ak. M.A. Usov "Problems of geology and development of mineral resources". Tomsk: "Publishing House of NTL", 2002. p. 73. In Russian

Voitenko D.N., Gertner I.F. *Osobennosti mikrostrukturnogo stroyeniya urtitov Kiya-Shaltyrskogo plutona (Kuznetskiy Alatau)* [Features of the microstructural structure of the urtites of the Kiya-Shaltyrsky pluton (Kuznetsk Alatau)] // Problems of Geology and Geography of Siberia: mater. nauchn. konf. V. 3. Tomsk: "Publishing House of the Tomsk State University", 2003. pp. 156–158. In Russian

Voitenko D.N., Selyatitsky A.M., Gertner I.F., Vrublevskii V.V. *Mineralogicheskiye svidetel'stva lateral'noy neodnorodnosti urtitov Kiya-Shaltyrskogo plutona (Kuznetskiy Alatau)* [Urtites of the Kiya-Shaltyrsky massif: variability of the chemical composition of rock-forming minerals as a reflection of the structural and petrological conditions of their formation] // Mater. All-Russian Conference "Petrology of magmatic and metamorphic complexes". Issue 4. Tomsk: "Publishing House of the Tomsk State University", 2004. pp. 75–85. In Russian

Voitenko D.N. *Petrologiya Kiya-Shaltyrskogo massiva (Kuznetskiy Alatau)* [Petrology of the Kiya-Shaltyrsky massif (Kuznetsk Alatau)]. Autoref. dis. ... cand.geol.- mineral sciences. Tomsk. 2007. 22 p. In Russian

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Tishin P.A., Bayanova T.B. Zircon age range and sources of alkaline rocks from the Kurgusul intrusion, Kuznetsk Alatau: The first U-Pb (SHRIMP II) and Sm-Nd isotope data // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 459 (2). pp. 1576–1581.

Vrublevskii V.V. Sources and geodynamic setting of petrogenesis of the Middle Cambrian Upper Petropavlovka alkaline basic pluton (Kuznetsk Alatau, Siberia) // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56 (3). pp. 379–401.

Vrublevskii V.V., Grinev O.M., Izokh A.E., Travin A.V. Geochemistry, isotope triad (Nd-Sr-O), and 40Ar–39Ar age of Paleozoic alkaline mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau (by the example of the Belaya Gora pluton) // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57(3). pp. 464–472.

Vul'f M.V. *Neodnorodnost' khimicheskogo sostava nefelinovoy rudy i zolotoplatinonost' Kiya-Shaltyrskogo mestorozhdeniya* [Heterogeneity of the chemical composition of nepheline ore and gold-platinum content of the Kiya-Shaltyrskoye deposit] Autoref. dis. ... candidate of geol.-miner. sciences. Krasnoyarsk. 2003. 17 p. In Russian

Galakhov A.V. *Rischorrity Khibinskogo shchelochnoogo massiva* [Rischorrites of the Khibiny alkaline massif]. Moscow: Nauka, 1959, 170 p. In Russian

Gertner I.F., Vrublevskii V.V., Tishin P.A., Gutierrez-Alonso G., Bayanova T.B., Serov P.S. *Vremennyye rubezhi, istochniki magm i formatsionnyy status paleozoysskikh fel'dshpatoidnykh intruziy Severo-Vostoka Kuznetskogo Alatau* [Time boundaries, magma sources and the formation status of Paleozoic feldspathoid intrusions in the North-East of the Kuznetsk Alatau] / Mater. Conference "Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from the ocean to the continent)". Irkutsk. 2013. Issue 11. pp. 71–73. In Russian

Grinev O.M. *Evolutsiya shchelochno-gabbroidnogo magmatizma Kuznetskogo Alatau* [Evolution of alkaline-gabbroid magmatism of the Kuznetsk Alatau]. Autoref. dis. ... candidate of geol.-min. sciences. Tomsk: 1990. 19 p. In Russian

Drozdov B.V. *K voprosu o formirovani urtitov Kiya-Shaltyrskogo mestorozhdeniya (Kuznetskiy Alatau)* [On the formation of urtites of the Kiya-Shaltyrskii deposit (Kuznetsk Alatau). Nepheline raw materials]. Moscow: Nauka, 1978, pp. 71–74. In Russian

Drozdov B.V., Chaiko V.Ya. *Struktura i genezis Kiya-Shaltyrskogo nefelinovogo mestorozhdeniya* [Structure and genesis of the Kiya-Shaltyrskii nepheline deposit]. FSUGP funds. Novokuznetsk: "Kuzbass, TFGI", 1972. In Russian

Drozdov B.V. *Nefelinovyye intruzivnyye i effuzivnyye porody Kuznetskogo Alatau* [Nepheline intrusive and effusive rocks of the Kuznetsk Alatau] // Soviet. geology. 1990. No. 11. pp. 85–96. In Russian

Eliseev N.A. *Strukturnaya petrologiya* [Structural petrology]. Leningrad: "LSU Publishing House", 1953. 309 p. In Russian

Makarenko N.A., Osipov P.V., Grinev O.M., Nomokonova G.G., Rikhvanov L.P. *Geologo-geofizicheskiye osobennosti rudonosnykh shchelochno-gabbroidnykh massivov Mariinskoy taygi i kriterii kontrolya nefelinovogo orudneniya* [Geological and geophysical features of ore-bearing alkaline-gabbroid massifs of the Mariinsky taiga and criteria for monitoring nepheline mineralization]. Lyubertsy: "VINITI", 1988. 180 p. In Russian

Makarenko N.A., Kotelnikov A.D. Kashparsky Kembro-Ordovician gabbro-diorite-quartz-monzodiorite-syenite complex – a new petrographic subdivision on the eastern slope of the Kuznetsk Alatau // Geosphere Research. 2018. No. 2. pp. 52–71. In Russian

Mostovskoi A.I. *Usloviya formirovaniya shchelochnykh massivov i svyazannykh s nimi nefelinovykh rud v kuznetskom Alatau* [Conditions for the formation of alkaline massifs and associated nepheline ores in the Kuznetsk Alatau. Nepheline raw materials]. Moscow: Nauka, 1978. pp. 66–70. In Russian

Mustafaev A.A., Gertner I.F. Isotope-geochemical (Sm–Nd, Rb–Sr, REE, HFSE) composition of the University foidolite-gabbro pluton, Kuznetsk Alatau, Siberia // Vestn. St. Petersburg Univer. Earth Sci. 2020. V. 65 (4). pp. 681–701. In Russian

Oparin I.A., Bargesyan O.M., Grinev O.M. *Kiya-Shaltyrskiy gabbro-urtitovyy massiv – etalon mestorozhdeniya vysokosortnykh urtitovykh rud i ego dal'neyshaya sud'ba* [Kiya-Shaltyrskii gabbro-urtite massif-etalon deposit of high-grade urtite ores and its further fate] // Mater. Vseros. youth scientific conference with internat. with the participation of "Modern problems of geography and geology". Tomsk: "Publishing House of the Tomsk State University", 2011. pp. 225–227. In Russian

Pokrovsky B.G., Andreeva E.D., Vrublevskii V.V., Grinev O.M. Contamination mechanisms of alkaline-gabbroid intrusions in the southern framing of the Siberian platform: evidence from strontium and oxygen isotopic compositions // Petrology. 1998. V. 6 (3). pp. 237–251.

Sazonov A.M., Leontiev S.I., Grinev O.M., Zvyagina E.A., Chekushin V.S., Bether M.Ya. *Geologiya i zolotoplatinonost' nefelinovykh porod Zapadnoy Sibiri* [Geology and gold-platinum bearing of nepheline rocks of Western Siberia]. Tomsk: "Publishing House of Tomsk Polytechnic University", 2000. 248 p. In Russian

Uvarov A.N., Chernykh A.I., Uvarova N.M. et al. *Geologicheskoye stroyeniye i poleznyye iskopayemyye lista N-45-XI (Belogorsk). Informatsionnyy otchet Ediganskoy partii po geologicheskomu doizucheniyu masshtaba 1:200 000, provedennomu v 2000–2002 gg. (v 3-kh knigakh i 1 papke)* [Geological structure and minerals of sheet N-45-XI (Belogorsk). Information report of the Edigan party on the geological survey of the scale of 1:200 000, conducted in 2000–2002 (in 3 books and 1 folder)]. Elan: "FSU GP Zapsibgeolsemka", 2002. 647 p. In Russian

Ageeva O.A., Abart R., Habler G., Borutzky B.Ye., Trubkin N.V. Oriented feldspar-feldspathoid intergrowths in rocks of the Khibiny massif: genetic implications // Miner. Petrol. 2012. V. 106. pp. 1–17.

- Boneczar L.J., Barsch G.R. Elastic and thermoelastic constants of nepheline // J. Appl. Physics. 1975. V. 46. No. 10. pp. 4339–4340.
- Cole R.B., Stewart B.W. Continental margin volcanism at sites of spreading ridge subduction: Examples from southern Alaska and western California // Tectonophysics. 2009. V. 464. pp. 118–136.
- Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2014. 667 p.
- Gertner I.F., Grinev O.M., Vrublevskii V.V., Sazonov A.M., Oparin I.A., Tishin P.A., Krasnova T.S., Mustafaev A.A. Plume-Related Alkaline Basic Magmatism of the Kuznetsk Alatau: The Kia-Shaltyr Complex. Geological Tour of Devonian and Ordovician Magmatism of Kuznetsk Alatau and Minusinsk Basin // Editors: R.E. Ernst, V.V. Vrublevskii, P.A. Tishin. Netherlands: Springer, 2020. pp. 21–41.
- La Fontaine A., Piazzolo S., Trimby P., Yang L., Cairney J.M. Laser-Assisted Atom Probe Tomography of Deformed Minerals: A Zircon Case Study // Microscopy and Microanalysis. 2017. V. 23 (02). pp. 404–413.
- Mustafayev A.A., Gertner I.F., Serov P.A. Features of geology and composition of rocks from the alkaline-gabbroic University massif (N-E Kuznetsk Alatau ridge, Siberia) // IOP Conference «Earth and Environmental Science», 2017. V. 319. 012026.
- Mustafaev A.A., Gertner I.F., Ernst R.E., Serov P.A., Kolmakov Y.V. The Paleozoic-Aged University Foidolite-Gabbro Pluton of the Northeastern Part of the Kuznetsk Alatau Ridge, Siberia: Geochemical Characterization, Geochronology, Petrography and Geophysical Indication of Potential High-Grade Nepheline Ore // Minerals. 2020. V. 10 (10). 1128. DOI: 10.3390/min10121128
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393 (106068). DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106068
- Ramsay J.G. The geometry of conjugate fold systems // Geol. Mag. 1962. V. 99 (6). pp. 516–526.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // Geol. Soc. Special Publ. 1989. No 42. pp. 313–345.
- Van Hinsbergen D.J.J., Spakman W., de Boorder H., van Dongen M., Jowitt S.M., Mason P.R.D. Arc type magmatism due to continental edge plowing through ancient subduction enriched mantle // Geophysical Research Letters. 2020. V. 47. e2020GL087484.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Tishin P.A. Isotope (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) geochronology of alkaline basic plutons of the Kuznetsk Alatau // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55 (11). pp. 1598–1614.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Mustafaev A.A. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Paleozoic Kuznetsk Alatau alkaline province, Southern Siberia: Geochemistry and Permian U–Pb, Sm–Nd ages in the Goryachegorsk ijolite-foyaite intrusion // Int. Geol. Rev. 2020. V. 63. pp. 2215–2231. DOI: 10.1080/00206814.2020.1830312
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Paleozoic Alkaline-Mafic Intrusions of the Kuznetsk Alatau, Their Sources and Conditions for Magma Generation // Petrology. 2021. V. 29 (1). pp. 24–53.

Информация об авторах:

Гертнер И.Ф., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра петрографии, заведующий лабораторией структурной петрологии и минерации, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: labspm@ggf.tsu.ru

Мустафаев А.А., младший научный сотрудник лабораторий: структурной петрологии и минерации, геохронологии и геодинамики, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: alishka010593@gmail.com

Крылова В.А., инженер-исследователь, лаборатория структурной петрологии и минерации; ассистент, кафедра петрографии; младший научный сотрудник, лаборатория геохронологии и геодинамики, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: krylova.vera1994@yandex.ru

Войтенко Д.Н., кандидат геолого-минералогических наук, руководитель технологической службы, Технологическая компания «Шлюмберже», Москва, Россия.

E-mail: dvoitenko@slb.com

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor of the Department of Petrography, Head of the Laboratory of Structural Petrology and Mineralogy, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: labspm@ggf.tsu.ru

Mustafaev A.A., Junior Researcher of Laboratories: Structural Petrology and Mineralogy, Geochronology and Geodynamics, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: alishka010593@gmail.com

Krylova V.A., Research Engineer, Laboratory of Structural Petrology and Mineralogy, Assistant of the Department of Petrography, Junior Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: krylova.vera1994@yandex.ru

Voitenko D.N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Technological Service, Schlumberger Technology Company, Moscow, Russia.

E-mail: dvoitenko@slb.com

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 26.03.2021; одобрена после рецензирования 06.11.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 26.03.2022; approved after reviewing 06.11.2021; accepted for publication 18.03.2022

МИНЕРАЛОГИЯ

Научная статья
УДК 553.64; 553.08
doi: 10.17223/25421379/22/3

ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ОШУРКОВСКОГО МАССИВА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Владимир Яковлевич Шабашев

ООО «Агроэко», Люберцы, Московская область, Россия, shabashev8842@mail.ru



Аннотация. В результате изучения рудных минералов, присутствующих в породах Ошурковского апатитового месторождения, установлено, что их основным типоморфным минералом является гемоильменит, к числу второстепенных относятся ильменит и магнетит. В породах с признаками метасоматических и гидротермальных преобразований наиболее широким распространением пользуются вторичный магнетит, рутил, титанит. Наличие в ошурковских породах гемоильменитового оруденения указывает на то, что их кристаллизация происходила в условиях высокого парциального давления кислорода на относительно небольших глубинах. Повышенное содержание железо-титановых минералов, сопоставимое с содержанием апатита, позволяет рассматривать их в качестве потенциального попутного компонента.

Ключевые слова: Ошурковское месторождение, гемоильменит, апатит, щелочные габброиды, условия образования руд

Благодарности: автор выражает признательность сотрудникам ВИМСа В.А. Расулову и И.Г. Быстрову, сотрудникам ИГЕМА РАН А.В. Никифорову и Л.О. Магазиной, оказавшим содействие в проведении микронзондовых анализов рудных минералов, М.С. Никольскому (ИГЕМ), выполнившему рентгенофазовый анализ рудных проб, В.Л. Романову за помощь в оформлении компьютерного варианта графики.

Источник финансирования: ОАО «Ковдорский ГОК».

Для цитирования: Шабашев В.Я. Железо-титановое оруденение Ошурковского массива (Забайкалье) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 48–67. doi: 10.17223/25421379/22/3

Original article
doi: 10.17223/25421379/22/3

IRON-TITANIUM MINERALIZATION OF THE OSHURKOVSKOYE MASSIF (TRANSBAIKALIA)

Vladimir Ya. Shabashev

Agroeko LLC, Lyubertsy Russia, shabashev8842@mail.ru

Abstract. The results of studying the composition and structure of ore minerals present in the rocks of the Oshurkovsky apatite deposit, determining their quantitative contents and distribution patterns are presented. The work is based on the materials of detailed petrographic studies, which made it possible to clarify the features of its geological structure and formation. The materials obtained indicate that the main process that determined the placement of apatite and associated ore minerals is the process of crystallization differentiation. It has been established that the nature of ore mineralization is significantly influenced by postmagmatic processes. In unchanged and slightly altered varieties, the main typomorphic mineral is hemoilmenite, while ilmenite and magnetite are minor ones. Ore minerals of unaltered varieties of alkaline gabbroids are found in close spatial association with apatite. The nature of the distribution of these minerals in the massif, a clear dependence on the content of mafic minerals in the rocks, the relationship with each other, the presence of a direct correlation between them indicate that their formation is associated with the late magmatic stage of formation of rocks of phase 1. The established regularities exclude the connection between the increased concentrations of these minerals and the redistribution of their initially dispersed dissemination due to the impact of younger granitoids.

In rocks with signs of metasomatic and hydrothermal transformations, hemoilmenite is replaced by secondary magnetite, rutile, titanite. The latter develops along hemoilmenite, usually in the form of edges, less often replaces them completely. It is also one of the most abundant minerals in hydrothermally altered rocks. In association with titanite, which replaces iron-titanium ore minerals, they usually contain “leucoxene,” represented by a mixture of rutile and anatase, chlorite and iron hydroxides. Recrystallization and redeposition of magmatic apatite with the formation of its increased concentrations is also observed. There is no direct correlation between the contents of apatite and ore minerals in the rocks that have undergone changes.

In the alkaline-feldspar syenites of the second phase, magnetite is the main ore mineral.

The presence of hemoilmenite mineralization in the Oshurkovo ores indicates that the crystallization of the rocks composing the massif occurred under conditions of an increased partial pressure of oxygen at relatively shallow depths. The increased con-

tent of iron-titanium minerals in them, comparable to the content of apatite, allows them to be considered as a potential associated component. Conclusions about the prospects for the possible practical use of ore minerals can be made only after conducting technological research aimed at obtaining iron-titanium concentrates and their qualitative assessment.

Keywords: *Oshurkovsky massif, hemoilmenite, apatite, alkaline gabbroids, ore formation conditions*

Acknowledgments: the author expresses gratitude to the employees of VIMS V.A. Rasulov and I.G. Bystrov, the staff of the IGEM RAS A.V. Nikiforov and L.O. Magazina, who assisted in conducting microprobe analyses of ore minerals, M.S. Nikolsky (IGEM) who performed X-ray phase analysis of ore samples, V.L. Romanov for assistance in the design of a computer version of the graphics.

Source of funding: OJSC «Kovdorsky GOK».

For citation: Shabashev, V.Ya. (2022) Iron-titanium mineralization of the Oshurkovskoye massif (Transbaikalia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 48–67. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/22/3

Введение

Ошурковский щелочно-габброидный массив представляет интерес, прежде всего, как объект, с которым связано одно из крупнейших апатитовых месторождений Сибири. В многочисленных статьях и монографиях, посвященных геологии массива (в настоящее время число их приближается к шестидесяти), дается подробное описание апатита и основных породообразующих минералов, рассмотрены особенности размещения апатитового оруденения и его генезис. Практически неизученными остаются только присутствующие в породах рудные минералы, характеристика которых, в большинстве случаев, ограничивается простым перечислением их названий. Обычно в перечне их упоминаются титаномагнетит и титанит [Андреев и др., 1972], титаномагнетит, ильменит, титанит [Литвиновский и др., 1998а; Рипп и др., 2000; Кислов, 2011]. Более подробная информация о характере и химическом составе рудных минералов Ошурковского массива, базирующаяся на результатах микрозондового анализа, содержится в работах [Занвилевич и др., 1999; Царев, Батуева, 2013].

Согласно этим авторам, основными типоморфными рудными минералами Ошурковской интрузии «являются ильменит и титаномагнетит, при разложении которых образуются титанит и гематит». Эти данные входят, однако, в противоречие с результатами минераграфического изучения ошурковских руд, выполненного автором, согласно которому одним из наиболее широко распространенных рудных минералов в них является гематит-ильменит [Шабашев, 1971]. Подобные расхождения в диагностике минералов имеют достаточно принципиальное значение, поскольку кардинальным образом влияют на интерпретацию физико-химических условий формирования массива. Поэтому представлялось актуальным проведение исследований по уточнению состава присутствующих в массиве железо-титановых рудных минералов, являющихся важнейшим источ-

ником информации при решении проблем, касающихся строения месторождения, механизма его формирования, генезиса связанного с ним апатитового оруденения, которые до сих пор остаются дискуссионными. Такие исследования вызывают интерес еще и потому, что условия образования гематит-ильменитовой ассоциации, из-за малой ее распространенности в щелочно-габброидных комплексах, изучены недостаточно. Остается также не выясненным вопрос практической значимости железо-титанового оруденения Ошурковского месторождения, не установлены закономерности его распространения. С целью получения ответов на эти вопросы и было начато детальное изучение присутствующих в его пределах рудных минералов.

Геологическая характеристика Ошурковского массива

Ошурковский щелочно-габброидный массив находится на территории Бурятии в 15 км северо-западнее г. Улан-Удэ и занимает площадь около 12 км². В плане массив имеет неправильную удлинненную в северо-западном направлении форму. Северо-восточная, восточная и южная границы его перекрыты чехлом рыхлых четвертичных отложений. На севере и западе массив контактирует с метаморфическими породами позднепалеозойской итатинской свиты, представленными мигматизированными биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Возраст слагающих его пород, согласно данным геохронологических исследований, соответствует интервалу 123–136 млн лет [Рипп и др., 2013; Царев, Батуева, 2013]. Геотектоническое положение массива определяется приуроченностью к зоне позднемезозойских грабенов, расчленяющих северо-восточную часть докембрийского Хамар-Дабанского антиклинория [Никифоров и др., 2000]. В пределах самой зоны размещение его контролируется долгоживущим субмеридиональным тектоническим разломом, секущим горстовый борт Удинского грабена.

Данные о геологическом строении массива, взгляды различных исследователей на условия его формирования, результаты изучения минералогии, петрографии слагающих его пород, особенностей их химизма и генезиса связанного с ними апатитового оруденения рассмотрены в многочисленных публикациях [Ковальский, Костромин, 1968; Егорова, Новикова 1970; Костромина, 1971; Андреев и др., 1972; Залуцкий, 1979; Кузнецов, 1980; Смирнов, 1980; Яценко 1982; Тяжелов, 1986; Кузнецова и др., 1995; Литвиновский и др., 1998a; Литвиновский и др., 1998b; Занвилевич и др., 1999; Ласточкин и др., 2011; Рипп и др., 2013; Царев, Батуева, 2013] и др. Большинство исследователей Ошурковского массива относят его к числу слабо дифференцированных многофазных образований, сформированных в два основных этапа.

Породы первого главного этапа, занимающие около 90 % объема интрузии, по особенностям их химизма, минерального состава, структуры определены как щелочные габброиды, а точнее как бесфельдшпатоидные эссекситы [Шабашев, 1977] (рис. 1). В зависимости от содержания темноцветных минералов породы Ошурковского массива подразделяются на мезократовые – заметно преобладающие, мелано- и лейкократовые. К числу редких, но периодически встречающихся в разрезе месторождения пород относятся ультрабазиты (пироксениты, горнблендиты), биотититы, габбро-пегматиты, а также тела апатит-полевошпатовых и сливных железо-титановых руд. Все вышеперечисленные фациальные разновидности щелочных габброидов и рудных пород являются генетически родственными образованиями, возникшими в процессе кристаллизационной дифференциации внедрившегося магматического расплава. Контакты между ними обычно достаточно четкие, без сколько-нибудь заметных признаков температурного и химического воздействия одних пород на другие. Подобные взаимоотношения являются, как известно [Уэджер, Браун, 1970], характерной особенностью стратифицированных комплексов. На заключительном этапе становления пород первой фазы, вследствие тектонической активизации разлома, контролирующего размещение массива, происходило внедрение многочисленных сининтрузивных даек лампрофиров и мелкозернистых сиенитов.

К числу достаточно редких жильных образований Ошурковского массива, предположительно связанных с заключительной фазой становления щелочных габброидов, относятся дайки карбонатитов [Рипп и др., 2000, 2011] и щелочных ангидритсодержащих сиенитов [Шабашев, Никифоров, 2019].

Второй этап формирования Ошурковского массива характеризуется внедрением относительно крупных (до 2 км²) штоко- и дайкообразных тел щелочно-полевошпатовых сиенитов, локализованных

вблизи его юго-западного и западного флангов, и сингенетичных им жильных образований – лампрофиров и мелкозернистых сиенитов. В результате их воздействия на породы первой фазы имеет место проявление контактового метасоматоза, сопровождающегося преобразованием основных породообразующих и рудных минералов щелочных габброидов.

Становление Ошурковского массива завершается внедрением жильных тел гранитоидов и мезозойских пегматитов. Их размещение контролируется обычно зонами разноориентированных тектонических нарушений и сопровождается отчетливо выраженными зеленокаменными изменениями вмещающих щелочных габброидов.

Все перечисленные особенности строения Ошурковского массива свидетельствуют о том, что формирование его происходило в течение длительного времени в условиях существования активного магматического очага. Следствием многоактного развития интрузии являются локально наблюдающиеся признаки метасоматического и гидротермального преобразования слагающих ее пород.

Материалы и методы исследования

Проведенные автором исследования показали, что постоянными компонентами всех без исключения петрографических разновидностей пород, слагающих Ошурковский массив, являются рудные оксиды. С целью определения их состава, установления закономерностей распределения и оценки масштаба оруденения проведено минераграфическое изучение 115 аншлифов, характеризующих основные петрографические разновидности пород массива. Наиболее подробно исследован характер рудной минерализации образований первой магматической фазы, менее детально изучены связанные с ними дайки и щелочно-полевошпатовые сиениты II фазы. Диагностика оптических (цвет, отражательная способность, изотропность, двуотражение, поведение в иммерсии) и физических (форма, твердость, магнитные свойства) характеристик исследуемых минералов проводилась на микроскопах МИН-9 и Leica-DMRX (Германия). Оценка отражательной способности и цвета осуществлялась методом визуального сравнения с минералами-эталоны. При определении магнитных свойств рудных зерен использовался микромагнит. Твердость оценивалась по результату испытания стальной и медной иглами. Для получения дополнительной информации применялась методика травления рудных зерен кислотами. Предварительная диагностика минералов проводилась с помощью таблиц-решеток И.С. Волинского [Волинский, 1947] и определителя минералов П. Рамдора [Рамдор, 1962].

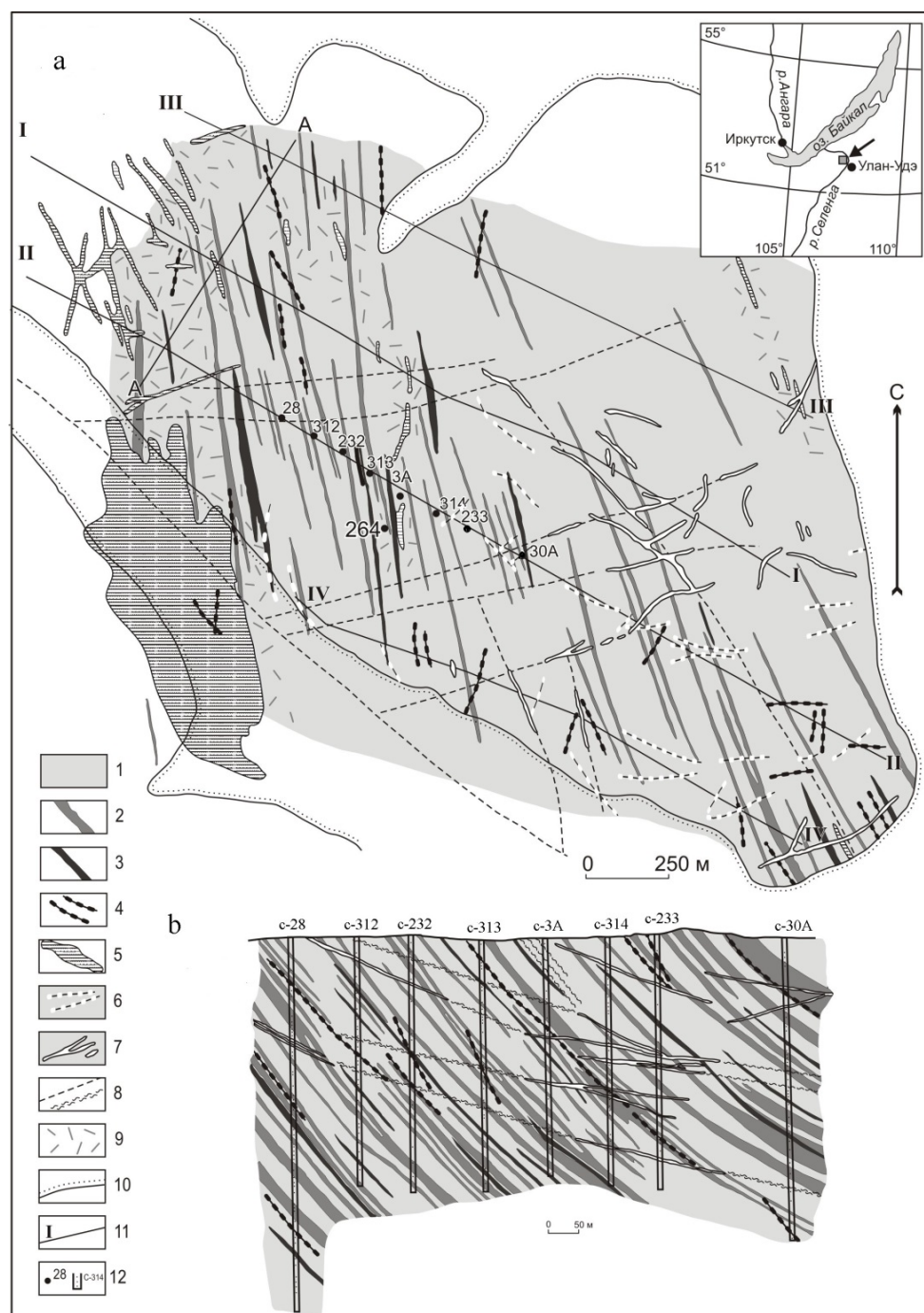


Рис. 1. Карта распределения основных петрографических разновидностей пород (а) и фрагмент геологического разреза (б) центральной части Ошурковского месторождения (составлены В.Я. Шабашевым с использованием материалов по разведке месторождения 1968, 1983 гг.)

1–3 – разновидности бесфельдшпатоидных эссекситов: 1 – биотит-пироксен-роговообманковая; 2 – биотит-роговообманковая; 3 – биотит-пироксеновая; 4 – дайки лампрофиров (наиболее крупные); 5 – сиениты, щелочно-полевошпатовые сиениты; 6 – пегматиты; 7 – мелкозернистые граниты; 8 – зоны наиболее крупных минерализованных тектонических нарушений; 9 – участки сиенитизации щелочных габброидов; 10 – внешний контур распространения четвертичных отложений мощностью более 3 м; 11 – линии разведочных профилей и их номера; 12 – скважины и их номера

Fig. 1. The distribution scheme of the main petrographic species of rocks (a) and a fragment of geological section (b) of the central part of the Oshurkovskoye apatite field (compiled by V.Ya. Shabashev using exploration materials from the field of 1968, 1983)

1–3 – types of essexsit: 1 – biotite-pyroxene-hornblende; 2 – biotite-hornblende; 3 – biotite-pyroxene; 4 – lamprophyre dikes (largest); 5 – syenites, alkaline-feldspar syenites; 6 – pegmatites; 7 – fine-grained granites; 8 – zones of the largest mineralized tectonic disturbances; 9 – areas of syenitization of alkaline gabbroids; 10 – external contour of distribution of Quaternary deposits with a capacity of more than 3 m; 11 – lines of exploration profiles and their numbers; 12 – wells and their numbers

При изучении 63 образцов в качестве контрольного метода диагностики рудных минералов и определения их химического состава использовался микрозондовый анализ. Часть работы по определению состава оксидов выполнена в ИГЕМ РАН (аналитик Л.О. Магазина) на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LVc (Япония) рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA 450 (Великобритания) (ускоряющее напряжение – 25 кВ, диаметр зонда 2–3 мкм). Определение большей части минералов проведено в ВИМСе (аналитик И.Г. Быстров) на рентгеноспектральном микроанализаторе JeolJXA-8100 (JeolLtd., Япония), оснащенным тремя кристалл-дифракционными и энергодисперсионным (LinkPentafet, Oxford Inst., Великобритания, ПО INCAEnergy 400) спектрометрами. Энергодисперсионный анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 30 нА, анализ волновой дисперсии – при ускоряющем напряжении 20 кВ (при определении фтора – 10 кВ) и токе зонда 30 нА. Поправки на матричный эффект рассчитывались методом трех поправок (ZAF). С целью контроля количественных показателей минеральных фаз, полученных при оптическом изучении богатых железотитановых руд, выполнен их рентгенофазовый анализ (аналитик М.С. Никольский). Работа проводилась на

рентгеновском порошковом дифрактометре RigakuD/Max (Япония) (напряжение 40 кВ, ток 20 мА, шаг сканирования 0,02) по методу Ритвельда с использованием программного пакета Profex.

Фотографии аншлифов с нанесенными на них точками зондовых анализов сделаны на поляризационном микроскопе Leica–DMRX (Германия).

Рудная минерализация щелочных габброидов

В результате петрографического изучения Ошурковского месторождения установлено, что в составе слагающих его образований, наряду с неизмененными разновидностями щелочных габброидов, достаточно широко распространены породы с признаками постмагматических преобразований. Как следствие, наблюдаются заметные различия в характере присутствующей в массиве рудной минерализации.

В составе неизмененных пород встречаются два основных морфологических типа рудных образований. Первый, пользующийся ограниченным распространением, представлен мелкими (диаметром не более нескольких микрометров) каплевидными включениями оксидов в полевых шпатах, реже в темноцветных минералах (рис. 2).

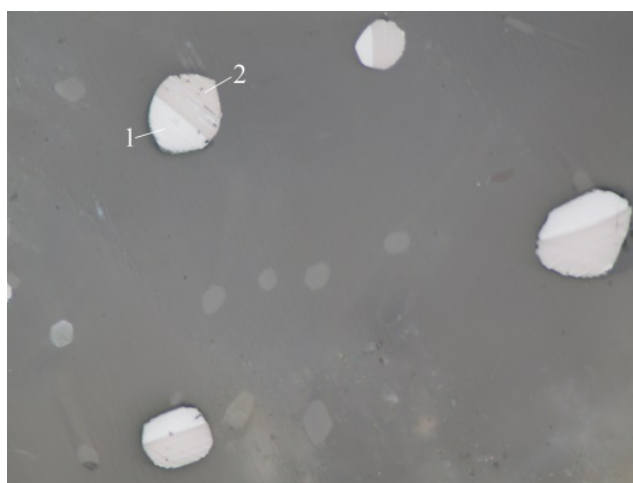


Рис. 2. Каплеобразные включения гемоильменита в полевом шпате

1 – гематит; 2 – ильменит. Аншлиф 37-ош, $\times 25$

Fig. 2. Droplet inclusions of hemoilmenite in feldspar

1 – hematite, 2 – ilmenite. Polished section 37-osh. $\times 25$

Нередко подобные включения образуют сростки с пойкилитовыми кристаллами апатита. Данный морфологический тип рудных выделений наиболее характерен для пород ранней магматической стадии. Большинство наблюдающихся «капель» имеет двухфазное строение. Отдельные входящие в их состав минеральные фазы четко различаются по степе-

ни отражательной способности и характеру анизотропии. Среднее содержание TiO_2 в составе одной из фаз составляет 48,45 мас. %, общего Fe – 50,6 мас. %, MnO – 1,66 мас. % (табл. 1).

Вторая рудная фаза представлена минералом, содержащим 88,11 мас. % общего Fe и 11,33 мас. % TiO_2 . По совокупности оптических, физических

признаков и особенностей химического состава рассматриваемые рудные фазы могут быть диагностированы, соответственно, как ильменит и гематит, а образованные ими минеральные сростания есть не что иное, как структуры экссолюционного распада гемоильменита. В отдельных относительно крупных пластинках ильменита обычно содержатся тонкие пунктировидные вросстки гематита, размер которых не превышает тысячных долей микрометра. В ламелях гематита присутствуют аналогичные структурные образования ильменита. Наряду с зернами распавшегося гемоильменита в породах до-

статочно часто присутствуют каплевидные образования собственно ильменита. В его составе, кроме основных минералообразующих компонентов TiO_2 и общего Fe, установлена повышенная концентрация MnO (табл. 1). В большинстве случаев подобного типа ильменитовые выделения локализируются в пределах зерен темноцветных минералов. В целом содержание гемоильменитовых и ильменитовых «капель» в породах Ошурковского массива относительно общего количества присутствующих в них рудных минералов составляет не более десятых долей процента.

Таблица 1

Химический состав каплеобразных рудных включений эссекситов, мас. %

Table 1

Chemical composition of drop-like ore inclusions essexites, wt. %

Компонент	Номер образца												
	37-ош		8/85		С-1/ош				182/86	181/86	150/86	189/86	46/70
	Hm-Ilm		Timag		Mag				Ilm				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
TiO_2	11,33	47,45	45,47	0,01	—	—	—	—	—	41,26	41,18	43,84	44,43
$Fe_{общ}$	88,11	50,06	50,67	98,47	98,55	99,95	96,58	98,42	97,78	54,96	54,84	53,99	53,65
MnO	—	1,66	2,45	—	—	—	—	—	—	0,75	0,76	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	1,14	—	1,05	—	0,59	—	—	—	—
Сумма	99,44	99,17	98,59	98,48	99,69	99,95	97,63	98,42	98,37	96,97	96,78	97,83	98,08

Примечание. Hm-Ilm – гемоильменит; Timag – титаномагнетит; Mag – магнетит; Ilm – ильменит; «—» – наличие компонентов не определялось; Обр. 37-ош – гематитовая (1) и ильменитовая (2) фазы (рис. 2); Обр. 8/85 – биотит-роговообманковый ксенолит (Скв. 266, глубина 285 м): ильменитовая (3) и магнетитовая (4) фазы.

Note: Hm-Ilm – hemoilmenite; Timag – titanomagnetite; Mag – magnetite; Ilm – ilmenite; «—» – the presence of components was not determined; Arr. 37-ош – hematite (1) and ilmenite (2) phases (fig. 2); Arr. 8/85 – biotite-hornblende xenolith (Borehole 266, depth 285 m); ilmenite (3) and magnetite (4) phases.

Характер взаимоотношения подобных образований с главными породообразующими минералами однозначно свидетельствует об их раннемагматическом происхождении.

Аналогичной формы включения рудных минералов установлены также в составе ксенолитов кровли. Большая часть встречающихся в них зерен по совокупности физических признаков (изотропии, магнитности, реакции на воздействие кислоты) и результатам микронзондовых анализов определена как магнетит (табл. 1, обр. С-1/ош). Реже встречаются каплеобразные выделения магнетита, содержащие тонкие пластинчатые выделения ильменита, возникшие в результате распада твердых растворов. В данном случае мы уже имеем дело с титаномагнетитом (табл. 1, обр. 8/85).

Рудные образования второй генерации являются главным компонентом основных петрографических разновидностей щелочных габброидов Ошурковского массива и чаще всего представлены агрегатами неправильной формы. Как показало их микроскопическое изучение, наиболее широким распростране-

нием здесь пользуется рудный минерал, в структуре которого наблюдается чередование различных по отражательной способности субпараллельных полос- и линзообразных ламелей, возникших в результате распада твердого раствора (рис. 3). В составе ламелей, характеризующихся относительно низкой отражательной способностью ($R_o = 19,0\text{--}19,5\%$), установлено повышенное содержание диоксида титана (до 46,01–48,13 мас. %) и общего железа (48,26–52,59 мас. %). В составе выделений, имеющих более высокую отражательную способность ($R_o = 25,0\text{--}26,0\%$), содержание диоксида титана варьирует в пределах 13,36–14,78 мас. %, а суммарное количество общего Fe достигает 74,25–86,53 мас. % (табл. 2). Судя по описанию, именно подобного рода образования диагностировались большинством исследователей как титаномагнетит [Занвильевич и др., 1999]. Следует, однако, заметить, что наблюдающиеся в рудах Ошурковского месторождения взаимоотношения между различными по составу минеральными фазами внутри отдельных зерен, в общем, не характерны для структур распада титаномагнети-

та. Ильменит, присутствующий в индивидах магнетита, в большинстве случаев встречается в виде решетчатых, пластинчатых, эмульсионных и неправильной формы обособлений [Карпова, 1974]. Рассматриваемые субпараллельные выделения являются характерными для ильменита и гематита – минералов, связанных изоструктурными отношениями. Известно, что при высоких температурах (600°C и более) эти минералы представляют изоморфную смесь. При понижении температуры происходит разрыв смесимости, приводящий к распаду, на Fe_2O_3 -содержащий ильменит и FeTiO_3 -содержащий гематит с образованием характерной пертитовой структуры [Рамдор, 1962; Prevot et al., 2001; McEnroe et al., 2002]. При дальнейшем снижении температуры понижается растворимость Fe_2O_3 в ильмените и FeTiO_3 в гематите, следствием чего является образование в ранее выделившихся минеральных фазах ламелей второй генерации. Именно подобного рода двойные структуры распада наблюдаются в зернах окисно-рудного минерала, распространенного в породах Ошурковского массива.

Как показали проведенные минераграфические исследования, обе входящие в его состав минеральные фазы характеризуются резко выраженной анизотропией и высокой твердостью (стальная игла следа не оставляет). Компоненты минерала не реагируют на воздействие соляной кислоты и не притягивают микромагнит. Совокупность перечисленных диагностических признаков однозначно свидетельствует об отсутствии в составе данного минерала магнетита и позволяет сделать вывод, что основным окисно-рудным минералом щелочных габброидов Ошурковского массива является не титаномагнетит, а гемоильменит. Фиксирующееся при рентгеноспектральном анализе повышенное содержание в экссолюционном гематите диоксида титана обусловлено присутствием в его структуре многочисленных тончайших телец ильменита, возникших вследствие распада вторичных твердых растворов.

Таким образом, в результате диагностических исследований рудной минерализации, присутствующей в различных петрографических разновидностях породах, не затронутых глубокими постмагматическими преобразованиями, установлено, что основным рудным оксидом в их составе является гемоильменит, с характерными структурами распада твердых растворов гематита в ильмените. Доля его в общем объеме рудных минералов составляет около 95 %. В качестве попутных, ассоциирующих с ним минералов встречаются ильменит и магнетит. Представлены они как самостоятельными гомогенными зернами, по размеру не превышающими десятых долей миллиметра, так и сростками с гемоильмени-

том. Содержание этих минералов в суммарном объеме железо-титановых оксидов оценивается в 3–5 %.

Проведено детальное изучение структуры минеральных агрегатов и особенностей их распределения в массиве. Особое внимание уделено изучению гемоильменита как наиболее распространенного потенциально полезного компонента, встречающегося во всех основных петрографических разновидностях щелочных габброидов. Находится он в породах преимущественно в виде вкрапленности, реже образует практически мономинеральные залежи. Судя по взаимоотношениям с основными породообразующими минералами, кристаллизация гемоильменита связана с позднемагматической стадией становления интрузии. Обычно он встречается в тесном парагенезисе с апатитом. Имеются признаки того, что кристаллизация последнего начиналась раньше образования оксидов. На это указывают наличие каплевидных включений гемоильменита в зернах апатита и цементация идиоморфных кристаллов апатита рудными агрегатами, что свидетельствует о позднемагматическом генезисе. Содержание гемоильменита, присутствующего в породах в виде вкрапленности, значительно варьирует и, в определенной степени, является функцией процесса кристаллизационной дифференциации.

Так, в лейкократовых разновидностях бесфелдшпатоидных эссекситов доля минерала обычно не превышает 2–3 %, в мезократовых меняется в пределах 4–5 %, в меланократовых достигает 6–8 %. В породах по составу близких ультрабазитам отмечается наиболее высокая (до 20–25 %) концентрация гемоильменита, следствием чего является образование в них сидеронитовой структуры. Размеры зерен гемоильменита в зависимости от их принадлежности к определенной структурной разновидности пород, слагающих месторождение, варьируют в пределах 0,2–4 мм. Различные по размерам индивиды характеризуются специфическими особенностями внутренней структуры. Основа большей части относительно крупных (десятые доли миллиметра и более) зерен представлена ильменитом, включающим ламели гематита двух генераций. Первая, более высокотемпературная генерация гематита, характеризуется относительно широкими (20–50 мкм) полосо- и линзовидными ламелями, включающими тонкие пунктироподобные выделения ильменита. В плоскостях зерен ильменита, перпендикулярных базальному изотропному сечению (R_0), они имеют обычно неправильную, лепешкообразную форму и содержат округлые или сложной формы обособления ильменита (рис. 3).

Гематит второй генерации находится в ильмените в промежутках между ламелями гематита ранней генерации.

Обособляется в виде линзо- и штриховидных тел распада твердых растворов, толщина которых не превышает долей микрометра, а длина – сотых и десятых долей миллиметра. Содержание диоксида титана в ильменитовой матрице варьирует в пределах 45,55–46,36 мас. %, на долю оксидов железа приходится 50,97–52,59 мас. % (табл. 2), а в качестве примесей установлены MnO, V₂O₅ и MgO.

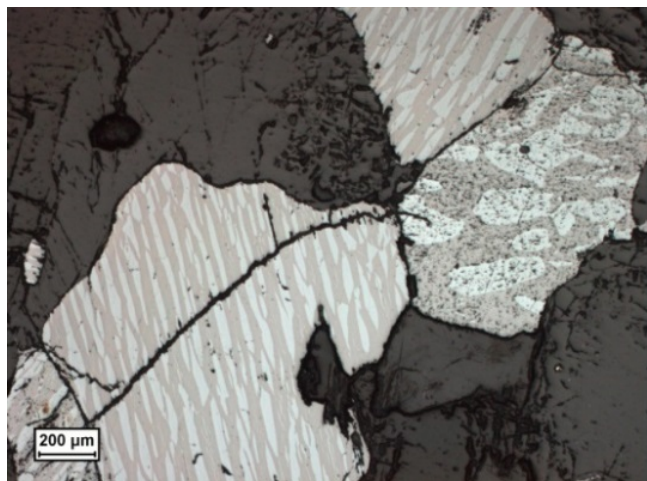


Рис. 3. Характерные структуры распада твердых растворов гемойльменита, образующего вкрапленность в неизмененных биотит-роговообманковых эссекситах

Гематит – светлый, ильменит – светло-серый. Темное поле – нерудные минералы. Аншлиф 385/80

Fig. 3. Typical structures of the decomposition of solid solutions of hemoilmenite forming dissemination in unchanged biotite-hornblende essexites

Hematite – light, ilmenite – light gray. Darkfield – non-metallic minerals. Polished section 385/80

В щелочных габброидах, содержащих гемойльменит преимущественно в виде редкой вкрапленности, встречаются его небольшие практически монорудные шпиро- и линзообразные залежи. Протяженность наиболее крупных из них не превышает 2,5 м, мощность – 30–35 см. Содержание диоксида титана в такого рода образованиях достигает 30 мод. %, суммарное содержание оксидов железа – 65,3 мод. %.

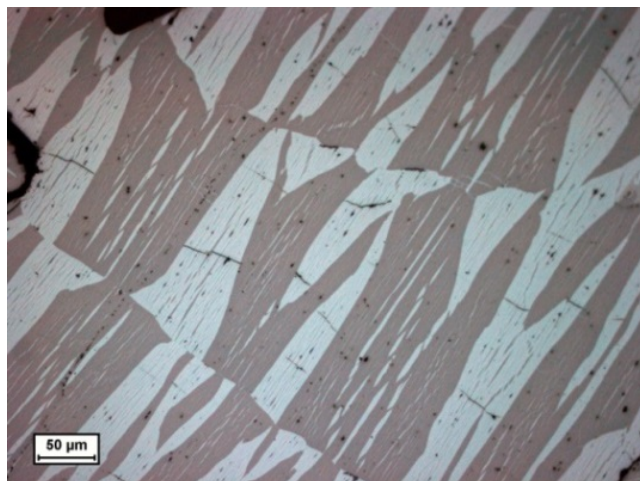


Рис. 4. Две генерации структур распада твердых растворов зерна гемойльменита, нарушенного микродеформациями

Ильменит – серый, гематит – светлый). Аншлиф 366 – ош

Fig. 4. Two generations of structures of decay of solid solutions of hemoilmenite grain disturbed by microdeformations

Ilmenite – gray, hematite – light. Polished section 366 – osh

Таблица 2

Химический состав Fe-Ti минералов из неизмененных бесфельдшпатоидных эссекситов, мас. %

Table 2

Chemical composition of Fe-Ti minerals from unaltered non-feldspathic essexites, wt. %

Компонент	Номер образца											
	272/83				438/80				46/70			
	Ilm		Hm		Ilm		Hm	Ilm	Hm	Mag-Rt		Ilm
	1	2	3	4	1	2	3	1*	2*	3*	4*	1
Fe _{общ}	51,70	50,97	79,79	80,22	51,59	51,34	76,10	52,22	84,85	60,05	30,62	52,70
MnO	1,38	1,51	0,59	0,21	1,43	1,64	0,55	–	–	–	–	–
MgO	0,68	0,79	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CaO	0,10	–	–	–	–	0,61	0,61	–	–	–	–	–
V ₂ O ₅	0,77	0,94	0,38	0,80	–	–	–	–	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	–	–	–	0,35	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,66	99,76	94,70	95,71	99,38	99,60	91,61	98,85	99,63	97,17	98,74	99,33

Примечание. Ilm – ильменит; Hm – гематит; Mag-Rt – магнетит-рутиловые образования; * – номера точек на рис. 9; «–» – наличие компонентов не определялось.

Note. Ilm – ilmenite; Hm – hematite; Mag-Rt – magnetite-rutile formations; * – point numbers in Figure 9; «–» – the presence of components was not determined.

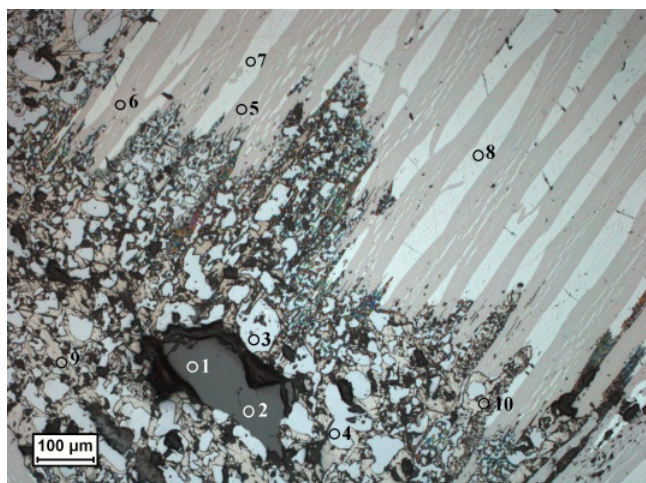


Рис. 5. Характер аутометасоматического преобразования гемоильменита из сливных железо-титановых руд

1, 2 – шпинель; 3, 4 – рутил; 5, 6 – ильменит; 7, 8 – гематит; 9, 10 – магнетит. Аншлиф 366 – ош. Протравлен HCl

Fig. 5. The nature of the autometamorphic transformation of hemoilmenite from merged iron-titanium ores

1, 2 – spinel; 3, 4 – rutile; 5, 6 – ilmenite; 7, 8 – hematite; 9, 10 – magnetite. Polished section 366 – osh. Etched HCl

Таблица 3

Химический состав минералов из сливных гематит-ильменитовых руд, мас. %

Table 3

Chemical composition of minerals from drained hematite-ilmenite ores, wt. %

Компо- нент	Образец 366/ош									
	Spl		Rt		Ilm		Hm		Mag	
	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9*	10*
TiO ₂	0,13	–	98,08	97,93	47,70	48,13	13,36	14,02	–	–
Al ₂ O ₃	61,22	61,61	–	–	0,19	–	0,23	0,19	0,18	0,05
Fe _{общ}	20,27	19,83	0,96	1,21	48,82	48,26	83,53	82,85	97,05	98,13
MnO	–	–	–	–	0,44	0,50	–	–	–	–
MgO	12,72	12,77	–	–	2,02	2,22	0,36	0,70	–	–
CaO	–	–	–	–	–	0,15	–	–	–	–
V ₂ O ₅	–	–	1,42	1,16	0,07	–	0,95	0,46	0,45	0,57
Cr ₂ O ₃	0,44	0,29	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	94,78	94,50	100,46	100,30	99,24	99,26	98,43	98,22	97,68	98,75

Примечание. Spl – шпинель; Rt – рутил; Ilm – ильменит; Hm – гематит; Mag – магнетит; * – номера точек на рис. 5; «–» – наличие компонентов не определялось.

Note. Spl – spinel; Rt – rutile; Ilm – ilmenite; Hm – hematite; Mag – magnetite; * – numbers of points in Figure 5; «–» the presence of components was not determined.

Из-за незначительной распространенности они представляют интерес, главным образом, как источник генетической информации. Центральные части таких залежей сложены преимущественно гемоильменитом с характерными для него структурами распада твердых растворов, часто нарушенных микродеформациями (рис. 4).

В зонах эндоконтакта рудных тел в повышенном количестве присутствует апатит, зерна которого обычно располагаются в промежутках между агрегатами гемоильменита, иногда образуют включения в последних. Гемоильменитовые руды имеют массивную тек-

стуру и гипидиоморфнозернистую структуру. Ильменит, включающий экссолюционные ламели гематита, представлен в них относительно идиоморфными зернами размером 0,35–4,0 мм. Содержание TiO₂ в минерале находится в пределах 47,70–48,13 мас. %, Fe общего – 48,26–48,82 мас. % (табл. 3).

В качестве примесей в составе его зафиксированы MnO (0,44–0,50 мас. %) и MgO (2,02–2,22 мас. %). В виде вростков в зернах ильменита присутствует гематит, представленный двумя генерациями.

Гематит ранней генерации образует пластинчатые и линзовидные относительно крупные – толщи-

ной 0,01–0,25 мм и длиной 0,1–2 мм – тельца распада в ильмените и, в свою очередь, содержит мелкие пунктироподобные включения последнего (рис. 5). Рентгеноспектральным анализом в составе его установлено присутствие диоксида титана в количестве от 13,36 до 14,02 мас. %, V_2O_5 – от 0,44 до 0,94 мас. %, MgO – от 0,36 до 0,70 мас. % и Al_2O_3 – от 0,19 до 0,23 мас. %.

Гематит более поздней генерации обособляется в ильмените в виде «штрихоподобных» включений, толщиной не превышающих десятых долей микрометра, а в длину достигающих 0,01–0,12 мм. В промежутках между зернами гемоильменита местами встречаются мелкие (десятые доли миллиметра), идиоморфные, реже неправильной формы агрегаты магнетита и железистой шпинели (табл. 3).

Характерной особенностью строения данных образований является присутствие в них наряду с первичным магнетитом, представленным самостоятельными зернами, магнетита, развивающегося по гемоильмениту в качестве вторичного минерала. При этом процесс избирательного замещения ламелей ильменита магнетитом сопровождается образованием мелких (размером от долей до 50–60 мкм) неправильной формы агрегатов рутила, содержащих 97,93–98,08 мас. % TiO_2 (табл. 3). В качестве примесей в минерале присутствуют V_2O_5 (1,16–1,42 мас. %) и FeO (0,96–1,21 мас. %).

Вторичный магнетит, образующий псевдоморфозы по гематиту, также содержит микровключения рутила, возникшие вследствие изменения ильменитовых ламелей, присутствующих в гематите. В составе магнетита содержится 0,45–0,57 мас. % V_2O_5 , 0,21 мас. % SiO_2 и 0,05–0,18 мас. % Al_2O_3 .

Общая картина охарактеризованного процесса особенно четко проявляется при травлении зерен рудного минерала соляной кислотой (рис. 5). Известно, что переход ильменита в магнетит и рутил чаще всего происходит вследствие окислительных процессов. Не исключая их важной роли в преобразовании руд, локализованных в зоне гипергенеза, автор считает, что вышеохарактеризованное преобразование гемоильменита есть следствие автометасоматоза, широко проявленного в позднемагматическую стадию формирования Ошурковской интрузии. Косвенным подтверждением этого является тот факт, что замещение отдельных зерен гемоильменита магнетитом и рутилом наблюдается повсеместно в породах, не имеющих каких-либо признаков постмагматических преобразований.

В результате выполненного рентгенофазового исследования пробы сливных железо-титановых руд получены следующие соотношения присутствующих в пробе минеральных фаз: ильменит – 48,8 %, гематит – 28,4 %, магнетит – 15,7 %, рутил – 7,1 %.

Эти данные подтверждают состав и картину соотношения основных компонентов, установленных в руде при микроскопических наблюдениях. Присутствие в гемоильменитовых рудах характерных для них двухгенерационных структур распада твердых растворов является однозначным свидетельством их магматического генезиса.

Встречающиеся в ассоциации с гемоильменитом магнетит и ильменит обычно представлены редкой вкрапленностью неправильной формы или относительно идиоморфных зерен. Их размещение в массиве, в целом, соответствует закономерностям, установленным для гемоильменита. Имеются, однако, и некоторые отличия: в лейкократовых разностях эссекситов заметно возрастает роль магнетита, а в меланократовых биотит-пироксеновых породах доминирующее положение занимает ильменит, не содержащий включений гематита либо содержащий редкие его ламели. В отдельных его зернах наблюдается локальное развитие магнетита, сопровождающееся новообразованием рутила. Последний в виде мелких игольчатой формы включений достаточно часто встречается также в зернах полевых шпатов.

Рудная минерализация постмагматически измененных габброидов

Наряду с имеющими место автометасоматическими преобразованиями пород, в пределах Ошурковского массива достаточно широко проявлен метасоматоз, обусловленный воздействием на бесфельдшпатоидные эссекситы щелочно-полевошпатовых и щелочных сульфатсодержащих сиенитов. В породах, имеющих признаки влияния контактового метасоматоза, отмечается замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом, пироксена – амфиболом и биотитом. Входящие в их состав железо-титановые минералы также испытывают заметные преобразования. В одних случаях наблюдается незначительное изменение гемоильменита, проявляющееся в локальном замещении отдельных ильменитовых ламелей магнетитом и рутилом. Подобного рода преобразования обычно сопровождаются появлением в качестве вторичного минерала титанита. В одних случаях последний представлен самостоятельными неправильной формы зернами. Чаще он развивается по гемоильмениту в виде широких каемок с сохранением характерной структуры распада твердых растворов минерала (рис. 6). При более интенсивном развитии метасоматического процесса магнетит замещает ламели ильменита часто практически нацело. При этом на месте ильменита образуются мелкие (от 2–3 до 30 мкм) округлой и неправильной формы высокотитанистые агрегаты, предположительно определенные как рутил и анатаз. Ламели гематита изменениями почти не затрагиваются (рис. 7).

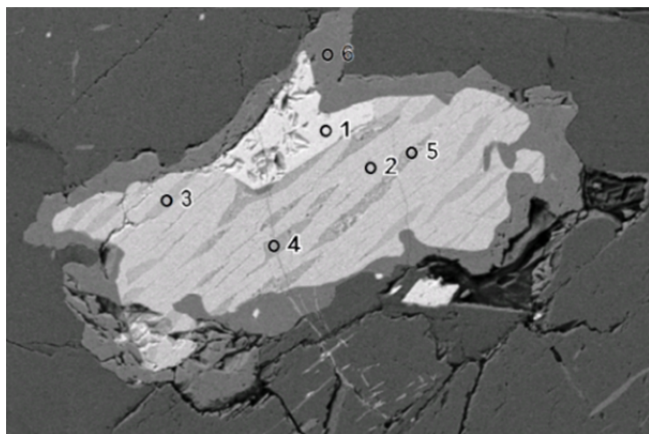


Рис. 6. Начальная стадия метасоматического преобразования гемоильменита

1 – магнетит (первичный), 2 – гематит, 3 – ильменит, 4 – титанит (в связи с микротрещиной), 5 – ильменит, частично замещенный магнетитом и рутилом, 6 – титанит (каемка по гемоильмениту). Аншлиф 110/86. $\times 25$

Fig. 6. The initial stage of the metasomatic transformation of hemoilmenite

1 – magnetite, 2 – hematite, 3 – ilmenite, 4 – titanite (due to a microcrack), 5 – ilmenite, partially replaced by magnetite and rutile, 6 – titanite (border along hemoilmenite). Polished section 110/86. Increase. $\times 25$

Процесс преобразования рудных минералов сопровождается отчетливо выраженным изменением их химического состава (табл. 4). Возможным следствием этого является имеющее место снижение отражательной способности и интенсивности анизотропии ильменита и гематита. Нередко отмечается более существенное преобразование агрегатов гемоильменита с появлением в них своеобразной зональности: периферические зоны большей части зерен представлены титанитом, внутренние магнетит – рутиловой массой, в которой присутствуют реликтовые включения гематита и ильменита. Каемки титанита развиваются также по периферии присутствующих в породе зерен ильменита. Отмеченные изменения имеют, несомненно, метасоматическую природу, поскольку в породах, содержащих рудную минерализацию, отсутствуют однозначные признаки проявления гидротермальной деятельности.

В то же время в пределах Ошурковского массива встречаются участки щелочных габброидов, существенно преобразованных под воздействием непосредственно гидротермальных растворов и имеющих четко выраженную связь с крупными тектоническими нарушениями. Полевые шпаты пород, затронутых гидротермальными изменениями, как правило, серицитизированы, пелитизированы, карбонатизированы. Характерными вторичными минералами, развивающимися,

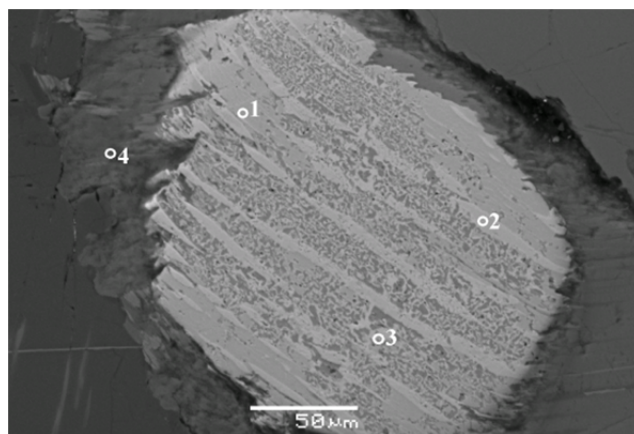


Рис. 7. Зерно гемоильменита с признаками интенсивного метасоматического преобразования

1 – ильменит, 2 – гематит, 3 – рутил в поле магнетита, 4 – титанит (каемка по гемоильмениту). Аншлиф 189/86

Fig. 7. Grain of hemoilmenite with signs of intense metasomatic transformation

1 – ilmenite, 2 – hematite, 3 – rutile in the magnetite field, 4 – titanite (border along hemoilmenite). Polished section 189/86

главным образом, по клинопироксену и роговой обманке, являются хлорит, актинолит, эпидот.

Постоянно присутствуют также карбонаты, цеолиты, флюорит, кварц, гидроксиды железа. В качестве новообразований отмечаются сульфиды – пирит, халькопирит, реже пирротин и пентландит. Чаще всего они представлены редкой вкрапленностью или выполняют микротрещины в породообразующих минералах, иногда образуют достаточно крупные неправильной формы скопления. Здесь же имеет место переотложение апатита с образованием прожилков, а также небольших неправильной и линзовидной формы залежей. Присутствующие в щелочных габброидах железо-титановые минералы также испытывают существенные преобразования, интенсивность которых зависит от степени гидротермальной переработки рудовмещающих пород. В относительно слабо измененных породах агрегаты гемоильменита часто разбиты трещинами, являющимися путями проникновения минерализованных растворов.

Вследствие воздействия последних на рудный минерал наблюдается его замещение непосредственно вблизи трещин магнетитом, хлоритом, гидроксидами железа. Имеются также признаки переотложения гематита с образованием неправильной формы обособлений вблизи микротрещин или непосредственно внутри них. В отличие от гематита, выделившегося в процессе распада твердых растворов,

в составе переотложенного гематита отмечается более низкое (4,59–4,72 мас. %) содержание диоксида титана, присутствующего, вероятно, в виде изоморфной примеси (табл. 4, обр. 83/86).

Характерным рудным минералом пород, затронутых гидротермальными изменениями, является титанит. Содержание его варьирует в пределах 3–10 %. Титанит представлен самостоятельными, обычно неправильной и округлой формы агрегатами, а также развивается в виде каемок по гомоильмениту и микротрещинам в зернах последнего. В зонах наиболее интенсивного воздействия гидротермальных растворов происходит полное замещение гомоильменита титанитом, хлоритом и агрегатами минералов с высоким (86,07–87,37 мас. %) содержанием TiO_2 . Исходя из наличия у них шагреневой поверхности и характерной окраски цвета охры, эти образования определены как лейкоксен. При этом сохраняется общая картина структуры распада твердых растворов, характерная для гомоильменита (рис. 8, табл. 4). Нередко в виде каемок по реликтовым зернам гомоильменита и по микротрещинам в них отлагается пирит. В зоне гипергенеза по темноцветным и рудным минералам развиваются гидроксиды железа. Содержание диоксида титана в породах затронутых гидротермальными преобразованиями варьирует в пределах 3,50–4,60 %.

Преобразования эссекситов, аналогичные вышеописанным, отмечаются и в экзоконтактовых зонах даек аплитов и гранитоидов. Здесь в качестве вторичных минералов также присутствуют зеленый амфибол, хлорит, биотит, карбонат. В составе рудных минералов наиболее широко развит титанит в виде каемок по гомоильмениту, биотиту и по трещинам спайности последнего. В поле развития измененных темноцветных минералов присутствуют мелкие неправильные выделения магнетита. Отдельные их зерна переполнены многочисленными точечными и игольчатыми включениями гетита (?). В зоне гипергенеза рудные минералы практически нацело замещаются гидроксидами железа.

Рудная минерализация пород дайкового комплекса

Исследование минерального состава пород дайкового комплекса, относящегося к дифференциатам заключительной фазы становления щелочных габброидов, показало, что с данными образованиями также связаны различные по составу оксиды. Наиболее высокие, достигающие 6–10 %, содержания рудных минералов зафиксированы в дайках лампрофиров. Характер распределения их в последних зависит от особенностей строения отдельных тел. Непосредственно в зонах закалки даек обычно

доминирует ильменит, встречающийся в виде мелких неправильной формы зерен. В центральных частях даек он наблюдается редко. Основным рудным минералом здесь является гомоильменит. Часть его присутствует в виде каплеобразных включений в породообразующих минералах. Более широко распространены индивиды, образующие рассеянную вкрапленность самостоятельных зерен. Большинство агрегатов гомоильменита имеет неправильную, угловатую форму. Размер их колеблется в пределах 0,05–0,6 мм. Внутренняя структура мелких зерен характеризуется наличием гематита одной генерации, представленного тонкими (0,001–0,03 мм) тельцами распада. В более крупных (размером в десятые доли миллиметра) зернах встречаются ламели гематита двух генераций. Содержание диоксида титана в ильменитовой и гематитовой фазах минерала сопоставимо с содержанием данного компонента во вкрапленных рудах. В дайках, локализующихся в зоне гипергенеза, наблюдается локальная перекристаллизация ильменитовых ламелей отдельных зерен, сопровождающаяся образованием выделений, заметно различающихся по содержанию оксидов титана и железа (рис. 9, табл. 2). В составе отдельных даек отмечена мелкая рассеянная вкрапленность магнетита.

В большинстве даек основным рудным минералом является гомоильменит. Наблюдающиеся в его зернах структуры распада твердого раствора представлены обычно гематитом одной генерации. В пределах минеральных агрегатов ильменитовая фаза, как правило, преобладает над гематитовой. В дайках, имеющих признаки гидротермального воздействия, агрегаты гомоильменита замещаются титанитом и находятся в его зернах в виде неправильных реликтовых образований. При этом имеет место частичное замещение гомоильменита магнетитом с образованием симплектитовых выделений светло-серого отчетливо анизотропного минерала, предположительно рутила или анатаза. Достаточно часто титанит развивается в виде каемок по периферии зерен ильменита, характерной особенностью химического состава которого является повышенное содержание MnO – 2,03–2,10 мас. % (табл. 2).

Магнетит встречается в породах в виде мелкой (сотые и тысячные доли миллиметров) рассеянной вкрапленности. Зерна его концентрируются обычно вдоль границ темноцветных минералов, реже образуют скопления размером от сотых долей до 0,15–0,20 мм. Форма большей части зерен магнетита неправильная. Изредка встречаются индивиды кубической формы. Достаточно часто наблюдаются сростки магнетита с титанитом. Магнетит присутствует в зернах последнего чаще всего в виде мелких округлой формы включений.

Химический состав Fe-Ti минералов из метасоматически и гидротермально измененных эссекситов, мас. %

Table 4

Chemical composition of Fe-Ti minerals from metasomatically and hydrothermally altered essexites, wt. %

Компонент	Номер образца											
	83/86								182/86			
	Ilm				Hm				Ilm	Hm	Rt	Ttn
	1	2	3	4	5	6	7	8	1*	2*	3*	4*
SiO ₂	—	0,19	0,39	0,21	0,19	2,09	0,17	—	—	—	—	27,55
TiO ₂	43,39	43,39	37,40	39,89	4,59	4,72	12,06	10,36	43,97	15,59	88,53	33,00
Al ₂ O ₃	—	—	0,51	—	—	—	—	—	—	—	—	1,27
Fe _{общ}	52,87	52,13	56,59	54,83	86,46	84,71	79,19	81,18	50,58	79,53	9,43	1,55
MnO	1,28	1,29	—	1,22	—	0,13	0,14	—	1,33	—	—	—
MgO	0,18	0,16	—	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,08	0,10	—	0,33	—	1,23	0,14	—	—	—	—	25,74
V ₂ O ₅	0,39	0,27	0,52	0,59	0,32	0,18	0,46	0,50	—	—	—	—
Сумма	98,19	97,53	95,41	97,35	91,56	93,06	92,16	92,04	95,88	95,12	97,96	89,11

Компонент	Номер образца											
	110/86						532/80					
	Mag	Hm	Ilm	Ttn	Rt	Ttn	Ttn			Rt		
	1*	2*	3*	4*	5*	6*	2*	3*	4*	5*	6*	
SiO ₂	—	—	—	10,20	—	27,81	16,79	31,08	29,52	4,21	5,24	
TiO ₂	—	15,17	45,13	35,23	86,50	32,89	60,23	32,40	36,20	87,37	86,07	
Al ₂ O ₃	—	—	—	1,64	—	1,14	3,68	5,87	4,59	1,09	0,96	
Fe _{общ}	98,21	79,55	50,11	38,76	11,52	1,52	0,84	0,33	1,12	0,88	1,29	
MnO	—	0,35	1,25	—	—	—	0,08	0,08	0,00	0,12	0,01	
MgO	—	—	—	1,95	—	—	0,16	0,25	1,16	0,00	0,11	
CaO	—	—	—	11,25	—	25,84	16,26	28,61	26,42	3,97	3,64	
V ₂ O ₅	0,56	—	—	—	—	—	0,91	0,30	0,48	1,32	1,41	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,22	0,18	0,15	0,00	0,15	
Сумма	98,77	95,07	96,49	99,03	98,02	89,20	99,17	99,10	99,64	98,96	98,88	

Примечание. Ilm – ильменит; Hm – гематит; Rt – рутил; Ttn – титанит; Mag – магнетит; * – номера точек на рис. 6–8; «—» – наличие компонентов не определялось.

Note. Ilm – ilmenite; Hm – hematite; Rt – rutile; Ttn – titanite; Mag – magnetite; * – numbers of points in figures 6–8; «—» the presence of components was not determined.

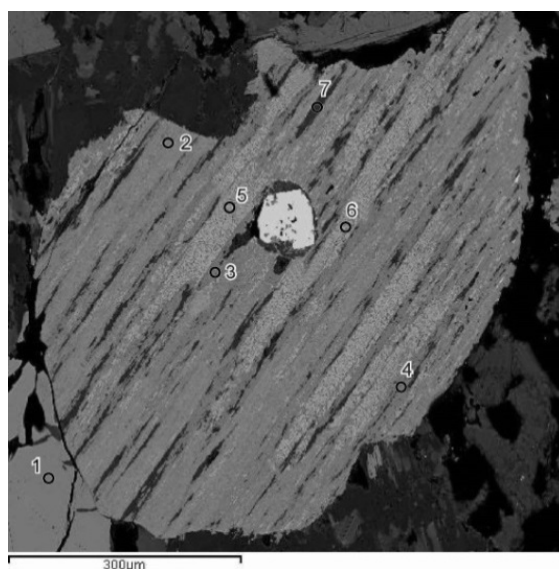


Рис. 8. Характер преобразования гемоильменита в гидротермально измененных эссекситах

Минерал нацело замещен титанитом (2, 3, 4), «лейкоксом» (5, 6), хлоритом (7); 1 – апатит, светлое зерно – пирит. Аншлиф 532/80

Fig. 8. The nature of the transformation of hemoilmenite in hydrothermally altered essexites

The mineral is completely replaced by titanite (2, 3, 4), "leucoxene" (5, 6), chlorite (7); 1 – apatite, light grain - pyrite. Polished section 532/80

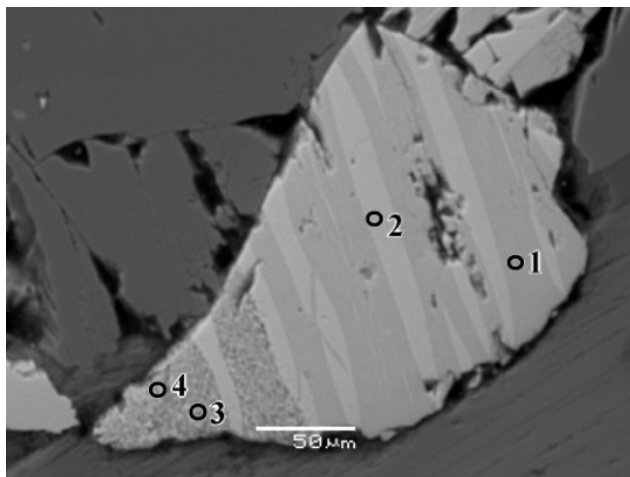


Рис. 9. Частично перекристаллизованный гемоильменит из дайки лампрофиров

1 – ильменит, 2 – гематит, 3, 4 – ильменит, замещенный магнетит-рутиловой массой. Аншлиф 46/70

Fig. 9. Partially recrystallized hemoilmenite from lamprophyre dikes

1 – ilmenite, 2 – hematite, 3, 4 – ilmenite replaced by magnetite-rutile mass. Polished section 46/70

Характер рудной минерализации, связанный с дайками щелочных сульфатсодержащих сиенитов и карбонатитов, имеет несколько иную специфику. К числу наиболее характерных титановых минералов сульфатсодержащих щелочных сиенитов относится титанит. Содержание его, однако, значительно варьирует. В отдельных телах он имеет статус не более чем акцессорной примеси, в других приобретает значение породообразующего минерала. Титанит обычно представлен агрегатами неправильной формы, реже обособляется в виде клиновидных и чечевицеvidных зерен. Вкрапленность его связана преимущественно с участками развития силикатных минералов. Повышенные концентрации минерала нередко отмечаются в эндоконтактовых зонах даек. Размер зерен титанита варьирует в пределах от десятых долей до 1,0–1,5 мм. Встречаются скопления диаметром до 2,0 мм. По данным рентгеноспектрального анализа, в его составе установлены: SiO_2 – 32,38–33,72 мас. %, TiO_2 – 35,76–35,83 мас. %, CaO – 26,89–27,08 мас. %, FeO – 1,70–1,92 мас. %, Al_2O_3 – 0,83 мас. %.

К числу характерных рудных компонентов щелочных сульфатсодержащих сиенитов относится также магнетит. Представлен он различными морфологическими типами. Относительно небольшой объем приходится на долю самостоятельных индивидов, с размерами 0,05–0,1 мм, образующих рассеянную вкрапленность. В их составе преобладают ксеноморфные агрегаты, реже наблюдаются зерна с характерными для магнетита октаэдрическими формами.

Доминирующая часть магнетита присутствует в виде мелких, иногда достаточно многочисленных,

включений в зернах клинопироксена. В значительно меньшем объеме они встречаются в полевоом шпате, флогопите, ангидрите. В составе ксенолитов щелочных габброидов, захваченных дайками, наблюдаются сростания магнетита с гемоильменитом и рутилом. Границы между зернами рудных минералов сложные, зубчатые. В магнетите содержится до 0,49 мас. % V_2O_5 (табл. 1, обр. 182/86).

Общая для Ошурковского массива рудная специализация прослеживается и в присутствующих в нем телах карбонатитов. К числу постоянно встречающихся в них минералов также относятся магнетит, ильменит, гематит, рутил, титанит [Рипп и др., 2000]. Основным типоморфным рудным минералом карбонатитов является магнетит. Он встречается в карбонатной массе в виде редкой вкрапленности, реже образует относительно крупные скопления, обычно приуроченные к зальбандовым зонам отдельных жил. Представлен мелкими (от десятых долей до 2–3 мм) неправильными зернами, реже крупными октаэдрической формы кристаллами размером до 2–3 см. Характерной особенностью внутреннего строения большинства магнетитовых агрегатов является присутствие в них редких пластинчатых вростков ильменита, образовавшихся в результате распада твердых растворов. В целом, однако, содержание диоксида титана в магнетите не превышает десятых долей процента. В то же время характерной типоморфной особенностью минерала является повышенное содержание в нем MgO , составляющее в среднем 1,56 мас. %. В отдельных зернах магнетита вдоль микротрещин наблюдается образование пластинчатых выделений гематита.

Титанит встречается в карбонатитовых жилах, находящихся в пределах участков, затронутых гидротермальными преобразованиями. Содержится в кальцитовом субстрате в виде мелких (0,3–0,8 мм) кристаллов и образует реакционные каемки на границах зерен магнетита. Характерной особенностью титанита из карбонатитов, согласно [Рипп и др., 2000], является высокое содержание редкоземельных элементов до 2,5–3,35 мас. %.

Рудная минерализация щелочно-полевошпатовых сиенитов и сингенетичных им даек

Рудные минералы в щелочно-полевошпатовых сиенитах содержатся в количестве, не превышающем 1,5–3,0 %. В составе их заметно преобладает магнетит, в подчиненном количестве гемоильменит и титанит. Перечисленные минералы имеют отчетливую пространственную связь с участками развития ксенолитов пород первой фазы и характеризуются некоторыми особенностями, отлича-

ющими их от одноименных минералов, встречающихся в щелочных габброидах. Прежде всего, это касается агрегатов гемоильменита. Встречаются они в виде неправильной формы зерен с размерами 0,2–1,0 мм.

Развитые в них структуры распада твердых растворов, наблюдающиеся в отраженном свете, часто не имеют четко выраженных границ. В большинстве зерен гематитовая фаза преобладает над ильменитовой. В пределах ламелей ильменита присутствуют многочисленные неправильной формы мелкие выделения светло-серых анизотропных новообразований, внешне очень похожих на анатаз и рутил. Повидимому, в данном случае имеет место процесс окисления ильменита, идентичный лейкоксенизации. Это вполне возможное предположение, так как рудная минерализация щелочно-полевошпатовых сиенитов изучалась в образцах, взятых из зоны дезинтеграции массива. В связи с зернами гемоильменита в большинстве случаев наблюдается также развитие гидроксидов железа.

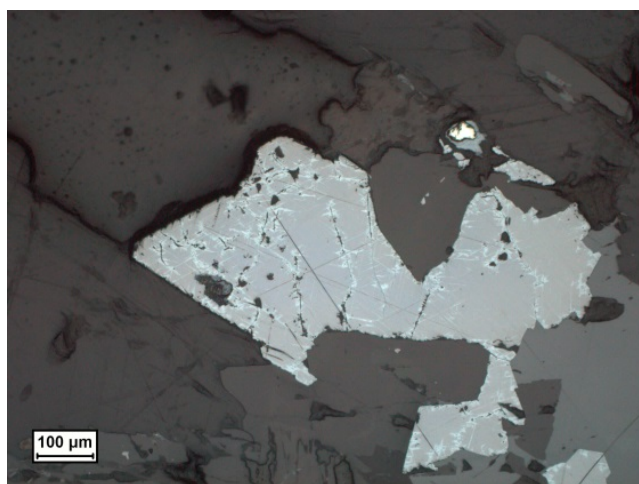


Рис. 10. Магнетит (светло-серый) с микротрещинами залеченными гематитом (светлый) в поле нерудных минералов (темно-серое). Аншлиф 505/82

Fig. 10. Magnetite (light gray) with microcracks healed with hematite (light) in the field of nonmetallic minerals (dark gray). Polished section 505/82

Магнетит в щелочно-полевошпатовых сиенитах образует редкую вкрапленность, иногда микрогнездовые скопления. Размеры последних колеблются в пределах от сотых долей до 0,1–0,3 мм. Форма выделений минерала неправильная, угловатая. Наблюдается замещение отдельных зерен магнетита титанитом. В периферических зонах большинства зерен, а также в связи с развитыми в них микротрещинами, наблюдаются мелкие пластинчатой формы агрегаты гематита (рис. 10). В редких случаях последний развивается по магнетиту в виде сеточки, замещая его

почти нацело. Титанит присутствует, главным образом, в качестве вторичного минерала по магнетиту и гемоильмениту, реже встречается как самостоятельный минерал. В полевых шпатах широко распространены также тонкие пылевидные включения рудных минералов, диагностировать состав которых не представляется возможным.

В дайках мелкозернистых сиенитов, имеющих четко просматривающуюся генетическую связь со щелочно-полевошпатовыми сиенитами, самым распространенным минералом является магнетит. Рас-

пределен он обычно неравномерно. Наиболее обильная его вкрапленность (до 5–6 %) наблюдается на участках с низким содержанием темноцветных минералов. При этом, наряду с зернами округлой и неправильной формы, встречаются редкие индивиды магнетита с квадратными сечениями и характерными для него треугольными выколами. Размер зерен минерала колеблется в пределах 0,03–0,25 мм. В редких случаях в его зернах присутствуют единичные тонкие пластинки ильменита, что позволяет диагностировать данную первичную фазу как титаномагнетит.

Обсуждение результатов

Сложная история формирования Ошурковского массива находит отражение в характере связанной с ним рудной минерализации. Рудные минералы встречаются во всех без исключения слагающих его породах, но наиболее значительные концентрации их связаны со щелочными габброидами. При этом их количество и характер меняются в зависимости от принадлежности к определенной фацальной разновидности бесфельдшпатоидных эссекситов, от состава и суммарного содержания в них темноцветных минералов, а также от степени преобразования постмагматическими процессами. Практически во всех петрографических разновидностях щелочных габброидов, не затронутых сколько-нибудь существенными изменениями, основным рудным минералом является гемоильменит. Встречается он преимущественно в виде бедной вкрапленности, реже слагает небольшие шпиро- и линзообразные залежи. В качестве самостоятельных, сопутствующих гемоильмениту минералов, фиксируются также ильменит и магнетит. Среднее суммарное содержание Fe-Ti оксидов, по предварительной оценке, составляет около 6,0 %. Рудные минералы неизменных разновидностей щелочных габброидов встречаются в тесной пространственной ассоциации с апатитом. Характер распределения данных минералов в массиве, отчетливая зависимость от содержания в породах темноцветных минералов, взаимоотношения друг с другом, наличие прямой корреляционной связи между ними свидетельствуют о том, что их образование связано с позднемагматической стадией формирования пород I фазы. Вследствие изначальной обогащенности магматического расплава водой и летучими компонентами, в породах массива повсеместно проявлены признаки автотермальных изменений породообразующих и рудных минералов. Наблюдается, в частности, замещение пироксена бурой роговой обманкой, а гемоильменита – магнетитом и рутилом. Как показали результаты прове-

денного минерографического изучения, в целом не установлено резко выраженного различия в характере рудной минерализации, присутствующей в основных петрографических разновидностях пород Ошурковского массива и в генетически связанных с ними дайках лампрофиров и сиенитов, что предполагает близкие физико-химические условия их формирования. В щелочных сульфатсодержащих сиенитах и карбонатитах, условно относящихся к образованиям заключительной стадии становления пород I фазы, статус основного типоморфного рудного минерала переходит к магнетиту. Последний является также наиболее широко распространенным минералом щелочно-полевошпатовых сиенитов II фазы и связанных с ними дайковых образований, что свидетельствует об имеющей место смене физико-химических условий кристаллизации магмы.

В щелочных габброидах, подвергшихся контактовому метасоматозу, связанному с влиянием щелочно-полевошпатовых и щелочных сульфатсодержащих сиенитов, отмечается замещение гемоильменита и ильменита магнетитом и титанитом. При этом имеет место локальная структурная перекристаллизация железо-титановых оксидов, сопровождающаяся переотложением гематита и ильменита в одних случаях и полным замещением последнего магнетитом – в других. Процесс замещения ильменита магнетитом, как правило, сопровождается выделением рутила. Титанит в качестве вторичного минерала развивается по гемоильмениту и ильмениту обычно в виде каемок, реже замещает их полностью. Он является также одним из наиболее распространенных минералов гидротермально измененных пород. В них в ассоциации с титанитом, замещающим железо-титановые оксиды, обычно присутствуют «лейкоксен», представленный смесью рутила и анатаза, хлорит и гидроксиды железа. В связи с метасоматическими и гидротермальными преобразованиями рудных минералов наблюдаются также перекристаллизация и переотложение магматического апатита с образованием повышенных его концентраций. Прямой корреляции между содержаниями апатита и рудных минералов в породах претерпевших изменения не наблюдается.

Согласно данным реконструкции РТ-условий кристаллизации Ошурковской интрузии, выполненной Б.А. Литвиновским и соавт. [1998, а] с использованием в качестве геобарометра амфибол, а титаномагнетита и полевого шпата в качестве геотермометров, глубина ее формирования составляет 16–20 км, а температура образования рудных минералов оценивается в 910–960 °С. Проведенные автором исследования по диагностике рудных минералов и оценке характера их распространения в породах позволяют прийти к выво-

ду, что кристаллизация последних происходила в принципиально иных физико-химических условиях. Так, развитие в породах Ошурковского массива не титаномагнетита (как ошибочно считалось ранее), а гематита свидетельствует о высоком парциальном давлении кислорода в магме в момент ее кристаллизации, что является, по данным В.А. Вахрушева [Вахрушев, 1980], характерным признаком близповерхностных комплексов.

Результаты петрохимических пересчетов по методу Г.С. Момджи, выполненные в свое время автором [Смирнов и др., 1971], предопределяют высокий температурный градиент магматического расплава, сформировавшего Ошурковский массив, и относительно быстрое его остывание, которое могло происходить только в близповерхностных условиях. На вероятность формирования Ошурковской интрузии в условиях приповерхностной фации указывают также слабая ее дифференцированность и вкрапленный характер связанного с ней оруденения. На важность этих признаков как диагностических критериев глубины становления интрузивных комплексов обращали внимание в работах [Лебедев, 1963] и [Горжевский, Козеренко, 1963]. Свидетельством малой глубинности формирования массива, согласно геолого-геофизическим данным, является также широкое распространение в пределах его дайковых образований. Присутствие гематитовой минерализации в составе практически всех основных разновидностей щелочных габброидов, слагающих массив, включая дайки, позволяет предположить, что в период их формирования должен был существовать режим, обеспечивающий образование структур распада твердых растворов гематита в ильмените. Основными определяющими факторами такого режима являются повышенные щелочность расплава и парциальное давление кислорода. Согласно экспериментальным данным П. Рамдора [Рамдор, 1962], образование гематита, включающего несколько генераций структур распада твердого раствора, происходит в пределах интервала температур не ниже 600–500 °С. Подобные, стабильные в течение достаточно длительного промежутка времени температуры могли обеспечиваться в расплаве, кристаллизующимся на глубине 1–3 км, т.е. в гипабиссальной зоне. Достаточно редкая парагенетическая ассоциация апатита и гематита, установленная в породах Ошурковского массива, позволяет предположить, что на ранней стадии формирования данного объекта происходило в условиях закрытой, в отношении путей фильтрации сквозьмагматических растворов, магматической системы (в интерпретации И.М. Волохова [1979]). Кристаллизация щелочно-полевошпатовых сиенитов второй фазы происходила уже в условиях, характеризующихся низким парциальным давлением кислорода,

возможно, при свободном его доступе в магматическую систему. Об этом свидетельствует появление в них магнетитовой минерализации.

Заключение

Предварительная оценка распространенности рудной минерализации в породах, слагающих Ошурковский массив, показывает, что содержание присутствующих в пределах его железо-титановых минералов сопоставимо с содержанием в них основного полезного компонента – апатита, и их вполне можно считать попутными компонентами. Для вынесения окончательного вердикта о возможности комплексного использования ошурковских руд рекомендуется проведение технологических исследований, направленных на получение из них железо-титановых концентратов и оценки их качества.

Практически все исследователи Ошурковского массива отмечают петрографическое, петрохимическое, минералогическое своеобразие слагающих его пород, однако до сих пор нет единого мнения о его генетических причинах. Анализ фактического материала, проведенный в процессе изучения связанной с интрузией рудной минерализации, позволил установить определенное сходство составов и условий формирования образований исследуемого объекта с магматическими комплексами калиевой линии. Характерным примером тому является позднемезозойский щелочной комплекс Мушугай-Худук в Монголии [Самойлов, Коваленко, 1983; Андреева и др., 1995]. Сходство с ним проявляется, в частности, в наличии в Ошурковском массиве линзообразных залежей существенно апатит-полевошпатовых пород, присутствием в сопоставляемых объектах карбонатитов, сульфатсодержащих тел, геохимической спецификой, выраженной в обогащении слагающих их пород калием, стронцием, барием и характером связанного с массивами оруденения. О возможной близости Ошурковского массива с комплексами калиевой серии свидетельствует также достаточно широкое развитие в пределах его тел микроклинитов, биотитов и биотит-пироксеновых пород, по минералогическому и химическому составу идентичных калиевым пироксенитам, встречающимся в массивах щелочных калиевых ультрабазитов Казахстана, таких как Красномайский, Барчинский и др. В распространенных здесь телах биотитовых пироксенитов также отмечается повышенная концентрация апатита [Нурлыбаев, 1973].

Проявляющаяся субкалиевая петрохимическая специализация пород Ошурковского массива, возможно, объясняет его уникальность как объекта, содержащего промышленные концентрации апатита, и может рассматриваться в качестве важной поисковой предпосылки месторождений подобного типа.

Список источников

- Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ : Бурят. книжн. изд-во, 1972. 159 с.
- Андреева И.А., Наумов В.Б. и др. Природные фосфатно-силикатные расплавы // Доклады Академии наук. 1995. Т. 343, № 2. С. 237–241.
- Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород. Новосибирск : Наука, 1980. 184 с.
- Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации // Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск : Наука, 1979. Вып. 437. 166 с.
- Волынский И.С. Определение рудных минералов под микроскопом. М. : Госгеолиздат, 1947. Т. 2. 338 с.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Фации глубинности магматических пород и магматогенных полезных ископаемых // Советская геология. 1963. № 8. С. 18–25.
- Егорова Н.Н., Новикова А.Н. Петрографические особенности метасоматически измененных сиенито-диоритовых и диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1970. Вып. XIII. С. 119–129.
- Залуцкий В.В. К геологии и генезису Ошурковского апатитоносного плутона Центральной Бурятии // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск, 1979. С. 30–44.
- Занвилевич А.Н., Карманов Н.С., Бурдуков И.В., Литвиновский Б.А. Оценка условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // Записки Всероссийского Минералогического общества. 1999. Ч. СХХVIII, № 1. С. 25–47.
- Карпова О.В. Титаномангнетитовые руды южного Урала. М. : Наука, 1974, 152 с.
- Кислов Е.В. Минералогия северо-восточной части Азии // Труды Второй Всероссийской научно-практической конференции. Улан-Удэ, 2011. С. 1–12.
- Ковальский Ф.И., Костромин С.В. Геолого-экономическая характеристика Ошурковского апатитового месторождения // Апатиты. М. : Наука, 1968. С. 304–306.
- Костромин Л.Н. Апатитовая минерализация и генезис Ошурковского месторождения // Труды СНИИГТИМСа. Вып. 108: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971. С. 93–101.
- Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье). Новосибирск : Наука, 1980. 103 с.
- Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Сб. тр. СО РАН. Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. Т. 11. С. 81–95.
- Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. Амфиболы в породах Ошурковского массива // Вестник БНЦ СО РАН. 2011. № 2. С. 155–162.
- Лебедев А.П. Генетические типы титановых магматических комплексов // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород : сб. М. : Изд-во АН СССР, 1963. С. 111–118.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Бурдуков И.В., Карманов Н.С. Сиениты как продукт фракционной кристаллизации щелочно-базальтовой магмы Ошурковского массива, Забайкалье // Петрология. 1998а. Т. 6, № 1. С. 30–52.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф. и др. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1998b. Т. 39, № 6. С. 730–744.
- Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата : Наука, 1973. 112 с.
- Никифоров А.В., Ярмолук В.В., Покровский Б.Г. и др. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (О, С, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 309–336.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М. : Изд-во иностранной литературы, 1962. 1132 с.
- Рипп Г.С., Кобылкин О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 224 с.
- Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. и др. Возраст карбонатитов и базитов (SHRIMP-II и Rb-Sr методы) Ошурковского апатитоносного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 666–675.
- Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И. и др. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования. Новосибирск : ГЕО, 2013. 163 с.
- Самойлов В.К., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М. : Наука, 1983. 199 с.
- Смирнов Ф.Л., Костромин С.В., Жукова Г.В. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения // Апатиты. М. : Наука, 1968. С. 295–300.
- Смирнов Ф.Л., Шабашев В.Я., Матвеев В.В. Петрохимические особенности габбро-диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1971. № 12. С. 56–65.
- Смирнов Ф.Л. Геология апатитовых месторождений Сибири. Новосибирск : Наука, 1980. С. 23–40.
- Тяжелов А.Г. Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1986. № 7. С. 47–55.
- Уэдджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М. : Мир, 1970. 347 с.
- Царев Д.И., Батуева А.А. Дифференциация компонентов базитов при гранитизации (на примере Ошурковского апатитового месторождения, Западное Забайкалье). Новосибирск : ГЕО, 2013. 135 с.
- Шабашев В.Я. Рудная минерализация Ошурковского месторождения // Промышленность горно-химического сырья и природных солей. М. : Изд-во НИИТЭИ, 1971. Вып. 4. С. 22–24.
- Шабашев В.Я. О формационной принадлежности Ошурковского апатитоносного массива // Промышленность горно-химического сырья. М. : НИИТЭХИМ, 1977. Вып. 6. С. 1–3.
- Шабашев В.Я., Никифоров А.В. Щелочные ангидритсодержащие сиениты Ошурковского массива (Западное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2019. № 3. С. 50–68.

Яценко Г.М. Об интрузиях Ошурковского типа в центральной части Западного Забайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск : Наука, 1982. С. 93–99.

McEnroe S.A., Harrison R.J., Robinson P., Langenhorst F. Nanoscale haematite-ilmenite lamellae in massive ilmenite rock: an example of 'lamellar magnetism' with implications for planetary magnetic anomalies // *Geophysical Journal International*. 2002. V. 151. P. 890–912.

Kasama T., McEnroe S.A., Ozaki N., Kogured T., Putnis A. Effects of nanoscale exsolution in hematite-ilmenite on the acquisition of stable natural remanent magnetization // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 224. P. 461–475.

Prevot M., Hoffman K.A., Goguitchaichvili A., Doukhan J.-C., Shcherbakov V., Bina M. The mechanism of self-reversal of thermoremanence in natural hemoilmenite crystals: new perimental data and model // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Elsevier, 2001. V. 126. P. 75–92.

References

Andreev G.V., Gordienko I.V., Kuznetsov A.N., Kravchenko A.I. *Apatitonosnyye diority Yugo-Zapadnogo Zabaykal'ya* [Apatite-bearing diorites of South-West Transbaikalia]. Ulan-Ude, 1972. 159 p. In Russian

Andreyeva I.A., Naumov V.B. et al. *Prirodnyye fosfatno-silikatnyye rasplavy* [Natural phosphate-silicate melts] // *Doklady Akademii Nauk*, V. 343, No 2, 1995, pp. 237–241. In Russian

Vakhrushev V.A. *Rudnyye mineral izverzhennykh porod* [Ore minerals of igneous rocks] Novosibirsk: Nauka, SO, 1980. 184 p. In Russian

Volokhov I.M. *Magmy, intratelluricheskiye rastvory i magmaticheskiye formatsii* [Magmas, intratelluric solutions, and magmatic formations] // Tr. Institute of Geology and Geophysics, issue.437, Novosibirsk: Nauka SO, 1979. 166 p. In Russian

Volynskiy I.S. *Opredelenie rudnykh mineralov pod mikroskopom* [Determination of ore minerals under a microscope]. Moscow: Gosgeolizdat, 1947. V. 2. 338 p.

Gorzhevskiy D.I., Kozerenko V.N. *Fatsii glubinnosti magmaticheskikh porod i magmatogennykh poleznykh iskopayemykh* [Depth facies of magmatic rocks and magmatogenic minerals] // *Soviet Geology*. 1963. No. 8. pp. 18–25. In Russian

Egorova N.N., Novikova A.N. *Petrograficheskiye osobennosti metasomaticheskii izmenennykh syenito-dioritovykh i dioritovykh porod Oshurkovskogo mestorozhdeniya apatita* [Petrographic features of metasomatically altered syenite-diorite and diorite rocks of the Oshurkovsky apatite field] // In the collection: Materials on geology and minerals of the Buryat ASSR. Issue XIII. Ulan-Ude. 1970. pp. 119–129. In Russian

Zalutsky V.V. *K geologii i genezisu Oshurkovskogo apatitonosnogo plutona Tsentral'noy Buryatii* [To the geology and genesis of the Oshurkovsky apatite-bearing pluton in Central Buryatia] // In Proc. "Geology, prospecting and exploration of ore deposits." Irkutsk. 1979. pp. 30–44. In Russian

Zanvilevich A.N., Karmanov N.S., Burdukov I.V., Litvinovsky B.A. *Otsenka usloviy kristallizatsii gabbro-syenitovoy serii na osnove khimicheskogo sostava mineralov (Oshurkovskiy massiv, Zabaykal'ye)* [Estimates of the condition of soft crystallization of the gabbro-syenite series based on the chemical composition of minerals (Oshurkovsky massif, Transbaikalia)] // Notes of the All-Russian Mineralogical Society, Part CXXVIII, No. 1, 1999. pp. 25–47. In Russian

Karpova O.V. *Titanomagnetitovyye rudyy uzhnogo Urala* [Titanomagnetite ores of the southern Urals], Moscow: Nauka, 1974. 152 p. In Russian

Kislov E.V. *Minerageniya severo-vostochnoy chaste Azii* [Minerageny of the northeastern part of Asia] // Tr. Second All-Russian Scientific and Practical Conference. Ulan-Ude, 2011, pp. 1–12. In Russian

Kovalsky F.I., Kostromin S.V. *Geologo-ekonomicheskaya kharakteristika Oshurkovskogo apatitovogo mestorozhdeniya* [Geological and economic characteristics of the Oshurkovsky apatite deposit] // In collection: "Apatity". Moscow: Nauka, 1968. pp. 304–306. In Russian

Kostromina L.N. *Apatitovaya mineralizatsiya i genesis Oshurkovskogo mestorozhdeniya* [Apatite mineralization and genesis of the Oshurkovskoe deposit] // Trudy SNIIGGIMSa, Vol. 108, *Problemy agronomicheskogo syr'ya Sibiri* [Problems of agronomic raw materials of Siberia], Novosibirsk, 1971. pp. 93–101. In Russian

Kuznetsov A.N. *Mineralogiya i geokhimiya apatitonosnykh dioritov (Yugo-Zapadnoye Zabaykal'ye)* [Mineralogy and geochemistry of apatite-bearing diorite (South-West Transbaikalia)], Novosibirsk: Nauka SB RAS, 1980. 103 p. In Russian

Kuznetsova L.G., Vasilenko V.B., Kholodova L.D. *Osobennosti sostava porodooobrazuyushchikh mineralov Oshurkovskogo massiva* [Composition features of rock-forming minerals of Oshurkovski massif] // Materials on genetic and experimental mineralogy. V. 11. Novosibirsk, 1995. No. 832. pp. 81–97. In Russian

Lastochkin E.I., Ripp G.S., Doroshkevich A.G. *Amfiboly v porodakh Oshurkovskogo massiva* [Amphiboles in the rocks of the Oshurkovsky massif] // Bulletin of BNTs SB RAS. 2011. No. 2. pp. 155–162. In Russian

Lebedev A.P. *Geneticheskiye tipy titanonosnykh magmaticheskikh kompleksov* [Genetic types of titanium-bearing magmatic complexes] // Coll. : Problems of magma and genesis of igneous rocks. Moscow, Ed. USSR Academy of Sciences. 1963. pp. 111–118. In Russian

Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Burdukov I.V., Karmanov N.S. *Siynity kak product fraktsionnoy kristallizatsii shchelochno-bazal'tovoy magmy Oshurkovskogo massiva, Zabaykal'ye* [Syenites as a product of alkali-basalt magma crystallization of Oshurkovski massif, Transbaikalia] // Petrology, 1998a. V. 6 (1). pp. 30–53. In Russian

Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Posokhov V.F. et al. *Novyye dannyye o stroenii i vremeni formirovaniya Oshurkovskogo massiva shchelochnykh gabbro i siynitov. (Zabaykal'ye)* [New data on the structure and time of formation of the Oshurkovsky massif of alkaline gabbro and syenite. (Transbaikalia)] // Russian Geology and Geophysics. 1998b V. 39 (6). pp. 730–744. In Russian

Nurlybayev A.N. *Shchelochnyye porody Kazakhstana i ikh poleznyye iskopayemye* [Alkaline rocks of Kazakhstan and their minerals] // Alma-Ata, Nauka, 1973. 112 p.

Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Pokrovsky B.G. et al. *Pozdnemezozojskie karbonatity Zapadnogo Zabajkal'ja: mineral'nyj, himicheskij i izotopnyj (O, S, Sr) sostav i sootnosheniya so shchelochnym magmatizmom* [Late Mesozoic carbonatites of western

- Transbaikalia: Mineralogical, chemical, and isotopic (O, C, S, and Sr) characteristics and relationships to alkaline magmatism] // *Petrology*. 2000. V. 8 (3). pp. 278–302. In Russian
- Ramdor P. *Rudnyye mineral i ikh srastaniya. Izd-vo inostrannoy literatury* [Ore minerals and their intergrowths] // Publishing house of foreign literature. Moscow, 1962. 1132 p. In Russian
- Ripp G.S., Kobylkin O.V., Doroshkevich A.G., Sharakhshinov A.O. *Pozdnemezozoyakiye karbonatity Zapadnogo Zabaykal'ya* [Late Mesozoic carbonatites of Western Transbaikalia]. Ulan-Ude, Ed. BNTs SB RAS, 2000. 224 p. In Russian
- Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Posokhov V.F., Izbrodin I.A., Konopel'ko D.L., Sergeev S.A. [The age of carbonatites and mafic rocks (SHRIMP II and Rb-Sr dating) from the Oshurkovo apatite-bearing pluton (Western Transbaikalia)] // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52 (5). pp. 517–525.
- Ripp G.S., Izbrodin I.A., Lastochkin E.I. et al. *Oshurkovskiy bazitovyy pluton: khronologiya, izotopno-geokhimicheskiye i mineralogicheskiye osobennosti, usloviya obrazovaniya* [Oshurkovsky basic pluton: chronology, isotope – geochemical and mineralogical features, conditions of formation] // Academic publishing house "GEO", Novosibirsk. 2013. 163 p. In Russian
- Samoylov V.K., Kovalenko V.I. *Kompleksy shchelochnykh porod i karbonatitov Mongolii* [Complexes of alkaline rocks and carbonatites of Mongolia] // Moscow: Nauka, 1983, 199 p. In Russian
- Smirnov F.L., Kostromin S.V., Zhukova G.V. *Geologicheskoye stroeniye i apatitonosnost Oshurkovskogo mestorozhdeniya* [Geological structure and apatite content of the Oshurkovskoye field] // In collection: "Apatity". Moscow: Nauka, 1968. pp. 295–300. In Russian
- Smirnov F.L., Shabashev V.Ya., Matveyenkov V.V. *Petrokhimicheskiye osobennosti gabbro-dioritovykh porod Oshurkovskogo mestorozhdeniya apatite* [Petrochemical features of gabbro-diorite rocks of the Oshurkovskoye apatite deposit] // *Izvestiya AN SSSR, ser. geol.* 1971. No. 12. pp. 56–65. In Russian
- Smirnov F.L. *Geologiya apatitovykh mestorozhdeniy Sibiri* [Geology of apatite deposits of Siberia]. Novosibirsk: Nauka SB RAS, 1980. pp. 23–40. In Russian
- Tyazhelov A.G. *Petrograficheskoye svoeyebrazie Oshurkovskogo apatitonosnogo massiva* [Petrographic originality of the Oshurkovsky apatite-bearing massif] // *News of the Academy of Sciences of the USSR, geological series*. 1986. No. 7. pp. 47–55. In Russian
- Uedzher L., Braun G. *Rassloynnyye izverzhennyye porody* [Layered igneous rocks]. Moscow: Mir, 1970. 347 p. In Russian
- Tsarev D.I., Batueva A.A. *Differentsiatsiya komponentov bazitov pri granitizatsii (na primere Oshurkovskogo apatitovogo mestorozhdeniya, Zapadnoye Zabaykal'ye)* [Differentiation of the components of the basites during granitization (on the example of the Oshurkovsky apatite deposit, Western Transbaikalia)] // Novosibirsk, Academic publishing house "GEO", 2013. 135 p. In Russian
- Shabashev V.Ya. *Rudnaya mineralizatsiya Oshurkovskogo mestorozhdeniya* [Ore mineralization of the Oshurkovskoye deposit] // In collection: Industry of mining and chemical raw materials and natural salts. Issue 4. Moscow, Publishing house of NIITEI, 1971. pp. 22–24. In Russian
- Shabashev V.Ya. *O formatsionnoy prindlezhnosti Oshurkovskogo apatitonosnogo massiva* [On the formational affiliation of the Oshurkovsky apatite-bearing massif] // In collection: Industry of Mining – ChemicalRawMaterials, Issue 6, Moscow, NIITEKHIM, 1977. pp. 1–3. In Russian
- Shabashev V.Ya., Nikiforov A.V. *Shchelochnyye angidritsoderzhashchiye siyenity Oshurkovskogo massiva (Zapadnoye Zabaykal'ye)* [Alkaline anhydrite-containing syenites of Oshurkovsky massif] // *Geosphere Research*. 2019. No. 3. pp. 50–68. In Russian
- Yatsenko G.M. *Ob intruziyakh Oshurkovskogo tipa v tsentral'noy chaste Zapadnogo Zabaykal'ya* [About Oshurkovski type intrusions in central part of Western Transbaikalia] // Ore-bearing of geologic formations of Transbaikalia. Novosibirsk; Nauka. 1972. pp. 93–99. In Russian
- McEnroe S.A., Harrison R.J., Robinson P., Langenhorst F. Nanoscale haematite-ilmenite lamellae in massive ilmenite rock: an example of lamellar magnetism with implications for planetary magnetic anomalies. *Geophys. J. Int.* 2002. V. 151. pp. 890–912.
- Prevot M., Hoffman K.A., Goguitchaichvili A., Doukhan J.-C., Shcherbakov V., Bina M. The mechanism of self-reversal of thermoremanence in natural hemoilmenite crystals: new perimental data and model // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Elsevier, 2001. V. 126. pp. 75–92.
- Kasama T., McEnroe S.A., Ozaki N., Kogured T., Putnis A. Effects of nanoscale exsolution in hematite-ilmenite on the acquisition of stable natural remanent magnetization // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 224. pp. 461–475.

Информация об авторе:

Шабасhev В.Я., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ООО «Агроэко», Люберцы, Московская область, Россия.
E-mail: shabashev8842@mail.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about the author:

Shabashev V.Ya., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Agroeko LLC, Lyubertsy Moscow Region, Russia.
E-mail: shabashev8842@mail.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 15.02.2021; одобрена после рецензирования 21.11.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 15.02.2021; approved after reviewing 0021.11.2021; accepted for publication 18.03.2022

Научная статья
УДК 550.47
doi: 10.17223/25421379/22/4

МИНЕРАЛЫ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТОНОВА ГОРА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Георгий Александрович Юргенсон

*Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской академии наук,
Чита, Россия, yurgga@mail.ru*



Аннотация. Редкоземельная минерализация в месторождении вольфрама Антонова Гора в Забайкалье связана с ксенотимом и монацитом, присутствующих в ассоциации с вольфрамитом, сульфидами, мусковитом. Выявлено преобладание тяжелых лантаноидов в руде с высоким содержанием вольфрамита и сульфидов. Подтвержден вывод о возрастании коэффициента концентрации тяжелых лантаноидов в зависимости от уменьшения их ионного радиуса, установленный для примесей редкоземельных элементов в вольфрамите Шерловой Горы, где они входят в состав микровключений монацита.

Ключевые слова: редкоземельные элементы, монацит, ксенотим, вольфрамит, коэффициент концентрации, месторождение Антонова Гора, Восточное Забайкалье

Благодарности: автор признателен Р.А. Филенко за участие в оформлении статьи.

Для цитирования: Юргенсон Г.А. Минералы редких земель месторождения Антонова Гора (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 68–76. doi: 10.17223/25421379/22/4

Original article
doi: 10.17223/25421379/22/4

RARE EARTH MINERALS OF THE ANTONOVA GORA DEPOSIT (EASTERN TRANSBAIKALIA)

Georgi A. Yurgenson

*Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russia,
yurgga@mail.ru*

Abstract. For the time, the contents of rare- 13.27 ppm for poor associations. The rare-earth elements in the tungsten deposits of Antonova Gora in Transbaikalia are associated with xenotime and monazite, which are closely associated with wolframite, sulfides and muscovite. Monazite is characterized by a clear predominance of cerium over lanthanum and high neodymium contents, variable thorium content, the presence of calcium and the absence of uranium. Feature of xenotime is the wide isomorphism of heavy lanthanides (Dy, Er, Yb, Lu), a high content of ytterbium (up to 19.61%), lutetium (up to 3.28%), the complete absence of thorium and, in only one case, uranium. The predominance of heavy lanthanides over the lungs was revealed in association with a high content of wolframite and sulfides. The conclusion is confirmed that the concentration coefficient of heavy lanthanides increases, depending on a decrease in their ionic radius and independent of their Clarke. This is due, as we identified earlier for the distribution of lanthanides in the wolframite of Sherlova Gora, to the accumulation of heavy REEs in residual melts producing wolframite and the associated monazite and xenotime. This is a consequence of lanthanide compression, the fundamental crystal-chemical property of REE.

Keywords: rare earth elements, monazite, xenotime, tungsten, Antonova Gora deposit, East Transbaikalia

Acknowledgments: The author is grateful to R.A. Filenko for his participation in the design of the article.

For citation: Yurgenson, G.A. (2022) Rare earth minerals of the Antonova Gora deposit (Eastern Transbaikalia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 68–76. doi: 10.17223/25421379/22/4

Введение

Интерес к редкоземельным элементам (РЗЭ) обусловлен их особыми свойствами и все возрастающим использованием в современной, в частности СВЧ-электронике, фотоэлектронике, нефтепереработке, легировании металлических сплавов и других

современных технологиях, а также в познании геологических процессов. Этому способствовало создание уникальных сводок по геохимии и минералогии редких металлов, в том числе и РЗЭ, выполненных Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов под руководством К.А. Власова [Власов, 1964]. Было выявлено их существен-

ное индикаторное значение для прогнозирования связанного с гранитоидами и щелочными породами оруденения с использованием ассоциаций акцессорных минералов, прежде всего монацита и ксенотима: М.Д. Скурским и соавт. [Скурский и др., 1975] показано, что для вольфрамоносных литий-фтористых гранитов кукульбейского комплекса, с которыми в Забайкалье связана редкометалльная и грейзеновая вольфрамитсодержащая минерализация, типична монацит-ксенотимовая акцессорная минеральная ассоциация.

С.М. Бескиным и В.В. Матиасом ассоциации акцессорных, в том числе редкоземельных минералов рассмотрены как индикаторные минералы петролого-металлогенических вариантов гранитоидных серий [Бескин, Матиас, 2006]. В результате обобщения распределения РЗЭ во флюоритах нами определено, что соотношение содержаний редких земель цериевой и иттриевой групп является индикатором для отнесения месторождений флюорита к определенным рудным формациям и их типам. Месторождения собственно флюоритовой формации связаны с базальтоидным магматизмом, а ртутно-сурьмяных и оптического флюорита – с гранитоидным. Поэтому различное поведение РЗЭ, входящих в эти группы, выявленное для кварцевых жил с вольфрамитом, представляется весьма интересным. Изучение Шерловгорского рудного поля, включающего олово-полиметаллические месторождения Сопка Большая и Восточная аномалия, висмута, олова, вольфрама, бериллия с камнесамоцветным сырьем Шерловая Гора, показало, что во вмещающих горных породах, рудах, минералах и отходах горного производства [Kasatkin et al., 2014; Yurgenson, Kononov, 2014] РЗЭ связаны преимущественно с монацитом и ксенотимом, а также с флюоритом. Кроме того, здесь установлен Y-агардит $(Y, Ca)Cu_6[AsO_4]_3(OH)_6 \cdot 3H_2O$ и изучен его химический состав [Kasatkin et al., 2014]. Содержания РЗЭ установлены также и в вольфрамите [Yurgenson et al., 2017] в виде микровключений монацита. При этом было определено, что в нем содержания тяжелых РЗЭ преобладают над легкими. Распространенность РЗЭ во флюорите месторождений вольфрама Светлое на Западной Чукотке [Попова и др., 2016] и Спокойнинское в Забайкалье изложена в работах [Попова и др., 2016; Попова и др., 2017]. Редкоземельные элементы, скандий и ниобий в вольфрамите изучались В.В. Гавриленко и соавт. на примере Баджальского рудного района в Приморье [Гавриленко и др., 1995]. Но формы их вхождения в вольфрамит не выявлены. Поэтому изучение количеств и форм вхождения РЗЭ в вольфрамит-кварцевые руды месторождения Антонова Гора представляется весьма важным для жильных руд.

Месторождение вольфрама Антонова Гора, или Антоновогорское, находится в Юго-Восточном Забайкалье, в 45 км к СВ от ж.-д. ст. Хадабулак на высшей точке хр. Кукульбей Антоновой горе (рис. 1).

Месторождение открыто в 1915 г. местными жителями, хотя заявки поступали и с 1912 г. Разведка и изучение начаты П.П. Сущинским в 1916 г., с 1931 г. разведывалось А.Н. и В.А. Ассовскими. Связано с Соктуйским массивом кукульбейского гранитного комплекса юрского возраста [Вольфсон и др., 1968; Барабанов, 1975; Гребенников, 2003] (рис. 2), прорывающим интенсивно метаморфизованные песчанико-сланцевые толщи онон-борзинской свиты раннеюрского возраста. Согласно данным М.И. Кузьмина [Кузьмин, 1966], абсолютный возраст гранитов главной фазы оценивается в 135 млн лет. В пределах рудного поля песчаники и сланцы грейзенизированы с образованием наложенных сидерофиллит-мусковит-кварцевых ассоциаций с флюоритом, сульфидами. Глинистые сланцы превращены в кварц-мусковит-стильпномелановые узловатые микро-сланцы, рассеченные флюорит-пирит-слюдисто-кварцевыми прожилками. В непосредственной близости от контактов с гранитами сланцы слабо орого-викованы. В рудном поле площадью около 1 км² известно около 200 кварцевых жил. Из них 40 продуктивны на вольфрам. Геологическое строение месторождения представлено на рис. 2.

Граниты Антоновогорского массива на участках развития рудоносных жил грейзенизированы. Грейзенизация проявляется в интенсивном развитии железистого мусковита, новообразованного кварца, флюорита и сульфидов, среди которых преобладает пирит. В грейзене нередко присутствует вольфрамит, редко – сфалерит, молибденит, висмутин, сульфосоли висмута. Изредка встречаются топаз, турмалин, касситерит. Особенностью грейзенов Антоновогорского месторождения является обогащенность их серебром [Мухамедшин, Юргенсон, 1986]. Кварц-вольфрамитовые жилы приурочены к разрывам северо-восточного направления и крутого (80–85°) северо-западного падения.

Мощность жил 0,2–1,5 м, они прослежены по простиранию до 800 м. На глубине 100–150 м от поверхности земли большинство их, по данным разведки, выклинивается в связи с тем, что вмещающий их гранитный массив, имеющий форму лополита, ограничен снизу подстилающими метаморфизованными песчаниками и сланцами онон-борзинской свиты.

Минеральный состав жил относительно простой. Главными минералами являются кварц, вольфрамит, пирит, железистый мусковит, флюорит. Второстепенные представлены сфалеритом, халькопиритом, висмутином, шеелитом, касситеритом, козалитом и др.

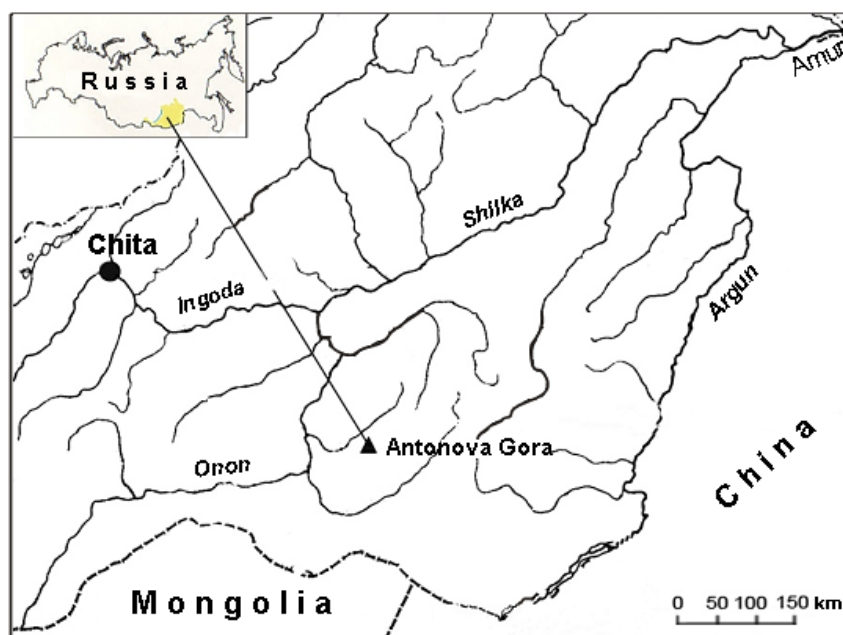


Рис. 1. Местоположение месторождения Антонова Гора

Fig. 1. Location of Antonova Gora deposit

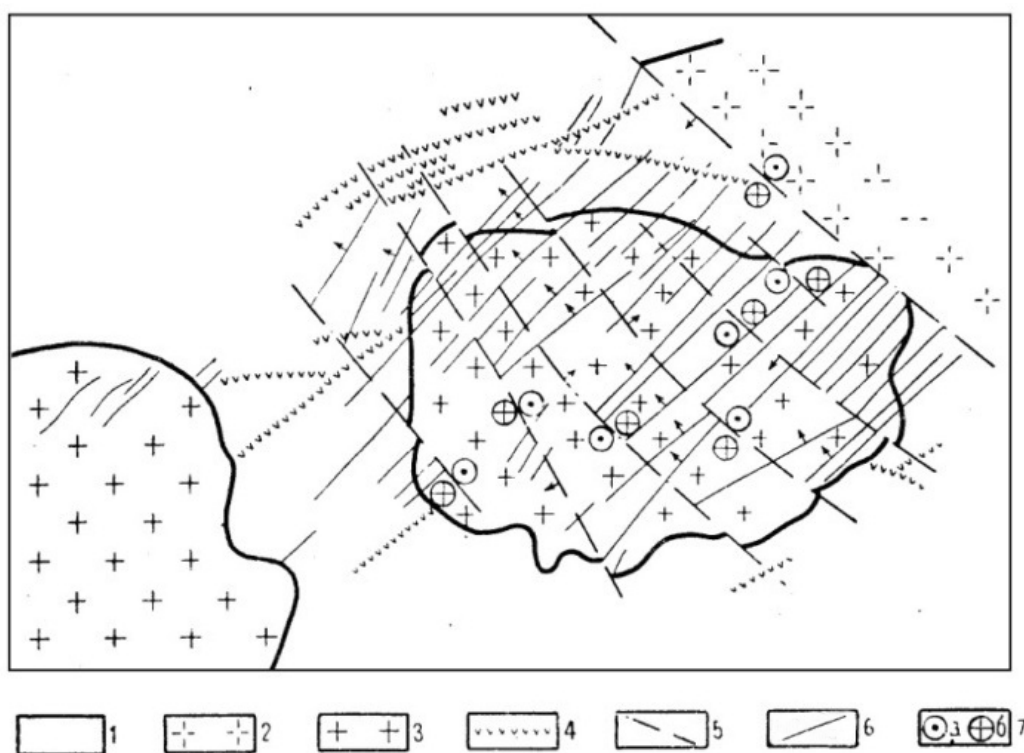


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Антонова Гора [Вольфсон и др., 1968]

1 – песчаники и сланцы олон-борзинской свиты юрского возраста, 2 – биотитовые граниты, 3 – двуслюдяные граниты Антоновогорского массива, 4 – дайки диоритовых порфиров, 5 – дизъюнктивные нарушения, 6 – кварц-вольфрамовые жилы, 7 – относительные движения блоков: а – вверх, б – вниз

Fig. 2. Schematic geological map of the Antonova Gora deposit [Wolfson et al, 1968]

1 – sandstones and schists of the Onon-Borzin suite of Jurassic age, 2 – biotite granites, 3 – two-mica granites of the Antonovogorsky massif, 4 – diorite porphyrite dikes, 5 – disjunctive disturbances, 6 – quartz-tungsten veins, 7 – relative block movements: a – up, b – down

Среди жильных минералов наряду с кварцем развиты микроклин, альбит, турмалин, поздние карбонаты – кальцит и, реже, анкерит и сидерит. Редко встречаются хлорит, топаз, апатит. Руды отличались крупными кристаллами вольфрамита до 10–20 см. Вольфрамит в жилах в сланцах содержал 18–32 % ферберитовой молекулы, а в гранитах – 39. В вольфрамитовых присутствует Nb (0,70 % Nb₂O₅) [Барабанов, 1975]. По нашим данным, вольфрамит содержит 1,54–1,79 % Nb₂O₅. Среднее содержание WO₃, по данным разведки, составило на верхних горизонтах 1,0–1,5 %, на глубинах более 50–80 м 0,28–0,31 %. Среднее содержание, по данным отработки, составило 0,42–0,66 %. Запасы составляли 5076 т WO₃ [Гребенников, 2003].

В процессе отработки месторождения изучение химизма и минералогии РЗЭ не проводилось. Отметим лишь, что у В.Ф. Барабанова [Барабанов, 1975] имеются весьма краткие сведения о содержании их в минералах месторождения Антонова Гора. В отдельных пробах вольфрамит спектральным анализом был установлен иттрий в количестве 5–70 г/т и иттербий 20–30 г/т. В мусковите выявлено содержание иттрия до 10 г/т, во флюорите 150–700 г/т, иттербия 2–10 г/т. Иттербий установлен также до 1 г/т в берилле и сфалерите [Барабанов, 1975]. Этим исчерпываются сведения о содержании РЗЭ в горных породах, рудах и минералах Антоновой Горы. Более того, В.Ф. Барабанов предложил в формулу вольфрамит включить «Y и TR» [Барабанов, 1975, с. 262]. Вмещающие граниты кукульбейского комплекса, по данным М.Д. Скурского и соавт. [Скурский и др., 1975], содержали монацит и ксенотим в количестве до 140 и 40 г/т соответственно.

Актуальность работы заключается в необходимости получения данных о содержаниях, минеральных формах РЗЭ в руде месторождений грейзеновой формации и приуроченности их к определенным минеральным ассоциациям на примере месторождения Антонова Гора, аналоги которого широко распространены в Забайкалье и Монголии. Целью работы является изучение содержания РЗЭ в жильном материале месторождения, определении их минеральной природы и химического состава редкоземельных минералов, объектом исследования – минеральные ассоциации кварц-вольфрамитовых жил Антоновогорского месторождения.

Материал и методы исследования

Месторождение посещено автором в 2014 г. с целью изучения строения и минерального состава кварц-вольфрамитовых жил, а также почв и техноземов хвостохранилища. Общее число образцов для минералогических исследований 143. Из них изготовлено 26 аншлифов и 28 прозрачных шлифов. Минеральный состав руд исследован в шлифах и аншлифах с помощью оптического поляризационного микроскопа Axio Scope

AI (Carl Zeiss, Германия), а также электронно-зондовым методом на растровом электронном микроскопе LEO 1430 VP (Carl Zeiss, Германия) (аналитики Е.А. Хромова, Е.В. Ходырева, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, руководитель лаборатории канд. техн. наук С.В. Канакин). Для определения химического состава жильного материала с различным содержанием рудных минералов подготовлены две групповые пробы. Химические анализы выполнены силикатным анализом (для общего анализа проб материала жил с высоким содержанием кремнезема), методом ICP-MS (методики GO_ICP95A50, ICP90A и ICM40B) в лаборатории ОАО «Восток лимитед» (руководитель Т.Л. Попова). Чувствительность определения химических элементов в зависимости от методики составила, г/т: Zn – 5 и 10; Cu – 0,5 и 10; W – 0,1 и 50; Nb – 0,1 и 10; Ta 0,7; Cd – 0,01; La, Y, Yb – 0,1; Ce, Pr, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm – 0,05; Lu – 0,01.

Результаты и их обсуждение

В двух групповых пробах рудного жильного материала, различающихся по содержанию кварца, сульфидов и вольфрамитов (табл. 1), определено содержание РЗЭ. В пробе 1 содержание рудных около 10 %, в пробе 2 не более 1,5 %. Соответственно, как видно из табл. 1, различается содержание химических элементов, входящих в состав рудных минералов, в частности сульфидов и вольфрамитов. Отмечено, что железо, марганец и вольфрам, слагающие вольфрамит, четко преобладают в пробе 1. В ней же отмечено и преобладание меди, цинка и кадмия, входящих в состав сульфидов, а также тантала и ниобия, входящих, вероятно, в вольфрамит или образующих собственные минералы. Для этой пробы характерно и относительно низкое содержание кремнезема (81 %) в отличие от пробы 2, преимущественно состоящей из кварца (98 %). Общее суммарное содержание в них РЗЭ невелико и в разных пробах варьирует от 13,27 до 15,12 г/т, включая иттрий (3,5–4,7 г/т). Однако эти различия, кажущиеся несущественными, как показано ниже, достаточно принципиальны и имеют фундаментальные причины. Результаты определения содержаний лантаноидов и коэффициенты их концентраций в этих пробах приведены на рис. 3.

На рис. 3 видно, что в пробе с меньшим содержанием рудных минералов (проба 2) преобладают легкие лантаноиды, а в пробе с относительно большим их содержанием (проба 1), начиная с тербия – тяжелые лантаноиды. При этом различия возрастают с увеличением атомного номера элемента, максимума достигая для лютеция. Для всех тяжелых характерно более высокое содержание в пробе с рудной минеральной ассоциацией. Эти различия усиливаются при рассмотрении коэффициентов концентрации элементов относительно кларка земной коры (см. верхнюю часть рис. 3).

Таблица 1

Содержание рудных элементов и SiO₂ в групповых пробах

Table 1

The content of ore elements and SiO₂ of the group samples

Номер пробы	Компонент и его содержание, мас. %								
	Fe	Cu	W	Mn	Zn	Nb	Ta	Cd	SiO ₂
1	2,99	0,1214	6,8	0,239	0,0422	0,0070	0,0047	0,00056	81
2	1,37	0,0033	0,25	0,026	0,0114	0,0010	0,0007	0,00015	98

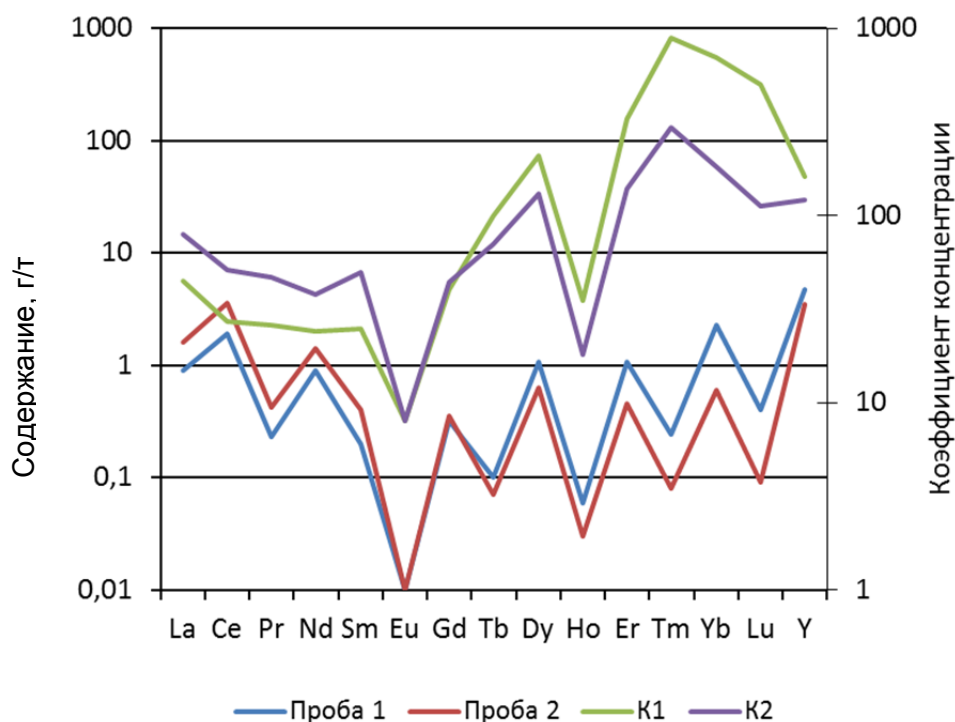


Рис. 3. Содержание РЗЭ в изученных групповых пробах (проба 1 и проба 2, г/т) и коэффициент концентрации (нормированное относительно кларка земной коры) для проб 1 (K1) и 2 (K2)

Fig. 3. The REE content in the studied group samples (sample 1 and sample 2, ppm) and the concentration coefficient (normalized relative to the Clarke of the Earth's crust) for samples 1 (K1) and 2 (K2)

Эти изменения соответствуют возрастанию атомного номера и плотности элемента и уменьшению его ионного радиуса.

Подобное соотношение между легкими и тяжелыми РЗЭ наблюдалось для вольфрамит Шерловой Горы [Yurgenson et al., 2017], в котором был определен монацит. Причина такого распределения легких и тяжелых РЗЭ кроется в том, что тяжелые РЗЭ, средние содержания в земной коре которых меньше таковых для легких, дольше остаются в расплаве, так как не могут дать собственных минеральных фаз и накапливаются в остаточных расплавах [Yurgenson et al., 2017; Юргенсон и др., 2018], с которыми связано формирование грейзенов и рудоносных жил. Одной из причин такого поведения тяжелых РЗЭ в магматическом процессе может быть их фундаментальное свойство, проявляющееся в лантаноидном сжатии. Общее содержание РЗЭ в изучаемых минеральных

ассоциациях, как показано выше, невелико и меньше их кларков, но общие закономерности их распределения, обусловленные фундаментальными свойствами РЗЭ, тем не менее, проявлены достаточно ярко.

В результате изучения руд и грейзенов в прозрачных шлифах и аншлифах, подтвержденное электронно-микроскопическими исследованиями, установлено присутствие ксенотима и монацита. Размеры их выделений достаточно невелики и находятся в пределах сотых долей миллиметров, а формы вследствие тесных срастаний с ассоциирующими с ними минералами неправильны (рис. 4). Они обнаружены в виде включений в вольфрамите в ассоциации с кварцем, мусковитом и фосфатом, содержащим висмут, свинец и алюминий. Взаимоотношения ксенотима и монацита с вольфрамитом достаточно хорошо видны на представленных на рис. 4, 5 электронно-микроскопических снимках. Для наглядности они

даны как в черно-белом, так и в цветном вариантах. В разбитом трещинами блоке вольфрамита в трещине находятся два фрагмента ксенотима (1, 2).

Хорошо видно, что оба оранжевых блока окружены желтыми оторочками фосфата висмута, свинца и алюминия, внедряющимися в трещины в вольфрамите, отображающимися темно-серым на черно-белом варианте снимка (точки измерения 3–5). В этих же трещинах находится более поздний кварц.

Ксенотим определен также в образце АГ-54-2-1в ассоциации с монацитом, мусковитом, кварцем и вольфрамитом (рис. 5, а, б).

Размеры индивидов монацита и ксенотима находятся в пределах 0,01–0,1 мм. Монацит расколот и заключен в ксенотиме. Отсюда следует, что он образовался раньше ксенотима. Это обусловлено тем, что легкие РЗЭ (Ce, La, Pr, Nd и Sm), входящие в монацит в рудной ассоциации, имея более высокие содержания (рис. 3), нежели тяжелые, должны выделяться в твердую фазу раньше. При этом тяжелые РЗЭ, оставаясь в минералообразующей системе, продолжают накапливаться в остаточном флюиде до момента наступления пересыщения ими и выделения в составе ксенотима. В этом заключается относительное накопление тяжелых РЗЭ относительно легких.

Здесь ксенотим, как видно на цветном варианте, зонален. По составу эти зоны несколько различают-

ся (табл. 2): желтые участки (точки 6 и 10) составляют центральные части индивидов ксенотима и содержат больше иттрия (34,1 и 32,21 % соответственно) и гадолиния (2,86 и 2,55 %), но меньше иттербия (6,3 и 6,44 %). Образец АГ-60 отличается от образца АГ-54 присутствием лютеция. Уран установлен лишь в одной точке измерения в образце АГ-54.

Пересчет анализов на O_4 дал вполне удовлетворительные формульные коэффициенты, позволившие получить формулы ксенотима, представленные ниже.

АГ-60-9-5 ($Y_{0,606}Yb_{0,197}Er_{0,077}Dy_{0,065}Gd_{0,027}Lu_{0,027}$) $_{0,999}[P_{1,02}O_4]$

АГ-60-9-1-1 ($Y_{0,574}Yb_{0,234}Er_{0,087}Dy_{0,068}Lu_{0,035}$) $_{0,998}[P_{1,02}O_4]$

АГ-60-9-1-2 ($Y_{0,595}Yb_{0,223}Dy_{0,076}Er_{0,076}Lu_{0,029}$) $_{0,999}[P_{1,01}O_4]$

АГ-54-2-1-6 ($Y_{0,753}Dy_{0,076}Yb_{0,072}Er_{0,053}Gd_{0,035}Ce_{0,011}$) $_{1,00}[P_{1,03}O_4]$

АГ-54-2-1-7 ($Y_{0,674}Yb_{0,142}Dy_{0,082}Er_{0,064}Gd_{0,027}U_{0,011}$) $_{1,00}[P_{1,06}O_4]$

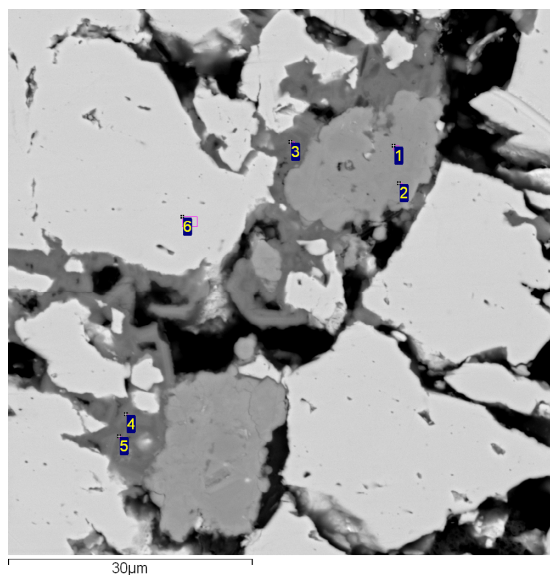
АГ-54-2-1-8 ($Y_{0,638}Yb_{0,172}Dy_{0,098}Er_{0,063}Gd_{0,03}$) $_{1,001}[P_{1,09}O_4]$

АГ-54-2-1-9 ($Y_{0,578}Yb_{0,246}Er_{0,093}Dy_{0,082}$) $_{0,999}[P_{1,01}O_4]$

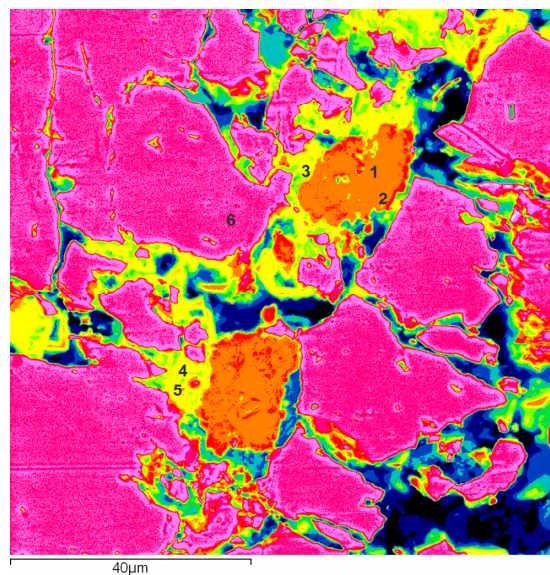
АГ-54-2-1-10 ($Y_{0,731}Yb_{0,075}Dy_{0,1}Er_{0,062}Gd_{0,033}$) $_{1,001}[P_{1,09}O_4]$

Приведенные формулы ксенотима указывают на незначительный избыток фосфора по сравнению с суммой катионов, представленных РЗЭ и ураном, если он есть.

Особенностью ксенотима является недостаток иттрия, замещенного в основном тяжелыми РЗЭ иттриевой группы, что, в принципе, соответствует распределению их в рудной минеральной ассоциации, представленной на рис. 3.



а



б

Рис. 4. Формы выделений минералов

а – ксенотима (1, 2), фосфата (3–5) и вольфрамита (6), б – ксенотим – оранжевый, Pb, Bi, Al-фосфат – желтый, вольфрамит – розовый, кварц – синий. Образец АГ-60-9-1. Электронно-микроскопический снимок в разных режимах

Fig. 4. Forms of mineral secretions

а – xenotime (1, 2), veylendit (?) (3–5) and wolframite (6), б – xenotim – orange, Pb, Bi, Al-phosphate – yellow, wolframite – pink, quartz – blue. Sample AG-60-9-1. Electron microscopic image in different modes

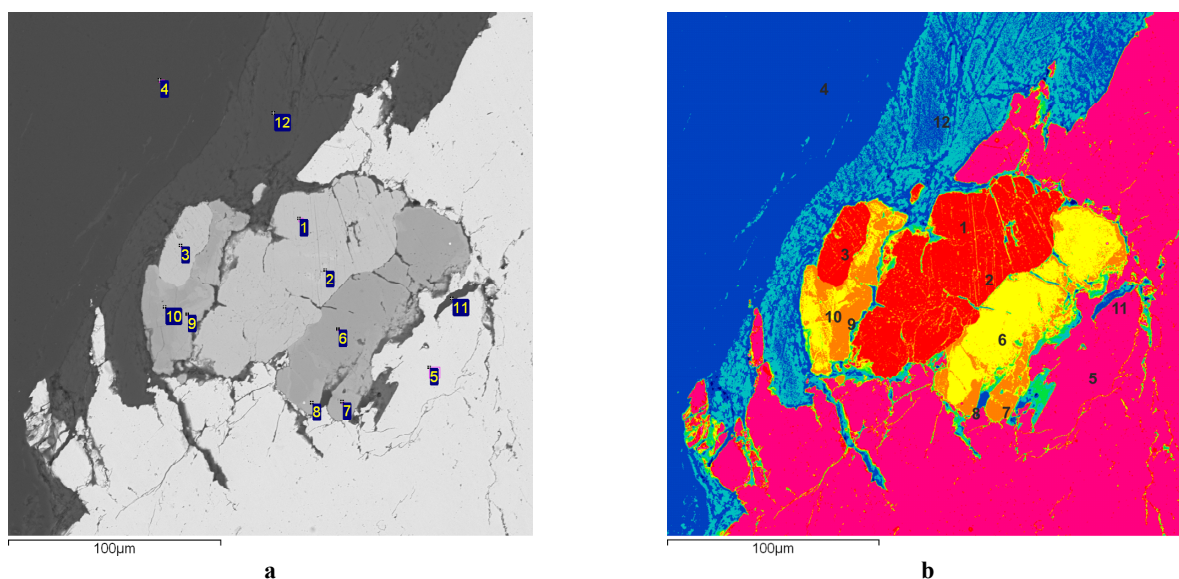


Рис. 5. Вольфрамит (5) в ассоциации с монацитом (1–3), ксенотимом (6–10) в окружении мусковита (11–12) и кварца (4)

На цветном варианте вольфрамит – розовое, монацит – красное, ксенотим желтое и оранжевое, мусковит – голубое, кварц – синее – Обр.АГ-54-2-1. Электронно-микроскопический снимок в разных режимах

Fig. 5. Wolframite (5) in association with monazite (1–3), xenotime (6–10), surrounded by muscovite (11–12) and quartz (4)

In the color version, tungsten is pink, monazite is red, xenotime is yellow and orange, muscovite is blue, quartz is blue – Sample AG-54-2-1. Electron microscopic image in different modes

Таблица 2

Химический состав ксенотима, приведенный к 100 %

Table 2

The chemical composition of xenotime, calculated to 100 %

Номер образца и анализа	Элемент и его содержание, мас. %										
	O	P	Y	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Ce	U	Сумма
АГ-60-9-5	27,59	15,74	24,73	1,99	4,98	6,02	15,66	3,28	–	–	100
9-1-1	27,27	15,75	23,58	–	5,1	6,73	18,72	2,87	–	–	100
9-1-2	26,52	16,69	24,7	–	5,72	5,93	18,01	2,43	–	–	100
АГ-54-2-1-6	27,69	17,47	34,1	2,86	6,29	4,56	6,3	–	0,73	–	100
7	29,93	17,03	27,54	1,95	6,15	4,95	11,26	–	–	1,2	100
8	28,05	16,86	26,55	2,22	7,48	4,92	13,92	–	–	–	100
9	26,95	16,49	23,6	–	6,14	7,21	19,61	–	–	–	100
10	27,79	17,86	32,21	2,55	8,06	5,09	6,44	–	–	–	100

Монацит обнаружен лишь в одном аншлифе АГ-54, взаимоотношения которого с вольфрамитом, ксенотимом, кварцем и мусковитом приведены выше (рис. 4). Наряду с двумя относительно крупными фрагментами кристалла монацита в замещающем его мусковите присутствуют их мельчайшие обломки микронной размерности. Присутствуют они и в вольфрамите. Химический состав монацита приведен в табл. 3.

В результате расчета формульных коэффициентов на O_4 получены кристаллохимические формулы монацита для трех точек измерения.

АГ-54-2-1-1($Ca_{0,457}La_{0,211}Nd_{0,141}Pr_{0,051}Sm_{0,024}Ca_{0,052}Th_{0,064}$) $_{1,000}[PO_4]$
 АГ-54-2-1-2($Ce_{0,395}Nd_{0,187}La_{0,117}Sm_{0,052}Pr_{0,042}Y_{0,038}Ca_{0,04}Th_{0,126}$) $_{0,997}[PO_4]$
 АГ-54-2-1-3($Ce_{0,461}La_{0,175}Nd_{0,162}Pr_{0,049}Sm_{0,041}Ca_{0,04}Th_{0,071}$) $_{0,999}[PO_4]$

Во всех проанализированных точках определился монацит-(Ce) с преобладанием церия над лантаном

более чем в 2 раза. Для него характерна незначительная примесь кальция.

Содержание празеодима и самария невелико и примерно одинаково. Содержание тория существенно варьирует и проявляет прямую корреляцию с неодимом и самарием и обратную – с церием и лантаном (табл. 3).

Как было сказано выше и видно на рис. 4, ксенотимовые индивиды ксенотима окружены оторочками минерала, относящегося к фосфатам, содержащего алюминий, фосфор, железо, свинец, висмут, кальций и фтор. Требуется специальное дальнейшее изучение с целью поисков его крупных индивидов для количественного определения примеси ОН-групп и рентгенометрического анализа, без которого точная его диагностика и оценка возможной принадлежности какому-либо минеральному виду невозможна.

Таблица 3

Химический состав монацита, приведенный к 100 %

Table 3

The chemical composition of monazite, calculated to 100 %

Номер образца и точки измерения	Элемент и его содержание, мас. %										Сумма
	O	P	Ca	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Th	
АГ-54-2-1-1	24,09	13,31	0,92		13,03	28,38	3,17	8,96	1,57	6,56	100
2-1-2	24,4	12,74	0,69	1,45	6,99	23,73	2,57	11,57	3,35	12,51	100
2-1-3	24,6	12,99	0,7		10,55	28,07	3,02	10,18	2,71	7,17	100

Вольфрамит имеет состав, отображенный общей формулой $(\text{Mn}_{0,33}\text{Fe}_{0,67})[\text{WO}_4]$, что указывает на принадлежность его к железистой разности. РЗЭ в нем не обнаружены несмотря на анализ многих зерен минерала под электронным микроскопом. Приведенные выше данные однозначно свидетельствуют о том, что РЗЭ, определенные В.Ф. Барабановым в монофракциях вольфрамитового спектрального анализа [Барабанов, 1975], не входят в его состав, а связаны с микропримесями их собственных минералов – ксенотима и монацита.

Выводы

1. Впервые определены содержания редкоземельных элементов в вольфрамоносных жилах месторождения Антонова Гора.

2. Редкоземельные элементы в месторождении вольфрама Антонова Гора в Забайкалье связаны с ксенотимом и монацитом, находящимися в тесной ассоциации с вольфрамитом, сульфидами, мусковитом и ближе неопределенным фосфатом свинца, висмута и алюминия.

3. Монацит характеризуется четким преобладанием церия над лантаном и высокими содержаниями

неодима, вариабельным содержанием тория, присутствием кальция.

4. Особенностью ксенотима является широкий изоморфизм тяжелых лантаноидов (Dy, Er, Yb, Lu), высокое содержание иттербия (до 19,61 %), лутетия (до 3,28 %), отсутствии тория и лишь в одном случае – присутствием урана.

5. Выявлено преобладание тяжелых лантаноидов над легкими в ассоциации с высоким содержанием вольфрамитов и сульфидов.

Подтвержден вывод о возрастании коэффициента концентрации тяжелых лантаноидов в зависимости от уменьшения их ионного радиуса и независимый от величины их кларка, что связано, как выявлено нами ранее для распределения лантаноидов в вольфрамите Шерловой Горы, с накоплением тяжелых РЗЭ в остаточных водо-силикатных расплавах, продуцирующих кварцево-вольфрамитовые жилы [Yurgenson et al., 2017; Юргенсон и др., 2018] и ассоциирующие с ним монацит и ксенотим.

Это является следствием лантаноидного сжатия, фундаментального кристаллохимического свойства лантаноидов.

Список источников

- Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1975. Т. 2. 360 с.
- Бескин С.М., Матиас В.В. Индикаторные минералы петролого-металлогенических вариантов гранитоидных серий (в салических геоблоках) // Современные проблемы сырьевой базы редких металлов России (1958–2006 гг.). М.: ВИМС, 2006. С. 149–154.
- Власов К.А. Минералогия редких элементов. Т. 2. М.: Наука, 1964. 830 с.
- Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В., Свирицкий М.А. Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1968. 256 с.
- Гавриленко В.В., Гайдамако И.М., Смоленский В.В. Редкоземельные элементы, скандий и ниобий в вольфрамитовых Баджалского рудного района (Дальний Восток) // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1995. № 3. С. 48–56.
- Гребенников А.М. Антоновгорское месторождение вольфрама // Энциклопедия Забайкалья / гл. ред. Р.Ф. Гениатулин. Новосибирск: Наука, 2003. Т. II. С. 57.
- Кузьмин М.И. Закономерности распределения редких элементов в мезозойских гранитоидах центральной части Восточного Забайкалья: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1966. 26 с.
- Мухамедшин А.К., Юргенсон Г.А. Структурно-морфологические типы оруденения на вольфрамовых месторождениях Букука, Белуха и Антонова Гора (Восточное Забайкалье) // Комплексное использование вольфрамовых месторождений в СССР. Л., 1986. С. 36–37.
- Попова Ю.А., Бычков А.Ю., Матвеева С.С. Геохимические особенности поведения лантаноидов при формировании месторождения Светлое (Чукотка) // Геохимия. 2016. № 8. С. 761–768.
- Попова Ю.А., Матвеева С.С., Бычков А.Ю., Тарнопольская М.Е., Бычкова Я.В. Поведение лантаноидов при формировании минерализованных куполов на примере Спокойнинского месторождения (Забайкалье) // Геохимия. 2017. № 2. С. 178–185.
- Скурский М.Д., Морозов Ф.М., Бабкин А.С., Гайворонский Б.А., Гребенников А.М. Вольфрамовые рудные формации и минеральные типы рудопроявлений вольфрама Забайкалья // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений: тр. III Всесоюз. совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1975. С. 203–208.
- Юргенсон Г.А., Прокофьев В.Ю., Кононов О.В. Физико-химические условия формирования камнесамоцветной и редкометалльной минерализации месторождения Шерловая Гора (Юго-Восточное Забайкалье) // XVIII Всероссийская конференция по термобарогеохимии, посвященная 100-летию со дня рождения профессора Юрия Александровича Долгова, 1918–1993. М.,

24–28 сентября 2018 г. М.: Изд-во Первого Московского государственного медицинского университета им. И.М. Сеченова, 2018. С. 156–158.

Kasatkin A.V., Klopotov K.I., Plášil J. Supergene minerals of Sherlova Gora // Mineralogical Almanac, Mineral-Almanac Limited Lakewood, USA. 2014. V. 19, Is. 2. P. 94–139.

Yurgenson G.A., Kononov O.V. Sherlova Gora: a deposit for gemstones and rare metals // Mineralogical Almanac, Mineral-Almanac Limited Lakewood, USA. 2014. V. 19, Is. 2. P. 12–93.

Yurgenson G.A., Bychkov A.Yu., Kononov O.V., Popova J.A. REE in wolframites from Sherlova Gora gems mine (Transbaikalia, Russia) // Goldschmidt Abstracts. 2017. P. 4443.

References

Barabanov V.F. *Mineralogiya vol'framitovykh mestorozhdeniy Zabaykal'ya*. T.2. [Mineralogy of wolframite deposits of Transbaikalia. V.2]. Leningrad: Publishing house Leningrad. University, 1975. 360 p. In Russian

Beskin S. M., Matias V.V. *Indikatornyye mineraly petrologo-metallogenicheskikh variantov granitoidnykh seriy (v salicheskikh geoblokakh)* [Indicator minerals of petrologic-metallogenic variants of granitoid series (in salic geoblocks)] // Modern problems of the raw materials base of rare metals of Russia (1958–2006). Moscow: VIMS, 2006. pp. 149–154. In Russian

Vol'fson F.I., Druzhinin A.V., Svirskiy M.A. *Geologiya nekotorykh rudnykh mestorozhdeniy Zabaykal'ya* [Geology of some ore deposits of Transbaikalia] Chita, 1968. 256 p. In Russian

Gavrilenko V.V., Gaydamako I.M., Smolenskiy V.V. *Redkozemel'nyye elementy, skandiy i niobiy v vol'framitakh Badzhal'skogo rudnogo rayona (Dal'nii Vostok)* [Rare earth elements, scandium and niobium in wolframites of the Badzhal ore district (Far East)] // Zap. All-Union Mineral. Society. 1995. No. 3. pp. 48–56. In Russian

Grebennikov A.M. *Antonovogorskoye mestorozhdeniye vol'frama* [Antonovogorsk tungsten deposit] // Encyclopedia of Transbaikalia. Ch. ed. R.F. Geniatulin. V. II. Novosibirsk: Nauka, 2003. pp. 57. In Russian

Kuz'min M.I. *Zakonomernosti raspredeleniya redkikh elementov v mezozoyskikh granitoidakh tsentral'noy chasti Vostochnogo Zabaykal'ya* [Regularities of the distribution of rare elements in the Mesozoic granitoids of the central part of Eastern Transbaikalia]. Abstract. dis. cand. geol.-miner. sciences. Irkutsk, 1966. 26 p. In Russian

Mukhamedshin A.K., Yurgenson G.A. *Strukturno-morfologicheskiye tipy orudneniya na vol'framovykh mestorozhdeniyakh Bukuka, Belukha i Antonova Gora (Vostochnoye Zabaykal'ye)* [Structural and morphological types of mineralization in the tungsten deposits of Bukuk, Belukha and Antonova Gora (East Transbaikalia)] // Integrated use of tungsten deposits in the USSR. Leningrad, 1986. pp. 36–37. In Russian

Popova Yu.A., Bychkov A.Yu., Matveyeva S.S. Behavior of lanthanides during the formation of the Svetloye deposit (Chukotka)] // Geochemistry International. 2016. V. 54 (8). pp. 732–738.

Popova Yu.A., Matveyeva S.S., Bychkov A.Yu., Tarnopol'skaya M.Ye., Bychkova Ya.V. Behavior of lanthanides during the origine of mineralized domes: an example of the Spokoininsky deposit (Transbaikalia)] // Geochemistry International. 2017. V. 55 (2). pp. 211–217.

Skurskiy M.D., Morozov F.M., Babkin A.S., Gayvoronskiy B.A., Grebennikov A.M. *Vol'framovyye rudnyye formatsii i mineral'nyye tipy rudoproyavleniy vol'frama Zabaykal'ya* [Tungsten ore formations and mineral types of ore occurrences of tungsten in Transbaikalia] // Mineralogy and geochemistry of tungsten deposits. Proceedings of the III All-Union meeting on mineralogy, geochemistry, genesis and integrated use of tungsten deposits of the USSR. Leningrad: Publishing house Leningrad. University, 1975. pp. 203–208. In Russian

Yurgenson G.A., Prokof'yev V.Yu., Kononov O.V. *Fiziko-khimicheskiye usloviya formirovaniya kamnesamotsvetnoy i redkometall'noy mineralizatsii mestorozhdeniya Sherlovaya Gora (Yugo-Vostochnoye Zabaykal'ye)* [Physical and chemical conditions for the formation of gemstone and rare-metal mineralization of the Sherlovaya Gora deposit (South-East Transbaikalia)] // XVIII All-Russian Conference on Thermobarogeochemistry, dedicated to the 100th anniversary of the birth of Professor Yuri Alexandrovich Dolgov, 1918–1993. M., September 24–28, 2018. Moscow: Publishing House of the First Moscow State Medical University. THEM. Sechenov, 2018. pp. 156–158. In Russian

Kasatkin A.V., Klopotov K.I., Plášil J. Supergene minerals of Sherlova Gora // Mineralogical Almanac, Mineral-Almanac Limited Lakewood, USA. 2014. V. 19, Is. 2. pp. 94–139.

Yurgenson G.A., Kononov O.V. Sherlova Gora: a deposit for gemstones and rare metals // Mineralogical Almanac, Mineral-Almanac Limited Lakewood, USA. 2014. V. 19, Is. 2. pp. 12–93.

Yurgenson G.A., Bychkov A.Yu., Kononov O.V., Popova J.A. REE in wolframites from Sherlova Gora gems mine (Transbaikalia, Russia) // Goldschmidt Abstracts/ 2017. pp. 4443.

Информация об авторе:

Юргенсон Г.А., доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской академии наук, Чита, Россия.
E-mail: yurgga@mail.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about the author:

Yurgenson G.A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Chief Researcher, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russia.
E-mail: yurgga@mail.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 16.05.2020; одобрена после рецензирования 21.11.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 16.05.2020; approved after reviewing 21.11.2021; accepted for publication 18.03.2022

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Научная статья

УДК 562:551.763(571.1)

doi: 10.17223/25421379/22/5

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ (ПОЛИМОРФИНИДЫ) ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Татьяна Георгиевна Ксенева

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, kseneva@ggf.tsu.ru



Аннотация. Описаны два новых вида и один подвид, а также два известных вида полиморфинид (фораминиферы). Они относятся к четырем родам, соподчиненным более высоким таксонам этой группы организмов. Эти полиморфиниды отличаются своей разной морфологией и приурочены к кампан-маастрихтским отложениям Западной Сибири.

Ключевые слова: фораминиферы, полиморфиниды, описание, четыре вида, один подвид, кампан-маастрихт, Западная Сибирь

Для цитирования: Ксенева Т.Г. Новые сведения по фораминиферам (полиморфиниды) Западной Сибири // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 77–86. doi: 10.17223/25421379/22/5

Original article

doi: 10.17223/25421379/22/5

NEW DATA ON FORAMINIFERA (POLYMORPHINIDAE) OF WESTERN SIBERIA

Tatiana G. Kseneva

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, kseneva@ggf.tsu.ru

Abstract. Family Polymorphinidae Orbigny, 1846 is one of the important group of Polymorphinida Wedekind, 1937, orde Lagenata Maslakova, 1990 subclass Foraminifera Orbigny, 1826 class. The Polymorphinidae wall of shell is secreted calcareous and differ of their intrinsity construction. Morphological criterion has laid in the base to creation of different genera and species. In this paper anther have stadied the four species and one subspecies of the three genera. The morphological criteria are peculiarities of the Polymorphinidae text. They are based on different features elaborated mainly by the anther.

In Polymorphininae Orbigny, 1846 subfamily the first time *Pseudopolymorphina maxima* Kseneva sp. nov. *Globulina singularis* Kseneva sp. nov. species and *Globulina gracilis* Cushman et *Ozawa granudiscula* Kseneva subsp. nov. subspecies are decrepitated. These Polymorphinidae have been found from the upper Campanian – Maastrichtian deposits of Gankinskaya suite the some name Horizon in Western Siberia. This suite consist of terrigenous deposits with including with calcareous materials.

This paper have two paleontological tables with describing several taxons. The typical taxons are kept in micropaleontological laboratory of Tomsk State University.

Keywords: Foraminifera, Polymorphinidae, description, four species, one subspecies, Campanian–Maastrichtian, Western Siberia

For citation: Kseneva, T.G. (2022) New data on foraminifera (polymorphinidae) of Western Siberia (Eastern Transbaikalia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 77–86. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/22/5

Введение

Впервые исследована стратиграфически важная группа фораминифер – полиморфиниды. Они часто встречаются в кампан-маастрихтских комплексах фораминифер в Западной Сибири. Их раковины отличаются большой изменчивостью морфологических признаков.

Изучение полиморфинид проводилось по фактическому материалу из большого количества (око-

ло 50) пробуренных скважин на юго-востоке Западной Сибири. Также исследованы коллекции, хранящиеся в лаборатории микропалеонтологии Сибирского палеонтологического научного центра Томского государственного университета.

Необходимость изучения данной группы фораминифер объясняется постоянным присутствием полиморфинид в кампан-маастрихтских комплексах Западной Сибири. При описании видов и подвидов этой группы фораминифер определено их

иное морфологическое строение, стратиграфическое положение и фациальная приуроченность. Благодаря этому новые таксоны отличаются от установленных ранее подобных форм, описанных В.И. Кузиной [1976] и Д. Кушманом, И. Озавой [Cushman, Ozawa, 1930].

В данной работе впервые описаны два вида и один подви́д полиморфинид из отложений ганькинской свиты одноименного горизонта.

Детальное изучение данной группы проводилось под электронным микроскопом в НИИ биологии и биофизики при Томском госуниверситете. В процессе описания новых видов и подви́дов вышеуказанного семейства появились расхождения с данными В.И. Кузиной [1976] не только в возрастном отношении, но по географическому распространению и местонахождению.

Методы

Для уточнения систематики полиморфинид использовались известные справочники: [Cushman, 1926; Cushman et Ozawa, 1930; Основы палеонтологии. Простейшие, 1959; Кузина, 1976; Loeblich, Tappan, 1964, 1988; Маслакова, 1990; Подобина, 2000, 2015; Фурсенко, 1978].

В процессе изучения новых видов и подви́дов вышеуказанного семейства появилась несогласованность не только с данными В.И. Кузиной, но и Д. Кушмана и И. Озавы в возрастном отношении, географическому распространению и местонахождению полиморфинид. В сравнении с определениями Д. Кушмана и И. Озавы, вид *Pseudopolymorphina oktaensis* Cushman et Ozawa встречен в плиоценовых отложениях Японии. Сибирский (географический) вид *Pseudopolymorphina maxima* Kseneva отличается более крупными размерами раковины, вздутыми камерами и стратиграфической приуроченностью.

В работе изложены результаты некоторых таксонов сем. Polymorphinidae Orbigny, 1839, их морфология, сравнение, систематика, распространение. Семейство Polymorphinidae охватывает группу фораминифер, отличающихся большой изменчивостью морфологических признаков. Последнее позволило установить интересные и своеобразные виды, которые имеют стратиграфическое значение в позднекампан-маастрихт-ских комплексах фораминифер Западной Сибири.

Все приводимые ниже экземпляры видов хранятся в микропалеонтологическом отделе Палеонтологического музея Томского государственного университета. Зарисовка раковин с натуры выполнена художницей О.М. Лозовой.

Описание таксонов полиморфинид

Класс Foraminifera Orbigny, 1826

Подкласс Lagenata Maslakova, 1990

Отряд Polymorphinida Wedekind, 1937

Семейство Polymorphinidae Orbigny, 1839

Polymorphinidae [Orbigny in De La Sagra, 1839, с. 131; Polymorphinidae Reuss, 1860, с. 230; Polymorphinidae Reuss, 1862, с. 79; Polymorphinidae Schwager, 1876, с. 479; Polymorphina Butschli in Bronn, 1880, с. 200; Ramulinina Lankester, 1885, с. 847; Polymorphinidae Delage and Herouand, 1896, с. 138; Ramulinidae Lister in Lankester, 1903, с. 145; Enantiomorphinidae Marie, 1941, с. 142; Polymorphinidae Loeblich, Tappan, 1964, с. 530; Polymorphinidae Loeblich, Tappan, 1988, с. 416].

Раковины полиморфинид в основном бентосные, свободно передвигающиеся, реже прикрепленные, многие из них однокамерные, асимметричные и симметричные, гетероморфные и мономорфные. Камеры чаще всего грушевидные или яйцевидные, иногда вытянутые или неправильной формы, объемлющие. Свободно передвигающиеся чаще характеризуются спирально-коническим (нередко спирально-винтовым) типом нарастания камер в двух или нескольких плоскостях. У некоторых родов (*Glandulina*, *Paradentalina*) раковины, относящиеся к мегасферической генерации, целиком однорядны (подсем. Polymorphininae). Кроме спирально-конических и спирально-винтовых раковин свободно передвигающиеся могут иметь раковины с неправильным расположением камер, соединенных столонами, или раковины с камерами, непосредственно примыкающими друг к другу (подсем. Ramulininae). Подсем. Oolininae включает однокамерные раковины с осью бесконечно большого порядка, а также двусимметричные и билатерально-симметричные формы. Прикрепленные раковины могут состоять из округлых камер, соединенных трубочками, или иметь начальную часть полиморфинидового типа, окруженную окаймляющими, ветвящимися, фланцевидными камерами (подсем. Webbinellinae). Стенка секретионная, известковая, пористая.

Устье конечное, наружная часть устьевого аппарата в виде многочисленных радиально расположенных щелей (лучистое), одной щели (щелевидное), многочисленных дырочек (ситовидное), многочисленных дырочек, окруженных по периферии тонкими радиально расположенными щелями (ситовидно-лучистое) или из многочисленных гребешковидных выростов, оканчивающихся круглыми отверстиями, реже устье простое, овальное или округлое, иногда в виде открытого конца трубки. Внутренняя часть

устьевого аппарата может быть представлена различными системами трубочек-каналцев (прямых и разветвленных) или одного канала в толще устьевого бугорка. У многих полиморфинид отмечается свободно свисающая дудка (различной формы и длины) в полость последней камеры. Стенка тонкая, радиально-лучистая, обычно блестящая или матовая, гладкая, реже с шипиками, ребрышками или трубковидными, а также бородавчатовидными выростами. Многие роды имеют фистулезные образования в области устья. Часто многокамерная раковина подсем. Polymorphininae и Guttulinae представляет собой как бы мешочек, ибо межкамерные перегородки не сохраняются, видны лишь их следы. У многих родов раковина – двух генераций (А, В), у некоторых – трех генераций (А₁, А₂, В). Нижняя пермь – современные.

Подсемейство Polymorphininae Brady, 1881

Polymorphininae [Brady, 1881, с. 44 (nom. trans. ex family Polymorphinidae Orbigny, 1839); Основы палеонтологии, 1959, с. 257; Enantiomorphinae Loeblich, Tappan, 1964, с. 298; 1988, с. 416; Guttulinae Кузина, 1973, с. 93; 1976, с. 45].

Свободноживущие. Раковина многокамерная, гетероморфная, спирально-винтовая, с двумя камерами в обороте, билатерально-симметричная, в поздней части у некоторых родов раковина становится однорядной, что наблюдается у мегалосферического поколения родов *Glandulina* и *Paradentalina*. По форме различаются следующие типы раковин: овальная, веретеновидная, ромбовидная, удлинённая. Камеры уплощенные или вздутые, объемлющие. Швы поверхностные или слегка углубленные. Наружная часть устьевого аппарата может быть лучистая, ситовидная, ситовидно-лучистая, гребешковидная, внутренняя часть – в виде трубочек-каналцев, расположенных в толще стекловидного устьевого бугорка, со свободно свисающей дудкой в полость камеры или без нее. Стенка гладкая, блестящая, тонкопористая. У некоторых родов различаются камеры (А, В). Триас – современные.

В результате детального изучения морфологии раковин полиморфинин впервые выявлены особенности строения пористости и устьевого аппарата, послужившие дополнением к характеристике родов и более низких таксонов (видов, подвидов). Установлена таксономическая роль устьевого аппарата, дана классификация устья полиморфинид, причем в некоторых случаях выявлено, что в филогенезе устьевой аппарат претерпевает изменения от более сложного к более простому. Сокращение количества щелей до одной можно рассматривать как пример концепции олигомеризации В.А. Догеля.

Под *Pseudopolymorphina* Cushman et Ozawa, 1928

Pseudopolymorphina [Cushman, Ozawa, 1928, с. 15; 1930, с. 89; Даин и др., 1959, с. 257–264; Основы палеонтологии, 1959, с. 259; Loeblich, Tappan, 1964, с. 533; 1988, с. 417; Кузина, 1976, с. 92].

Типовой вид – *Pseudopolymorphina hanzawai* Cushman et Ozawa, 1928, с. 16. Япония (о. Садо); плиоцен.

Описание. Раковина удлинённая, слабо сдавленная. Нарастание камер в начальной части раковины, как у рода *Quinqueloculina* (под углом 72°), пятирядное, позднее становится двухрядным. Камеры слабо объемлющие. Швы вдавленные, отчетливые, узкие. Наружная часть устьевого аппарата в виде радиально расположенных щелей, внутренняя представлена каналом, находящимся в толще стекловидного вещества устьевого бугорка и расчленяющимся в самой верхней части на несколько каналцев. Стенка матовая желтоватого цвета, известковистая, тонкая, мелкопористая.

Распространение и возраст. Западная Европа, Русская плита, Америка, Япония, Австралия, Западная Сибирь; юра – современные.

Pseudopolymorphina maxima Kseneva sp. nov.

Табл. I, II, фиг. 2 а, б; 1а (см. табл. 1)

Голотип № 2085 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 83, гл. 220,0 м; верхний кампан, ганькинский горизонт, зона с *Cibicidoides primus*.

Паратип № 2086 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 83, гл. 207,0 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона со *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Материал. Десять раковин различной сохранности.

Диагноз. Раковина крупная, удлинённо-овальная. Камеры нарастают двухрядно. В каждом ряду по три крупных широких камеры. Высота камер почти равна ширине. Швы отчетливые, слегка углубленные. Устье радиально-лучистое. Стенка желтоватого цвета, толстая.

Описание. Раковина крупных размеров, удлинённо-овальная, вздутая, с округлым начальным и слабо суженным устьевым концом, поперечное сечение овальное, периферический край закругленный.

Таблица 1

Размеры, мм

Table 1

Sizes, mm

№ экземпляра	Длина	Ширина	Толщина	Ширина камеры	Камера
Голотип 2085	1,5	0,65	0,60	0,17	5
Паратип 2086	1,3	0,53	0,50	0,12	5
Экземпляр 2087	1,15	0,48	0,45	0,09	5

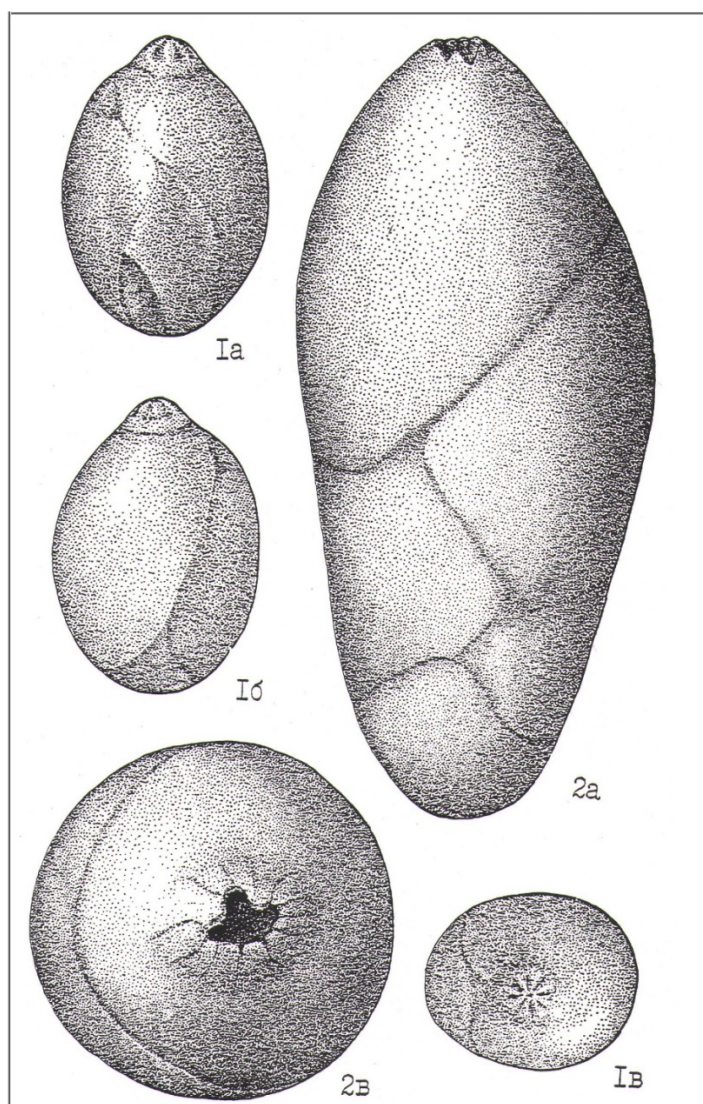
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ТАБЛИЦЫ I, II

Рисунки фораминифер с натуры выполнены художницей О.М. Лозовой. Экземпляры раковин хранятся в лаборатории микропалеонтологии Сибирского палеонтологического научного центра Томского государственного университета

Paleontological tables I, II

The artist O.M. Lozova made drawings of foraminifera from nature. Copies of the shells are stored in the laboratory of micropaleontology of the Siberian Paleontological Research Center of Tomsk State University

ТАБЛИЦА I



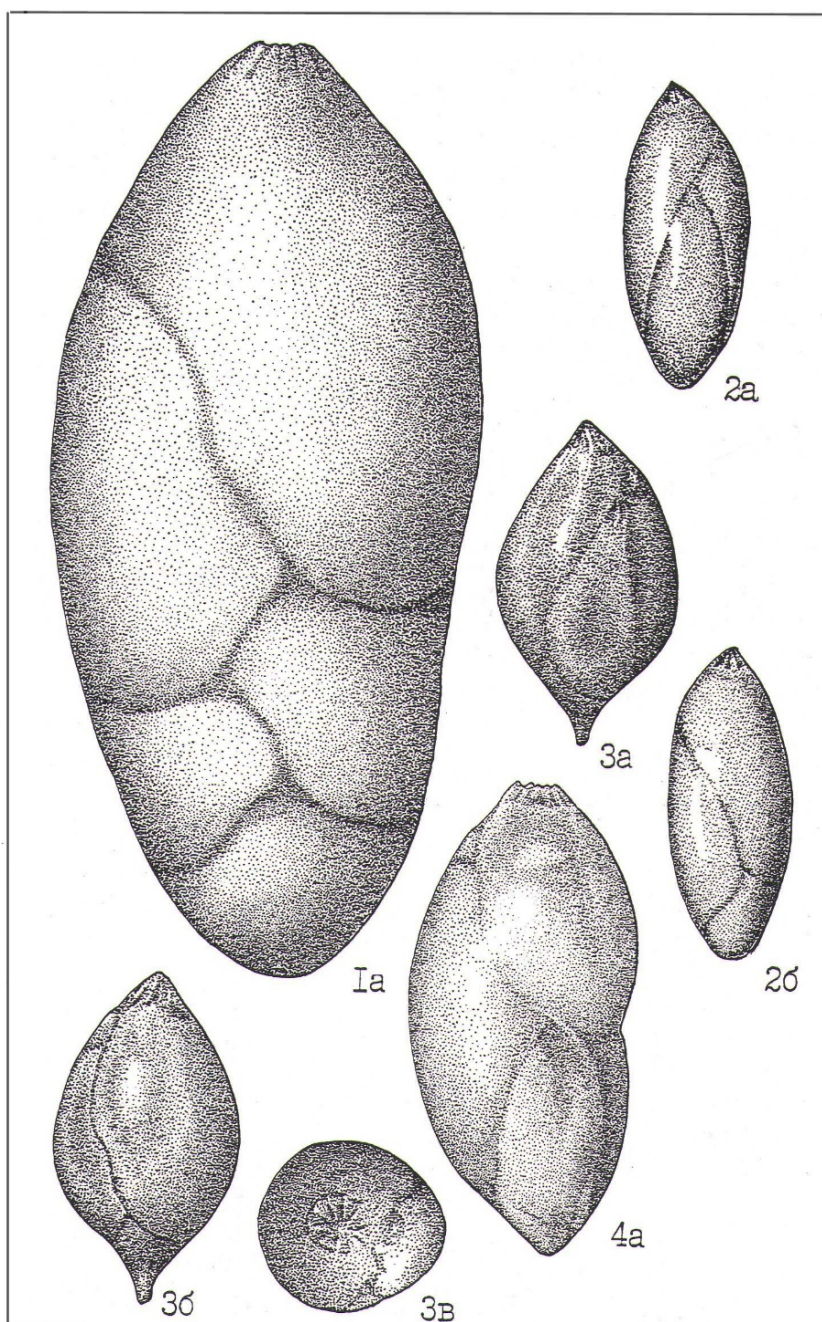
а, б – вид с боковых сторон; в – вид со стороны устья
а, б – side view; в – view from the aperture

Фиг. 1. *Sigmoidella acutata* (Kusina)

Оригинал № 2095. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 37, гл. 234,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт; x80

Фиг. 2. *Pseudopolymorphina maxima* Kseneva sp. nov.

Голотип № 2085. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 83, гл. 220,0 м; ганькинский горизонт, кампан; x80



а, б – вид с боковых сторон; в – вид со стороны устья
а, б – side view; в – view from the aperture

Фиг. 1. *Pseudopolymorphina maxima* Kseneva sp. nov.

Паратип № 2086. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 83, гл. 207,0 м; ганькинский горизонт, кампан; x80

Фиг. 2. *Globulina singularis* Kseneva sp. nov.

Голотип № 2022. Западная Сибирь, Томская область, Сенькинский отряд, скв. 28, гл. 253,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт; x80

Фиг. 3. *Globulina raketa* Kusina

Оригинал № 2096. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 52, гл. 266,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт; x80

Фиг. 4. *Globulina gracilis* Cushman et Ozawa *granudiscula* Kseneva subsp. nov.

Голотип № 2082. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 83, гл. 212,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт; x80

С обеих сторон видно пять камер, начальная камера крупная, округлая, последующие камеры широко-трапециевидные (высота их почти не превышает ширину). Последняя камера удлинено-овальная, занимает 1/3 высоты всей раковины. Швы слабо углубленные, четкие, слегка изогнутые. Наружная часть устьевого аппарата в виде немногочисленных радиально расположенных щелей. Стенка желтоватого цвета, гладкая, толстая, мелкопористая.

Изменчивость проявляется в форме и размерах раковины, форме камер.

Сравнение. Наиболее близкий вид *Pseudopolymorphina okuwaensis* Cushman et Ozawa, выделенный Д. Кушманом и И. Озавой [Cushman, Ozawa, 1930] из плиоценовых отложений Японии. Описываемый сибирский вид отличается более крупными размерами раковины. Наиб. Д – 1,5 против 1,10 мм; наиб. Ш – 0,65 против 0,50 мм; Т – 0,60 против 0,27 мм. Камеры вздутые и более крупные у описываемого вида.

Распространение и возраст. Западно-Сибирская плита; ганькинский горизонт, верхний кампан, нижний маастрихт.

Местонахождение. Томская область: бассейны рек Парбиг, Парабели.

Род *Sigmoidella* Cushman et Ozawa, 1928

Sigmoidella [Cushman, Ozawa, 1928, с. 18, 1930, р. 140; Даин и др., 1959, с. 231; Loeblich, Tappan, 1964, с. 533; 1988, с. 421]

Типовой вид – *Sigmoidella kagaensis* Cushman, Ozawa, 1928, с. 19. Япония; плиоцен.

Описание. Раковина миндалевидная, несколько сдавленная, с сигмоидальным расположением изогнутых камер, доходящих до ее основания таким образом, что две последние перекрывают более ранние. Швы вдавленные или поверхностные. Наружная часть устьевого аппарата представлена многочисленными, радиально расположенными щелями, внутренняя может быть в виде спускающейся дудки.

Распространение и возраст. Япония, Индонезия, Новая Зеландия, Северная Америка, Русская плита; верхний мел, средний эоцен, третичные отложения.

Sigmoidella acutata (Kusina), 1964

Табл. II, фиг. 1а, б, в

Guttulina (Sigmoidina) acutata [Субботина и др., 1964, с. 226, табл. 8, фиг. 3а–в; 4а–в; Кузина, 1976, с. 95].

Голотип № 519/90 в коллекции ВНИГРИ. Челябинская область (Дуванкуль, скв. 41, гл. 200,0 м); маастрихт, ганькинский горизонт.

Оригинал № 2095 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 37, гл. 234,0 м; верхний маастрихт, ганькинский горизонт, зона со *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*.

Материал. Около 10 раковин хорошей сохранности.

Краткое описание. Раковина овальная, вытянутая, левая сторона плоская, правая выпуклая. На правой стороне обычно видно 3–4 камеры, на левой – 2–3. Сечение неправильно треугольное. Основание раковины составляют две долькообразные камеры. Наибольшая ширина раковины – в ее нижней части. Периферический край от слегка угловатого до приостренного. Устье лучистое, конец устья вытянут. Стенка гладкая, очень тонкая, блестящая.

Размеры голотипа, мм: В – 0,30; Ш – 0,10; Т – 0,16; оригинала: В – 0,44; Ш – 0,28; Т – 0,14.

Изменчивость. Изменчивыми признаками являются размеры раковины в пределах: В – 0,23–0,58 мм; Ш – 0,16–0,34 мм; Т – 0,12–0,29 мм; форма и сам характер раковины в зависимости от возраста особи. Раковины молодые – овальные, сечение у них треугольное. Раковины более взрослые, с большим количеством камер, приобретают гроздевидный характер, сечение неправильно крестообразное. Характер периферического края от слегка угловатого до острого.

Сравнение. Из близких видов можно указать: *G. (Sigmoidella) pacifica* Cushman et Ozawa и *G. (Sigmoidella) silvestri* Cushman et Ozawa. От *G. (Sigmoidella) pacifica* Cushman et Ozawa (1928), описан Д. Кушманом и И. Озавой [Cushman et Ozawa, 1929] из Китайского моря у берегов острова Тайвань (Формоза) и от экземпляров этого же вида нижнего миоцена Камчатки и в миоценовых отложениях Северного Сахалина сибирские экземпляры отличаются меньшими размерами, менее удлиненной формой раковины и камер, более заостренным периферическим краем.

От *G. (Sigmoidella) silvestri* (Cushman et Ozawa, 1930) из миоцена Австралии отличаются меньшими размерами, менее округлой формой раковины, более четкими швами.

Распространение и возраст. Западная Сибирь; ганькинский горизонт, маастрихт.

Местонахождение. Северо-Казахстанская, Челябинская, Свердловская, Кустанайская, Томская области.

Род *Globulina* Orbigny, 1839

Guttulina (Globulina) [Orbigny, 1839, с. 134; Polymorphina: Orbigny, 1826, с. 266; Aulostomella:

Alth, 1850, с. 263; Globulotula: Collins, 1958, с. 385; Tobolia: Dain, 1958, с. 40; Loeblich, Tappan, 1964, с. 530; 1988, с. 419; Кузина, 1976, с. 99].

Типовой вид – *Polymorphina (Globulina) gibba* Orb., 1826, с. 266. Австрия; миоцен.

Описание. Раковина округлая, близкая к шаровидной, овальная или яйцевидная, с укороченной осью навивания, нарастание камер спирально-коническое, трех–пятирядное, все камеры нарастают вблизи основания раковины под углом 120–144°. Камеры сильнообъемлющие, поверхность раковины обычно гладкая, реже покрыта шипиками, ребрышками. Швы тонкие, поверхностные или слабо углубленные. Наружная часть устьевого аппарата может быть лучистая, щелевидная, ситовидная, внутренняя – в виде систем трубочек, находящихся в толще стекловидного вещества, устьевого бугорка или дудки, свободно свисающей в полость последней камеры. Отмечаются формы с фистулезными образованиями. Стенка беловато-желтоватого цвета, известковистая, блестящая, тонкая, прозрачная, мелкопористая.

Распространение и возраст. Западная и Центральная Европа, Русская плита, Западно-Сибирская равнина; юра – современные.

Globulina singularis Kseneva sp. nov.

Табл. II, фиг. 2а, б (см. табл. 2)

Голотип № 2022 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парабели (Сенькинский отряд), скв. 28, гл. 253,0 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона со

Spiroplectamina variabilis, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Паратип № 2023 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Васюган (Васюганский отряд), скв. 4-м, гл. 232,0 м; верхний маастрихт, ганькинский горизонт, зона со *Spiroplectamin kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*.

Материал. Шесть раковин хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина средних размеров, удлинено-овальная с заостренным устьевым концом, уплощенная, гладкая, спирально-винтовая, состоящая из 5–6 вздутых несколько объемлющих камер, расположенных по типу *Quinqueloculina* (под углом 72°). Швы отчетливые, узкие, углубленные. Устье лучистое, эллипсовидное на заостренном конце последней камеры.

Описание. Раковина средней величины, удлиненно-овальная с заостренным устьевым концом, овальная в поперечном сечении, слегка сжатая с боковых сторон, спирально-винтовая, насчитывающая 5–6 вздутых, несколько объемлющих камер с гладкой поверхностью, расположенных по типу *Quinqueloculina* (под углом 72°). Камеры объемлют друг друга со стороны устья таким образом, что поверхность раковины становится почти ровной. Швы отчетливые, узкие, углубленные, расположенные под острым углом к продольной оси. Заостренный конец последней камеры несет лучистое, эллипсовидное устье. Подобное же устье четко вырисовывается у предпоследней камеры. Стенка раковины беловато-серая или желтоватая, прозрачная, тонкая, тонкопористая, однослойная с радиально-лучистым строением.

Таблица 2

Размеры, мм

Table 2

Sizes, mm

№ экземпляра	Длина	Ширина	Толщина	Ширина камеры	Камера
Голотип 2022	0,83	0,3	0,28	0,1	5
Паратип 2023	0,48	0,25	0,22	0,2	5
Экземпляр 2024	0,63	0,20	0,17	0,05	6
Экземпляр 2025	0,70	0,32	0,30	0,08	6

Изменчивость проявляется в вариации общих размеров раковины и начальной камеры, в степени вздутости камер.

Сравнение. Наиболее близким видом является *Globulina oolithica* (Terquem), выделенная О. Терквиемом (Terquem, 1874) из юрских отложений Франции. Описываемый вид отличается более овальной формой раковины, большим количеством вздутых камер (5–6 против 3). Устье имеет эллипсовидную форму.

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, маастрихт.

Местонахождение. Томская область: бассейны рек Парабелы, Васюгана.

Globulina raketa Kusina, 1964

Табл. II, фиг. 3а, б, в

Globulina raketa [Кузина, 1964, с. 234, табл. 50, фиг. 3а–в; 1976, табл. 18, рис. 8].

Голотип № 519/91 в коллекции ВНИГРИ. Западно-Сибирская равнина, Тюменская область, Лузинкино; верхний мел, маастрихт.

Оригинал № 2096 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 52, гл. 266,0 м; верхний маастрихт, ганькинский горизонт, зона со *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*.

Размеры голотипа, мм: В – 0,41; Ш – 0,23; Т – 0,18.

Размеры оригинала, мм: В – 0,52; Ш – 0,30; Т – 0,27.

Материал. Несколько раковин хорошей сохранности.

Описание. Раковина яйцевидная, с шипом, в сечении овальная. Камеры удлиненные, немногочисленные, все достигают основания. На одной стороне 3–4 (чаще 3) камеры, на другой – 2–3. С начальной части раковины первая камера имеет округлую форму, последующие неправильно-дольковидную или серповидную. Швы отчетливые, тонкие, слегка углубленные, почти поверхностные. Наружная часть устьевого аппарата в виде многочисленных тонких радиально расположенных щелей. Во внутреннюю полость последней камеры устье открывается маленьким круглым отверстием. Особенностью этого вида являются удлиненные камеры, у которых устья трех последних камер сходятся почти в одной точке. Стенка гладкая, очень тонкая.

Изменчивость. К изменчивым признакам можно отнести величину прозрачного шипа, характер поперечного сечения и размеры раковины.

Сравнение. Близкими видами являются *Guttulina caudata* Orb., современные особи которой известны из Адриатического моря, а ископаемые – из третичных отложений Франции и Италии и *G. adhaerens* (Olszewski) var. *cuspidata* Cushman et Ozawa (1930) из меловых отложений Англии. Однако у *G. caudata* Orb. раковина неправильно-овальная, с наибольшей шириной посередине. У *G. caudata* (Orb.) больше камер и иной характер их нарастания. Устье третьей камеры находится в центре многокамерной (правой) стороны. У *G. raketa* Kusina меньше камер, устья трех последних камер сходятся почти в одной точке. От *G. adhaerens* (Olszewski) var. *cuspidata* Cushman et Ozawa сибирские особи *G. raketa* отличаются формой, толщиной раковины, характером нарастания камер. Сибирские формы более удлиненные, веретеновидные, менее толстые.

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, маастрихт.

Местонахождение. Тюменская, Свердловская, Томская области.

***Globulina gracialis* Cushman et Ozawa, 1930**

Globulina gracialis [Cushman et Ozawa, 1930, с. 71, табл. 15, фиг. 6, 7].

Голотип № 11456 из коллекционного материала Д. Кушмана, И. Озавы [Cushman et Ozawa, 1930]. Канада; плейстоцен.

Описание. Раковина веретеновидная, слегка заостренная больше у основания, чем у устьевого конца. Камеры более или менее вздутые, удлиненные, объемлющие, расположенные по часовой стрелке, почти трехрядного строения, каждая последующая камера немного отделяется от основания, часто имеет дополнительную камеру, одетую на раковины сверху; швы слегка углубленные, отчетливые. Устье лучистое. Стенка гладкая, тонкая, почти прозрачная, мелкопористая.

Размеры голотипа, мм: Д – 0,30–0,45 мм; Ш – 0,14–0,22 мм; Т – 0,12–0,18 мм.

Изменчивость выражена в колебаниях общих размеров раковины.

Сравнение. Сходство проявляется с видом *Globulina minuta* (Roemer) [Cushman et Ozawa, 1930] из третичных отложений Европы, но камеры у этого вида расположены против часовой стрелки. Подобно описываемому виду у некоторых экземпляров *Globulina minuta* (Roemer) наблюдается приустьевая камера, постоянно вздутая и одета в виде капюшона сверху на раковину.

Распространение и возраст. Плейстоценовые отложения Канады, США.

***Globulina gracilis* Cushman et Ozawa subsp. *grandiscula*^{*)} Kseneva subsp. nov.**

Табл. II, фиг. 4а (см. табл. 3)

Голотип подвида № 2082 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 83, гл. 212,0 м; ганькинский горизонт, нижний маастрихт, зона со *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Паратип № 2083 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 83, гл. 201,0 м, нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона со *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Материал. Единичные раковины хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина крупная, веретеновидная. Пять камер, вздутые, удлиненные, объемлющие. Швы углубленные, отчетливые. Устье лучистое с округлым отверстием.

Описание. Раковина крупная, веретеновидная, слегка заостренная больше у основания, чем у устьевого конца. Пять камер, вздутые, удлиненные, объемлющие, близки к трехрядному строению.

Таблица 3

Размеры, мм

Table 3

Sizes, mm

Длина	Ширина	Толщина	Ширина камеры	Камера	Длина
Голотип 2082	0,80	0,40	0,32	0,07	5
Паратип 2083	0,65	0,35	0,27	0,06	5
Экземпляр 2084	0,62	0,30	0,25	0,06	5

Часто имеет дополнительную камеру, надетую на раковину сверху, швы углубленные, отчетливые. Наружная часть устьевого аппарата представлена немногочисленными широкими радиально расположенными щелями. Устье открывается в полость последней камеры округлым отверстием. Стенка беловато-серая, гладкая, тонкая, мелкопористая.

Изменчивость проявляется в размерах раковины и начальной камеры.

Сравнение. Наиболее близким видом является *Globulina gracialis* Cushman et Ozawa, выделенный

Д. Кушманом и И. Озавой [Cushman, Ozawa, 1930] из плейстоценовых отложений Канады. Описываемый подвид отличается большими размерами раковины. Наиб. Д – 0,80 против 0,45 мм; наиб. Ш – 0,40 против 0,22 мм; наиб. Т – 0,32 против 0,18 мм.

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, маастрихт.

Местонахождение. Томская область: бассейн р. Парбиг.

Список источников

- Кузина В.И. Фораминиферы семейства Polymorphinidae СССР. Л. : Недра, 1976. 191 с.
- Основы палеонтологии. Простейшие / под ред. Д.М. Раузер-Черноусовой, А.В. Фурсенко. М. : Изд-во АН СССР, 1959. С. 115–338.
- Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 2000. 388 с., 80 палеонт. табл.
- Подобина В.М. Система фораминифер (высшие таксоны). Томск : Издательский Дом ТГУ, 2015. 172 с., 47 палеонт. табл.
- Маслакова Н.И. Критерии выделения высших таксонов фораминифер // Систематика и филогения беспозвоночных / под ред. В.В. Меннера. М. : Наука, 1990. С. 22–27.
- Фурсенко А.В. Введение в изучение фораминифер // Труды ИГиГ СО РАН. Новосибирск : Наука, 1978. Вып. 391. 242 с.
- Cushman J.A. The foraminifera of the Velasco shale of the Tampico Embayment // Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol. 1926. V. 10. P. 581–612. Pl. 15–21.
- Cushman J.A., Ozawa Y. A monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae recent and fossil // Proc. U.S. Nat. Mus. 1930. V. 77. P. 1–195.
- Loeblich A., Tappan H. Treatise on Invertebrate Paleontology // Pt. C., Protista 2, Sarcodina, chiefly «Thecamoebians» and Foraminiferida. 1964. V. 2. P. 511–900.
- Loeblich A., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1988. P. 416–429.

References

- Kuzina V.I. Foraminifery semeystva Polymorphinidae SSSR [Foraminifers of the family Polymorphinidae of the USSR]. Leningrad: Nedra, 1976. 191 p. In Russian
- Osnovy paleologii. Prosteyskiye [Fundamentals of paleontology] / Pod red. D.M. Rauzer-Chernousovoy, A.V. Fursenko. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1959. pp. 115–338. In Russian
- Podobina V.M. Foraminifery i biostratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri [Foraminifers and Biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo NTL, 2000. 388 p., 80 paleont. tabl. In Russian
- Podobina V.M. Sistema foraminifer (vysskiye taksony) [Foraminiferal system (higher taxa)]. Tomsk: Izdatel'skiy Dom TGU, 2015. 172 p., 47 paleont. tabl. In Russian
- Maslakova N.I. Kriterii vydeleniya vysshikh taksonov foraminifer [Criteria for the identification of higher taxa of foraminifera] // Sistematika i filogeniya bespozvonochnykh / pod red. V.V. Mennera. Moscow : Nauka, 1990. pp. 22–27. In Russian
- Fursenko A.V. Vvedeniye v izucheniye foraminifer [Introduction to the study of foraminifera] // Trudy IGiG SO RAN. Novosibirsk: Nauka, 1978. Vyp. 391. 242 p. In Russian
- Cushman J.A. The foraminifera of the Velasco shale of the Tampico Embayment // Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol. 1926. V. 10. pp. 581–612. Pl. 15–21.
- Cushman J.A., Ozawa Y. A monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae recent and fossil // Proc. U.S. Nat. Mus. 1930. V. 77. pp. 1–195.
- Loeblich A., Tappan H. Treatise on Invertebrate Paleontology // Pt. C., Protista 2, Sarcodina, chiefly «Thecamoebians» and Foraminiferida. 1964. V. 2. pp. 511–900.

Loeblich A., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1988. pp. 416–429.

Информация об авторе:

Ксенева Т.Г., кандидат геолого-минералогических наук, лаборатория микропалеонтологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: kseneva@ggf.tsu.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about the author:

Kseneva T.G., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Laboratory of micropaleontology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: kseneva@ggf.tsu.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 13.02.2021; одобрена после рецензирования 10.12.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 13.02.2021; approved after reviewing 10.12.2021; accepted for publication 18.03.2022

Научная статья
УДК 569.3+551.442
doi: 10.17223/25421379/22/6

ПЕЩЕРА ЗАПОВЕДНАЯ – НОВОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЙ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЕ (ЮЖНАЯ СИБИРЬ)



Дмитрий Геннадьевич Маликов¹, Алёна Михайловна Митченко²

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия, dgmalikov@igm.nsc.ru

² Абаканский клуб спелеологов, Абакан, Россия, Alena180892@yandex.ru

Аннотация. Изучено новое пещерное местонахождение ископаемых млекопитающих на территории Минусинской котловины. На протяжении плейстоцена и голоцена пещера, вероятно, использовалась лисами и барсуками в качестве жилища. В плейстоцене пещеру иногда использовали пещерные гиены, а в голоцене – люди. В результате деятельности хищников и людей в пещере накопились остатки 6 видов голоценовых и 13 видов плейстоценовых млекопитающих. Ассоциация голоценовых остатков датируется суббореальным периодом голоцена. Плейстоценовая фауна пещеры может быть датирована первой половиной сартанского времени, возможно, часть материалов имеет каргинский возраст.

Ключевые слова: мамонтовая фауна, плейстоценовая и голоценовая фауна, пещера, Минусинская котловина, Республика Хакасия

Источник финансирования: сбор материала и радиоуглеродное датирование выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и гранта РФФИ № 18-35-00118. Обобщение данных и анализ фауны проведены в рамках гранта РНФ № 21-77-00029, <https://rscf.ru/project/21-77-00029/>.

Для цитирования: Маликов Д.Г., Митченко А.М. Пещера Заповедная – новое местонахождение плейстоцен-голоценовой фауны млекопитающих в Минусинской котловине (Южная Сибирь) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 87–97. doi: 10.17223/25421379/22/6

Original article
doi: 10.17223/25421379/22/6

ZAPOVEDNAYA CAVE – THE NEW LOCATION OF PLEISTOCENE AND HOLOCENE MAMMALS FAUNA IN MINUSINSK DEPRESSION (SOUTHERN SIBERIA)

Dmitriy G. Malikov¹, Alena M. Mitchenko²

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia, dgmalikov@igm.nsc.ru

² Abakan club of speleologists, Abakan, Russia, Alena180892@yandex.ru

Abstract. A new cave location of fossil mammals in the Minusinsk depression has been found and studied. The Zapovednaya cave is located in the northwestern part of the South Minusinsk basin, in the Ust-Abakany district of the Republic of Khakassia. Zapovednaya cave is the second cave location of Pleistocene mammals in the South Minusinsk basin. An exploration pit made in the cave, exposing cave deposits containing faunal remains. The two faunal groups was found in this locality: Pleistocene and Holocene. The association of Holocene remains dates from the Subboreal period of Holocene. The Pleistocene fauna of the cave can be dated to the first half of the Sartanian age, perhaps some of the materials are older and have a Karginian age. The age of both faunas is confirmed by radiocarbon dating from mammalian bones and wood. During the Pleistocene and Holocene, the cave was probably used by foxes and badgers as dwellings. In the Pleistocene, sometimes the cave was used by cave hyenas, and in the Holocene, people. As a result of the activity of predators and humans, the remains of 6 species of Holocene and 13 species of Pleistocene mammals have accumulated in the cave. The Holocene fauna is represented by gophers, marmots, foxes, horses, cattle and small cattle. The Pleistocene fauna is represented by *Spermophilus undulatus*, *Marmota baibacina*, *Vulpes vulpes*, *Ursus arctos*, *Martes zibellina*, *Mustela* sp., *Meles leucurus*, *Crocota spelaea*, *Equus* sp., *Megaloceros giganteus*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica* and *Capra sibirica*. In both the Pleistocene and Holocene complexes, the largest number of remains belongs to the marmot, this fact confirms that the foxes lived in this cave. Of greatest interest are *Ursus arctos*, *Martes zibellina*, *Meles leucurus*, and *Megaloceros giganteus* whose remains are practically not found in the Pleistocene localities of the region. Radiocarbon dating from the antler of a giant deer confirms its distribution in the region during the end of the Late Pleistocene. The Pleistocene fauna of the Zapovednaya cave is most similar to the fauna from the Arheologicheskaya and Fanatikov caves. Both

the Holocene and Pleistocene fauna of this cave are represented mainly by steppe mammals – marmot, saiga antelope and horse. In addition to steppe species, there are forest (*Martes zibellina*) and rocky (*Capra sibirica*) species, but their remains are represented by single bones. Thus, the faunal data make it possible to reconstruct the predominantly open biomes in the vicinity of the Zapovednaya cave in the Late Pleistocene.

Keywords: mammoth fauna, Pleistocene and Holocene fauna, cave, Minusinsk depression, Republic of Khakassia

Source of financing: The materials were collected and radiocarbon dating were carried out within State assignment of IGM SB RAS and was funded by the Russian Foundation for Basic Research project No. 18-35-00118. Generalization of data and fauna analysis were carried out within the framework of the Russian Science Foundation grant No. 21-77-00029, <https://rscf.ru/project/21-77-00029/>.

For citation: Malikov, D.G. & Mitchenko, A.M. (2022) Zapovednaya cave – the new location of pleistocene and holocene mammals fauna in Minusinsk depression (Southern Siberia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. 87–97. doi: 10.17223/25421379/22/6

Введение

Пещеры являются уникальным типом тафоценозов, содержащим часто наиболее представительные в видовом отношении ассоциации костных остатков плейстоценовой фауны. Именно в пещерах содержится наибольший процент остатков хищных млекопитающих, практически не встречающихся в тафоценозах других типов. К примеру, в крупных многовидовых аллювиальных местонахождениях Западно-Сибирской равнины, содержащих наиболее богатые фаунистические коллекции, остатки хищников составляют 1,1–2,4 % от общего количества остатков [Shpansky et al., 2016; Васильев и др., 2019], тогда как во многих пещерах Алтае-Саянской горной области хищные млекопитающие составляют большую часть фаунистических остатков [Деревянко и др., 2003; Косинцев, Васильев, 2009]. К настоящему времени на юге Сибири лучше всего изученными являются пещеры Алтайской спелеопровинции (рис. 1, А). Изучению ископаемой фауны и археологических материалов пещер Алтайской спелеопровинции посвящены не только многочисленные статьи, но и обобщающие монографии [Деревянко и др., 2003; Деревянко и др., 2018]. Пещеры Салаиро-Кузнецкой, Тувинско-Западно-Саянской и Восточно-Саянской спелеопровинций исследованы в гораздо меньшей степени. В пределах этих провинций больше всего пещер сосредоточено в спелеообластях Манско-Енисейской, Кузнецкого Алатау и Горной Шории [Атлас..., 2019].

На территории Республики Хакасия насчитывается более 90 карстовых пещер и полостей, большая часть которых расположена в Кузнецком Алатау. Несмотря на такое обилие пещер, менее 30 % из них имеют палеофаунистическую характеристику [Оводов, 2009]. Наиболее существенный вклад в изучение плейстоценовой фауны из пещерных тафоценозов региона внес Н.Д. Оводов, который за более чем 50 лет научной деятельности изучил палеонтологические материалы из многих пещер региона [Ово-

дов, 2009]. Однако, кроме приведения видового состава и соотношения остатков, а также возрастной интерпретации остатков на основании единичных ¹⁴C-датировок или на основании характера фауны (плейстоценовая/голоценовая), других данных о характере фаун из этих пещер практически нет. Из всех пещер региона детальное геологическое строение изучено лишь для грота Двуглазка [Абрамова, 1985]. Отложения грота Проскуракова также охарактеризованы [Оводов и др., 1992], но менее детально, чем в Двуглазке. В остальных случаях отложения, заполняющие пещеры, практически не охарактеризованы, что в известной степени затрудняет исследования и анализ фауны из этих местонахождений.

В предлагаемой работе приводится описание нового пещерного местонахождения в Южно-Минусинской впадине, содержащего остатки млекопитающих позднего плейстоцена и голоцена. Приведены описание геологического строения отложений пещеры, стратиграфическая интерпретация и фаунистическая характеристика. Заповедная открыта и впервые обследована «Абаканским клубом спелеологов», отложения изучены Д.Г. Маликовым по шурфу, заложенному в центральной галерее пещеры.

Материал и методы

Костные остатки крупных млекопитающих получены в ходе раскопок разведочного шурфа в центральной галерее пещеры. В общей сложности было изучено 126 костных остатков (табл. 1). Полученный материал передан на хранение в коллекцию Хакасского национального краеведческого музея им. Л.Р. Кызласова. Сходство местонахождений оценивалось кластерным анализом с использованием метода минимальной дисперсии Уорда и методом невзвешенного попарного среднего, выполненным с использованием программного обеспечения Past версии 4.04 [Hammer et al., 2001].

Радиоуглеродное датирование проведено по фракциям коллагена (кость) и целлюлозы (древеси-

на) бензольно-сцинтилляционным методом в ИГМ СО РАН. Для пробоподготовки образцов применялась кислотно-щелочно-кислотная методика [Арсланов и др., 1968] с последующим пиролизом полученного материала. Уголь использовался для приготовления счетного препарата – бензола.

нов и др., 1968] с последующим пиролизом полученного материала. Уголь использовался для приготовления счетного препарата – бензола.

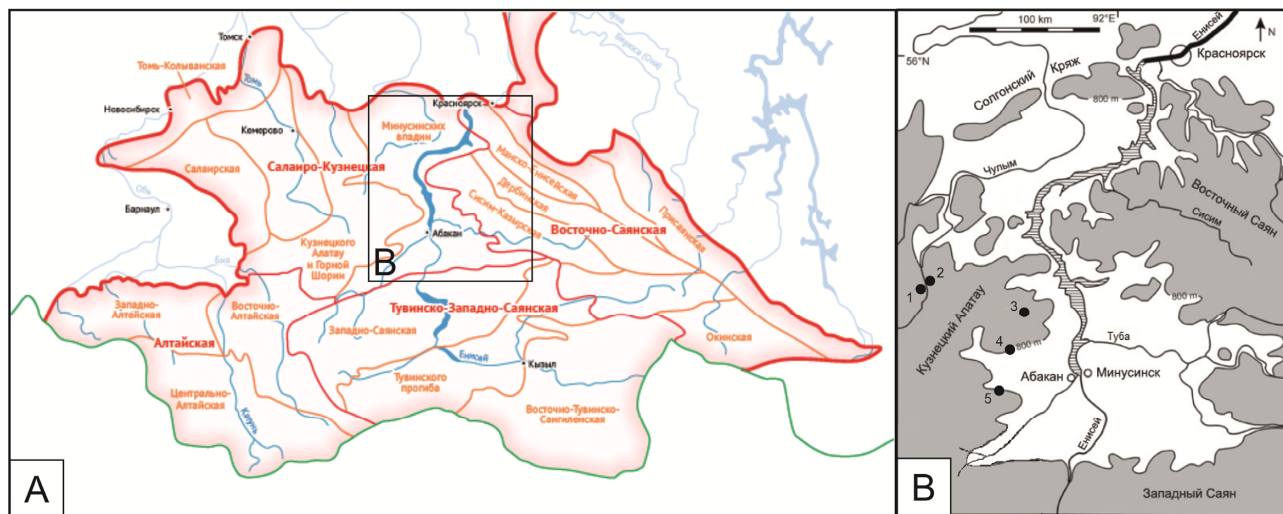


Рис. 1. Местоположение Минусинской котловины в пределах Алтае-Саянской спелеологической страны [Атлас..., 2019] (А). Наиболее крупные пещерные местонахождения ископаемой фауны в горном обрамлении Минусинской котловины (В)

Местонахождения: 1 – Пещера Археологическая; 2 – Гроты Тохзасский и Проскурякова; 3 – Грот Двуглазка; 4 – Пещера Заповедная; 5 – Пещера Фанатиков

Fig. 1. Location of the Minusinsk depression within the Altai-Sayan speleological country [Atlas..., 2019] (A).

The largest fossil fauna cave localities in the mountain frame of the Minusinsk depression (B)

The name of locations: 1 – Arheologicheskaya cave; 2 – Tohzaskij and Proskuryakov grotto; 3 – Dvuglazka grotto; 4 – Zapovednaya cave; 5 – Fanatikov cave

Таблица 1

Фаунистические остатки млекопитающих из пещеры Заповедная

Table 1

List of mammals remains from the Zapovednaya cave

Вид	Голоцен (слой 4)	Плейстоцен (слои 5 и 6)
<i>Spermophilus undulatus</i> Pallas, 1778	5	3
<i>Marmota baibacina</i> Kastschenko, 1899	26	15
<i>Vulpes vulpes</i> L., 1758	3	7
<i>Ursus arctos</i> L., 1758		3
<i>Martes zibellina</i> L., 1758		2
<i>Mustela</i> sp.		1
<i>Meles leucurus</i> Hodgson, 1847		8
<i>Crocuta spelaea</i> Goldfuss, 1823		3
<i>Equus</i> sp.	18	7
<i>Megaloceros giganteus</i> Blumenbach, 1803		2
Крупный рогатый скот (КРС)	3	
<i>Bison priscus</i> Bojanus, 1827		2
<i>Saiga tatarica</i> L., 1766		11
Мелкий рогатый скот (МРС)	5	
<i>Capra sibirica</i> Pallas, 1776		2

Определение остаточной активности углерода выполнено на ультранизкофоновом жидко-сцинтилляционном спектрометре-радиометре QUANTULUS-1220 (Wallac, Финляндия). Для расчета возраста использовался период полураспада ^{14}C равный 5 570 лет, возраст рассчитан от 1950 г. Радиоугле-

родные даты были откалиброваны по 2σ с использованием программы OxCal 4.4 (<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>) с набором калибровочных данных IntCal20 [Reimer et al., 2020]. В статье представлены как радиоуглеродные (BP), так и калиброванные датировки (cal BP).

Геолого-географическая характеристика местонахождения

Пещера Заповедная относится к Сагархайнскому спелеоучастку, вход расположен под скальным обнажением в верхней четверти западного склона хребта (N 53°54', E 90°36'), ограничивающего Сорный лог, который выходит в Камызякскую степь (рис. 1, В). Вход находится на абсолютной отметке 845 м, относительная высота составляет 145 м от уровня лога. Климат пещеры умеренно влажный. Температура постоянная и в глубине пещеры держится около +4 °С. Приточной циркуляции воздуха не обнаружено.

Пещера развита в отложениях сорнинской свиты верхнего венда [Котельников и др., 2018]. Свиту составляют известняки темно-серые и серые, реже доломиты, прослои и линзы силицитов, известняки с кремнистыми конкрециями, углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы. В средней части горизонт кремнистых фосфатоносных сланцев, песчаников, алевролитов с таблитчатыми кристаллами барита.

Вход в пещеру арочной формы, начинается с небольшого грота квадратного сечения, который переходит в слабо наклонный меандр, уходящий вглубь горы (рис. 2). Общая длина обследованных ходов составляет 50 м, исследованная глубина пещеры 3 м. Галереи пещеры представляют собой «меандры сибирского типа», то есть имеют форму сечения в виде перевернутой замочной скважины. Широкая часть «скважины» заполнена рыхлым материалом. В процессе коррозионного выветривания, связанном в первую очередь с растворяющим действием конденсата, из верхней части меандра падают камни, которые в изобилии встречаются в донном материале. Рост верхней щели меандра связан как раз с этими процессами. В дальних ходах пещеры для человека доступны только эти вторично образованные полости. Ходы под ними погребены рыхлым материалом. В центральной галерее пещеры заложен шурф, которым были вскрыты отложения до глубины 80 см, разрез описан по южной стенке раскопа, перед входом в «ход Зубастый».

Разрез отложений южной стенки (линия а–b на рис. 2, А) центральной галереи пещеры Заповедная:

1. Современные отложения, темно-коричневый средний суглинок с большим количеством травы, нижняя граница постепенная. Мощность 5 см.

2. Слой карбонатной крошки, рыхлая, легко крошится, нижняя граница резкая. Мощность 6 см.

3. Слой черного тяжелого суглинка, встречаются волнистые серые прослои золы от костра, под ним куски известняка до 5 см диаметра, нижняя граница волнистая. Мощность ~2 см.

4. Коричневый легкий суглинок, рыхлый, с многочисленными включениями некрупных обломков известняка (1–3 см в диаметре), реже крупные фрагменты до 5–10 см, к низу размер глыб известняка увеличивается до 25 см. На глубине 40–50 см встречаются фрагменты древесины, на глубине 20–25 см – угольки. Слой с основной массой голоценовых костных остатков. Подошва слоя постепенно переходит в нижележащий слой, переход выделяется преимущественно по цвету, местами в виде «затек». Мощность ~50 см.

5. Легкий суглинок, светло-коричневый, встречаются мелкие карбонаты, запекающаяся красная глина, крупные (до 15 см) отломы известняка. Слой содержит кости крупных млекопитающих. Контакт с подстилающим слоем выделяется по плотности и цвету. Мощность ~15 см.

6. Тяжелый суглинок, плотный, оранжево-коричневый. Слой содержит кости крупных млекопитающих. Мощность >10 см.

К настоящему моменту удалось установить две фаунистические ассоциации. Из слоя коричневых легких суглинков (литологический слой 4) происходит ассоциация голоценовых остатков, относящихся к суббореальному периоду голоцена. Возраст может быть обоснован двумя радиоуглеродными датировками, полученными по древесине и по смеси костных остатков коровы и лошади (табл. 2).

Вторая ассоциация, содержащая плейстоценовый комплекс млекопитающих, происходит из слоев 5 и 6 представленных светло-коричневыми легкими и тяжелыми суглинками. Основная масса полученных к настоящему времени находок происходит из слоя 5. По характеристике осадков слои 5–6 пещеры Заповедной близки отложениям слоев 4–7 грота Двуглазка, расположенного в 35 км северо-восточнее [Абрамова, 1985]. Фауна указанных слоев в Двуглазке датируется позднекаргинским (слои 5–7: 34 375–39 936 кал. л.н.) и ранне-среднесартанским (слой 4: 27 929–20 331 кал. л.н.) временем [Оводов, Мартынович, 1992; Оводов, 2009]. Радиоуглеродная датировка, полученная по рогу гигантского оленя, найденному в верхней части слоя 5 пещеры Заповедной (табл. 2), говорит о накоплении плейстоценовых отложений пещеры как минимум до середины сартанского времени (21 840–19 963 кал. л.н.) и позволяет сопоставлять эти отложения с отложениями слоя 4 грота Двуглазка.

В то же время присутствие остатков гиены в отложениях Заповедной пещеры не позволяет однозначно интерпретировать результаты радиоуглеродного анализа. С одной стороны, данные о динамике вымирания пещерной гиены в Северной Евразии указывают на то, что вид вымер не позднее 31 тыс. л.н. (календарных), при том в Сибири это произошло раньше, чем в Европе [Stuart, Lister, 2014].

Для Предалтайской равнины есть серия датировок в интервале 33,5–37,5 тыс. радиоуглеродных лет,

полученных на ускорительном масс-спектрометре ИЯФ СО РАН [Васильев и др., 2018].

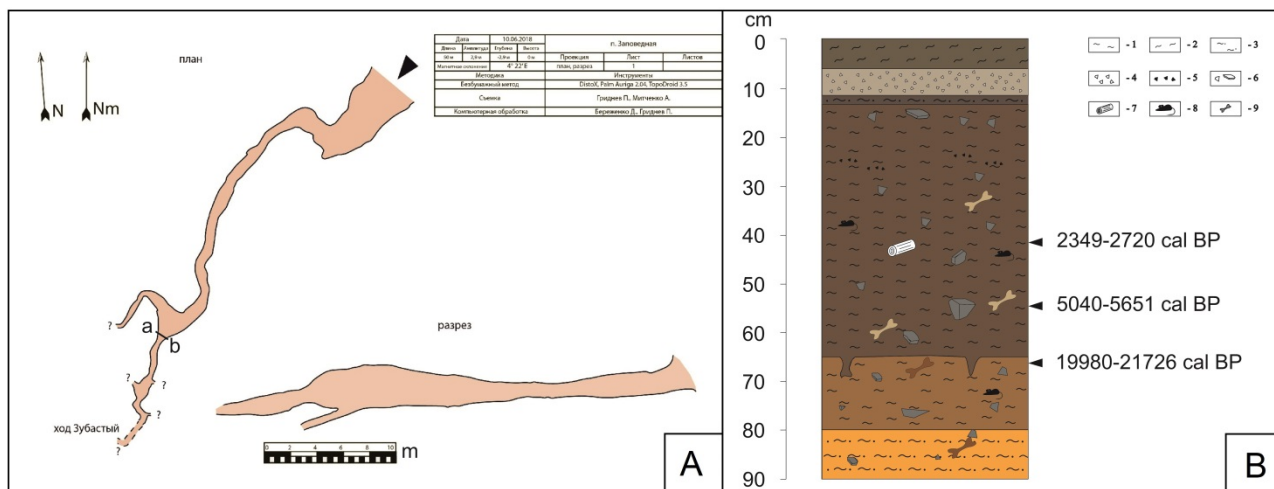


Рис. 2. План и разрез пещеры Заповедная (А), разрез отложений по линии а-б (В)

1 – суглинок легкий; 2 – суглинок средний; 3 – суглинок тяжелый; 4 – карбонатная крошка; 5 – угольки; 6 – обломки известняка; 7 – древесина; 8 – остатки мелких млекопитающих; 9 – остатки крупных млекопитающих

Fig. 2. Plan and section of Zapovednaya cave (A), section of the cave sediments from a-b line (B)

1 – silt loam; 2 – loam; 3 – clay loam; 4 – carbonate crumb; 5 – charcoal; 6 – limestone fragments; 7 – wood; 8 – small mammals remains; 9 – large mammals remains

Результаты радиоуглеродного датирования материала из пещеры Заповедная

Таблица 2

Radiocarbon dating results of Zapovednaya cave materials

Table 2

Слой	Материал	^{14}C age BP	Лабораторный номер образца	Cal BP 95.4 %
4	древесина	2 435±75	СОАН-9781	2 718-2 349
4	Костная смесь (корова и лошадь)	4 680±120	СОАН-9816	5 653-4 982
5	Рог <i>Megaloceros giganteus</i>	17 200±340	СОАН-9817	21 840-19 963

Датировки остатков гиен, полученные в других лабораториях, показывают более древние результаты – около 43 тыс. радиоуглеродных лет [Stuart, Lister, 2014; Shpansky, Kuzmin, 2021]. В то же время на территории Минусинской котловины есть единичные остатки гиен из местонахождений, датированных сартанским (MIS 2) временем: отложения низких логовых террас в районе Дербинского залива [Мотузко и др., 2010], из слоя 4 гота Двуглазка [Оводов, Мартынович, 1992] и из пещеры Заповедной. Однако все эти остатки могут быть переотложены из более древних горизонтов.

С другой стороны, датировка, полученная по рогу *Megaloceros giganteus* (рис. 3, 3) из этого местонахождения, не вызывает принципиального возражения, поскольку в регионе данный вид сохранился как минимум до финала плейстоцена. Это подтверждает ^{14}C датировка, полученная по рогу из местонахождения Волчиха 2 (13 395±55 OxA-20256 [Lister, Stu-

art, 2019]). Таким образом, плейстоценовая фауна пещеры Заповедной к настоящему времени может быть датирована первой половиной сартанского времени, возможно, часть материалов имеет каргинский возраст. Для уточнения возраста фауны необходимо дополнительное радиоуглеродное датирование по разным видам млекопитающих.

Общий список ископаемой фауны из пещеры Заповедной представлен 15 таксонами. Из отложений, датированных голоценом, определено 6 видов млекопитающих, для плейстоценовых отложений – 13 видов млекопитающих (табл. 1). Некрупные животные, такие как сурки, суслики и куны, видимо попадали в пещеру в результате употребления их в пищу небольшими хищниками – лисами или барсуками, которые могли использовать пещеру в качестве временного убежища или постоянного местообитания в плейстоцене и голоцене. Об этом может говорить относительно большое количество остатков сурка в пещере (табл. 1).

Временами пещеру могли использовать пещерные гиены в качестве логова или временного убежища, за счет которых могло происходить накопление остатков крупных млекопитающих. Подтверждением этого может являться наличие следов от зубов хищников на многих образцах (рис. 3, 2b). Присутствие гиен в пещере, видимо, было эпизодическим, поскольку цен-

тральная галерея имеет небольшую площадь около 4 м². Пещера была мало пригодна для постоянного проживания этих крупных хищников. В голоцене данную пещеру могли использовать люди, на что указывает наличие костей домашнего скота, древесины, углей и золы от костра, однако никаких предметов культуры и артефактов пока не обнаружено.



Рис. 3. Остатки плейстоценовых млекопитающих из пещеры Заповедной

1 – метатарзальная кость *Bison priscus*; 2 – лучевая кость *Equus* sp.; 3 – рог *Megaloceros giganteus*; 4 – нижняя челюсть *Vulpes vulpes*; 5 – фрагмент верхней челюсти *Crocuta spelaea*; 6 – зуб m2 *Ursus arctos* (вид: а – буккальный, b – с жевательной поверхности, с – лингвальный); 7 – фрагмент черепа *Marmota baibacina*

Fig. 3. The Pleistocene mammals remains from Zapovednaya cave

1 – *Bison priscus* metatarsale bone; 2 – *Equus* sp. radius bone; 3 – *Megaloceros giganteus* horn; 4 – *Vulpes vulpes* mandibula bone; 5 – *Crocuta spelaea* maxilla bone fragment; 6 – *Ursus arctos* tooth m2 (buccal (a), occlusal (b) and lingual (c) views); 7 – *Marmota baibacina* skull fragment

Плейстоценовая фауна пещерных комплексов региона

Пещерные местонахождения плейстоценовой фауны являются наиболее представительными тафоценозами, с позиции отражения видового состава, на юге Сибири. Остатки некоторых видов животных (дикобраз, бобр, снежный барс, манул, красный волк, рысь) в плейстоценовых отложениях региона известны преимущественно из пещерных местонахождений. Если говорить о территории Минусинской котловины и ее горного обрамления, то и здесь наиболее богатый комплекс фауны известен из пещер. Среди всех пещерных местонахождений региона выделяется грот Проскурякова, в котором обнаружено 25 видов крупных млекопитающих (табл. 3), что составляет более половины от общего видового состава фауны плейстоценовых крупных млекопитающих Минусинской котловины [Маликов, 2015]. Серия радиоуглеродных датировок остатков разных видов животных из грота Проскурякова позволяет определять возраст фауны местонахождения первой половиной каргинского времени 53 230–42 478 кал. л.н. [Оводов и др., 1992; Оводов, 2009].

Грот Проскурякова является наиболее важным палеонтологическим пещерным комплексом в регионе. Именно в этом гроте содержатся остатки подавляющего большинства видов млекопитающих, населявших Минусинскую котловину и окрестные горы в позднем плейстоцене. В том числе наиболее редкие виды кошачьих – *Uncia uncia* и *Lynx lynx*, и даже остатки бобра *Castor fiber*. Если к гроту Проскурякова добавить данные, полученные по гроту Двуглазка, содержащему фауну позднекаргинского (сл. 5–7: 34 375–39 936 кал. л.н.) и ранне-среднесартанского (сл. 4: 27 929–20 331 кал. л.н.) возраста, то для характеристики состава фауны региона останется упомянуть лишь виды, представленные единичными остатками – *Megaloceros giganteus*, *Procapra gutturosa*, *Ovibos moschatus*, *Camelus bactrianus* [Маликов, 2015].

Данных по двум местонахождениям, разумеется, не может быть достаточно для понимания истории фауны любого региона. Другие пещерные комплексы региона позволяют уточнить, в том числе, пространственное распространение некоторых видов. В то же время отсутствие радиоуглеродных датировок и стратиграфических данных не позволяет оце-

нить, как эти материалы соотносятся с датированными местонахождениями.

Находки в пещере Заповедная позволяют уточнить данные о плейстоценовом распространении таких видов, как *Martes zibellina*, *Meles leucurus*, *Capra sibirica* и *Megaloceros giganteus*. Ископаемые остатки барсука ранее были известны только из грота Проскурякова [Оводов, 2009], а также по пляжным материалам в местонахождении Новосёлово аллювиальное [Маликов, 2015], неясного возраста. Соболь известен только из пещеры Фанатиков и Тохзаского грота [Оводов, 2009]. Плейстоценовые остатки горного козла ранее отмечались только в долине р. Белый Июс [Оводов, 2009], гроте Двуглазка [Оводов, Мартынович, 1992] и на Майнинской группе палеолитических стоянок, при выходе р. Енисей с Западного Саяна в Минусинскую котловину [Васильев, 1996]. Почти все находки гигантского оленя в регионе происходят из Северо-Минусинской впадины [Маликов, 2015], там же бы-

ли найдены остатки, для которых получена единственная датировка этого вида [Lister, Stuart, 2019]. В Южно-Минусинской впадине остатки этого вида ранее упоминались только из местонахождений Узунжол [Маликов, 2015] и Ирба II [Поляков и др., 2018], но в обоих случаях достоверность определения остатков может вызывать сомнения.

Для оценки сходства различных пещерных местонахождений между собой был произведен кластерный анализ. Кластерный анализ был выполнен методом невзвешенного попарного среднего (рис. 4, а) и методом минимальной дисперсии Уорда (рис. 4, б). Результаты обоих анализов получились схожими. Так, четко обособленные группы в обоих случаях формируют пары местонахождений: гроты Проскурякова и Двуглазка (MIS 3); гроты Тохзаский и Двуглазка (MIS 2). Пещеры Фанатиков и Заповедная наиболее далеко отстоят от указанных местонахождений, а пещера Археологическая занимает промежуточное положение между ними.

Таблица 3

Плейстоценовые крупные млекопитающие из пещерных местонахождений Минусинской котловины

Table 3

The Pleistocene large mammals from the caves locations of the Minusinsk depression

Вид	Пещера Заповедная	Пещера Фанатиков*	Грот Двуглазка**		Грот Проскуря- кова*	Пещера Археологическая*	Тохзаский грот*
			MIS 2	MIS 3			
<i>Lepus timidus</i>		+			+		
<i>Lepus tolai</i>			+	+	+		+
<i>Marmota</i> sp.	+		+	+	+		+
<i>Castor fiber</i>					+		
<i>Canis lupus</i>		+	+	+	+		+
<i>Cuon alpinus</i>							?
<i>Vulpes vulpes</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>Vulpes corsac</i>		+	?				
<i>Alopex lagopus</i>					+		
<i>Ursus arctos</i>	+	+			+	+	
<i>Ursus</i> sp.				?			
<i>Martes zibellina</i>	+	+					+
<i>Gulo gulo</i>		+		+	+	+	
<i>Meles leucurus</i>	+				+		
<i>Mustela</i> sp.	+	+		+			
<i>Crocota spelaea</i>	+	+	?	+	+	+	+
<i>Panthera spelaea</i>				+	+		
<i>Uncia uncia</i>					+		
<i>Lynx lynx</i>					+		+
<i>Mammuthus primigenius</i>				+	+		
<i>Equus</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Coelodonta antiquitatis</i>			+	+	+	+	+
<i>Cervus elaphus</i>			+	+	+	+	+
<i>Capreolus pygargus</i>			+				+
<i>Megaloceros giganteus</i>	+						
<i>Alces alces</i>					+		
<i>Bos baikalensis</i>		?			+		
<i>Bison priscus</i>	+	+	+	+	+	+	?
<i>Ovis ammon</i>			+	+	+		
<i>Ovis nivicola</i>			+				
<i>Capra sibirica</i>	+			+	+	+	+
<i>Saiga tatarica</i>	+			+	+		+

* [Оводов, 2009]; ** [Оводов, Мартынович, 1992].

* [Ovodov, 2009]; ** [Ovodov, Martynovich, 1992].

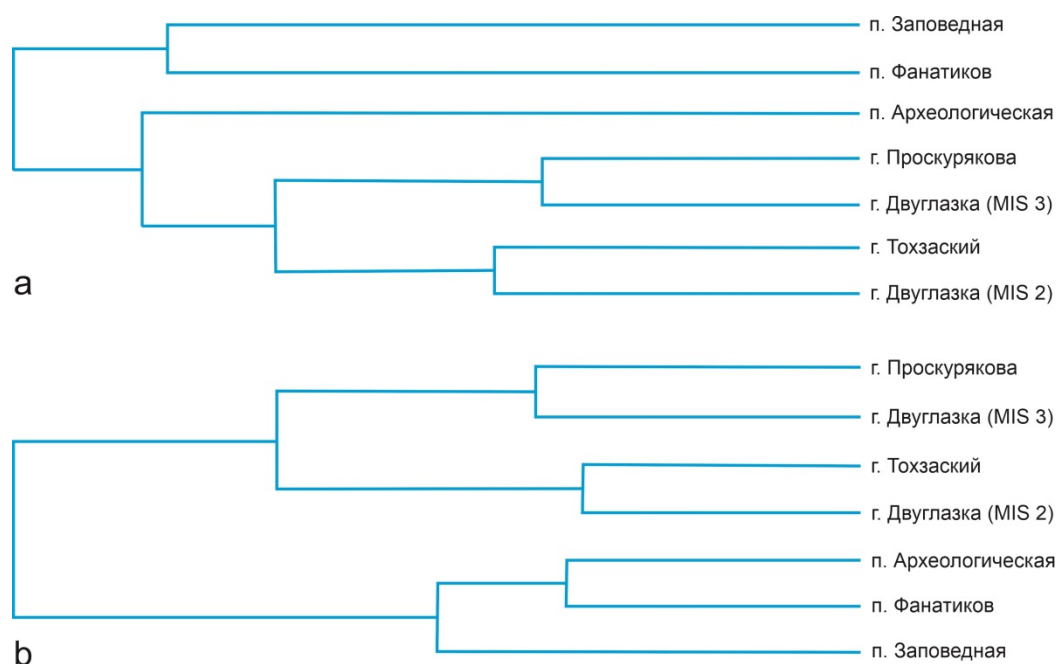


Рис. 4. Кластерный анализ фауны плейстоценовых млекопитающих из пещерных местонахождений Минусинской котловины методом невзвешенного попарного среднего (а) и методом минимальной дисперсии Уорда (b) на основе данных табл. 3

Fig. 4. Cluster analysis of caves locations of Pleistocene mammals fauna of the Minusinsk depression using UPGMA (a) and Ward's (b) methods based data from Table 3

Авторы видят два возможных сценария такого распределения: возрастной и тафономический. В первом случае каждая из выявленных групп характеризует определенный временной интервал. В таком случае гrotы Проскурякова и Двуглазка (MIS 3) характеризуют фауну каргинского времени, затем идут гrotы Тохзаский и Двуглазка (MIS 2) с фауной раннесартанского времени, а материалы из пещер Археологической, Фанатиков и Заповедной отражают средне- и, возможно, позднесартанские фауны.

Второй вариант связан с различиями в количестве определенных видов в местонахождении. Так, для гrotов Тохзаский, Двуглазка и Проскурякова характерны более богатые видовые составы, чем для пещер Археологической, Фанатиков и Заповедной. Для понимания, какая из причин играет большее значение в отмеченном распределении местонахождений, необходимы проведение дополнительных исследований этих местонахождений и получение новых ^{14}C датировок. В первую очередь необходимо датирование остатков пещерной гиены из пещер Заповедная, Фанатиков и Археологическая. Это одновременно поможет уточнить возраст данных фаунистических ассоциаций и даст ответ на вопрос, сохранялись ли гиены в регионе в сартанское время.

Недавно для остатков гиены и байкальского яка из пещеры Фанатиков были получены радиоуглеродные датировки, указывающие на ранне-каргинский возраст плейстоценовой фауны этой пещеры [Васильев и др., 2020]. Эти датировки были получены на уникальной научной установке «Ускорительный масс-спектрометр ИЯФ СО РАН» [Васильев и др., 2020] и, соответственно, должны рассматриваться с осторожностью. В то же время полученные датировки выглядят вполне достоверными, поскольку именно к каргинскому (MIS 3) времени относятся наиболее поздние датировки пещерной гиены [Косинцев, Васильев, 2009; Stuart, Lister, 2014], как и датированные остатки из гrotов Двуглазка и Проскурякова [Оводов, 2009]. Если эти датировки верны, то сходство фаун из пещер Фанатиков и Заповедная, вероятно, связано с их географической близостью.

Закключение

Было изучено новое пещерное местонахождение ископаемых млекопитающих на территории Минусинской котловины. Первые результаты, полученные при изучении пещеры Заповедной, позволили расширить список видов млекопитающих, найденных в пещерах региона, а также уточнить время и

ареалы распространения некоторых видов. На протяжении плейстоцена и голоцена пещера, вероятно, использовалась лисами и барсуками в качестве жилища. В плейстоцене иногда пещеру использовали пещерные гиены, а в голоцене – люди. В результате деятельности хищников и людей в пещере накопились остатки 6 видов голоценовых и 13 видов плейстоценовых млекопитающих.

На основании полученных радиоуглеродных датировок и характера состава фауны обоснован возраст комплекса остатков в пещере Заповедной. Ассоциация голоценовых остатков датируется суббореальным периодом голоцена. Плейстоценовая фауна пещеры может быть датирована первой половиной сарпанского времени, возможно, часть материалов имеет каргинский возраст.

Список источников

- Абрамова З.А.** Мустьерский грот в Хакасии // Краткие сообщения Института археологии. Вып. 181: Каменный век. М. : Наука, 1985. С. 92–98.
- Арсланов Х.А., Громова Л.И., Полевая Н.И., Руднев Ю.П.** Определение абсолютного возраста по радиоуглероду сцинтилляционным методом // Геохимия. 1968. № 2. С. 198–206.
- Атлас пещер России** / гл. ред. А.Л. Шелепин; чл. редкол.: Б.А. Вахрушев, А.А. Гунько, А.С. Гусев, А.И. Прохоренко, Г.В. Самохин, А.Г. Филиппов, Е.А. Цурихин. М., 2019. 768 с.
- Васильев С.А.** Поздний палеолит Верхнего Енисея (по материалам многослойных стоянок района Майны). СПб. : Центр Петербургское Востоковедение, 1996. 224 с.
- Васильев С.К., Середнёв М.А., Милютин К.И.** Крупные млекопитающие среднего и позднего плейстоцена из аллювиальных местонахождений Бибиха на реке Оби (Новосибирская область) и с реки Чумыш (Алтайский край) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2019. Т. 25. С. 59–67.
- Васильев С.К., Пархомчук Е.В., Середнёв М.А., Милютин К.И., Кузьмин Я.В., Калинин П.Н., Растигеев С.А.** Радиоуглеродное датирование остатков редких видов плейстоценовой мегафауны Южной Сибири // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2018. Т. 24. С. 42–46.
- Васильев С.К., Пархомчук Е.В., Середнёв М.А., Милютин К.И., Растигеев С.А., Пархомчук В.В.** Позднеплейстоценовая мегафауна юга Западной и Средней Сибири: новые данные по радиоуглеродному датированию и новые находки из аллювиальных местонахождений в 2020 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2020. Т. 26. С. 43–50.
- Деревянко А.П., Шуныхов М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Аношкин А.А.** Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. Новосибирск : Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2003. 448 с.
- Деревянко А.П., Маркин С.В., Колобова К.А., Чабай В.П., Рудая Н.А., Виола Б., Бужилова А.П., Медникова М.Б., Васильев С.К., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С., Вольвах А.О., Робертс Р.Г., Якобс З., Ли Б.** Междисциплинарные исследования Чагырской пещеры – стоянки среднего палеолита Алтая. Новосибирск : Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2018. 468 с.
- Косинцев П.А., Васильев С.К.** Фауна крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена Западной Сибири // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. № 69. С. 94–105.
- Котельников А.Д., Макаренко Н.А., Дербан А.Г., Котельникова И.В. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-46-XIX (Усть-Бюрь). Объяснительная записка. СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 330 с.
- Маликов Д.Г.** Крупные млекопитающие среднего-позднего неоплейстоцена Минусинской котловины, стратиграфическое значение и палеоэкогеография : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 2015. 227 с.
- Мотузко А.Н., Васильев С.Ю., Вашков А.А., Еленский Ю.Н., Кравченко Е.Н., Орешников И.А.** Мамонт и мамонтовая фауна позднего плейстоцена северных районов Минусинской котловины // Материалы VI Международной мамонтовой конференции. Якутск, 2010. С. 139–149.
- Оводов Н.Д.** Древние звери Хакасии // Астроархеология – естественно-научный инструмент познания протонаук и астральных религий жречества древних культур Хакасии. Красноярск, 2009. С. 189–199.
- Оводов Н.Д., Мартынович Н.В.** Новые данные по млекопитающим и птицам грота Двуглазка в Хакасии // Проблемы археологии, этнографии, истории и краеведения Приенисейского края. Т. 1. Красноярск, 1992. С. 78–83.
- Оводов Н.Д., Муратов В.М., Панычев В.А., Орлова Л.А.** Новые данные по геологии и териофауне грота Проскуракова (Хакасия) // Петр Алексеевич Кропоткин. Гуманист, ученый, революционер : рос. науч. конф., сб. тез. Чита, 1992. С. 43–45.
- Поляков А.В., Амзараков П.Б., Васильев С.А., Рыжов Ю.В., Корнева Т.В., Сапелко Т.В., Барышников Г.Ф., Бузова Н.Д., Гирия Е.Ю., Ямских Г.Ю.** Стоянка финального палеолита Ирба-2 в предгорьях Саян (предварительные итоги исследований) // Stratum plus. 2018. № 1. С. 383–401.
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D.** PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4 (1). 9 p.
- Lister A.M., Stuart A.J.** The extinction of the giant deer *Megaloceros giganteus* (Blumenbach): New radiocarbon evidence // Quaternary International. 2019. V. 500. P. 185–203.
- Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk R.C., Butzin M., Cheng H., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kromer B., Manning S., Muscheler R., Palmer J., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D., Scott E., Southon J., Turney C., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S.** The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62 (4). P. 725–757.
- Shpansky A.V., Svyatko S.V., Reimer P.J., Titov S.V.** Records of *Bison priscus* Bojanus (Artiodactyla, Bovidae) skeletons in Western Siberia // Russian Journal of Theriology. 2016. V. 15 (2). P. 100–120.

Shpansky A.V., Kuzmin Ya.V. Chronology of the MIS 3 megafauna in southeastern West Siberia and the possibility of late survival of the khazarian steppe mammoth (*Mammuthus trogontherii chosaricus*) // Radiocarbon. 2021. V. 63. Is. 2. P. 575–584.

Stuart A.J., Lister A.M. New radiocarbon evidence on the extirpation of the spotted hyaena (*Crocuta crocuta* (Ersl.)) in northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 96. P. 108–116.

References

Abramova Z.A. *Must'erskii grot v Khakasii* [Mousterian grotto in Khakasii] // Kratkie Soobshcheniia Instituta Arkheologii Akademii Nauk SSSR. V. 181. 1985. pp. 92–98. In Russian

Arslanov H.A., Gromova L.I., Polevaya N.I., Pudnev Yu.P. *Opredelenie absolutnogo vozrasta po radiouglerodu stsimulyatsionnym metodom* [Determination of absolute age by radiocarbon by scintillation method] // Geokhimiya. 1968. No 2. pp. 198–206. In Russian

Atlas peshcher Rossii [Atlas of caves of Russia] / ed. in chief A.L. Shelepin; ed. board: B.A. Vakhrushev, A.A. Gunko, A.S. Gusev, A.I. Prokhorenko, G.V. Samokhin, A.G. Filippov, E.A. Tsurikhin. Russian Geographical Society, Russian Union of Speleologists. Moscow, 2019. 768 p. In Russian

Vasiliev S.A. *Pozdnij paleolit Verhnego Eniseya (po materialam mnogoslojnykh stoyanok rajona Majny)* [Late Paleolithic of Upper Yenisei. A case study of multilayered sites around of Maina]. St. Petersburg, Tsentr Peterburgskoe vostokovedenie Publ., 1996, 224 p. In Russian

Vasiliev S.K., Serednyov M.A., Milutin K.I. *Krupnyye mlekopitayushchiye srednego i pozdnego pleystotsena iz allyuvial'nykh mestonakhozhdeniy Bibikha na reke Obi (Novosibirskaya oblast') i s reki Chumysh (Altayskiy kray)* [Large Mammals of the Middle and Late Pleistocene from the Alluvial Sites of Bibikha at the Ob River (Novosibirsk Region) and from the Chumysh River (Altai Krai)] // Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopedel'nykh territoriy. 2019. V. 25. pp. 59–67. In Russian

Vasiliev S.K., Parkhomchuk E.V., Serednyov M.A., Milutin K.I., Kuzmin Ya.V., Kalinin P.N., Rastigeev S.A. *Radiouglerodnoye datirovaniye ostatkov redkikh vidov pleystotsenovoy megafauna Yuzhnoy Sibiri* [Radiocarbon Dating of the Remains of Rare Pleistocene Megafauna Species in Southern Siberia] // Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopedel'nykh territoriy. 2018. V. 24. pp. 42–46. In Russian

Vasiliev S.K., Parkhomchuk E.V., Serednyov M.A., Milutin K.I., Rastigeev S.A., Parkhomchuk V.V. *Pozdnepleystotsenovaya megafauna yuga Zapadnoy i Sredney Sibiri: novyye dannyye po radiouglerodnomu datirovaniyu i novyye nakhodki iz allyuvial'nykh mestonakhozhdeniy v 2020 godu* [Late Pleistocene megafauna from the south of Western and Central Siberia: new data on radiocarbon dating and new finds from alluvial sites in 2020] // Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopedel'nykh territoriy. 2020. V. 26. pp. 43–50. In Russian

Derevyanko A.P., Shunkov M.V., Agadzhanyan A.K., Baryshnikov G.F., Malaeva E.M., Ulyanov V.A., Kulik N.A., Postnov A.V., Anoin A.A. *Prirodnaya sreda i chelovek v paleolite Gornogo Altaya* [Paleoenvironment and paleolithic human occupation of Gorny Altai]. Novosibirsk : Izd-vo In-ta arkheologii i etnografii SO RAN, 2003. 448 p. In Russian

Derevyanko A.P., Markin S.V., Kolobova K.A., Chabai V.P., Rudaya N.A., Viola B., Buzhilova A.P., Mednikova M.B., Vasiliev S.K., Zykina V.S., Zykina V.S., Zazhigin V.S., Volvakh A.O., Roberts R.G., Jakobs Z., Li B. *Mezhdistsiplinarnyye issledovaniya Chagyrskoy peshchery – stoyanki srednego paleolita Altaya* [Multidisciplinary studies of Chagyrskaya cave – a middle paleolithic site in Altai]. Novosibirsk : Izd-vo In-ta arkheologii i etnografii SO RAN, 2018. 468 p. In Russian

Kosintsev P.A., Vasiliev S.K. *Fauna krupnykh mlekopitayushchikh pozdnego neopleystotsena Zapadnoy Sibiri* [The large mammal fauna in the Neopleistocene of Western Siberia] // Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. 2009. No 69. pp. 94–105. In Russian

Kotelnikov A.D., Makarenko N.A., Derban A.G. et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1:200 000 (izdanie 2-e). List N-46-XIX (Ust-Byur). Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation on a scale of 1: 200 000 (2nd ed.). Sheet N-46-XIX (Ust-Byur). Explanatory note]. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2018. 330 p. In Russian

Malikov D.G. *Krupnyye mlekopitayushchie srednego-pozdnego neopleistotsena Minusinskoj kotloviny, stratigraficheskoe znachenie i paleozoogeografiya* [Large mammals of Mid-Late Pleistocene from Minusinsk Basin, stratum, value and paleozoogeography]. Dissertation of candidate of Geological and Mineralogical Sciences. Tomsk, 2015. 227 p. In Russian

Motuzko A.N., Vasiliev S.Yu., Vashkov A.A., Elenskiy Yu.N., Kravchenko E.N., Oreshnikov I.A. *Mamont i mamontovaya fauna pozdnego pleystotsena severnykh rayonov Minusinskoj kotloviny* [The mammoth and mammoth fauna of late Pleistocene from Northern areas of the Minusinskaya hollow] // Materialy VI Mezhdunarodnoy mamontovoy konferentsii. Yakutsk, 2010. pp. 139–149. In Russian

Ovodov N.D. *Drevnie zveri Hakasii* [Ancient beasts of Khakassia] // Astroarheologiya – estestvenno-nauchnyy instrument poznaniya protonauk i astral'nykh religiy zhrechestva drevnih kul'tur Hakasii. Krasnoyarsk, 2009. pp. 189–199. In Russian

Ovodov N.D., Martynovich N.V. *Novyye dannyye po mlekopitayushchim i pticam grota Dvuglazka v Hakasii* [New data on mammals and birds from Dvuglazka grotto in Khakassia. V. 1] // Problemy arkheologii, etnografii, istorii i kraevedeniya prienisejskogo kraja. Tom 1. Krasnoyarsk, 1992. pp. 78–83. In Russian

Ovodov N.D., Muratov V.M., Panychev V.A., Orlova L.A. *Novyye dannyye po geologii i teriofaune grota Proskuryakova (Khakasiya)* [New data on the geology and theriofauna of the Proskuryakov grotto (Khakassia)] // Petr Alekseyevich Kropotkin. Gumanist, uchenyy, revolyutsioner. Rossiyskaya nauchnaya konferentsiya. Sb. tezisov. Chita, 1992. pp. 43–45. In Russian

Polyakov A.V., Amzarakov P.B., Vasil'ev S.A., Ryzhov Yu.V., Korneva T.V., Sapelko T.V., Baryshnikov G.F., Burova N.D., Giryay E.Yu., Yamskikh G.Yu. *Stoyanka final'nogo paleolita Irba-2 v predgor'yah Sayan (predvaritel'nye itogi issledovaniy)* [The Final Palaeolithic Site of Irba 2 in the Piedmonts of Sayan Mountains (preliminary results of investigations)] // Stratum plus. 2018. No. 1. pp. 383–401. In Russian

Lister A.M., Stuart A.J. The extinction of the giant deer *Megaloceros giganteus* (Blumenbach): New radiocarbon evidence // Quaternary International. 2019. V. 500. pp. 185–203.

Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk R.C., Butzin M., Cheng H., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kromer B., Manning S., Muscheler R., Palmer J., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D., Scott E., Southon J., Turney C., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-

Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62 (4). pp. 725–757.

Shpansky A.V., Svyatko S.V., Reimer P.J., Titov S.V. Records of *Bison priscus* Bojanus (Artiodactyla, Bovidae) skeletons in Western Siberia // Russian Journal of Theriology. 2016. V. 15 (2). pp. 100–120.

Shpansky A.V., Kuzmin Ya.V. Chronology of the MIS 3 megafauna in southeastern West Siberia and the possibility of late survival of the khazarian steppe mammoth (*Mammuthus trogontherii chosaricus*) // Radiocarbon. 2021. V. 63. Is. 2. pp. 575–584.

Stuart A.J., Lister A.M. New radiocarbon evidence on the extirpation of the spotted hyaena (*Crocota crocuta* (Erxl.)) in northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 96. pp. 108–116.

Информация об авторах:

Маликов Д.Г., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

Митченко А.М., Абаканский клуб спелеологов, Абакан, Россия.

E-mail: Alena180892@yandex.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

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

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

Mitchenko A.M., Abakan club of speleologists, Abakan, Russia.

E-mail: Alena180892@yandex.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 10.08.2021; одобрена после рецензирования 23.11.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 10.08.2021; approved after reviewing 23.11.2021; accepted for publication 18.03.2022

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 551.435.138
doi: 10.17223/25421379/22/7

РУСЛОВАЯ МОРФОДИНАМИКА УСТЬЕВОЙ ЧАСТИ РЕКИ ОЛХА ЗА ДЕСЯТИЛЕТНИЙ ПЕРИОД

Ольга Витальевна Безгодова

Институт географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения Российской академии наук,
Иркутск, Россия, ola.bezgodova.23@yandex.ru



Аннотация. Проведен анализ русловой морфодинамики устьевое участка р. Олха за 2009–2018 гг. с использованием методов дистанционного зондирования и анализа разновременных космических снимков. Собранные морфометрические и морфодинамические показатели позволили разделить исследуемый отрезок русла на семь участков с тремя морфодинамическими русловыми типами. В целом морфодинамические типы остаются стабильными. Выявлено снижение извилистости русла, изменение типа поймы и общее снижение частоты затопляемости.

Ключевые слова: антропогенное воздействие, космические снимки, русловая морфодинамика, речные поймы, русловые процессы, Иркутская область

Для цитирования: Безгодова О.В. Русловая морфодинамика устьевой части реки Олха за десятилетний период // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 98–106. doi: 10.17223/25421379/22/7

Original article
doi: 10.17223/25421379/22/7

CHANNEL MORPHODYNAMICS OF THE MOUTH SECTION OF THE OLHA RIVER OVER A TEN-YEAR PERIOD

Olga V. Bezgodova

Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia, ola.bezgodova.23@yandex.ru

Abstract. This article discusses the analysis of channel morphodynamics of the mouth section of the Olha River during 2009–2018 within the Shelekhovsky district of Irkutsk region (52°21'64.2"N; 104°13'65.8"E). The channel morphodynamics of the most developed small rivers has practically not been studied at the moment in the East Siberian region. Analysis of field and cartographic material, literature sources, as well as remote sensing data and satellite images made it possible to identify seven areas with three types of channel processes (Fig. 1), among which the following areas turned out to be the most dynamic: artificially straightened section of the channel in Olha village area, drained oxbow complex in Energetik garden partnership area, periodically drained section of the channel in the area of lake-like extension with degrading channel and oxbow lakes. The following floodplain-channel types were identified: a wide-floodplain meandering type of channel with free meandering bends, a meandering with adapted bends, as well as an adapted relatively straight type of channel. The climatic, geological-geomorphological and anthropogenic factors have the greatest impact on the dynamics of channel processes; the latter has made significant changes in the structure and type of the floodplain of the Olha mouth section during the study period. Additional calculations of the main morphometric parameters made it possible to determine the degree of bends development and the ratio of length to deflection arrow (see table). Calculations showed that for 2009–2018 there was a decrease in the degree of river meandering, a general decrease in the channel tortuosity and frequency of floodplain flooding, especially in areas of free meandering with a high degree of anthropogenic transformation. The analysis of the graphs of average daily flow rate and water level, flow rate of suspended and bed load sediment, as well as turbidity of the Olha River (Figs. 2 and 3) showed that the main increase in water flow in the river falls on the periods of spring floods and flash floods (May and August). The disturbance in phenomena sequence was revealed: the first maximum of water level falls on March, while the first maximum of water discharges in May. The maximum water turbidity is observed in May, which is associated with passage of spring flood; the minimum falls on June. These values are correlated with the schedule of suspended and bed loads, passing the same maximums and minimums. Human economic activity led to decrease in frequency of floodplain flooding within the floodplain of the Olha River, which affected the area and number of oxbow lakes (Fig. 4). The process of floodplain type changing is observed from segmented-ridged type to segmented flat type.

Keywords: anthropogenic impact, space images, channel morphodynamics, river floodplains, channel processes, Irkutsk region

For citation: Bezgodova, O.V. (2022) Channel morphodynamics of the mouth section of the Olha river over a ten-year period. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 98–106. doi: 10.17223/25421379/22/7

Введение

С развитием пригородного строительства, увеличением площади садовых и сельскохозяйственных участков произошло усиление антропогенного прессинга на водные объекты юга Иркутской области.

Наиболее чувствительными элементами гидрологической сети являются малые реки, чутко реагирующие на изменения со стороны природных и антропогенных факторов, например скачков расходов воды из-за выпадения ливневых дождей или сброса сточных вод. Их морфометрические показатели (к малым рекам принято относить реки длиной до 100 км и площадью бассейна до 2 тыс. км² [Ротмистров, 2004]) обуславливают отличный от средних и крупных рек гидрологический режим со своей малой регулированностью, например равнинные малые реки не способны переносить большое количество взвешенных наносов в периоды половодья и дождевых паводков, аллювий чаще всего отлагается на дне и влечется ровным слоем по центру русла с образованием микроград [Чалов, 2008].

Строительство в пределах поймы и преобразование формы русел малых рек способствуют изменениям их морфодинамического профиля со всеми дальнейшими изменениями гидрологических показателей. Нестабильность природных комплексов ведет к нарушению стабильности антропогенно преобразованных территорий, например размыв и обрушение берегов у грунтовых дорог, образование отмелей ниже по течению от места строительства песчаного пляжа и т.д.

Малые реки Сибирского региона в настоящее время малоизучены, основные работы по данной тематике затрагивают территорию европейской части России [Варенов, 2013; Варенов и др., 2015; Тарбеева, 2016]. Цель данного исследования – анализ русловой морфодинамики р. Олха на ключевом участке д. Олха – устье за краткосрочный период наблюдения 2009–2018 гг. Для достижения цели поставлены следующие задачи:

1) с помощью данных дистанционного зондирования и разновременных космических снимков провести анализ динамики русловых форм рельефа, морфометрических и морфодинамических показателей;

2) обработать данные гидропоста на р. Олха за период с 2009 по 2018 г. для корреляции кривых гидрологических показателей с зафиксированными процессами изменения русловой морфодинамики;

3) выявить изменения морфометрических и морфологических показателей антропогенно преобразованных пойм, охарактеризовать морфологические типы речных пойм.

Объект и методы исследования

В качестве ключевого участка автором выбран устьевой отрезок р. Олха (правый приток р. Иркут), активно осваивавшийся человеком с 1950-х гг. после строительства города Шелехов. Отличительной особенностью бассейна реки является положение в области контакта Алтае-Саянской горной области и Сибирской платформы: Олха берет начало с Олхинского плоскогорья и далее протекает по Иркутско-Черемховской равнине и относится к Иркутско-Черемховскому гидролого-морфологическому району [Атлас, 2004], который характеризуется средневысоким уровнем половодья и высокими дождевыми паводками, с обеспеченностью опасными уровнями воды выше 50 и 30–50 % соответственно.

Протяженность реки 84 км (с Большой Олхой), площадь бассейна 639 км². Средний годовой расход воды 3,17 м³/с. Главные притоки реки слева – Безымянка и Ханчин, справа – Сырой Кук-Юрт. Питание реки дождевое и снеговое. Летние (июль–август) дождевые паводки превышают весеннее половодье. Олха с притоками замерзает в середине–конце ноября, ледоход в конце апреля – начале мая.

По геологическому строению изучаемый бассейн можно разделить на три части: мотская свита кембрийской системы в южной части исследуемого участка, присаянская свита юрской системы в периферийной части бассейна, а также отложения среднего, верхнего и современного отделов четвертичной системы. В составе мотской свиты кембрийской системы выделяются доломиты, мергели, песчаники и алевролиты. По периферии, ограничивая развитие русловых процессов, расположены юрские отложения, в составе которых песчаники, алевролиты, аргиллиты и прослои угля. Центральную часть бассейна составляет покров четвертичных отложений, в составе – аллювиальные песчано-галечные местами с супесями и суглинками отложения. В пределах кембрийских отложений долина р. Олха имеет узкий поперечный профиль, а после выхода на участок более легко размываемых юрских отложений увеличивает ширину долины в 3 раза.

В зависимости от геолого-геоморфологических и тектонических характеристик изучаемого участка, а именно косвенного воздействия неотектоники через литологию пород и структуру залегания, а также через уклон реки [Чернов, 2009], морфометрические показатели р. Олха различны и представлены разными морфодинамическими типами русла. Ширина дна долины реки изменяется от 0,5–0,7 до 2–2,5 км (при ширине русла от 10 до 50 м). Высота низкой поймы 1–2 м, высокой – 2–3 м, высота первой террасы – 5–8 м, второй – 10–11 м. Общая про-

тяженность исследуемого участка русла р. Олха составляет 22,5 км.

Общая лесистость исследуемого участка р. Олха составляет 31,6 %, где наиболее залесен правый борт долины. В остальной части территории леса сведены под сельскохозяйственные земли (пашни, сенокосы), вырубки, застроены загородными домами, садовыми участками. Часть земель заброшена и проходит процессы сукцессии. На реке Олха расположены населенные пункты: д. Олха, с. Смоленщина и садовые участки «Труд», «Дружба», «Юбилейный», «Лаванда» и др.

В своем исследовании мы опирались на труды по русловым процессам и русловой морфодинамике как российских исследователей – А.В. Чернова [2009], А.Л. Варенова [2013], Р.С. Чалова [2008, 2020], так и зарубежных – К.Д. Грегори [Gregory, 2006], М. Наби, С. Гири, Т. Ивасаки, И. Кимура, С. Шимицу [Nabi et al., 2014], М. Чёрч, Р. И. Фергюсон [Church, Ferguson, 2015].

Изучение литературных и статистических источников, данных дистанционного зондирования, а также полевого и картографического материала позволил провести анализ русловой морфодинамики р. Олха. Для создания карты-схемы типов русловых процессов на участке русла «д. Олха – устье р. Олха» (рис. 1) использовались разновременные космические снимки Махаг Technologies за 2009, 2012, 2014 и 2018 гг., топографические карты (масштаб 1:25 000), данные полевых исследований. Привязка, оцифровка и анализ космических снимков проводились с помощью ГИС-пакета ArcGIS 10.

Для выявления специфики развития и динамики русла р. Олха за короткий период времени необходимо измерение морфометрических показателей и определение морфодинамических типов излучин. Анализ изменения морфодинамических типов излучин выполнялся на участке русла «д. Олха – устье р. Олха» за период 2009–2018 гг. Дополнительно проведен анализ гидрологических показателей по данным гидропоста АИС ГМВО [Автоматизированная..., 2020], расположенного в д. Олха (абсолютная высота поста 450 м). На основе показателей построены графики мутности воды, расходов взвешенных наносов, среднего значения среднемесячных расходов воды и среднего значения среднемесячного уровня воды.

Анализ космоснимков Махаг Technologies за 2009–2018 гг. показал, что в целом русло р. Олха имеет стабильный в плане профиль, за исключением трёх участков: искусственно спрямленный участок в районе д. Олха, осушенный старичный комплекс в районе садового товарищества «Энергетик», периодически осушаемый участок русла в районе озеровидного расширения. Снимки выбраны таким обра-

зом, чтобы отразить наибольшую изменчивость русловых форм и процессов, соответствующую фазе межени, и высокого уровня воды в русле во время половодья и ливневых паводков.

Результаты и обсуждение

На протяжении всего участка р. Олха имеет широкопойменный тип русла, который чередуется незначительными по протяженности участками адаптированного типа, например в районе садового товарищества «Труд» (рис. 1). Связано это с тем, что с правого борта долины реки развитие русловых процессов ограничивается комплексом юрских отложений присаянской свиты.

Общее количество излучин, по данным космоснимка за 2009 г., – 32, за 2018 г. – 30. Наблюдается общее снижение извилистости русла, что связано как с природными, так и антропогенными факторами, последние при этом оказывают наибольшее воздействие, например спрямление русла и строительство мелиоративных каналов в д. Олха и в районе отстойника алюминиевого завода.

Выделено три типа русловых процессов (рис. 1): свободное меандрирование в районе д. Олха с высокой антропогенной преобразованностью русла, а также еще два участка в районе озеровидного расширения и южнее садового товарищества «Труд»; ограниченное меандрирование на участке сады «Чайка» – устье р. Олха. Протяженность участков свободного меандрирования составляет 10,3 км и ограниченного – 10 км, адаптированного типа – 2,2 км. Выполнены измерения основных морфометрических параметров: длина (l), шаг (L), стрела прогиба (h), ширина русла (bp). Определены параметрические коэффициенты: степень извитости излучины (l/L), отношение длины к стреле прогиба (l/h) (таблица).

На участке свободного меандрирования в районе д. Олха, по данным космоснимка за 2018 г., выделено четыре излучины. Развитие свободного меандрирования связано с выходом р. Олха из узкой, ограничивающей русловые процессы собственной долины в широкую (до 15 км по диагонали) долину р. Иркут. Русло реки резко меняет направление с северо-восточного на северное, вплотную подойдя к крутому правому борту. В 2009 г. здесь наблюдаются пять излучин сложного, сундучного и синусоидального типов, в вершинах которых развиты острова и побочни. Ширина русла здесь варьирует от 8 до 44 м, ширина поймы 0,3–1 км при ширине долины 2–3 км, падение русла – 1,23 м/км. В 2010 году в пределах д. Олха проведено спрямление русла р. Олха, а также изменение небольшой омегавидной излучины в резервуар площадью 6 375 м².

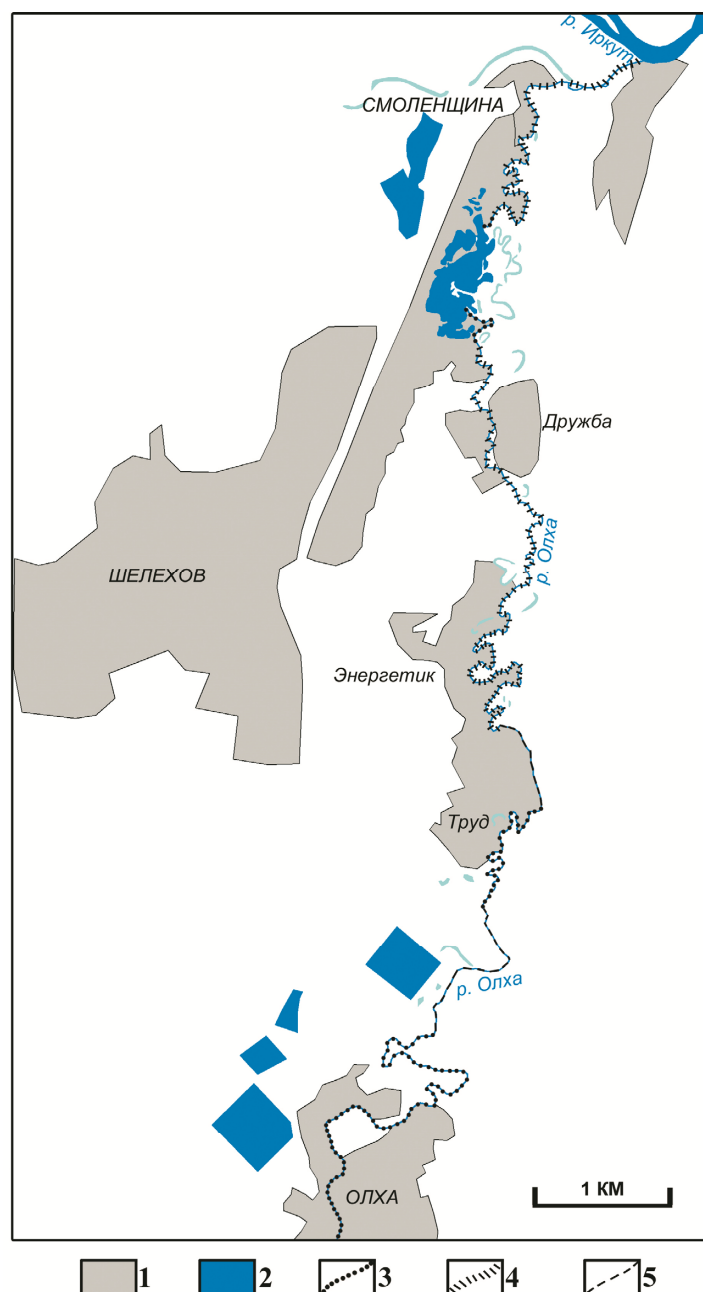


Рис. 1. Карта-схема типов русловых процессов на участке русла «д. Олха – устье р. Олха»

1 – населённые пункты и садовые участки; 2 – озеровидное расширение, затопленные карьеры и отстойники. Пойменно-русловой тип: 3 – широкопойменный извилистый тип русла с излучинами свободного меандрирования, 4 – извилистый тип русла с адаптированными излучинами; Адаптированный тип русла: 5 – относительно прямолинейное

Fig. 1. Schematic map of the channel processes types of the Olha River section “village Olha – the mouth”

1 – settlements and garden plots, 2 – lake-like expansion, flooded quarries and sedimentation tanks. Floodplain-channel type: 3 – wide-floodplain meandering with free meandering bends, 4 – meandering with adapted bends; Adapted channel type: 5 – relatively straight

Морфометрические показатели р. Олха на отрезке «д. Олха – устье р. Олха» за 2009–2018 гг.

Morphometric indicators of the Olha River section “village Olha – the mouth” for 2009–2018

Год	Кол-во излучин	Коэффициент развитости излучин	Отношение длины к стреле прогиба
2009	32	1,1–3,3 (среднее 1,8)	2,7–4,1 (среднее 3,4)
2018	30	1–2,9 (среднее 1,7)	2,3–4,8 (среднее 3,5)

До этого момента в вершинах излучин существовали крутые обрывистые уступы, вплотную подходившие к хозяйственным постройкам и жилым домам. Преобразование снизило степень извилистости русла, стабилизировало русловые процессы. Коэффициенты развитости излучин на участке, по данным космических снимков за 2009 и 2018 гг., – 1,5–1,1–2,5–2,2–3,3–1,2–1,1 и 1,8–1–1,7–2,1–2,5–1,2–1 соответственно.

На данном участке к 2018 г. в местах антропогенного преобразования полностью исчезли побочники и осередки, тогда как ниже по течению они сохранились на всем протяжении вплоть до смены ведущего руслового процесса.

Далее русло испытывает изменения в плане под действием природных и антропогенных факторов, где р. Олха приобретает адаптированный тип. Здесь русло искусственно спрямлено, а затем ограничивается с востока бортом долины, которая обуславливает снижение меандрирования реки. Спрявление выполнено в целях защиты от размыва отстойника алюминиевого завода г. Шелехов. Протяженность участка – 1,5 км. Особенностью этого участка является наличие старичных озер, а также следы палеогидросети на правобережье. Палеогидросеть и старичные озера расположены за пределами современной низкой и высокой поймы р. Олха. Это говорит о том, что ранее до строительства отстойника затопляемая пойменная часть реки была шире современной в 2 раза.

Рассматриваемый участок обладает большой плановой устойчивостью, а тип русловых процессов не способствует образованию излучин. Ширина русла на данном участке варьирует от 7 до 18 м, поймы 400–900 м при ширине долины 1,3–1,5 км. Падение русла – 2,66 м/км. Высота борта долины правобережья достигает 73 м.

Далее следует небольшой участок свободного меандрирования протяженностью 1,8 км. Воздействие антропогенного фактора в преобразовании руслового типа здесь отсутствует, вектор русла слегка отклоняется от правого борта долины и препятствий для развития русловых процессов не возникает. На данном участке по состоянию на 2009 г. выделяется шесть синусоидальных, омеговидных и сегментных излучин, аналогично и для 2018 г. Наблюдаемые изменения за изучаемый период незначительные и характеризуются только в изменении площади старичных озер в пределах поймы: с 72 071 до 38 742 м².

Далее прямолинейный адаптированный участок русла, имеющий протяженность 900 м, соединяет тип свободного меандрирования с самым протяженным участком ограниченного меандрирования (6,6 км). По данным космоснимка за 2009 и 2018 гг., выделено 15 и 14 излучин сундучного, сегментного и синусоидального типов. Ширина русла варьирует

от 6 до 28 м, ширина поймы 0,07–0,7 км, ширина долины 1,5–2,3 км, падение русла – 0,3 м/км. Здесь для излучин у вогнутой части берега характерно образование крутых обрывистых уступов, а у выпуклой части – побочной. Ландшафты поймы р. Олха на данном участке сильно преобразованы: большую часть высокой поймы занимают садовые участки, а также поля для покоса травы. На динамику русловых процессов в прошлом указывает рисунок палеогидросети и протяженные (до 720 м) старицы, площадь и количество которых сократились за рассматриваемый период – с 11 стариц в 2009 г. до восьми в 2018 г. В целом же русло не претерпело значительных изменений за 9 лет, что подтверждается расчетами степени развитости излучин. Примеры коэффициентов развитости некоторых излучин на данном участке – 2,1–2,6–1,3–1,2 (2009 г.) и 2,1–2,7–1,2–1,1 (2018 г.). Снижение же количества стариц свидетельствует о снижении уровня воды в русле и частоте затопляемости поймы.

Анализ графиков среднего значения среднемесячных расходов и уровня воды р. Олха (рис. 2, 3) показал, что максимальные среднемесячные расходы воды в реке приходятся на май (весеннее половодье) и август (летние паводки), последний при этом особенно выделяется в 2016 г., когда расход воды превысил максимум 2008 г. почти в 3 раза (с 9,57 до 27 м³/с), при этом уровень воды также обновил свой максимум для августа и составил 75 см. За период с 23.06.2016–08.09.2016, на который пришелся максимум расходов и уровня воды, выпало 424 мм осадков, максимум осадков отмечен 10.08.2016 – 48 мм за 12 ч, при том, что среднее годовое количество осадков для Иркутска – 477 мм [Строительная климатология, 2013].

Расходы взвешенных наносов в это же время отметили второй максимум за рассматриваемый период – 0,09 кг/с. Сравнение графиков среднего значения среднемесячных расходов и уровня воды р. Олха показало наличие некоторого нарушения в консеквентности явлений: первый максимум уровня воды приходится на март (116 см в 2015 г.), тогда как первый максимум расходов воды – на май (11,1 м³/с в 2012 г.). Это объясняется анализом ледовых явлений на реке, где регулярно отмечается наличие наледной воды и наледи. Далее максимумы двух показателей коррелируются в августе, где линии значений по годам полностью совпадают друг с другом.

Анализ графика мутности воды за тот же период позволяет отметить следующее: максимум мутности воды наблюдается в мае с отметкой 7,7 г/м³ (2010 г.), что связано с прохождением весеннего половодья; минимум приходится на июнь – 2,6 г/м³ (2015 г.), для этого времени характерно затухание весеннего половодья и снижение количества атмосферных осадков.

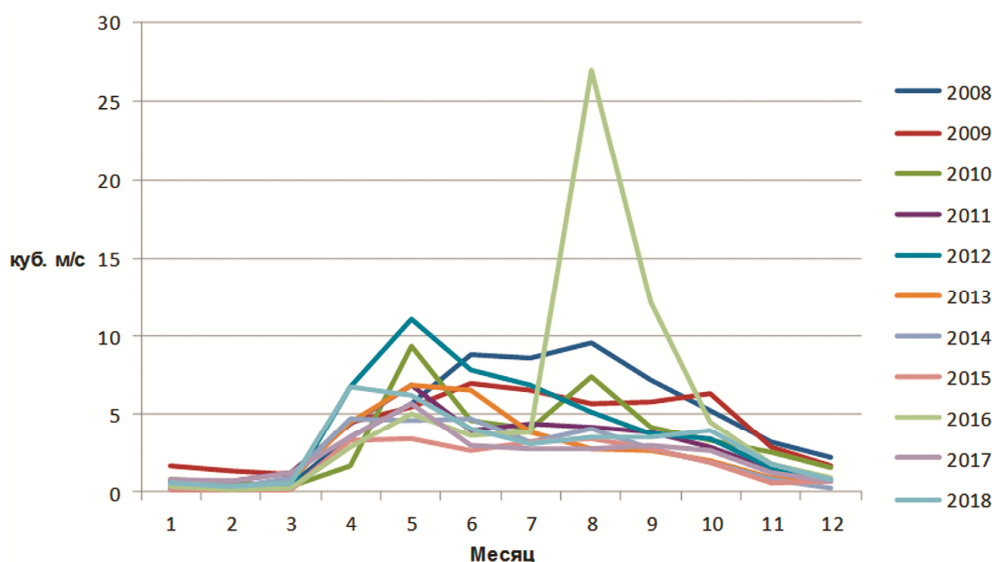


Рис. 2. Среднее значение среднемесячных расходов воды р. Олха за 2008–2018 гг.

Fig. 2. Average value of average daily water discharge of the Olha River for 2008–2018

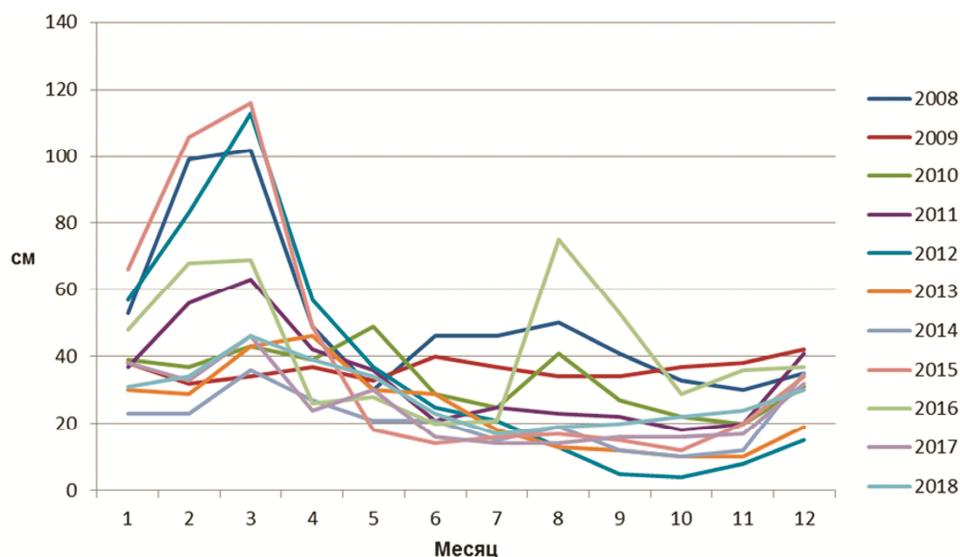


Рис. 3. Среднее значение среднемесячного уровня воды р. Олха за 2008–2018 гг.

Fig. 3. Average value of average daily water level of the Olha River for 2008–2018

Эти значения находят корреляцию с графиком расходов взвешенных наносов, проходя те же максимумы и минимумы.

Снижение частоты затопляемости поймы наглядно сказалось на площади старичных озер в пределах участка свободного меандрирования в районе озеровидного расширения русла р. Олха (рис. 4). Протяженность участка 3,4 км. Ширина русла до озеровидного расширения – 13 м, после – 7 м; ширина старого русла – 7–9 м; площадь озеровидного расширения 0,25 км²; поймы 0,4–0,9 м при ширине долины 1–1,2 км. Падение русла – 1,75 м/км.

Озеровидное расширение русла имеет искусственное происхождение, ранее здесь находился карьер по добыче песка. Строительство ограничило работу основного русла, и в настоящее время оно стало отдельной протокой, через которую не производится транзит воды и не поступают новые взвешенные наносы. С 2009 г. уровень воды в реке начал снижаться, и к 2018 г. наблюдается ее разделение на отдельные старицы. Ранее на этом участке преобладали процессы свободного меандрирования с развитием петлеобразных и сегментных излучин (восемь излучин на 2009 г.).



Рис. 4. Русловые деформации р. Олха на участке озеровидного расширения

На фрагмент космического снимка Maxar Technologies за 2018 г. нанесено русло р. Олха, соответствующее 2009 г.

Fig. 4. Channel deformations of the Olha River on the lake extension

The river bed is plotted corresponding to 2009 on a fragment of the Maxar Technologies satellite image for 2018

Основное же русло р. Олхи теперь выносит наносы прямым в озеровидное расширение, где со временем произошло нарастание площади дельтового конуса и островов из влекомых наносов. К 2018 г. площадь дельтового комплекса увеличилась в 1,7 раз (с 0,026 до 0,044 км²).

Исследуемый участок русла «д. Олха – устье р. Олха» завершается ограниченным меандрированием протяженностью 3,3 км. Ширина русла на данном участке варьирует от 13 до 45 м, поймы – 0,3–0,4 км при ширине долины 0,9–1,3 км. Падение русла – 1,21 м/км.

Русло р. Олхи смещается ближе к выступу юрских отложений, и развитие излучин в плане стабилизируется. За период 2009–2018 гг. наблюдается незначительное увеличение площади островов, а также отмирание и обмеление протоки р. Иркут на

левобережье р. Олха. Выделенные шесть излучин сундучного и петлеобразного типов сохраняются на протяжении всего рассматриваемого периода, на русловые процессы оказывает влияние только хозяйственная деятельность человека. Окрестные садовые участки в устьевой части р. Олха периодически испытывают подтопления, так как они непосредственно находятся на пойме, преобразованной при строительстве. Проблемы с подтоплением решаются с помощью строительства мелиоративных каналов. На снимке 2009 г. наблюдаются каналы мелиорации на левом берегу, который еще не сообщался с руслом р. Олха, но к 2018 г. был расширен и соединен с основным руслом, в результате чего увеличилось поступление вод с хозяйственных и садовых участков, но в то же время снизилась частота подтоплений. Также в 2015 г. часть русла была засыпана пес-

ком для формирования пляжа в пределах оздоровительного лагеря, после чего ниже по течению образовалась отмель из того же материала. Степень развитости излучин на данном участке по состоянию на 2009 и 2018 гг. – 2,6–1,9– 1,1–1,3 и 2,6–1,9–1,2–1,4.

В целом площадь поймы сократилась на 15,7 % – с 4,82 до 4,06 км² за счет осушительной мелиорации и строительства садовых участков в пределах поймы. До антропогенного вмешательства пойма р. Олхи на исследуемом отрезке относилась к сегментно-гвивистому типу на участках развития широкопойменного типа, в настоящий момент наблюдается тенденция выравнивания поймы и перехода на сегментный ровный тип. Изменение типа поймы произошло из-за воздействия различных видов хозяйственной деятельности на русловые процессы. Согласно А.В. Чернову [2009], можно выделить следующие группы типов взаимодействия:

1. Изменяющие факторы русловых процессов – мелиоративные и лесотехнические мероприятия в бассейне реки.

2. Влияющие на морфологию русла и его деформации – изменение русла и поймы на урбанизированных участках, выправительные работы, карьеры стройматериалов.

3. Испытывающие влияние русловых деформаций и оказывающие местное воздействие на русло – мостовые переходы, водозаборные сооружения, мероприятия по защите от размыва берегов, создание рекреационных зон возле реки.

Заключение

Хозяйственная деятельность человека способствует повышению поступления продуктов эрозии, глинистых частиц, что связано с деструктивным воздействием строительства (мелиоративного, гражданского, промышленного, автодорожного), почво-

обработкой и с изменением структуры сельхозугодий. В свою очередь это может привести к усилению процессов заиления на широкопойменных участках р. Олхи. Заиление и уменьшение расходов воды уже привели к отмиранию русла в районе озеровидного расширения, что напрямую влияет на сложившийся режим грунтовых вод в близлежащих ландшафтах. Антропогенный прессинг на русло и пойму способствует развитию заболачивания и подтопления, негативные последствия которых сейчас решаются садовыми товариществами путем строительства и расширения мелиоративных каналов.

Таким образом, устьевой участок р. Олхи является наиболее антропогенно преобразованным на всем протяжении реки. Тем не менее морфодинамические типы русла остаются стабильными за последние 10 лет, за исключением элементов речной долины и русла – стариц, побочной, проток. Произошло изменение поверхности поймы, а также наблюдается тенденция к смене ее типа. Анализ параметрических коэффициентов степени развитости излучины и отношения длины к стреле прогиба показали, что за период 2009–2018 гг. произошло снижение степени меандрирования с 1,8 до 1,7, при этом отношение к стреле прогиба увеличилось с 3,4 до 3,5. Для участка свободного меандрирования у д. Олха наблюдается общее снижение коэффициентов степени развитости излучин, как и для адаптированного участка. Из-за антропогенного преобразования территории на всем протяжении устьевого участка р. Олхи произошло снижение извилистости русла и общее снижение частоты затопляемости поймы, что сказалось на количестве и обводненности стариц. Незначительное повышение степени развитости излучин выявлено для двух пологих сегментных излучин в пределах участка с ограниченным меандрированием, что обусловливается естественной эволюцией излучин [Чалов, 2008].

Список источников

Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов // Состояние поверхностных вод – Список гидрологических постов на реках, ручьях, каналах: Инф. сист. 2020. URL: <https://gmvo.skniivh.ru/index.php?id=505> (дата обращения: 19.10.2020).

Атлас. Иркутская область: экологические условия развития. Москва ; Иркутск : Роскартография, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. 90 с.

Варенов А.Л. Вертикальные деформации русел малых рек под влиянием антропогенных факторов (бассейн р. Кудьмы) // Геоморфология. 2013. № 1. С. 73–82. doi: 10.15356/0435-4281-2013-1-73-81

Варенов А.Л., Ботавин Д.В., Завадский А.С. и др. Русловые процессы на малых реках староосвоенной территории (на примере рек бассейна р. Кудьмы, Приволжская возвышенность) // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 6. М., 2015. С. 131–160.

Ротмистров В.Л. Малые реки Ярославского Поволжья. Ярославль : ВВО РЭА, 2004. С. 8–9.

Строительная климатология: СП 131.13330.2012. Климатические параметры холодного и теплого периода года: свод правил. М. : [б.и.], 2013. 96 с.

Тарбеева А.М., Крыленко И.В., Сурков В.В. Озеровидные расширения русел рек степной зоны и возможные причины их формирования (бассейн р. Урал в районе г. Орска) // Геоморфология. 2016. № 1. С. 73–81. doi: 10.15356/0435-4281-2016-1-73-81

Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1: Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М. : Изд-во ЛКИ, 2008. 610 с.

- Чалов Р.С.** Генетическая составляющая типизации речных русел // Геоморфология. 2020. № 2. С. 3–20. doi: 10.31857/S0435428120020030
- Чернов А.В.** География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии. М. : Крона, 2009. 684 с.
- Church M., Ferguson R.I.** Morphodynamics: Rivers beyond steady state // Water Resour. Res. 2015. V. 51. P. 1883–1897. doi: 10.1002/2014WR016862
- Gregory K.J.** The Human Role in Changing River Channels // Geomorphology. 2006. V. 79 (3). P. 172–191. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.06.018
- Nabi M., Giri S., Iwasaki T., Kimura I., Shimizu S.** Multi-scale modeling of river morphodynamics // Conference: River Flow. 2014. P. 75–83. doi: 10.1201/b17133-167

References

- Avtomatizirovannaya informacionnaya sistema gosudarstvennogo monitoring vodnyh ob"ektov* [Automated information system of state monitoring of water objects] [Electronic resource]: Information on the pollution of water objects– sources of drinking water supply: Inf. syst. 2019. URL: <https://gmvo.skniivh.ru/index.php?id=329> (Date of accessed: 19.10.2020). In Russian
- Atlas. Irkutskaya oblast': ekologicheskie usloviya razvitiya* [Atlas. Irkutsk Region: Environmental Conditions for Development]. Moscow; Irkutsk: Roskartografiya, Publishing house of the Institute of Geography SB RAS. 2004. 90 p. In Russian
- Building climatology*: SP 131.13330.2012. Climatic parameters of the cold and warm seasons [Text]: a set of rules. Moscow, 2013. p. 96. In Russian
- Varenov A.L. *Vertikal'nye deformacii rusel malyh rek pod vliyaniem antropogennykh faktorov (bassejn r. Kud'my)* [Vertical deformations of small river channels under the influence of anthropogenic factors (Kudma river basin)] // Geomorphology. 2013. V. 1. pp. 73–82. In Russian. doi: 10.15356/0435-4281-2013-1-73-81
- Varenov A.L., Botavin D.V., Zavadsky A.S. et al. *Ruslovyie process namalykh rekah staroosvoennoy territorii (naprimere rek bassejna r. Kud'my, Privolzhskaya vozvysheennost')* [Channel processes on small rivers of the old developed territory (on the example of the rivers of the Kudma river basin, Privolzhskaya upland)] // Erosion and channel processes. Moscow. Geographer faculty of Moscow State University. Is. 6. 2015. pp. 131–160. In Russian
- Rotmistrov V.L. *Malye reki Yaroslavskogo Povolzh'ya* [Small Rivers of the Yaroslavl Volga region]. Yaroslavl: Izd-vo of VVO REA. 2004. pp. 8–9. In Russian
- Tarbeeveva A.M., Krylenko I.V., Surkov V.V. *Ozerovidnye rasshireniya rusel rek stepnoj zony i vozmozhnye prichiny ih formirovaniya (bassejn r. Ural v rajone g. Orska)* [Lake-like extensions of river channels in the steppe zone and possible reasons for their formation (basin of the Ural river near the city of Orsk)] // Geomorphology. 2016. V. 1. pp. 73–81. In Russian. doi: 10.15356/0435-4281-2016-1-73-81
- Chalov R.S. *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. T. 1. Ruslovyieprocessy: faktory, mekhanizmy, formyproyavleniya i usloviya formirovaniya arechnykh rusel* [Ruslovedenie: theory, geography, practice. V. 1. Channel processes: factors, mechanisms, forms of manifestation and conditions for the formation of river channels]. Moscow: Izd-vo LCI. 2008. p. 610. In Russian
- Chalov R.S. *Geneticheskaya sostavlyayushchaya tipizacii rechnykh rusel* [Genetic component of typification of river channels] // Geomorphology. 2020. V. 2. pp. 3–20. In Russian. doi: 10.31857/S0435428120020030
- Chernov A.V. *Geografiya i geoekologicheskoe sostoyanie rusel i pojm rek Severnoj Evrazii* [Geography and geoecological state of riverbeds and floodplains of rivers in Northern Eurasia]. Moscow: Publishing house "Krona", 2009. 684 p. In Russian
- Church M., Ferguson R. I. Morphodynamics: Rivers beyond steady state, Water Resour. Res. 51. 2015. pp. 1883–1897. doi: 10.1002/2014WR016862
- Gregory K.J. The Human Role in Changing River Channels. Geomorphology. 2006. V. 79 (3). pp. 172–191. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.06.018
- Nabi M., Giri S., Iwasaki T., Kimura I., Shimizu S. Multi-scale modeling of river morphodynamics. Conference: River Flow. 2014. pp. 75–83. doi: 10.1201/b17133-167

Информация об авторе:

Безгодова О.В., аспирант, лаборатория геоморфологии, Институт географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия.
E-mail: ola.bezgodova.23@yandex.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about the author:

Bezgodova O.V., postgraduate student, Laboratory of Geomorphology, Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia.
E-mail: ola.bezgodova.23@yandex.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 16.02.2020; одобрена после рецензирования 24.09.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 16.02.2020; approved after reviewing 24.09.2021; accepted for publication 18.03.2022

Научная статья

УДК 913

doi: 10.17223/25421379/22/8

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ВЕРТИКАЛЬНОЙ ТОЧНОСТИ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ ВЫСОТ – SRTM, ALOS WORLD 3D, ASTER GDEM И MERIT DEM НА ПРИМЕРЕ ЛЕСНОЙ И ПОЙМЕННОЙ ЗОНЫ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «НИЖНЯЯ КАМА»



Станислав Сергеевич Рязанов¹, Валентина Ивановна Кулагина²

^{1,2} *Институт проблем экологии и недропользования АН РТ (обособленное подразделение ГНБУ «Академия наук Республики Татарстан»), Казань, Россия*

¹ *RStanislav.soil@gmail.com*

² *viksoil@mail.ru*

Аннотация. Оценена вертикальная точность четырех наиболее распространенных глобальных и квазиглобальных моделей высот на примере залесенных террасовых и открытых пойменных участков национального парка «Нижняя Кама». Оценка проведена в сравнении с цифровой моделью рельефа, построенной на основе топографической карты масштаба 1:100000. Среднеквадратичная ошибка (RMSE) отображения абсолютных высот лесных зон парка представлена в убывающем порядке: ALOS WORLD 3D (17,71 м), ASTER GDEM (12,18 м), SRTM (9,19 м), MERIT DEM (7,80 м). Среднеквадратичная ошибка определения абсолютных высот для пойменных участков уменьшается в ряду: ASTER GDEM (8,39 м), ALOS WORLD 3D (4,68 м), SRTM (4,48 м), MERIT DEM (3,35 м).

Ключевые слова: цифровая модель рельефа, цифровая модель высот, моделирование рельефа, растительность, ALOS WORLD 3D, SRTM, ASTER GDEM, MERIT DEM

Для цитирования: Рязанов С.С., Кулагина В.И. Сравнительная оценка вертикальной точности цифровых моделей высот – SRTM, ALOS WORLD 3D, ASTER GDEM и MERIT DEM на примере лесной и пойменной зоны национального парка «Нижняя Кама» // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 107–117. doi: 10.17223/25421379/22/8

Original article

doi: 10.17223/25421379/22/8

COMPARATIVE ACCURACY ASSESSMENT OF DIGITAL ELEVATION MODELS (SRTM, ALOS WORLD 3D, ASTER GDEM, MERIT DEM) ON THE EXAMPLE OF FOREST AND FLOODLAND ZONES OF THE NATIONAL PARK “NIZHNYAYA KAMA”

Stanislav S. Ryazanov¹, Valentina I. Kulagina²

^{1,2} *Research Institute for Problems of Ecology and Mineral Wealth Use of Tatarstan Academy of Sciences (separate subdivision of State institution «Tatarstan Academy of Sciences»), Kazan, Russia*

¹ *RStanislav.soil@gmail.com*

² *viksoil@mail.ru*

Abstract. Background. Digital elevation models are important data sources for solving a number of practical and scientific problems. All available global remote sensing data are digital surface models by definition as they represent an earth surface with all natural and man-made objects on it. At the moment, there is no globally consistent digital terrain model, which is free of building and trees canopy and represents relief itself. A significant contribution to the creation of such models was made by D. Yamazaki et al., presented “Multi-Error-Removed Improved-Terrain DEM” (MERIT DEM). The novelty of this terrain model is that it attempts to remove vegetation bias and other random and systematic errors of the other sources, such as SRTM and ALOS WORLD 3D. The current study was performed to assess the local accuracy of the MERIT DEM, as well as other four open DEMs in comparison to topographical survey data on the example of the forest and floodplain areas. Materials and methods. Accuracy assessment was performed on the example of the National Park “Nizhnyaya Kama”, located on the north-east part of the Republic of Tatarstan, Russia (Fig. 1). Four digital elevation models were assessed: SRTM, ASTER GDEM, ALOS WORLD 3D and MERIT DEM. Available data of topographic maps at a scale of 1:100,000 were used as the assessment basis. The topographic data was vectorized and interpolated using Multilevel B-Splines (MBS) (Fig. 2a). A test subset (2,000 points) was sampled from the vectorized topographic data, including contour lines points and single landmark points (Fig. 2b). The test subset was used to calculate accuracy metrics: absolute values of minimal and maximal elevation difference, mean difference, Pearson’s correlation coefficient, and root-mean-square error (RMSE). In addition, vertical profiles were extracted from the elevation models. Results. The interpolated elevation model MBS was characterized by the highest accuracy as expected. The

RMSE = 1.67, and near-zero mean error allowed to conclude adequate representation of the park's relief. The range of elevation values for the forest areas were 54.27–176.11 m with the mean of 109.39 (Fig 3a). The remote sensed digital elevation models had the lowest accuracies (Table 1). The elevation values were 6.08–15.88 m higher than the actual topographical data. The corrected model MERIT DEM had the lowest error values in comparison to the remote sensed models. Nevertheless, the mean error and RMSE of the MERIT DEM were higher than of the interpolated MBS model. In the floodplain areas the models were ordered in the following order by the increase of the mean elevation: ASTER GDEM (50.1 m) < SRTM (52.3 m) < MBS (55.1 m) < ALOS WORLD 3D (57.2 m) < MERIT DEM (57.4 m). The mean errors and root mean squared errors of the remote sensed DEMs were lower in comparison to the forest areas (Table 2). Conclusion. The results showed that the overall accuracy of open digital elevation models increase in the order of ASTER GDEM < ALOS WORLD 3D < SRTM < MERIT DEM. The vertical profiles showed high noisiness of the ASTER GDEM and ALOS WORLD 3D for the forest and floodplain areas of the park.

Keywords: elevation map, digital terrain model, DTM, DEM, DSM

For citation: Ryazanov, S.S. & Kulagina, V.I. (2022) Comparative accuracy assessment of digital elevation models (SRTM, ALOS WORLD 3D, ASTER GDEM, MERIT DEM) on the example of forest and floodland zones of the national park “Nizhnyaya Kama”. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 107–117. doi: 10.17223/25421379/22/8

Введение

Цифровые модели высот (digital elevation model, DEM) – важный источник данных для решения ряда практических и научных задач [Kenward, 2000]. В общем определении цифровая модель высот – это трехмерная проекция земной поверхности. Их, в свою очередь, можно разделить на две группы: цифровые модели рельефа (digital terrain model, DTM), свободные от деревьев, зданий и других объектов; цифровые модели поверхности (digital surface model, DSM), которые описывают земную поверхность со всеми природными и искусственными объектами на ней [Alganci et al., 2018].

Существуют три основных источника данных о рельефе: оцифрованные топографические карты; полевые данные, полученные с использованием инструментальной геопривязки, и данные дистанционного зондирования, полученные при помощи различных видов аэро- и космосъемки. Каждый из источников имеет свои преимущества и недостатки.

Проекты по созданию глобальной модели высот берут свое начало еще до массового применения спутниковых данных. Из наиболее распространенных стоит отметить следующие.

GTOPO30 – глобальная цифровая модель высот с пространственным разрешением 30 угловых секунд (примерно 1 км). Данная модель высот представлена в 1996 г. Центром наблюдения за ресурсами Земли и науки Геологической службы США (U.S. Geological Survey). Модель составлена из различных картографических источников путем их цифровизации и последующей интерполяции, охватывает территорию Земли от 90° с.ш. до 90° ю.ш. [Gesch et al., 1999].

GLOBE (Global Land One-kilometer Base Elevation) – проект международной команды, первая версия продукта появилась в 1999 г. Основные характеристики такие же, как и у *GTOPO30*, – пространственное разрешение составляет 30 угловых секунд, охват от 180° з.д. до 180° в.д. и от 90° с.ш. до

90° ю.ш. В основе *GLOBE* лежат 11 источников данных, многие из которых также являются составными продуктами. Вышеупомянутый *GTOPO30*, в том числе, служил одной из основ при создании *GLOBE* [Global..., 1999].

Явным недостатком цифровых моделей высот, составленных из множества источников, является неоднородность их характеристик – метода составления, показателей точности, датума и пр. [Global..., 1999]. Результаты космической съемки изначально лишены данного недостатка. Особую популярность среди открытых источников дистанционных данных о рельефе земной поверхности получили несколько проектов:

SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) – радиолокационная топографическая миссия шаттла. *SRTM* – совместный проект NASA и NIMA (США), а также немецкого центра Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt по использованию радиолокационного интерферометра на борту космического шаттла для создания глобально согласованной цифровой карты высот для широт южнее 60° с.ш. и севернее 60° ю.ш. с пространственным разрешением в 1 угловую секунду (примерно 30 м) [Kocak, 2005]. Съемка проведена в феврале 2000 г.

ASTER DEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) – модель высот, полученная NASA в 1999 г. с использованием стереоскопических фотографий земной поверхности в ближнем инфракрасном диапазоне. Пространственное разрешение выше, чем у *SRTM*, и составляет 15 м.

ALOS World 3D – еще один глобальный проект создания цифровой модели поверхности/высот, полученный на основе данных Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping (PRISM) на борту Advanced Land Observing Satellite (ALOS). Проект запущен Японским агентством аэрокосмических исследований (Japan Aerospace Exploration Agency, JAXA) с коммерческими партнерами NTT DATA Corp. и Remote Sensing Technology Centre of Japan (RESTEC) в 2006 г. [Tadono et al., 2014].

Все данные дистанционного зондирования Земли, в том числе перечисленные выше, по определению являются моделями поверхности [Elkhrachy, 2018]. В то же время задачи геоморфологического анализа и моделирования, почвенного картографирования, экологического анализа, учитывающие абсолютное или относительное положение в рельефе, по понятным причинам должны проводиться на основе моделей рельефа. Особые сложности в этой связи вызывают задачи изучения залесенных территорий. Применение цифровых моделей высот в этом случае требует предварительной коррекции. В работах [Gallant et al., 2012; Baugh et al., 2013] такая коррекция была выполнена путём смещения на высоту древесного покрова.

6. Цифровая модель рельефа *MERIT (Multi-Error-Removed Improved-Terrain)* представлена D. Yamazaki и соавт. [2017], как глобально согласованная цифровая модель рельефа с высокой вертикальной точностью. Данная ЦМР разработана на основе нескольких цифровых моделей поверхности, включая данные SRTM и ALOS WORDL 3D. Повышение точности достигается за счет коррекции систематических и случайных ошибок, а также коррекции смещения на высоту деревьев на лесных участках. Смещение на высоту деревьев оценивалось на основе сравнения цифровых моделей высот, глобальных данных лесного покрова и данных дистанционного зондирования ICESat [Yamazaki et al., 2017].

Цель настоящей работы состояла в сравнении вертикальной точности различных цифровых моделей высот на примере залесенных и свободных от

лесного покрова участков. В качестве примера выступила территория национального парка «Нижняя Кама». Проведена оценка возможности применения скорректированной модели рельефа MERIT для локального геоморфологического анализа залесенных территорий.

Объекты и методы

Область исследования. Национальный парк «Нижняя Кама» располагается на северо-востоке Республики Татарстан в пределах физико-географических районов Восточное Предкамье и Восточное Закамье (рис. 1). Общая площадь составляет 26 460 га. На территории парка расположены как пойменные зоны, занятые луговой растительностью, так и водоразделы, покрытые лесными ценозами. Исследование проведено на основе двух лесных участков общей площадью 18 751 га, а также двух пойменных участков общей площадью 8 259 га (рис. 1).

Рельеф водораздельных участков эрозионно-денудационный склоновый с абсолютными отметками 63–180 м. Для правобережья р. Кама характерны эоловые формы рельефа, с параболическими и продольными днами, эоловыми буграми и котловинами выдувания. Левобережье р. Кама сложено элювиальными нерасчлененными четвертичными отложениями. Рельеф представлен невысокими поверхностями с незначительными врезами рек. Пойменные участки – аллювиальные равнины с незначительными перепадами высот до 6 м над нормальным подпорным уровнем Нижнекамского водохранилища.

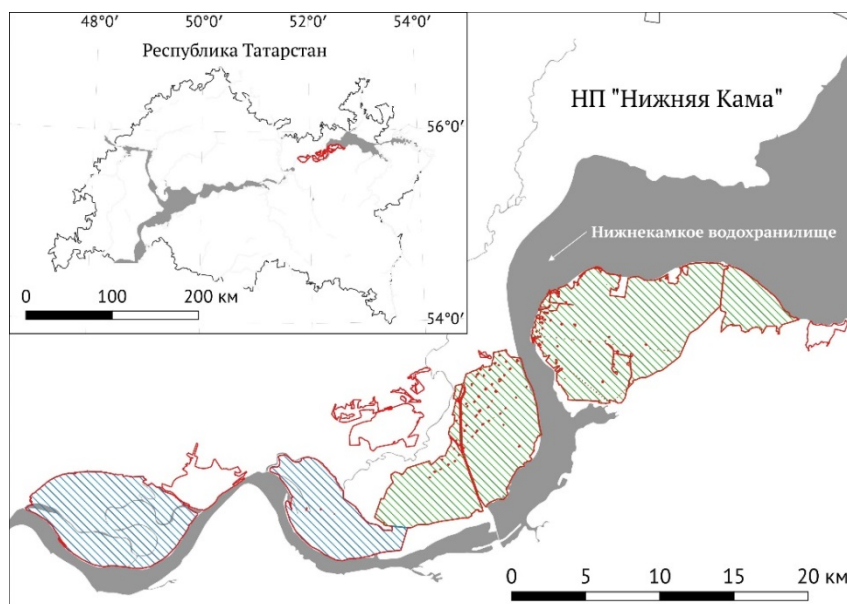


Рис. 1. Территория Национального парка «Нижняя Кама». Штриховкой выделены участки, использованные для оценки моделей рельефа: зеленым – лесные участки, синим – пойменные участки

Fig. 1. The territory of the National Park “Nizhnyaya Kama”; shaded zones indicate areas used for terrain models assessment: green color – forest areas, blue color – floodplain areas

Модели высот и предварительная обработка. В работе проведено сравнение четырех глобальных и квазиглобальных цифровых моделей высот:

– SRTM. В работе использовалась третья версия данной модели высот, представленная NASA в 2015 г. Исходный продукт имеет пространственное разрешение в 1 угловую секунду (примерно 30 м). Предыдущие исследования вертикальной точности сообщали о среднеквадратичной ошибке в 12,4 и 11,9 м на территории Европы и Евразии, соответственно. Локальные исследования точности дают оценку в 6,5 м [Alganç et al., 2018];

– ALOS WORLD 3D. В работе использована вторая версия коррекции ошибок. Изначально модель рельефа разработана с пространственным разрешением 5 м, однако открытая некоммерческая версия имеет разрешение в 1 угловую секунду. Предыдущие работы оценивают точность данной модели высот в 3,7–5,7 м [Alganç et al., 2018];

– ASTER GDEM. Использована третья версия модели высот, выпущенная NASA в 2019 г. Исходное пространственное разрешение составляет 30 м. Локальный анализ точности модели второй версии показывал среднеквадратичную ошибку в 6,9 м [Alganç et al., 2018];

– MERIT DEM. Исходные растровые данные имеют пространственное разрешение в 3 угловые секунды (примерно 90 м) [Yamazaki et al. 2017]. Показано, что глобальный прирост точности модели MERIT составил 39 % относительно исходных моделей высот.

Все перечисленные источники изначально поставляются в системе координат WGS84, значения растров представляют ортометрические высоты на основе геоида EGM96. Для анализа модели высот были перепроецированы на растр с разрешением 90 м.

Подготовка контрольных топографических данных. Для оценки точности цифровых моделей рельефа были использованы доступные данные топографических карт территории национального парка в масштабе 1:100 000 (сост. ФГУП «Госгисцентр») (рис. 2, а). Согласно ГКИНП-30, «на топографических картах масштабов 1:25 000, 1:50 000 и 1:100 000 средние ошибки в положении горизонталей по высоте относительно ближайших точек съемочного обоснования не должны превышать в плоскоровнинных районах, соответственно, 1, 3 и 6 м и в равнинных, пересеченных и всхолмленных районах с преобладающими углами наклона до 6° – 2, 4 и 9 м» [ГКИНП-30, 1977].

Данные топосъемки были вручную векторизованы и перепроецированы в систему координат

WGS84 для дальнейшего анализа. Итоговая топографическая основа представлена отдельными характерными точками местности (634 точки), а также векторным слоем горизонталей, который для проведения интерполяции конвертировался в точечный слой (всего 29 895 узлов).

Для сравнения цифровых моделей рельефа с данными о рельефе, полученных при помощи оцифровки топографической карты, была проведена пространственная интерполяция значений топографической съемки при помощи метода иерархических базисных сплайнов (Multilevel B-Splines, MBS). В данной работе использована реализация алгоритма, представленная в ГИС SAGA [Conrad et al., 2015]. Данный метод основан на применении аппроксимации на основе В-сплайнов для контрольных сеток с последовательно увеличивающимся разрешением. Подробное описание алгоритма доступно в работе S. Lee и соавт. [1997]. Максимальный уровень аппроксимации ('Maximum level' программе SAGA GIS) – основной параметр, определяющий степень сглаженности итоговой интерполированной поверхности. Чем больше параметр, тем меньше расхождение с точечными данными. Для построения ЦМР в работе применялся уровень 'Maximum level' = 14.

Оценка точности. Точность цифровых моделей рельефа/поверхности, а также точность интерполяции топографических данных оценивалась на основе набора проверочных точек (2 тыс. шт.), стратифицированным случайным образом отобранных из исходного набора топографических данных. В тестовую выборку попали как точки, входящие в изолинии, так и отдельные характерные точки местности. Расположение точек тестирования представлено на рис. 2, б.

Для тестовых точек вычислялись следующие показатели: модуль минимальной и максимальной разницы между значениями топографических данных и оцениваемыми моделями высот, средняя разница, коэффициент корреляции по Пирсону, среднеквадратичная ошибка (RMSE) [Elkhrachy, 2018]. Расчет RMSE проводился согласно формуле

$$RMSE = \sqrt{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (v_{ri} - v_{mi})^2\right)}, \quad (1)$$

где: v_{ri} – референсная высота в точке i ; v_{mi} – высота по оцениваемой карте высот в точке i ; n – количество контрольных точек.

Также оценены вертикальные продольные профили для различных географических направлений для всех оцениваемых моделей рельефа/высот. Расположение профилей представлено на рис. 2, б.

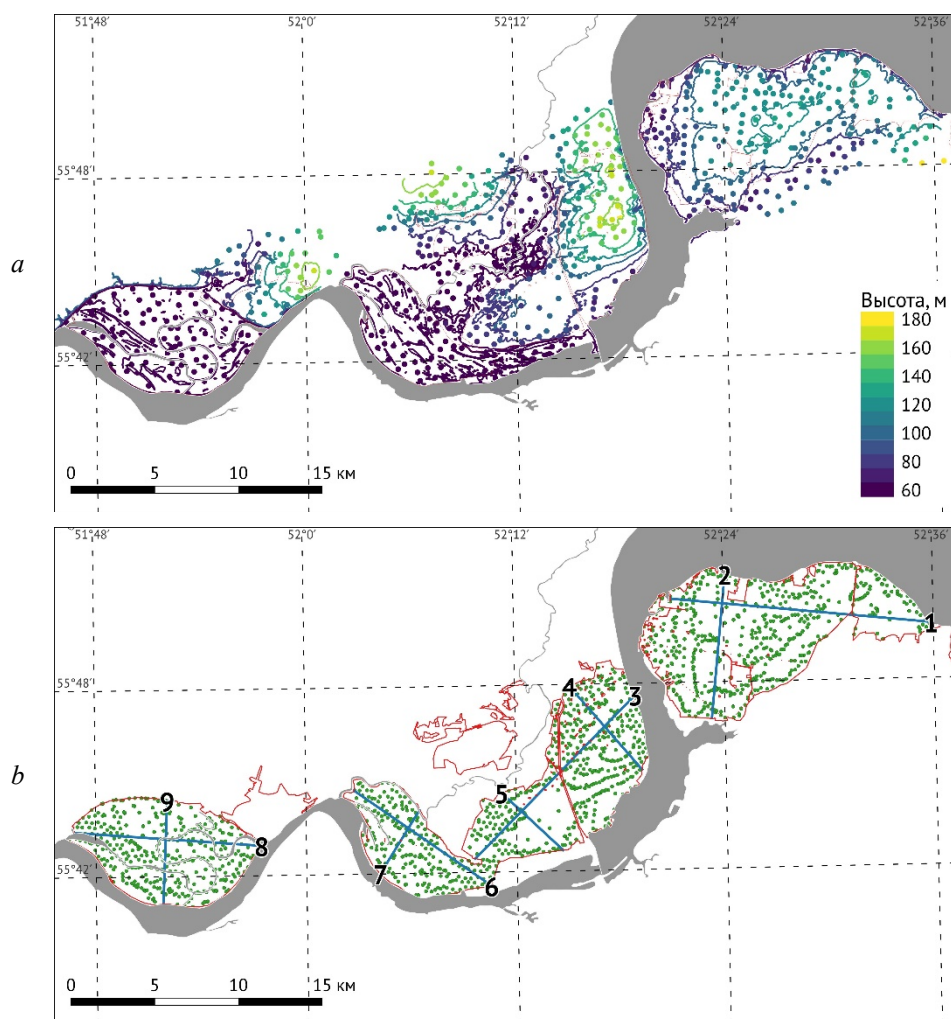


Рис. 2. Топографические данные, использованные для интерполяции (а); расположение точек, использованных для оценки точности, и продольные профили (b)

Fig. 2. Topographic data used for interpolation (a); location of points used to assess accuracy and vertical profiles (b)

Результаты и обсуждение

Лесные участки. На рис. 3 отображены карты моделей высот лесных участков национального парка «Нижняя Кама», в том числе на рис. 3, а – модель рельефа, полученная путем интерполяции топографических данных методом MBS.

После этапов предварительной обработки проведена оценка точности цифровых моделей рельефа и высот. Для лесных участков выборка проверочных точек состояла из 402 характерных точек местности и 905 узлов изолиний. Результаты приведены в табл. 1.

Модель рельефа MBS, полученная путем интерполяции топографических данных, ожидаемо обладает наибольшей точностью. Среднеквадратичная ошибка $RMSE = 1,67$ м, а также околонулевое значение средней ошибки позволяют заключить, что ито-

говая карта адекватно отражает рельеф национального парка «Нижняя Кама». Размах высотных значений для лесных участков парка составляет 54,27–176,11 м со средней высотой 109,39 м (рис. 3, а).

Модели высот – продукты дистанционного зондирования Земли – обладают наибольшей погрешностью для лесных территорий (табл. 1). Это также закономерный результат, поскольку данные модели отражают поверхность Земли со всеми находящимися на ней объектами. При этом значения высот моделей в среднем на 6,08–15,88 м выше в сравнении с топографической съемкой. Более низкие значения среднеквадратичной ошибки и средней ошибки модели SRTM можно объяснить эффектом проникновения радарного сигнала вглубь кроны деревьев, в зависимости от их густоты и плотности покрытия [Miliareisis, Delikaraoglou, 2009].

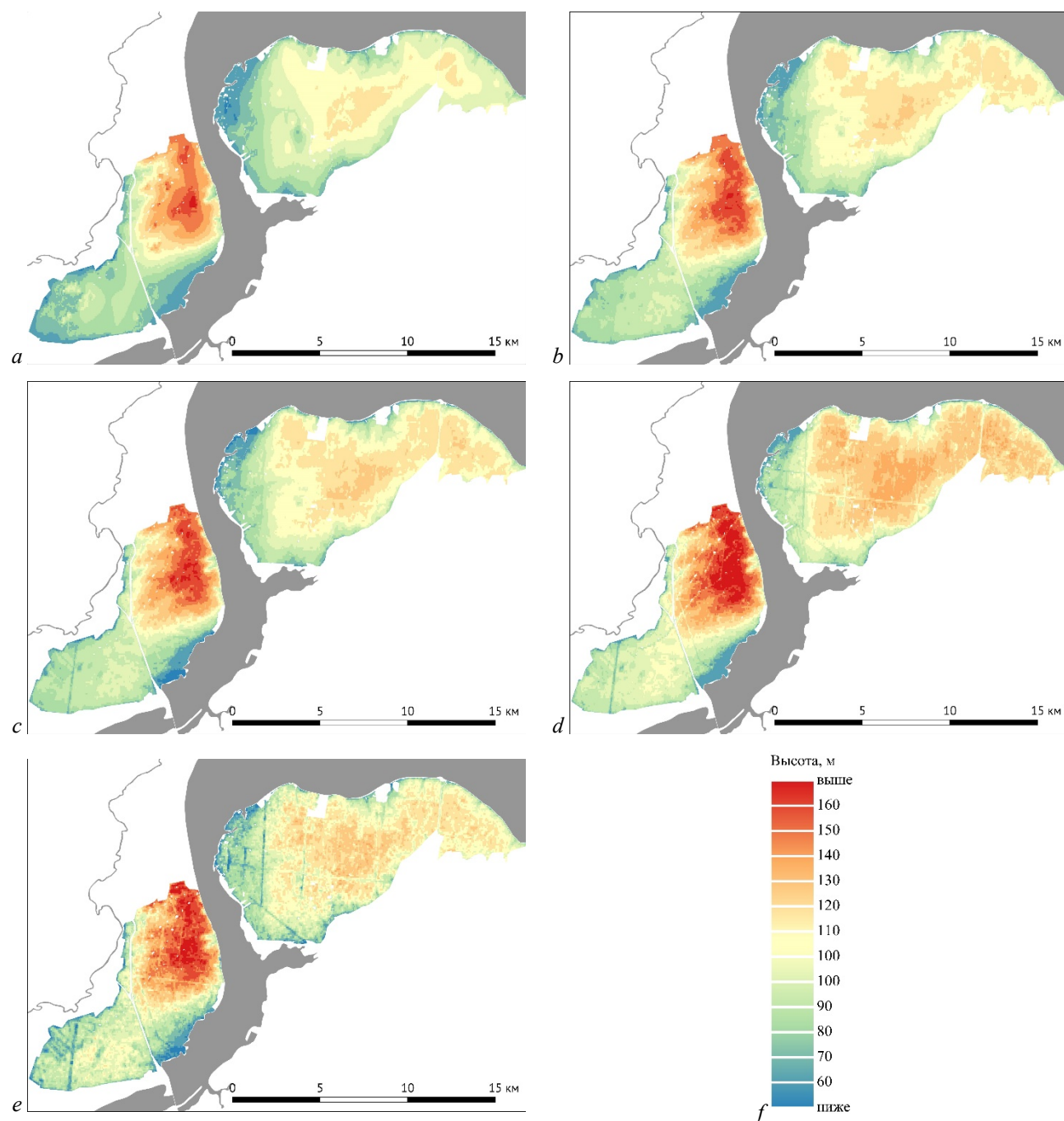


Рис. 3. Визуализация моделей высот для лесных зон

a – MBS; b – MERIT DEM; c – SRTM; d – ALOS WORLD 3D; e – ASTER GDEM, f – легенда

Fig. 3. Elevation models for forest areas

a – MBS; b – MERIT DEM; c – SRTM; d – ALOS WORLD 3D; e – ASTER GDEM; f – Legend

Размах значений данных SRTM для обследуемой территории составляет 56,04–178,52 м, среднее 110,64 м; размах данных ALOS WORLD 3D равен 58,42–188,24 м, среднее 120,14 м; размах высот ASTER GDEM составляет 40,56–186,77 м, среднее 112,18 м. В целом данные модели высот можно рас-

положить в следующем порядке по увеличению точности отображения рельефа лесных зон обследуемой территории: ALOS WORLD 3D < ASTER GDEM < SRTM (табл. 1).

Авторы представили глобальную модель рельефа *MERIT DEM* как результат коррекции систематиче-

ских и случайных ошибок существующих на тот момент версий SRTM, ALOS WORLD 3D и др. Также отмечается, что данная модель прошла процедуру коррекции смещения на высоту деревьев [Yamazaki et al., 2017]. Для территории обследования цифровая модель рельефа MERIT действительно обладает наименьшей погрешностью относительно топографической съемки как по показателю среднеквадратичной ошибки, так и по значениям максимальной разницы (табл. 1). Данная DEM также характеризуется наименьшим смещением (средней ошибкой) относительно топографии в сравнении с другими открытыми источниками данных о рельефе. Вместе с тем метрики ошибок остаются высокими относительно интерполированной модели MBS, что позволяет заключить о недостаточной коррекции смещения на высоту деревьев в данном локальном случае.

Второй этап оценки точности цифровых моделей заключался в оценке пяти продольных профилей; их расположение представлено на рис. 2, б. Итоговые профили для DEM и профиль интерполированных данных топографической съемки представлены на рис. 4. Продольные профили рельефа подтверждают результаты точечной оценки точности данных SRTM, ALOS WORLD 3D, ASTER GDEM и MERIT DEM.

Наибольшим смещением относительно земной поверхности обладают данные модели высот ALOS WORLD 3D. При оценке абсолютных значений по всей территории обследования разница между ALOS WORLD 3D и топографической съемкой лежит в пределах от –24,15 м до 45,4 м при среднем значении в 17,51 м.

Профили цифровой модели MERIT практически полностью повторяют профили данных SRTM, на которой она, вероятно, была основана в первую очередь (Pearson's $r = 0,99$, $p < 0,001$). Разница высот между моделями SRTM и MERIT DEM составляет в среднем 1,25 м (размах –17,17–9,14 м). Создателям данной модели лишь частично удалась коррекция ошибок и смещения на высоту деревьев – различия с

данными топосъемки лежат в пределах от –18,25 до 30,76 м со средним в 6,76 м.

Профили моделей ALOS WORLD 3D и ASTER GDEM характеризуются наибольшей зашумленностью (рис. 4). Данные модели также имеют наименьшую корреляцию с данными топографических карт (табл. 1).

Минимальные погрешности для всех моделей рельефа в сравнении с интерполированной топосъемкой наблюдаются для открытых участков местности – лугов, дорожных участков, вырубков, что выражается в схожести профилей на локальных понижениях (рис. 4).

Пойменные участки. Цифровые модели рельефа относительно ровных пойменных участков с незначительными перепадами высот (53–60 м по данным топографической карты) отличаются значительной неоднородностью отображения территории (рис. 5). Так, модели можно ранжировать по увеличению средней высоты: ASTER GDEM (50,1 м) < SRTM (52,3 м) < MBS (55,1 м) < ALOS WORLD 3D (57,2 м) < MERIT DEM (57,4 м). Коэффициент вариации модели высот ASTER GDEM составляет 11,1 %, для остальных – меньше 6 %.

Оценка точности пойменных участков национального парка проведена на основе 127 характерных точек местности и 565 узлов изолиний (рис. 1). Результаты приведены в табл. 2.

Оценка точности цифровых моделей высот относительно данных топографических карт показывает значительно меньшие значения среднеквадратичной ошибки для пойменных зон в сравнении с территорией парка, занятого лесом (табл. 2). По точности отображения рельефа модели высот можно расположить в следующем порядке: ASTER GDEM < ALOS WORLD 3D < SRTM < MERIT DEM < MBS. Коэффициент корреляции данных дистанционных моделей рельефа значительно меньше, чем для лесных участков. Это объясняется малым разбросом высот данной территории.

Таблица 1

Метрики точности цифровых моделей высот для лесных участков

Table 1

Accuracy metrics of digital elevation models for the forest areas

Модель высот	Min Err	Max Err	ME	RMSE	Pearson's r
MBS	0,00	21,12	–0,11	1,67	1,00
MERIT DEM	0,01	25,46	5,75	7,80	0,97
SRTM	0,04	35,80	6,83	9,19	0,96
ALOS WORLD 3D	0,01	35,87	15,88	17,71	0,95
ASTER GDEM	0,00	43,54	8,09	12,18	0,93

Примечание. |Min Err| – модуль минимального значения ошибки; |Max Err| – модуль максимального значения ошибки; ME – средняя ошибка; RMSE – среднеквадратичная ошибка; Pearson's r – коэффициент корреляции по Пирсону.

Notes. |Min Err| – the modulus of the minimum error value; |Max Err| – the absolute value of the error; ME – the mean error; RMSE – the root mean square error; Pearson's r – the Pearson correlation coefficient.

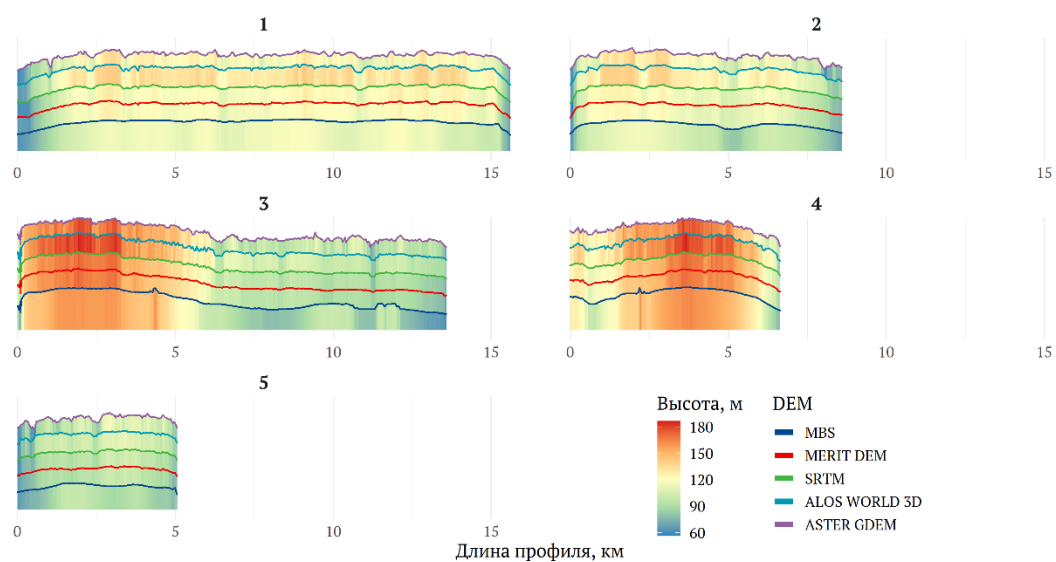


Рис. 4. Продольные профили лесных участков Национального парка «Нижняя Кама»

Fig. 4. Vertical profiles of the forest areas of the National Park “Nizhnyaya Kama”

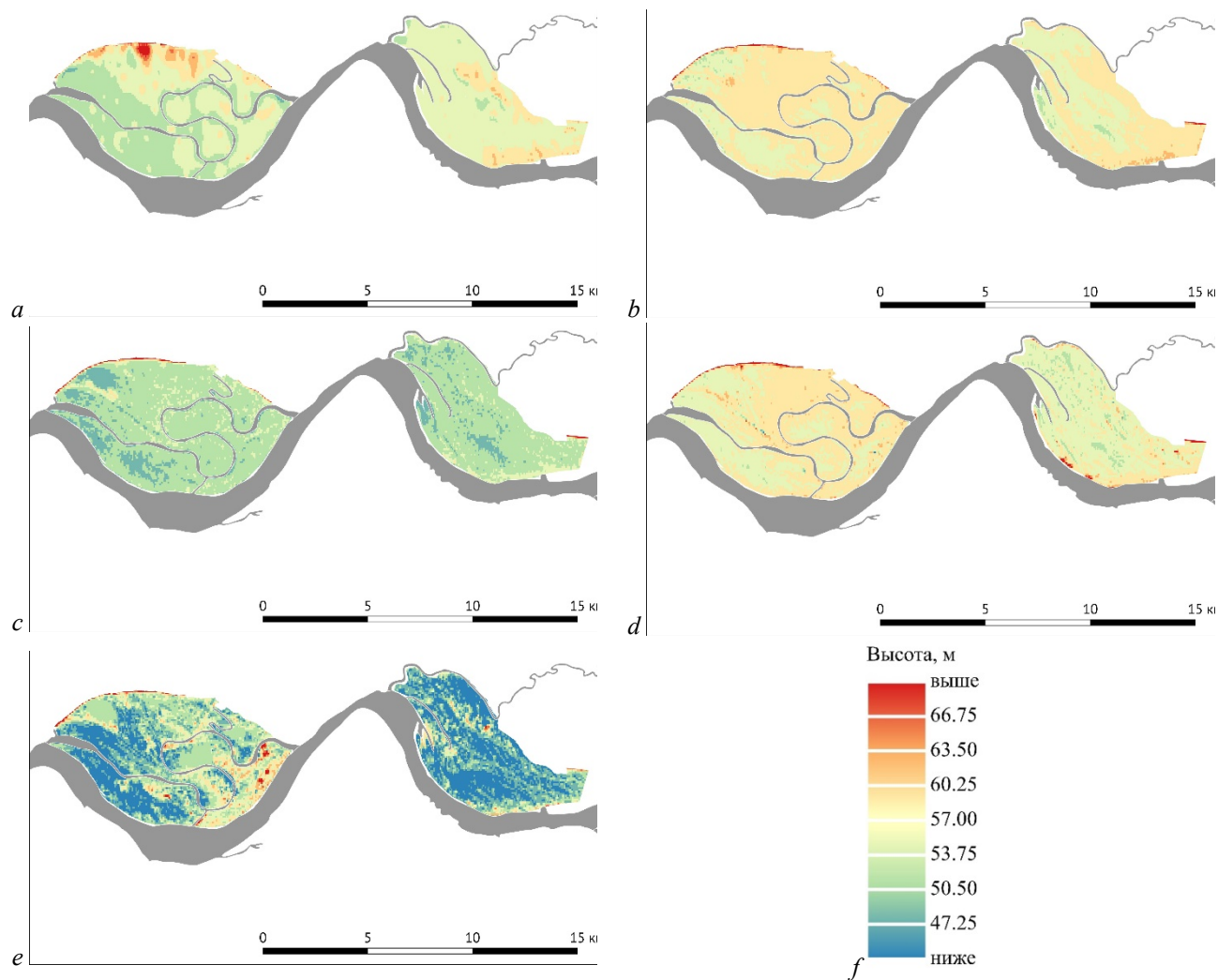


Рис. 5. Визуализация моделей высот для пойменных зон

a – MBS; b – MERIT DEM; c – SRTM; d – ALOS WORLD 3D; e – ASTER GDEM, f – легенда

Fig. 5. Elevation models for floodplain areas

a – MBS; b – MERIT DEM; c – SRTM; d – ALOS WORLD 3D; e – ASTER GDEM; f – Legend

Таблица 2

Метрики точности цифровых моделей высот для пойменных участков

Table 2

Accuracy metrics of digital elevation models for the floodplain areas

Модель	[Min Err]	[Max Err]	ME	RMSE	Pearson's r
MBS	0,00	14,74	0,08	1,22	0,90
MERIT DEM	0,02	19,74	2,18	3,35	0,55
SRTM	0,00	21,43	-2,94	4,48	0,52
ALOS WORLD 3D	0,01	32,65	2,11	4,68	0,41
ASTER GDEM	0,00	36,22	-5,32	8,39	0,34

Примечания. [Min Err] – модуль минимального значения ошибки; [Max Err] – модуль максимального значения ошибки; ME – средняя ошибка; RMSE – среднеквадратичная ошибка; Pearson's r – коэффициент корреляции по Пирсону.

Notes. [Min Err] – the modulus of the minimum error value; [Max Err] – the absolute value of the error; ME – the mean error; RMSE – the root mean square error; Pearson's r – the Pearson correlation coefficient.

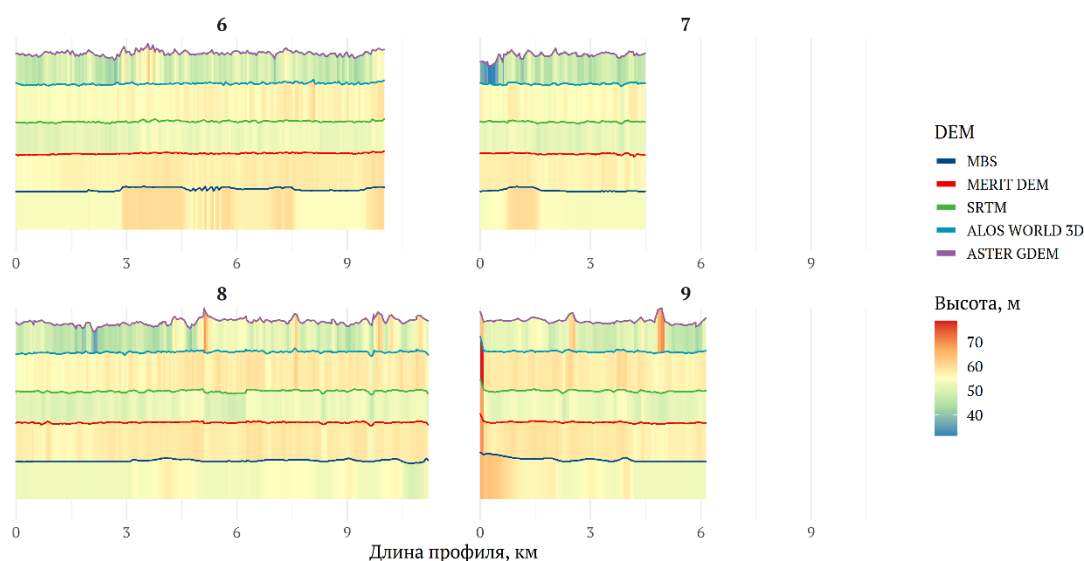


Рис. 6. Продольные профили пойменных участков Национального парка «Нижняя Кама»

Fig. 6. Vertical profiles of the forest areas of the National Park "Nizhnyaya Kama"

Средняя ошибка указывает на то, что модели SRTM и ASTER GDEM недооценивают значения высот пойменных участков на 2,94 и 5,32 м соответственно. Действительно, минимальные значения этих моделей оказываются даже ниже нормального подпорного уровня водохранилища – 50,1 м у ASTER GDEM и 52,3 м у SRTM.

Таким образом, можно заключить, что скорректированная модель рельефа MERIT DEM является наиболее подходящим источником данных о рельефе из всех рассмотренных. Интересно, что данная модель не показывает такого же смещения, как SRTM, но которой она основана. При этом коэффициент корреляции модели MERIT DEM и модели SRTM наибольший и составляет $r = 0,95$ ($p < 0,00$).

Профили моделей высот также подтверждают полученные результаты (рис. 6). Модель высот ASTER GDEM аналогично показывает наиболее

зашумленные профили для пойменной территории. Наиболее плавные перепады высот наблюдаются у цифровой модели MERIT DEM, коэффициент вариации для нее был наименьшим и составил 4,0 %. Это, в свою очередь, может мешать при расчете гидрологических параметров данной территории. Так, профили MERIT DEM имеют незначительные перепады высот при пересечении русла рек (профили 9 и 8), которые наиболее отчетливо представлены на профилях интерполированной модели MBS и дистанционной модели SRTM.

Заключение

Цифровые модели высот – необходимые источники данных для множества прикладных задач. Настоящая работа приводит результаты сравнения четырех открытых цифровых источников данных о

рельефе на примере террасовых и пойменных зон национального парка «Нижняя Кама» с использованием метрик локальной точности. Оценка высотной точности, а также результаты сравнения с интерполированными данными топографической карты масштаба 1:100 000 показывают, что рассмотренные модели высот, полученные методами дистанционного зондирования, можно расположить в следующем порядке по увеличению точности: ASTER GDEM < ALOS WORLD 3D < SRTM. Продольные профили моделей высот показывают высокую зашумленность ASTER GDEM и ALOS WORLD 3D как для участков, занятых лесным покровом, так и для открытых пойменных территорий. Применение данных моделей в прикладных задачах потребует дополнительных этапов сглаживания. Среднее вертикальное смещение моделей ASTER GDEM, ALOS WORLD 3D и SRTM, вызванное плотным лесным покровом территории обследования, со-

ставляло 6,83–15,88 м. Для открытых пойменных участков значения средней ошибки менее значительны. Модели SRTM и ASTER GDEM показывают недооценку абсолютных высот (–2,94 и –5,32 м соответственно), в то время как модель ALOS WORLD 3D переоценивает высоты в среднем на 2,11 м.

Из всех рассмотренных моделей высот наибольшей точностью характеризуется модель MERIT DEM, представленная D. Yamazaki и соавт. [2017], как результат коррекции систематических и случайных ошибок других моделей рельефа. Среднеквадратичная ошибка для лесных и пойменных участков составила 7,80 и 3,35 м соответственно, что меньше соответствующих оценок для ASTER GDEM, ALOS WORLD 3D и SRTM, но превышает ошибку интерполированных значений топографической карты. Это в свою очередь, ограничивает применение данной модели для практических задач.

Список источников

ГКИНП-30. Геодезические, картографические инструкции нормы и правила. Основные положения по содержанию топографических карт масштабов 1:25000, 1:50000, 1:100000, 1:200000, 1:500000, 1:1000000 [Текст] // Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. 1977.

Alganci U., Besol B., Sertel E. Accuracy Assessment of Different Digital Surface Models // IJGI. 2018. V. 7, No. 3. P. 114. doi: 10.3390/ijgi7030114

Baugh C.A., Bates P.D., Schumann G., Trigg M.A. SRTM vegetation removal and hydrodynamic modeling accuracy // Water Resour. Res.. 2013. Vol. 49, No. 9. P. 5276–5289. doi: 10.1002/wrcr.20412

Conrad O., Bechtel B., Bock M., Dietrich H., Fischer E., Gerlitz L., Wehberg J., Wichmann V., Boehner J. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4 // Geosci. Model Dev. 2015. V. 8. P. 1991–2007. doi: 10.5194/gmd-8-1991-2015

Elkhrachy I. Vertical accuracy assessment for SRTM and ASTER Digital Elevation Models: A case study of Najran city, Saudi Arabia // Ain Shams Engineering Journal. 2018. V. 9, No. 4. P. 1807–1817. doi: 10.1016/j.asej.2017.01.007

Gallant J.C., Read A.M., Dowling T.I. Removal of tree offsets from SRTM and other digital surface models // Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci. 2012. V. XXXIX-B4. P. 275–280. doi: 10.5194/isprsarchives-XXXIX-B4-275-2012

Gesch D.B., Verdin K.L., Greenlee S.K. New land surface digital elevation model covers the Earth // Eos Trans. AGU. 1999. V. 80, No. 6. P. 69. doi: 10.1029/99EO00050

Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE). Digital Elevation Model, Version 1.0. Documentation Version 1.0 / eds. by D.A. Hastings, P.K. Dunbar. Boulder, Colorado : United States Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, 1999. 139 p.

Kenward T. Effects of Digital Elevation Model Accuracy on Hydrologic Predictions // Remote Sensing of Environment. 2000. V. 74, No. 3. P. 432–444. doi: 10.1016/S0034-4257(00)00136-X

Kocak G. Accuracy assessment of interferometric digital elevation models derived from the Shuttle Radar Topography Mission X- and C-band data in a test area with rolling topography and moderate forest cover // Opt. Eng. 2005. V. 44, No. 3. P. 036201. doi: 10.1117/1.1870000

Lee S., Wolberg G., Shin S.Y. Scattered data interpolation with multilevel B-splines // IEEE Trans. Visual. Comput. Graphics. 1997. V. 3, No. 3. P. 228–244. doi: 10.1109/2945.620490

Miliareis G., Delikaraoglou D. Effects of Percent Tree Canopy Density and DEM Misregistration on SRTM/NED Vegetation Height Estimates // Remote Sensing. 2009. V. 1, No. 2. P. 36–49. doi: 10.3390/rs1020036

Tadono T., Ishida H., Oda F., Naito S., Minakawa K., Iwamoto H. Precise Global DEM Generation by ALOS PRISM // ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci. 2014. V. II-4. P. 71–76. doi: 10.5194/isprsannals-II-4-71-2014

Yamazaki D., Ikeshima D., Tawatari R., Yamaguchi T., O'Loughlin F., Neal J.C., Sampson C.C., Kanae S., Bates P.D. A high-accuracy map of global terrain elevations // Geophysical Research Letters. 2017. P. 10.

References

GKINP-30. *Geodezicheskie, kartograficheskie instruktsii normy i pravila. Osnovnye polozheniya po sodержaniyu topograficheskikh kart masshtabov 1:25000, 1:50000, 1:100000, 1:200000, 1:500000, 1:1000000* [Geodetic, cartographic instructions norms and rules. Basic provisions on the content of topographic maps of scales 1:25000, 1:50000, 1:100000, 1:200000, 1:500000, 1:1000000] // Glavnoe upravlenie geodezii i kartografii pri Sovete Ministrov SSSR [Main Directorate of Geodesy and Cartography under the Council of Ministers of the USSR]. 1977. In Russian

Alganci U., Besol B., Sertel E. Accuracy Assessment of Different Digital Surface Models // IJGI. 2018. V. 7 (3). pp. 114. doi: 10.3390/ijgi7030114

- Baugh C.A., Bates P.D., Schumann G., Trigg M.A. SRTM vegetation removal and hydrodynamic modeling accuracy // *Water Resour. Res.* 2013. V. 49 (9). pp. 5276–5289. doi: 10.1002/wrcr.20412
- Conrad O., Bechtel B., Bock M., Dietrich H., Fischer E., Gerlitz L., Wehberg J., Wichmann V., Boehner J. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4 // *Geosci. Model Dev.* 2015. V. 8. pp. 1991–2007. doi: 10.5194/gmd-8-1991-2015
- Elkhrachy I. Vertical accuracy assessment for SRTM and ASTER Digital Elevation Models: A case study of Najran city, Saudi Arabia // *Ain Shams Engineering Journal*. 2018. V. 9 (4). pp. 1807–1817. doi: 10.1016/j.asej.2017.01.007
- Gallant J.C., Read A.M., Dowling T.I. Removal of tree offsets from SRTM and other digital surface models // *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* 2012. V. XXXIX-B4. pp. 275–280. doi: 10.5194/isprsarchives-XXXIX-B4-275-2012
- Gesch D.B., Verdin K.L., Greenlee S.K. New land surface digital elevation model covers the Earth // *Eos Trans. AGU*. 1999. Vol. 80 (6). p. 69. doi: 10.1029/99EO00050
- Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE). Digital Elevation Model, Version 1.0. Documentation Version 1.0 / eds. D.A. Hastings, P.K. Dunbar. Boulder, Colorado: United States Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, 1999. 139 p.
- Kenward T. Effects of Digital Elevation Model Accuracy on Hydrologic Predictions // *Remote Sensing of Environment*. 2000. V. 74 (3). pp. 432–444. doi: 10.1016/S0034-4257(00)00136-X
- Kocak G. Accuracy assessment of interferometric digital elevation models derived from the Shuttle Radar Topography Mission X- and C-band data in a test area with rolling topography and moderate forest cover // *Opt. Eng.* 2005. V. 44 (3). pp. 036201. doi: 10.1117/1.1870000
- Lee S., Wolberg G., Shin S.Y. Scattered data interpolation with multilevel B-splines // *IEEE Trans. Visual. Comput. Graphics*. 1997. V. 3 (3). pp. 228–244. doi: 10.1109/2945.620490
- Miliareisis G., Delikaraoglou D. Effects of Percent Tree Canopy Density and DEM Misregistration on SRTM/NED Vegetation Height Estimates // *Remote Sensing*. 2009. V. 1 (2). pp. 36–49. doi: 10.3390/rs1020036
- Tadono T., Ishida H., Oda F., Naito S., Minakawa K., Iwamoto H. Precise Global DEM Generation by ALOS PRISM // *ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* 2014. V. II-4. pp. 71–76. doi: 10.5194/isprsannals-II-4-71-2014
- Yamazaki D., Ikeshima D., Tawatari R., Yamaguchi T., O'Loughlin F., Neal J.C., Sampson C.C., Kanae S., Bates P.D. A high-accuracy map of global terrain elevations // *Geophysical Research Letters*. 2017. p. 10.

Информация об авторах:

Рязанов С.С., кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, Институт проблем экологии и недропользования АН РТ (обособленное подразделение ГНБУ «Академия наук Республики Татарстан»), Казань, Россия.

E-mail: RStanislav.soil@gmail.com

Кулагина В.И., кандидат биологических наук, заведующая лабораторией экологии почв, Институт проблем экологии и недропользования АН РТ (обособленное подразделение ГНБУ «Академия наук Республики Татарстан»), Казань, Россия.

E-mail: viksoil@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Ryazanov S.S., Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, Research Institute for Problems of Ecology and Mineral Wealth Use of Tatarstan Academy of Sciences (separate subdivision of State institution «Tatarstan Academy of Sciences»), Kazan, Russia.

E-mail: RStanislav.soil@gmail.com

Kulagina V.I., Cand. Sci. (Biology), Head of Laboratory, Research Institute for Problems of Ecology and Mineral Wealth Use of Tatarstan Academy of Sciences (separate subdivision of State institution «Tatarstan Academy of Sciences»), Kazan, Russia.

E-mail: viksoil@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 27.11.2020; одобрена после рецензирования 11.12.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 27.11.2020; approved after reviewing 11.12.2021; accepted for publication 18.03.2022

ГЕОХИМИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 550.4

doi: 10.17223/25421379/22/9

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЫГОРАНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ВЕРХОВОГО БОЛОТА

Людмила Павловна Гашкова



*Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиал
Федерального государственного бюджетного учреждения науки Сибирского федерального научного центра
агробиотехнологий Российской академии наук, Томск, Россия, gashkova-lp@rambler.ru*

Аннотация. Комплексное обследование верхового болота в междуречье Бакчара и Иксы позволило установить, что на постпирогенных болотах с выгоревшей растительностью и изменённой структурой верхней части торфяной залежи затруднено перемещение элементов за пределы верхнего нарушенного слоя. Увеличение содержания элементов в верхних слоях торфа на таких участках происходит в среднем в 2–6 раз. На болоте, соседнем с выгоревшим, с сохранившимся растительным покровом, не отмечено такого накопления, но обнаружено перемещение поступивших в результате пожара элементов в более нижние слои торфяной залежи.

Ключевые слова: *постпирогенное верховое болото, торфяная залежь, минеральный состав, накопление элементов, атмосферный перенос, Западная Сибирь*

Источник финансирования: Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-44-700005 р_а и администрации Томской области.

Для цитирования: Гашкова Л.П. Оценка влияния выгорания растительности на распределение элементов в торфяной залежи верхового болота // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 118–125. doi: 10.17223/25421379/22/9

Original article

doi: 10.17223/25421379/22/9

INFLUENCE OF FIRE ON THE DISTRIBUTION OF ELEMENTS IN THE PEAT DEPOSIT OF THE BOG

Lyudmila P. Gashkova

Siberian Institute of Agriculture and Peat – a branch of the Siberian Federal Scientific Center for Agrobiotechnology of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia, gashkova-lp@rambler.ru

Abstract. The article is devoted to the comparison of the distribution of elements over peat deposits in post-pyrogenic and adjacent bogs. The object of the study is a drained bog located in the interfluvium of Bakchar and Ikhsa, where a fire occurred in August 2016. The studies were carried out at four sites. In the PG1 site, the vegetation was completely burned out, in the PG2 partly, in the RG and PG3 areas, the vegetation was completely preserved. We found that the average concentration values for all elements, except Fe and Cu, are highest on PG1, which was most affected by the fire. In the post-pyrogenic areas, we noted an increase in the content of all considered elements in the upper layers (0–5 cm) of the peat deposit. The increase in the concentration of elements is explained by the presence in these areas of a layer of charred organic matter formed because of the destruction of plants during a fire and an increase in the degree of decomposition of the upper layer of peat. In the areas adjacent to the burned-out ones, in the upper layers, there is not such a sharp increase, but it persists at great depths, reaching the lowest water level. At a depth of approximately 20 to 50 cm, an increase in the concentration of Cu, Fe and Mn is observed. In the sites PG3 and RG, the maximum average content of Cu and Fe is observed in comparison with the burnt out sites. A correlation was found between the content of elements, which indicates the absence of a significant input of elements from external sources. The concentrations of Na, P, K, and Cd are positively correlated with all the considered elements, except for Ca. In Ca, negative correlation is observed only with Zn, Cd and Pb. A high correlation was found for Ca with the degree of decomposition along the depth of the peat deposit in all areas. The change in the content of Mn, Fe and Cu peat deposits with depth turned out to be very similar; they are mutually correlated with each other, and behave similarly with other elements. Zn and Pb correlate with all elements except Mn, Fe and Cu. Mg behaves in the same way (except for the correlation with Na). Synergism in the behavior of Mn, Fe and Cu is observed in each of the considered areas, and is explained by the affinity of all three elements for soluble organic complexes and the ability to bind in an acidic environment with humic and fulvic acids. Thus, in the post-pyrogenic sites with burnt-

out vegetation, an increase in the content of all the considered elements in the upper layers of the peat deposit was noted. The increase in the concentration of elements is explained by the presence of a layer of charred organic matter in these areas and the almost complete absence of living plants.

In the sites adjacent to the burned-out, in the upper layers, a not so sharp, but more prolonged in depth increase in concentration is observed.

Keywords: *post-pyrogenic raised bog, peat deposit, mineral composition, accumulation of elements, atmospheric transport, Western Siberia*

Acknowledgments: Post-pyrogenic transformation of mires in Western Siberia: environmental consequences and recovery dynamics (RFBR №18-44-700005).

For citation: Gashkova, L.P. (2022) Influence of fire on the distribution of elements in the peat deposit of the bog. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 118–125. doi: 10.17223/25421379/22/9

Введение

Начиная со второй половины XX в. на болотах Западной Сибири зафиксировано значительное увеличение пожарной активности, связанной, вероятно, с деятельностью человека [Lamentowicz et al., 2015]. В результате пожаров высвобождается множество элементов, накопившихся в растениях и торфе. Основными загрязнителями, образующимися после пожаров, становятся древесный уголь, зола, смолы и летучие твердые органические частицы с неорганическими включениями, входящие в состав дыма [Posfai et al., 2003; Hand et al., 2005]. Древесная зола и пепел при попадании в почву увеличивают содержание микроэлементов в ней, вызывая накопление некоторых элементов в корневой системе растений [Cruz-Paredes et al., 2017].

Во время пожара элементы распределяются по-разному: одни из них вовлекаются в атмосферный перенос (Hg, Cd, Mn, Zn и Cs), остальные (в том числе Fe, Al, K, Na, Co, Ni, Pb, Cu, Ba, Sr, Mg, V) накапливаются на месте горения [Журкова, Щербов, 2016]. По другим данным, в аэрозолях после торфяного и лесного пожара, по сравнению с городскими аэрозолями, повышено содержание Mn, Fe и иных элементов. При сжигании биомассы в составе летучей золы преобладают водорастворимые ионы сульфаты кальция и карбонаты [Porovichcheva et al., 2014]. На распределение элементов в торфяных отложениях влияет ряд факторов: эндогенное поступление элементов, активность окислительно-восстановительных процессов, процессы растворения и мобилизации элементов корнями растений, скорость разложения торфа и уровень воды в торфяниках [Veretennikova et al., 2021]. Распределение по глубине торфяной залежи высвободившихся в процессе сгорания биомассы элементов в условиях осушенного болота осложняется. После осушения увеличивается колебание уровня болотных вод в течение года, сглаживаются границы акротельма и катотельма, благодаря чему изменяется адсорбция элементов в торф из воды [Савичев и др., 2021].

Цель нашей работы состояла в том, чтобы выявить разницу распределения элементов по глубине торфяной залежи на постпирогенных болотах с выгоревшей растительностью и соседних с ними болотах.

Объекты и методы

Объектом исследования является осушенное болото, расположенное в пределах Бакчарского болотного массива, в бассейне р. Гавриловка, на котором произошел пожар в августе 2016 г. (56°51' с.ш., 82°41' в.д.). До пожара растительность на всех участках болота представляла собой сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз. Три участка, в разной степени пострадавшие от пожара, расположены на одной линии, перпендикулярной осушительному каналу. Наиболее пострадал от пожара участок, расположенный в непосредственной близости к каналу (ПГ1), на нем выгорела вся надземная часть растений. Средний уровень болотных вод (УБВ) на ПГ1 в год отбора проб находился на уровне –51 см. Залежь представлена фускум-торфом, но в слое торфа от 70 до 75 см добавляются мочажинные виды сфагнумов, образуя комплексный верховой торф.

Следующий участок, расположенный примерно в 50 м от канала (ПГ2), менее пострадал от пожара. Выгорели полностью только понижения. На кочках сохранился моховой покров из *Sphagnum fuscum*, но надземная часть травяно-кустарничкового и древесного яруса полностью выгорела. УБВ находился на уровне –32 см. Торфяная залежь до 1 м сложена фускум-торфом. Растительность участка, расположенного в 100 м от канала (ПГ3), не пострадала. УБВ на нем находился на –34 см. Залежь представлена в основном фускум-торфом, но от 20 до 65 см добавляются мочажинные виды сфагнумов, образуя комплексный верховой торф. Участок РГ, не пострадавший во время пожара, отделен от ПГ1 двумя осушительными каналами, дорогой и 100 м болота. УБВ на РГ находился на –31 см. Ботанический состав торфяной залежи участка РГ однороден, сложен фускум-торфом.

Пробы торфа отбирались из торфяной скважины пробоотборочным торфяным буром в августе 2020 г. на всех исследуемых участках. Шаг отбора менялся от 5 см сверху скважины до 25 см в нижней части, до глубины 1 м. Образцы торфа анализировались на ботанический состав, степень разложения и содержание Pb, Cd, Cu, Fe, Mn, Ca, K, P, Mg, Na.

Концентрация элементов в торфе определялась при помощи метода ICP-MS с предварительной подготовкой проб методом кислотного разложения. Статистический анализ и графическое отражение результатов проводилось при помощи Statsoft Statistica for Windows 6.0. и Excel 7.0. Для оценки зависимости между переменными применялся коэффициент ранговой корреляции Спирмена. Сравнение и значимость отличий между выборками устанавливались при помощи непараметрического критерия Манна–Уитни и Краскела–Уоллиса.

Результаты

Исследование ботанического состава торфа показало довольно однородную структуру торфяной залежи, сложенной фускум-торфом и комплексным верховым торфом.

Степень разложения торфа на ПГ1 колеблется от 7 до 20 %, на ПГ2 от 7 до 15 %, на ПГ3 от 3 до 25 %, на РГ от 3 до 20 %. На постпирогенных участках наблюдается изменение структуры в верхнем слое торфяной залежи, связанное с выгоранием растительности.

При сравнении содержания элементов между участками обнаружено, что средние значения концентрации всех элементов, кроме Fe и Cu, самые высокие на ПГ1, наиболее пострадавшем от пожара. Средние концентрации Fe и Cu в 2–3 раза больше на ПГ3 и РГ, расположенных рядом с выгоревшими участками (рис. 1).

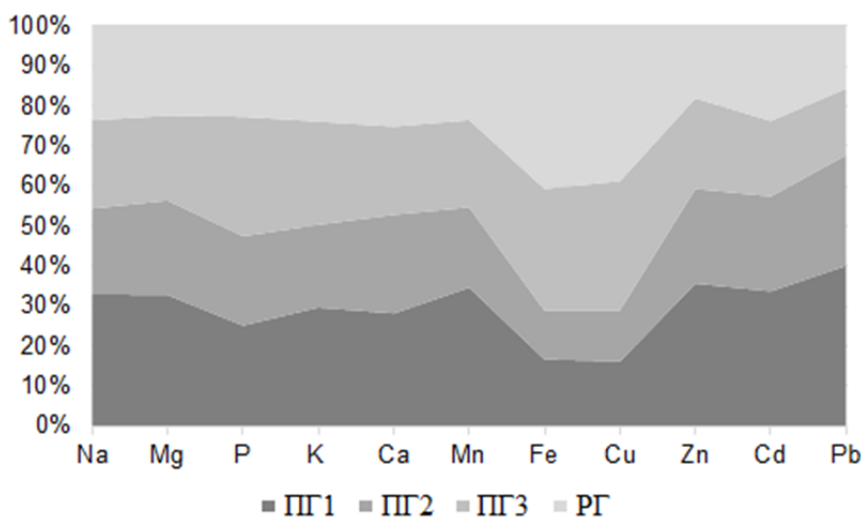


Рис. 1. Нормированная диаграмма с областями и накоплением, отражающая относительный вклад элемента на каждом участке

Fig. 1. Normalized plot with areas and accumulation, reflecting the relative contribution of the element at each site

При рассмотрении динамики содержания элементов по глубине торфяной залежи на участке ПГ1 обнаружена высокая корреляция изменения содержания элементов. В верхнем (0–10 см) слое обнаружено синхронное увеличение степени разложения и концентрации всех элементов. Концентрация в верхнем слое торфа, по сравнению с более нижними слоями, выше от 2 (Mg) до 11 раз (Na) для всех рассмотренных элементов. Минимальная концентрация всех элементов зафиксирована на глубине 30–40 см, в более нижних слоях торфяной залежи их содержание незначительно увеличивается от 1,2 (P), до 3 раз (Na) (рис. 2).

На данном участке степень разложения по глубине торфяной залежи коррелирует только с концентрацией Ca в торфе (0,7 при $p < 0,05$). Однако увеличение степени разложения в верхнем слое залежи соответствует увеличению концентрации всех рассмотренных элементов. Кроме того, повышение содержания элементов (кроме P, Cd и Zn) наблюдается ниже 50 см и соответствует увеличению степени разложения до 20 % (рис. 2).

На участке ПГ2 распределение элементов аналогично ПГ1, но снижение их концентрации по глубине более плавное. Исключение составляют концентрации Ca и Mg, у которых небольшое повышение

ние наблюдается на 15–20 см, а затем, до глубины 1 м, значительно не изменяется. Содержание элементов в верхнем слое, по сравнению со следующим, увеличено от 1,7 (Mg) до 8 (Mn) раз.

Со степенью разложения коррелируют только концентрация Ca ($r_s = 0,9$) и Mn ($r_s = 0,8$) при $p < 0,05$, но высокие значения степени разложения в верхнем слое соответствуют повышенной концентрации всех элементов.

На участке ПГЗ в верхнем слое торфа, до глубины 15–20 см, зафиксировано небольшое повышение концентрации элементов. Исключение составляет Ca, максимальное содержание которого наблюдается на глубине 40 см и сохраняется в более нижних слоях торфа. Кроме того, ниже, на глубине 50 см, концентрации элементов Mn, Fe и Cu достигают максимальных значений, происходит увеличение содержания Fe и Cu в 4 раза, а концентрации Mn в 3 раза (рис. 2). На данном участке концентрация гораздо большего числа элементов коррелирует со степенью разложения по глубине торфяной залежи. Положительная корреляция концентрации в торфяной залежи наблюдается с содержанием Ca ($r_s = 0,8$), отрицательная – с содержанием Na ($r_s = -0,9$), P ($r_s = -0,9$), K ($r_s = -0,7$), Zn ($r_s = -0,7$), Pb ($r_s = -0,7$) при $p < 0,05$. Наиболее высокая степень разложения торфа на данном участке (рис. 3) совпадает с увеличением концентрации Mn, Fe и Cu на глубине 50 см. Также на глубине торфа 50 см отмечено небольшое (в 1,2 раза) увеличение концентрации Cd.

Особенностью участка РГ является наиболее неоднородное распределение элементов по глубине торфяной залежи. Наибольшие амплитуды колебаний характерны для концентраций Fe и Cu. У группы элементов (Mn, Fe, Cu) наблюдаются пики концентрации, соответствующие увеличению степени разложения на глубине 5, 30 и ниже 80 см по торфяной залежи, но с разной амплитудой. Концентрации Na, Mg, P, K, Ca синхронно увеличиваются на глубине 15, 50 и ниже 90 см, с возрастанием на данных глубинах степени разложения торфа. Содержание Cd и Pb повышено от поверхности до 20–30 см, далее по глубине концентрация изменяется слабо, сохраняясь почти на одном уровне (рис. 2). Содержание в торфяной залежи ниже 80 см большинства элементов (Pb, Cd, Zn, Cu, Fe, Mn, Ca, K, Mg, Na) увеличивается одновременно с возрастанием степени разложения. Положительная корреляция наблюдается между степенью разложения и концентрацией Ca в торфе ($r_s = 0,8$ при $p < 0,05$).

Сравнение концентрации элементов в верхнем слое торфа на участках, в разной степени пострадавших от пожара, показало, что наибольшее содержание элементов на глубине 0–5 см обнаружено на

участке ПГ1. Различия по концентрации элементов в верхнем слое торфа между ПГ1 и ПГ2 незначительные, концентрация элементов на ПГ1 выше от 1,3 (K) до 2,3 раз (Zn). На ПГЗ концентрация элементов продолжает снижаться, по сравнению с постпирогенными участками, и содержание элементов в верхнем слое меньше, чем на ПГ1. Снижение колеблется от 1,6 (P), 2,7 (Zn) и до 5 раз (Pb, Mn, Na и Cd). Наибольшее возрастание концентрации на ПГ1, по сравнению с РГ, зафиксировано по содержанию Na (14 раз) и Pb (5 раз). На участке РГ концентрации Fe и Cu в верхнем слое совпадают с концентрациями данных элементов на ПГ1, и выше, чем на других участках. Повышение концентрации элементов в верхних слоях (0–5 см) торфяной залежи на постпирогенных участках с частично или полностью выгоревшим растительным покровом объясняется наличием на данных участках слоя обугленного органического вещества, образовавшегося в результате почти полного уничтожения живых растений во время пожара и, как результат, постпирогенное увеличение степени разложения верхнего слоя торфа. Уровень болотных вод редко поднимается на эту высоту, капиллярная кайма нарушена из-за изменения структуры торфа и отсутствия мохового покрова, торф пересыхает и становится гидрофобным. Совокупность данных условий, сложившихся на постпирогенных участках, приводит к тому, что элементы сконцентрированы в основном в верхних слоях торфа.

В слое торфа 5–10 см повышение концентрации элементов связаны в основном с увеличением степени разложения торфа. Исключение составляет повышение, по сравнению с другими участками, концентрации P, K, Na, Cu, Fe, Zn, Cd, Pb и Mg на участке ПГЗ в торфе с низкой степенью разложения. Данное повышение концентрации связано с расположением участка ПГЗ, окруженного гарями. Во время пожара данный слой торфа находился на поверхности и активно поглощал элементы из дыма.

В более нижних слоях торфа на постпирогенных участках концентрация Fe и Cu снижается, в то время как на соседних с ними ПГЗ и РГ на той же глубине концентрация данных элементов увеличивается вместе со степенью разложения. Благодаря увеличению концентрации Cu и Fe на участках ПГЗ и РГ наблюдается максимальное среднее содержание данных элементов по сравнению с гарями.

Такое распределение объясняется тем, что на участках, соседних с выгоревшими, полностью сохранились растительность и, следовательно, естественная капиллярная кайма, при условии того, что модуль аэрального поступления некоторых элементов был даже выше, чем в пределах выгоревших участков [Харанжевская и др., 2019].

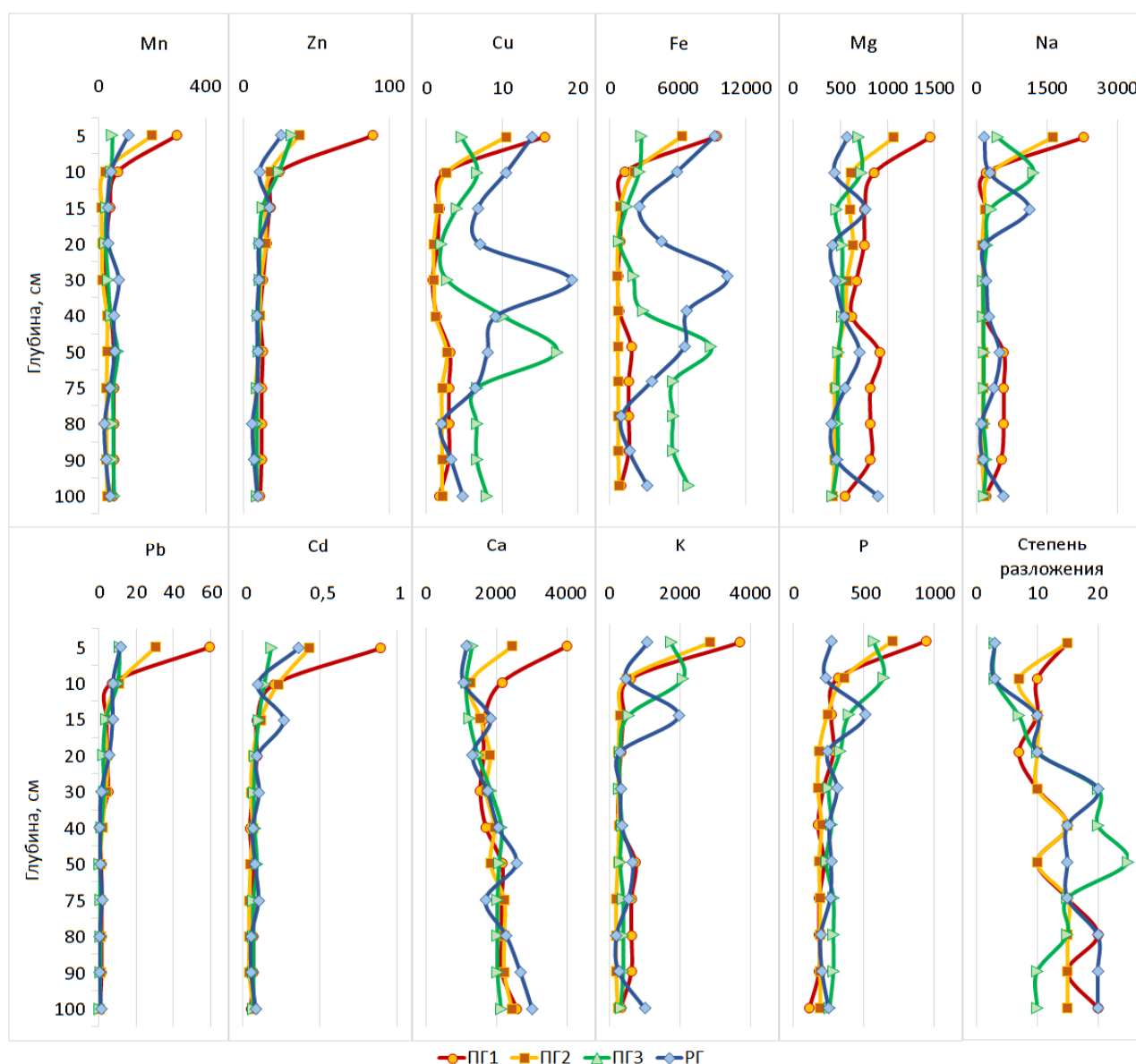


Рис. 2. Содержание элементов (мг/кг) в сухой массе и степень разложения торфа (%) по глубине торфяной залежи на исследованных участках

Fig. 2. The content of elements (mg/kg) in the dry mass and the degree of decomposition of peat (%) of the peat deposit in the studied sites

В таком случае элементы, мигрируя на соседние участки с атмосферным переносом в виде аэрозолей, при попадании на поверхность легко вымываются в более низкие слои, что характерно для почв прохладного и влажного климата [Kabata-Pendias, 2010]. Кроме того, микроэлементы активно перемещаются болотными водами с соседних участков [Харанжевская, Синюткина, 2021].

Осаждение поступивших элементов происходит преимущественно в слоях с высокой степенью разложения. Такие слои образуются на осушенных

болотах в первые годы после осушения и характеризуются повышенной плотностью [Sinyutkina, 2021].

Высокая корреляция обнаружилась у Ca со степенью разложения по глубине торфяной залежи на всех участках. Синергизм в поведении Mn, Fe и Cu наблюдается на каждом из рассмотренных участков и объясняется сродством всех трех элементов к растворимым органическим комплексам и способностью связываться в кислой среде с гуминовыми и фульвокислотами [Kabata-Pendias, 2010].

Обсуждение результатов

Сравнение полученных нами данных показало, что концентрация элементов в верхнем слое торфа участка ПГ1 превышает данные для аналогичных ненарушенных болот. Например, содержание Си на участках ПГ1 и РГ превышает концентрацию данного элемента в торфах с болот Кировской области в 100 раз, а содержание Zn на ПГ1 больше в 43 раза [Шихова и др., 2016]. Концентрации элементов в торфе болота Чистое в Томской области [Архипов, 2017] ближе к нашим данным. Так, содержание Са на ПГ1 выше всего в 1,2 раза, Mn – в 2,4, а Fe – в 5 раз. Содержание элементов в торфе Плотниковского болота [Stepanova et al., 2015] меньше, чем на ПГ1, от 1,3 (концентрация Са) до 22 раз (Pb), содержание остальных элементов больше на постпирогенном участке ПГ1 от 3 до 5 раз. Концентрация элементов в верхнем слое торфяной залежи ненарушенных участков Васюганского болота также ниже, чем на ПГ1 по содержанию Na (50 раз), K (30 раз) и Pb (9 раз) [Savichev et al., 2020], по другим данным наибольшая разница наблюдается для тех же элементов: Na (23 раза), K (40 раз) и Pb (18 раз) [Rudmin et al., 2020].

Таким образом, по сравнению с торфом ненарушенных болот, на постпирогенном участке меньше всего возрастает концентрация Са (менее 2 раз), а также Mn и Mg (не выше 4 раз) [Stepanova et al., 2015; Архипов, 2017; Rudmin et al., 2020; Savichev et

al., 2020]. Наибольшая разница зафиксирована для концентрации в торфе Na, K и Pb [Rudmin et al., 2020; Savichev et al., 2020].

Торф с осушенных участков болот также содержит меньше Pb, чем на ПГ1. По нашим данным, разница достигает 10 раз [Гашкова, 2015], а по данным [Е.С. Гонина и соавт., 2017] концентрация Pb в торфе осушенных болот меньше, чем на постпирогенном участке, в 15 раз. Для концентрации остальных элементов (Cu, Zn и Cd) зафиксирована небольшая разница [Гашкова, 2015; Завгородняя, 2015; Гонина и др., 2017].

Заключение

Таким образом, выгорание растительности коренным образом влияет на накопление элементов и их способность перемещаться по торфяной залежи. Наибольшие концентрации элементов на постпирогенных участках обнаружены в верхних слоях торфяной залежи. Увеличение содержания элементов в верхних слоях происходит в среднем в 2–6 раз. На соседних с пожаром участках сохранившийся растительный покров способствует перемещению элементов вниз по торфяной залежи. В верхнем слое торфа постпирогенного болота, по сравнению с торфом ненарушенных болот, наиболее увеличиваются концентрации Na, K и Pb. Содержание Са в торфе коррелирует со степенью разложения и значимо не увеличивается на постпирогенных болотах по сравнению с ненарушенными.

Список источников

- Архипов В.С. Распределение химических элементов в геохимически сопряженных болотных ландшафтах таежной зоны Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328, № 10. С. 32–40.
- Гашкова Л.П. Изменение содержания тяжелых металлов в торфяной залежи болот Томской области в условиях антропогенной нагрузки // Проблемы изучения и использования торфяных ресурсов Сибири : материалы Третьей междунар. науч.-практ. конф. Томск, 2015. С. 61–63.
- Гонина Е.С., Шихова Л.Н., Савиных М.А. Тяжелые металлы в почвах выработанных торфяников // Реализация методологических и методических идей профессора Б.А. Доспехова в совершенствовании адаптивно-ландшафтных систем земледелия : материалы Междунар. науч.-практ. конф. МСХА им. К.А. Тимирязева. М., 2017. С. 298–293.
- Журкова И.С., Щербов Б.Л. Миграция химических элементов при лесном низовом пожаре (Алтайский край) // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. 2016. Т. 16. С. 30–41.
- Завгородняя Р.Е. Микроэлементный состав некоторых торфяных почв Карелии разных сроков освоения // Ученые записки Петрозаводского государственного университета. 2015. № 8 (153). С. 111–114.
- Савичев О.Г., Рудмин М.А., Мазуров А.К., Федченко А.С., Рубан А.С., Даулетова А.Б. Вещественный состав торфов Тимирязевского болота (Томск, западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332, № 3. С. 51–61. DOI: 10.18799/24131830/2021/3/3101
- Харанжевская Ю.А., Синюткина А.А., Гашкова Л.П. Интегральная оценка пирогенной нагрузки по содержанию Cu, Pb, Zn и Cd в компонентах Васюганского болота (Западная Сибирь) // Геосферные исследования. 2019. № 4. С. 62–73.
- Харанжевская Ю.А., Синюткина А.А. Оценка постпирогенной трансформации химического состава вод участка Васюганского болота // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее : материалы Шестого Междунар. полевого симп. Томск : Изд-во Томс. ун-та, 2021. С. 147–149.
- Шихова Л.Н., Гонина Е.С., Уланов А.Н. Содержание элементов-биогеофитов (цинка и меди) в почвенном компоненте болотных биогеоценозов (на примере торфомассива «Зенгинский» Кировской области) // Аграрная наука Евро-Северо-Востока. 2016. № 2 (51). С. 41–47.
- Cruz-Paredes C., López-García Á., Rubæk G.H., Hovmand M.F., Sørensen P., Kjeller R. Risk assessment of replacing conventional P fertilizers with biomass ash: Residual effects on plant yield, nutrition, cadmium accumulation and mycorrhizal status // Science of The Total Environment. 2017. V. 575. P. 1168–1176. doi: 10.1016/j.scitotenv.2016.09.194

Hand J.L., Malm W.C., Laskin A., Day D., Lee T., Wang C., Carrico C., Carrillo J., Cowin J.P., Collett Jr., Iedema M.J. Optical, physical, and chemical properties of tar balls observed during the Yosemite aerosols characterization study // *Journal of Geophysical Research*. 2005. V. 110. P. D21210. doi: 10.1029/2004JD005728

Kabata-Pendias A. Trace elements in soils and plants: Fourth edition. Boca Raton : CRC Press, 2010. 520 p. doi: 10.1201/b10158

Lamentowicz M., Słowiński M., Marcisz K., Zielińska M., Kaliszan K., Lapshina E., Gilbert D., Buttler A., Fialkiewicz-Kozieł B., Jassey V.E.J., Laggoun-Defarge F., Kołaczek P. Hydrological dynamics and fire history of the last 1300 years in western Siberia reconstructed from a high-resolution, ombrotrophic peat archive // *Quaternary Research*. 2015. V. 84 (3). P. 312–325. doi: 10.1016/j.yqres.2015.09.002

Popovicheva O., Kistler M., Kireeva E., Persiantseva N., Timofeev M., Kopeikin V., Kasper-Giebl A. Physicochemical characterization of smoke aerosol during large-scale wildfires: Extreme event of August 2010 in Moscow // *Atmospheric Environment*. 2014. V. 96. P. 405–414. doi: 10.1016/j.atmosenv.2014.03.026

Posfai M., Simonics R., Hobbs J., Li P., Buseck P. Individual aerosol particles from biomass burning in southern Africa: I. Comparisons and size distributions of carbonaceous particles // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108. P. D13. doi: 10.1029/2002JD002291

Rudmin M., Wilson M.J., Wilson L., Savichev O., Yakich T., Shaldybin M., Ruban A., Tabakaev R., Ibraeva K., Mazurov A. Geochemical and mineralogical features of the substrates of the Vasyugan Mire, Western Siberia, Russia // *Catena*. 2020. V. 194. 104781. doi: 10.1016/j.catena.2020.104781

Savichev O., Soldatova E., Rudmin M., Mazurov A. Geochemical barriers in oligotrophic peat bog (Western Siberia) // *Applied Geochemistry*. 2020. V. 113. 104519. doi: 10.1016/j.apgeochem.2019.104519

Sinyutkina A. Drainage consequences and self-restoration of drained raised bogs in the south-eastern part of Western Siberia: Peat accumulation and vegetation dynamics // *Catena*. 2021. V. 205. 105464. doi: 10.1016/j.catena.2021.105464

Stepanova V.A., Pokrovsky O.S., Viers J., Mirnycheva-Tokareva N.P., Kosykh N.P., Vishnyakova E.K. Elemental composition of peat profiles in western Siberia: Effect of the micro-landscape, latitude position and permafrost coverage // *Applied Geochemistry*. 2015. V. 53. P. 53–70. doi: 10.1016/j.apgeochem.2014.12.004

Veretennikova E.E., Kuryina I.V., Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A., Smirnov S.V. Geochemical Features of Peat Deposits at Oligotrophic Bogs in the Southern Taiga Subzone of West Siberia // *Geochemistry International*. 2021. V. 59 (6). P. 618–631. doi: 10.1134/s0016702921050098

References

Arkipov, V.S. *Raspredeleniye khimicheskikh elementov v geokhimicheski sopryazhonnykh bolotnykh landshaftakh tayozhnoy zony Zapadnoy Sibiri* [Distribution of chemical elements in geochemically conjugated wetland landscapes of the taiga zone in Western Siberia] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2017. V. 328 (10). pp. 32–40. In Russian

Gashkova L.P. *Izmeneniye soderzhaniya tyazhelykh metallov v torfyanoy zalezhi bolot Tomskoy oblasti v usloviyakh antropogennoy nagruzki* [Changes in the content of heavy metals in the peat deposits of the swamps of the Tomsk region under anthropogenic load] // *Problemy izucheniya i ispol'zovaniya torfyanykh resursov Sibiri: Tret'yey mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii*. Tomsk, 2015. pp. 61–63. In Russian

Gonina, Ye.S., Shikhova L.N., Savinykh M.A. *Tyazhelyye metally v pochvakh vyrabotannykh torfyanikov* [Heavy metals in soils of exhausted peatlands] // *Realizatsiya metodologicheskikh i metodicheskikh idey professora B.A. Dospekhova v sovershenstvovanii adaptivno-landshaftnykh sistem zemledeliya: Materialy nauchno-prakticheskoy konferentsii*. MSKHA im. K.A. Timiryazeva, 2017. pp. 298–293. In Russian

Zhurkova I.S., Shcherbov B.L. The Behavior of Chemical Elements in the Forest Grass-Roots Fires (Altai Territory) // *The Bulletin Of Irkutsk State University. Series «Earth Sciences»*. 2016. V. 16. pp. 30–41. In Russian

Zavgorodnyaya R.E. Microelement composition research of Karelian Peat soils at different stages of utilization // *Proceedings of Petrozavodsk State University*. 2015. № 8 (153). pp. 111–114. In Russian

Savichev O.G., Rudmin M.A., Mazurov A.K., Fedchenko A.S., Ruban A.S., Dauletova A.B. Material composition of peats of the Timiryazev Mire (Tomsk, Western Siberia) // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2021. V. 332 (3). pp. 51–61. doi: 10.18799/24131830/2021/3/3101. In Russian

Kharanzhevskaya Yu.A., Sinyutkina A.A., Gashkova L.P. Integral estimation of pyrogenic loads on the contents of Cu, Pb, Zn and Cd in the components of the Great Vasyugan Mire (Western Siberia) // *Geosphere Research*. 2019. No. 4. pp. 62–73. doi: 10.17223/25421379/13/6. In Russian

Kharanzhevskaya Yu.A., Sinyutkina A.A. *Otsenka postpirogennoy transformatsii khimicheskogo sostava vodnogo uchastka Vasyuganskogo bolota* [Evaluation of the post-pyrogenic transformation of the chemical composition of the waters of the Vasyugan swamp area] // *Zapadno-sibirskiy torfyaniki i tsikl ugleroda: proshloye i nastoyashcheye. Materialy Shestogo Mezhdunarodnogo polevogo simpoziuma*. Izdatel'stvo Tomskogo universiteta. Tomsk 2021. pp. 147–149. In Russian

Shikhova L.N., Gonina Ye.S., Ulanov A.N. Content of biogenic elements (zinc and copper) in soil component of bog biogeocenoses (on example of peatbog Zenginsky in Kirov region) // *Agrarnaya nauka Yevro-Severo-Vostoka [Agricultural Science Euro-North-East]*. 2016. V. 2 (51). pp. 41–47. In Russian

Cruz-Paredes C., López-García Á., Rubæk G.H., Hovmand M.F., Sørensen P., Kjølner R. Risk assessment of replacing conventional P fertilizers with biomass ash: Residual effects on plant yield, nutrition, cadmium accumulation and mycorrhizal status // *Science of The Total Environment*. 2017. V. 575. pp. 1168–1176. doi: 10.1016/j.scitotenv.2016.09.194

Hand J.L., Malm W.C., Laskin A., Day D., Lee T., Wang C., Carrico C., Carrillo J., Cowin J.P., Collett Jr., Iedema M.J. Optical, physical, and chemical properties of tar balls observed during the Yosemite aerosols characterization study // *Journal of Geophysical Research*. 2005. V. 110. p. D21210. doi: 10.1029/2004JD005728

Kabata-Pendias A. Trace elements in soils and plants: Fourth edition. Boca Raton: CRC Press, 2010. 520 p. doi: 10.1201/b10158

Lamentowicz M., Słowiński M., Marcisz K., Zielińska M., Kaliszan K., Lapshina E., Gilbert D., Buttler A., Fialkiewicz-Kozieł B., Jassey V.E.J., Laggoun-Defarge F., Kołaczek P. Hydrological dynamics and fire history of the last 1300 years in western Siberia recon-

structed from a high-resolution, ombrotrophic peat archive // Quaternary Research. 2015. V. 84 (3). pp. 312–325. doi: 10.1016/j.yqres.2015.09.002

Popovicheva O., Kistler M., Kireeva E., Persiantseva N., Timofeev M., Kopeikin V., Kasper-Giebl A. Physicochemical characterization of smoke aerosol during large-scale wildfires: Extreme event of August 2010 in Moscow // Atmospheric Environment. 2014. V. 96. pp. 405–414. doi: 10.1016/j.atmosenv.2014.03.026.

Posfai M., Simonics R., Hobbs J. Li, P., Buseck P. Individual aerosol particles from biomass burning in southern Africa: I. Comparisons and size distributions of carbonaceous particles // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. pp. D13. doi: 10.1029/2002JD002291

Rudmin M., Wilson M.J., Wilson L., Savichev O., Yakich T., Shaldybin M., Ruban A., Tabakaev R., Ibraeva K., Mazurov A. Geochemical and mineralogical features of the substrates of the Vasyugan Mire, Western Siberia, Russia // Catena. 2020. V. 194. 104781. doi: 10.1016/j.catena.2020.104781

Savichev O., Soldatova E., Rudmin M., Mazurov A. Geochemical barriers in oligotrophic peat bog (Western Siberia) // Applied Geochemistry. 2020. V. 113. 104519. doi: 10.1016/j.apgeochem.2019.104519

Sinyutkina A. Drainage consequences and self-restoration of drained raised bogs in the south-eastern part of Western Siberia: Peat accumulation and vegetation dynamics // Catena. 2021. V. 205. 105464. doi: 10.1016/j.catena.2021.105464

Stepanova V.A., Pokrovsky O.S., Viers J., Mironycheva-Tokareva N.P., Kosykh N.P., Vishnyakova E.K. Elemental composition of peat profiles in western Siberia: Effect of the micro-landscape, latitude position and permafrost coverage // Applied Geochemistry. 2015. V. 53. pp. 53–70. doi: 10.1016/j.apgeochem.2014.12.004

Veretennikova E.E., Kuryina I.V., Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A., Smirnov, S.V. Geochemical Features of Peat Deposits at Oligotrophic Bogs in the Southern Taiga Subzone of West Siberia // Geochemistry International. 2021. V. 59 (6). pp. 618–631. doi: 10.1134/s0016702921050098

Информация об авторе:

Гашкова Л.П., кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Сибирского федерального научного центра агробиотехнологий Российской академии наук, Томск, Россия.

E-mail: gashkova-lp@rambler.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about the author:

Gashkova L.P., Cand. Sci. (Geography), Senior Researcher, Siberian Institute of Agriculture and Peat – a branch of the Siberian Federal Scientific Center for Agrobiotechnology of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia

E-mail: gashkova-lp@rambler.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 25.06.2021; одобрена после рецензирования 21.11.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 25.06.2021; approved after reviewing 21.11.2021; accepted for publication 18.03.2022

Научная статья

УДК 556.561:550.424(571.1)

doi: 10.17223/25421379/22/10

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ПОД ВЛИЯНИЕМ СБРОСА КОММУНАЛЬНО-БЫТОВЫХ СТОЧНЫХ ВОД НА ПРИМЕРЕ ОБСКОГО БОЛОТА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)



Евгения Александровна Солдатова^{1,2}, Евгения Сергеевна Сидкина³,
Олег Геннадьевич Савичев⁴

^{1,3} Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия

² Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

⁴ Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

^{1,2} 2a61@mail.ru

³ sidkinaes@yandex.ru

⁴ osavichev@mail.ru

Аннотация. Представлены результаты численного моделирования миграции и осаждения химических элементов в водах Обского болота и сточных водах, сбрасываемых на его участке, а также результаты моделирования смешения болотных и сточных вод. Показаны различия форм нахождения химических элементов в болотных и сточных водах. Сделан вывод о влиянии смешения стоков и болотных вод на накопление вторичных минералов.

Ключевые слова: термодинамическое моделирование, формы миграции, водная миграция, тяжелые металлы, вторичное минералообразование, загрязнение, Томская область

Благодарности: авторы выражают искреннюю благодарность Черкасовой Е.В. за помощь в поиске констант образования комплексов с органическими веществами.

Источник финансирования: Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 19-77-00014.

Для цитирования: Солдатова Е.А., Сидкина Е.С., Савичев О.Г. Моделирование изменения геохимической обстановки под влиянием сброса коммунально-бытовых сточных вод на примере Обского болота (Западная Сибирь) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 126–136. doi: 10.17223/25421379/22/10

Original article

doi: 10.17223/25421379/22/10

MODELING THE CHANGES OF GEOCHEMICAL CONDITIONS UNDER MUNICIPAL SEWAGE DISCHARGE ON THE EXAMPLE OF OBSKOYE FEN (WESTERN SIBERIA)

Evgeinya A. Soldatova^{1,2}, Evgeinya S. Sidkina³, Oleg G. Savichev⁴

^{1,3} Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² University of Tyumen, Tyumen, Russia

⁴ National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

^{1,2} 2a61@mail.ru

³ sidkinaes@yandex.ru

⁴ osavichev@mail.ru

Abstract. The study aims to create a numerical model of chemical element speciation and mineral precipitation from fen water and sewage and fen water and sewage mixing model. The mixing model was created to assess changes in the geochemical conditions of the Obskoye fen under the influx of municipal wastewater. The Obskoye fen near the Nashchekovo village was taken as a geochemical background to study the fen water chemical composition. It is located approximately 2 km from the sewage discharge of the communal services of Melnikovo settlement up the slope. The simulation was performed in the HCh software package. The developed thermodynamic models consider the metal complexation with organic ligands since this mechanism can significantly affect secondary mineral formation in the fen environment. In its turn, it affects the accumulation of pollutants entering the fen with the sewage.

The differences in chemical element speciation in the fen water and sewage are mainly due to a slight increase in the pH value of the sewage relative to the fen water of the background area. These differences are expressed in a decrease in the proportion of hydroxo complexes and free metal ions with a simultaneous increase in the proportion of carbonate complexes in the sewage. The proportional content of sulfate and chloride complexes in the sewage slightly increases comparing with the fen water due to the increased concentrations of SO_4^{2-} and Cl^- in the wastewater. However, chloride and sulfate ions predominantly remain as free

SO_4^{2-} and Cl^- not associated with metal cations even in the sewage. Among the studied metals, calcium and iron show affinity for organic acids. Fulvic acid binds almost all iron under the studied conditions. Calcium has an affinity to humic acid. This is equally typical for both the fen water and sewage. In the sewage, an increase in the iron concentration balances with an increase in the fulvic acid content.

Calcite and goethite are potentially deposited from the fen water. The proportion of kaolinite and apatite among the potential secondary minerals of the fen background area does not exceed 0.5 %. Calcite, apatite, and goethite are precipitated from the sewage, according to the results of the simulation; kaolinite is precipitated in a smaller amount. It should be noted that the proportion of apatite among the secondary minerals precipitated from the sewage is two orders of magnitude higher than the ones precipitated from the fen water. The proportion of calcite slightly decreases, and the proportion of goethite slightly increases in the sewage compared with the fen water. According to the mass ratio, almost two times less mass of the secondary minerals is precipitated from the fen water than from the sewage.

The mixing of the sewage with fen water has a significant effect on the precipitation of the secondary minerals, particularly apatite. The apatite content significantly increases when the sewage is added to the natural fen water. The mass of apatite increases by almost 19 times compared to the fen water of the background area at the first simulation step, which corresponds to the ratio of fen water/sewage equal to 10/1. The mass of other precipitated secondary minerals (calcite, goethite, kaolinite) also increases.

Keywords: metal speciation, toxic metals, secondary minerals, wetland, humic substances

Acknowledgments: authors sincerely thank E.V. Cherkasova for her help with searching for stability constants of metal complexes with organic matter.

Source of financing: research was supported by RSF, project No 19-77-00014.

For citation: Soldatova, E.A., Sidkina, E.S. & Savichev, O.G. (2002) Modeling the changes of geochemical conditions under municipal sewage discharge on the example of Obskoye fen (Western Siberia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 126–136. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/22/10

Введение

Необходимость мониторинга состояния болотных экосистем очевидна. Болота являются не только местом обитания разнообразных видов растений и животных, в том числе редких, но и служат регуляторами климатических условий, по крайней мере на местном уровне. В то же время при близости хозяйственных объектов болота часто становятся приемниками бытовых и промышленных стоков. Современные методы и подходы в геохимических исследованиях, в частности термодинамическое моделирование, помогают более полно изучить геохимические условия болотных экосистемы и их экологическое состояние. Так, например, моделирование форм нахождения и осаждения химических элементов в болотных водах дает возможность количественно оценить токсичные формы элементов, учесть их влияние на компоненты экосистемы и прогнозировать их осаждение на геохимических барьерах. С помощью моделей смешения можно рассчитывать изменение химического состава природных вод под влиянием антропогенных факторов, таких как точечный сброс сточных вод в водный объект.

Целью настоящего исследования является создание численной модели миграции и осаждения химических элементов, а также модели смешения болотных и сточных вод для оценки изменения геохимических условий участка Обского болота, испытывающего на себе антропогенное воздействие в результате поступления хозяйственно-бытовых сточных вод. В созданных термодинамических моделях учтена возможность комплексобразования металлов с органическими лигандами, поскольку этот механизм

может оказывать существенное влияние на процессы вторичного минералообразования, а значит и на накопление загрязнителей, поступающих в болото со сточными водами. Учет возможности образования органоминеральных комплексов имеет особое значение в условиях болотных экосистем, где содержания органического вещества относительно высоки.

Объекты и методы исследования

Моделирование проведено на примере участка эвтрофного Обского болота, расположенного в Томской области в долине р. Обь. Характеристика данного района, в частности химического состава болотных вод и геоботанических условий, дана в публикациях [Schipper et al., 2007; Савичев и др., 2013]. Важной особенностью участка Обского болота, выбранного в качестве объекта исследований (рис. 1), является факт многолетнего сброса коммунально-бытовых сточных вод жилищно-коммунального хозяйства (ЖКХ) с. Мельниково, являющегося административным центром Шегарского района Томской области.

Для изучения влияния сброса коммунально-бытовых сточных вод на геохимическую обстановку Обского болота были промоделированы формы нахождения химических элементов в болотных водах и сточных водах ЖКХ с. Мельниково. Также была создана модель смешения сточных и болотных вод. Моделирование осуществлялось в программном комплексе (ПК) HCh [Шваров, 2008]. В качестве фонового был принят участок Обского болота близ с. Нашеково, расположенный выше по уклону р. Обь от с. Мельниково и приблизительно в 2 км от места сброса сточных вод.



Рис. 1. Расположение объекта исследований и точек опробования

Fig. 1. Location of the study area and sampling points

Химический состав сточных вод ЖКХ с. Мельниково и фоновых вод Обского болота был принят по данным работы [Савичев и др., 2013], поскольку эти данные имеют однородную структуру (единые время опробования, перечень изученных химических элементов и соединений, методы аналитических исследований). Болотные воды у с. Нащекково характеризуются pH 7,3, по химическому составу являются гидрокарбонатными кальциевыми. Значение общей минерализации составляет 581 мг/л. В сточных водах значение минерализации достигает 1 419 мг/л. По химическому составу сточные воды являются хлоридно-гидрокарбонатными кальциево-натриевыми, значение pH составляет 7,54 [Савичев и др., 2013].

Для оценки форм нахождения химических элементов рассчитывался равновесный состав многокомпонентных систем, соответствующих химическому составу изучаемых вод (сточных и природных болотных) при стандартных температуре и давлении (298,15 K, 1 бар).

Термодинамическая модель включала следующие химические элементы: Al, C, Ca, Cl, Cu, F, Fe, H, K, Mg, N, Na, O, P, Pb, S, Si, Zn. В качестве базовых компонентов, используемых для описания валового химического состава изучаемых вод, в модель были включены H_2O , $CO_2(aq)$, HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , Cl^- , F^- , PO_4^{3-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Al^{3+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} , $SiO_2(aq)$. Данные о химическом составе, использованные при моделировании, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав сточных вод ЖКХ с. Мельниково и вод Обского болота, принятый при моделировании

Table 1

Chemical composition of sewage water of Melnikovo communal services and water of Obskoye fen adopted for modeling

Базовый компонент	Содержание, моль/кг		Базовый компонент	Содержание, моль/кг	
	Болотные воды	Сточные воды		Болотные воды	Сточные воды
CO_2	0,70	0,40	Fu^{2-*}	0,0043	0,0078
Ca^{2+}	2,62	1,97	Hu^{-*}	0,000009	0,000177
Mg^{2+}	0,85	1,09	F^-	0,015	0,012
Na^+	0,47	9,37	Al^{3+}	0,0036	0,0030
K^+	0,040	0,528	Fe^{3+}	0,020	0,051
HCO_3^-	7,33	15,25	Cu^{2+}	0,000015	0,000053
Cl^-	0,10	4,05	Zn^{2+}	0,00034	0,00045
SO_4^{2-}	0,023	0,118	Pb^{2+}	0,0000018	0,0000044
NH_4^+	0,0054	4,2746	SiO_2	0,291	0,835
NO_2^-	0,00026	0,00011	PO_4^{3-}	0,0017	0,2982
NO_3^-	0,0032	0,0067	I^{**}	0,0043	0,0078

* Fu^{2-} – содержание фульвовых кислот; Hu^- – содержание гуминовых кислот. ** I – ионная сила водного раствора.

* Fu^{2-} – the content of fulvic acids; Hu^- – the content of humic acids. ** I – ionic strength of water solution.

Помимо упомянутых частиц модель включала в себя еще порядка 60 ассоциатов (производных от базовых компонентов). В число ассоциатов входили органоминеральные комплексы металлов с фульвовыми (ФК) и гуминовыми (ГК) кислотами. Для их внесения в состав модели база данных ПК HCh была дополнена свободными энергиями образования этих комплексов. При этом ФК и ГК были введены в модель как не разрушаемые независимые элементы – Fu (от fulvic acid) и Hu (от humic acid). Аналитически определенное в пробах воды содержание ФК и ГК было задано через анионы Fu^{2-} для ФК и Hu^{-} для ГК. Молекулярные массы ФК и ГК для расчета моляльных концентраций были приняты равными 5 000 и 40 000 соответственно [Крайнов и др., 1988]. Свободные энергии образования органоминеральных комплексов были рассчитаны с использованием констант устойчивости по следующей формуле:

$$\Delta G_{fMeA}^{0*} = \Delta G_{fMe^{m+}}^{0*} - RT \ln(pK), \quad (1)$$

где ΔG_{fMeA}^{0*} – свободная энергия образования комплекса металла с ФК и ГК; $\Delta G_{fMe^{m+}}^{0*}$ – свободная энергия иона металла; R – газовая постоянная; T – температура (298,15 K); pK – эффективная константа устойчивости.

Константы устойчивости, использованные для расчета свободных энергий образования органоминеральных комплексов, приведены в работе [Soldatova et al., 2020].

В качестве потенциально возможных вторичных минералов на основании данных исследования минеральных включений торфяной залежи Обского болота [Савичев и др., 2020] в модель были включены апатит, арагонит, бемит, брусит, кальцит, галенит, гиббсит, гетит, иллит, каолинит, магнезит, монтмориллониты (Na, K, Ca, Mg), пирит, сидерит.

При моделировании смешения сточных вод ЖКХ с. Мельниково и болотных вод фонового участка Обского болота на каждом шаге моделирования к фиксированному объему болотной воды добавляли определенный объем сточных вод, который увеличивался с каждым шагом моделирования согласно следующей формуле:

$$[Mix] = [FW] + 0,1 \times i \times [SW], \quad (2)$$

где $[Mix]$ – состав раствора смешения; $[FW]$ – состав болотных вод в пределах фонового участка близ с. Нащекково; $[SW]$ – состав сточных вод ЖКХ с. Мельниково; i – шаг моделирования ($i = 1 \dots 150$).

Для удобства сравнения концентраций компонентов в смеси $[Mix]$ с исходными концентрациями этих компонентов в водах фонового участка Обского болота использовано следующее отношение:

$$K = C_{[Mix]} / C_{[FW]}, \quad (3)$$

где $C_{[Mix]}$ – концентрация компонента в составе моделируемого раствора – результата смешения болот-

ных и сточных вод $[Mix]$, моль/кг; $C_{[FW]}$ – концентрация компонента в составе болотных вод в пределах фонового участка близ с. Нащекково, моль/кг.

Результаты и обсуждение

Значения pH водных растворов, полученные в результате моделирования, составляют 6,97 для болотных вод и 7,22 для сточных, что достаточно близко к реальным значениям, полученным при полевых измерениях и лабораторных определениях. При этом разница между рассчитанными значениями pH сточных и природных вод по результатам моделирования полностью соответствует разнице между измеренными значениями.

Формы миграции химических элементов в водах Обского болота и сточных водах. Моделирование форм нахождения металлов показало, что щелочные и щелочноземельные металлы (Ca, Mg, Na, K) мигрируют преимущественно форме простых ионов (табл. 2). Это связано с особенностями строения их электронных оболочек [Левшина, 2015], а также с достаточно низкой минерализацией исследуемых вод. Сравнение природных вод Обского болота и сточных вод показывает, что в сточных водах увеличивается доля комплексов указанных металлов с SO_4^{2-} , HCO_3^{-} , CO_3^{2-} , а для кальция и магния – комплексов с Cl^{-} . Следует также отметить, что небольшая доля кальция связывается с ГК в комплекс $CaHu^{+}$, это характерно главным образом для сточных вод, в которых концентрация ГК на порядок выше, чем в изучаемых природных водах.

Для карбонатной системы исследуемых вод характерно преобладание гидрокарбонат-иона. В сточных водах его доля больше за счет уменьшения доли растворенной уголекислоты, что связано с несколько повышенным значением pH относительно болотных вод. За счет этого также увеличивается и доля карбонат иона, однако его в карбонатной системе сточных вод достигает лишь 0,1 %.

Кремний в исследуемых водах мигрирует в форме нейтральной частицы SiO_2^0 , на долю же $HSiO_3^{-}$ приходится не более 0,5 % от общего содержания форм кремния в растворе. Что касается алюминия, то для него преобладающими формами являются оксо- и гидроксокомплексы (рис. 2). Форма нахождения Al в водном растворе в значительной степени зависит от значений показателя pH [Gensemer, Playle, 1999]. В болотных водах доля комплекса AlF^{2+} на порядок выше, чем в сточных водах в связи с более высоким значением pH сточных вод. При этом доля AlF^{2+} в общей картине миграции алюминия остается очень низкой, а преобладающей формой фтора является простой ион F^{-} , содержание которого в сточных и болотных водах приблизительно одинаковое и составляет $1,17E-05$ и $1,52E-05$ моль/кг соответственно.

Таблица 2

Формы нахождения щелочных и щелочноземельных металлов в сточных и болотных водах

Table 2

Forms of alkali and alkaline earth metals in sewage and fen waters

Форма нахождения	Содержание в водах фонового участка		Содержание в сточных водах	
	моль/кг	%*	моль/кг	%*
Ca ²⁺	2,00E-03	95,5	6,24E-04	91,4
CaCl ⁺	7,10E-08	0,003	7,66E-07	0,11
CaSO ₄ ⁰	2,23E-06	0,11	2,85E-06	0,42
CaHCO ₃ ⁺	9,30E-05	4,43	5,45E-05	7,99
CaHu ⁺	8,77E-09	0,0004	1,77E-07	0,03
Сумма	2,10E-03		6,82E-04	
Mg ²⁺	8,05E-04	95,3	9,88E-04	90,6
MgCl ⁺	4,18E-08	0,005	1,81E-06	0,17
MgSO ₄ ⁰	1,56E-06	0,19	8,01E-06	0,73
MgCO ₃ ⁰	1,29E-06	0,15	5,17E-06	0,47
MgHCO ₃ ⁺	3,71E-05	4,39	8,71E-05	7,99
Сумма	8,45E-04		1,09E-03	
Na ⁺	4,66E-04	99,7	9,31E-03	99,3
NaSO ₄ ⁻	4,90E-08	0,01	4,59E-06	0,05
NaCO ₃ ⁻	8,91E-09	0,002	6,52E-07	0,01
NaHCO ₃ ⁰	1,50E-06	0,32	6,00E-05	0,64
Сумма	4,68E-04		9,37E-03	
K ⁺	3,96E-05	99,8	5,26E-04	99,5
KSO ₄ ⁻	3,12E-09	0,01	1,94E-07	0,04
KHCO ₃ ⁻	8,80E-08	0,22	2,33E-06	0,44
Сумма	3,97E-05		5,28E-04	

* Процент от суммы всех форм миграции каждого отдельного металла.

* Percent of the total content of metal species for each metal separately.

По данным моделирования, в незначительном количестве присутствует также карбонатный комплекс с алюминием, который не рассматривается большинством авторов [Gensemer, Playle, 1999], поскольку является нестабильным и в водном растворе гидролизует с образованием Al(OH)₃ и углекислоты.

Тяжелые металлы в силу своих физико-химических параметров относятся к группе сильных комплексообразователей, что обуславливает разнообразие форм их миграции [Крайнов и др., 2012]. Медь и свинец в исследуемых водных растворах мигрируют преимущественно в форме карбонатных комплексов (рис. 3 а, б), в болотных водах несколько выше доля гидроксокомплексов и простых ионов в связи с меньшим значением pH. Основной формой миграции цинка является простой ион. В сточных водах увеличивается доля карбонатного и гидроксо-комплекса при уменьшении доли простого иона Zn²⁺ (рис. 3, с). Ионная форма цинка характерна также и для природных вод других регионов [Коньшев и др., 2021]. В незначительном количестве присутствуют комплексы цинка и свинца с сульфат-ионом, а также свинца с хлорид-ионом. Однако сера и хлор преимущественно мигрируют в форме анионов, не связанных с катионами металлов. Содержание Cl⁻ в сточных водах составляет 0,004 моль/кг, в болотных

водах – 0,0001 моль/кг. Содержание SO₄²⁻ в сточных и болотных водах составляет 1,02E-04 и 1,87E-05 моль/кг соответственно.

Основной формой миграции железа и в болотных, и в сточных водах является Fe(OH)₂Fu⁻ (99,9 % от валового содержания форм железа), лишь небольшая доля приходится на гидроксокомплекс Fe(OH)₃⁰. Способность железа образовывать устойчивые комплексы с природным органическим веществом была обнаружена для различных типов природных вод, в конкурентном ряду комплексообразования с органическими лигандами железо обычно занимает лидирующие позиции [Rose, Waite, 2003; Jin et al., 2011; Lepokurova, Ivanova, 2014; Моисеенко и др., 2012, 2013; Naymushina et al., 2017].

Основной формой миграции фосфора является HPO₄²⁻, что соответствует pH исследуемых вод [Крайнов и др., 2012]. Азот распределяется между формами NH₃⁰, NH₄⁺, NO₂⁻, NO₃⁻. В болотных водах увеличивается содержание окисленных форм. Однако ввиду того, что на миграцию азота сильное влияние оказывают микробиологические процессы и окислительно-восстановительные условия, распределение форм по результатам моделирования не соответствует аналитически определенным концентрациям. Существенная роль микробиологических процессов при миграции азота показана в работе [Soldatova et al., 2021].

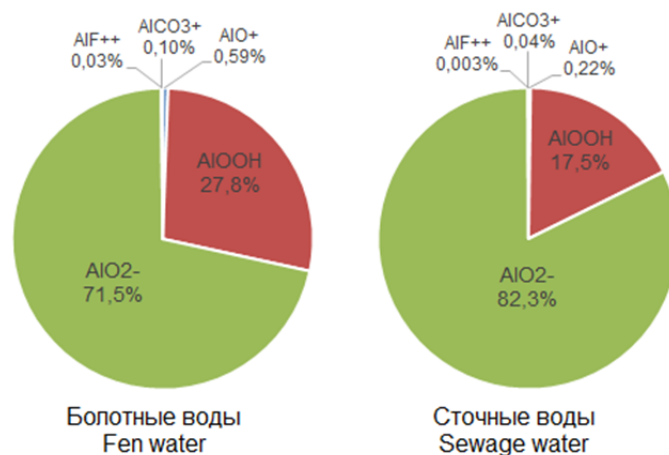


Рис. 2. Формы нахождения алюминия в исследуемых водах

Fig. 2. Forms of aluminum in the waters under study

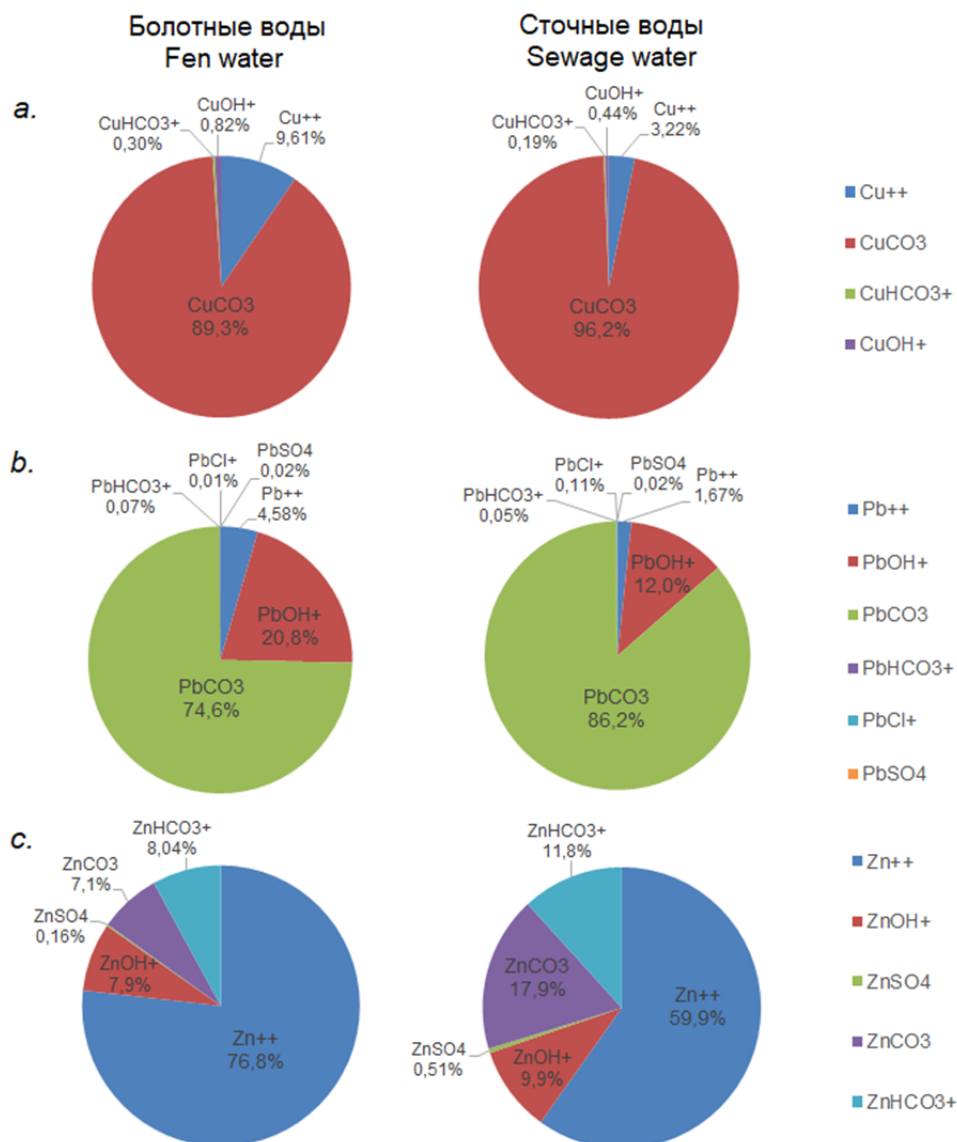


Рис. 3. Формы нахождения тяжелых металлов в исследуемых водах

Fig. 3. Forms of heavy metals in the waters under study

С микробиологическим составом воды участка Обского болота и его особенностями можно ознакомиться в работе [Иванова и др., 2020]. Однако исключить азот из состава модели не представляется возможным, поскольку аммонийный азот играет существенную роль в балансе катионов и анионов исследуемых вод.

Формы осаждения химических элементов. Ввиду более высокой общей минерализации сточных вод из них потенциально может осаждаться бо́льшая масса вторичных минералов, чем из болотной воды,

что подтверждают результаты моделирования. По соотношению масс, из болотной воды осаждается почти в 2 раза меньше вторичных минералов, чем из сточных вод (табл. 3).

Из заданного при создании модели набора вторичных минералов в пределах фонового участка Обского болота из воды потенциально осаждаются кальцит и гетит (табл. 3). Доля каолинита и апатита в составе вторичного гидрогенного комплекса Обского болота не превышает 0,5 %.

Таблица 3

Вторичные гидрогенные образования, осаждающиеся из изучаемых вод

Table 3

Secondary minerals precipitated from the waters under study

Минерал	Фоновый участок Обского болота		Сточные воды	
	моль	%	моль	%
Апатит	5,57E-07	0,10	9,94E-05	10,6
Кальцит	5,14E-04	96,7	7,94E-04	84,6
Гетит	1,53E-05	2,88	4,33E-05	4,62
Каолинит	1,78E-06	0,33	1,52E-06	0,16
Сумма	0,000532		0,000938	

Из сточных вод, согласно результатам моделирования, осаждаются кальцит, апатит и гетит. В незначительном количестве присутствует каолинит. При этом следует отметить, что доля апатита в составе вторичного гидрогенного комплекса сточных вод на два порядка больше по сравнению с природными водами Обского болота при незначительном уменьшении доли кальцита и увеличении доли гетита. В массовом соотношении из сточных вод потенциально может высидаться в 2,8 раз больше гетита, в 1,5 раза больше кальцита и почти в 180 раз больше апатита, чем из вод фонового участка Обского болота. Каолинит осаждается приблизительно в равном количестве.

Результаты моделирования смешения болотных и сточных вод. При моделировании смешения болотных и сточных вод происходило последовательное добавление сточных вод к фиксированному объему болотной воды. Согласно формуле (2), на первом шаге моделирования соотношение болотной воды к сточной составляло 1/0,1, на последнем шаге ($i = 150$) оно равнялось 1/15. Стабилизация состава происходила на 140-м шаге моделирования: при соотношении болотная/сточная вода 1/14 pH составляла 7,2, а ионная сила раствора 0,018 (табл. 4), эти значения максимально приближены к аналогичным в сточных водах. Далее параметры практически не изменялись, поэтому результаты приведены вплоть до 140-го шага моделирования. По соотношению комплексов получившаяся смесь практически идентична составу сточных вод (табл. 2, рис. 2, 3).

По мере увеличения в составе смеси доли сточных вод наблюдается значительный рост содержания хлорид- и сульфат-иона, а также комплексов

металлов с этими лигандами по сравнению с болотными водами фонового участка Обского болота (табл. 4). Та же тенденция характерна и для всех комплексов калия и натрия.

Рост содержаний карбонатных и гидрокарбонатных комплексов не столь значителен. Он наблюдается для всех компонентов, кроме кальция, что, очевидно, связано с осаждением карбоната кальция, которое наблюдалось как в сточных, так и в болотных водах (табл. 3). Следует отметить, что при этом содержание карбонат-иона в смеси ощутимо растет, что связано с ростом pH смеси при увеличении доли сточных вод в ней. Однако доля карбонат-иона в карбонатной системе смеси остается весьма низкой. Растет также содержание комплекса кальция с ГК в связи со значительной концентрацией ГК в сточных водах.

Для Fe характерно снижение содержания простых ионов, что, вероятно, связано с увеличением содержания ФК, которые связывают его в комплекс $\text{Fe}(\text{OH})_2\text{Fu}^-$. Для концентрации простых ионов Cu, Pb и Zn сначала характерен незначительный рост (до шага моделирования 11, 6, 19 соответственно), связанный с поступлением дополнительных концентраций со сточными водами, далее этот рост нивелируется увеличением pH и перераспределением тяжелых металлов между другими формами миграции.

Содержание комплексов алюминия и фтора в смеси падает с каждым шагом моделирования, что связано с пониженными концентрациями этих компонентов в сточных водах, а для алюминия, видимо, и с осаждением из раствора каолинита (поэтому его содержания в смеси уменьшаются намного значительнее, чем содержание F⁻). При этом содержание кремния продолжает

расти, хотя рост и замедляется приблизительно с 15-го шага моделирования. Та же тенденция характерна для фосфора, который накапливается в смеси при увеличении доли сточных вод, несмотря на осаднения апатита.

Таблица 4

Отношение содержания компонента в смеси болотных и сточных вод к его исходному содержанию в водах фонового участка Обского болота ($K_{[Mix]/[FW]}$) и параметры смеси

Table 4

The ratio of the component content in the mixture of fen and sewage waters to its initial content in the fen water ($K_{[Mix]/[FW]}$) and characteristics of the mixture

Компонент	Шаг моделирования <i>i</i>						Компонент	Шаг моделирования <i>i</i>					
	1	5	10	50	100	140		1	5	10	50	100	140
	K_{[Mix]/[FW]}							K_{[Mix]/[FW]}					
H ⁺	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6	0,6	MgSO ₄ ⁰	1,4	2,4	3,1	4,5	4,8	4,9
OH ⁻	1,0	1,2	1,3	1,6	1,7	1,7	MgCO ₃ ⁰	1,1	1,6	2,0	3,1	3,5	3,6
Al ³⁺	0,8	0,5	0,3	0,1	0,1	0,1	MgHCO ₃ ⁺	1,1	1,4	1,6	2,1	2,2	2,2
AlOH ²⁺	0,8	0,5	0,4	0,2	0,2	0,1	NH ₄ ⁺	90,5	329,1	492,9	819,7	893,8	917,9
AlO ⁺	0,8	0,5	0,4	0,3	0,2	0,2	NH ₃ ⁰	92,6	368,8	600,8	1232,1	1417,8	1482,5
AlOOH ⁰	0,9	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4	NO ₂ ⁻	1,1	1,4	1,5	1,9	1,9	2,0
AlO ₂ ⁻	0,9	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	NO ₃ ⁻	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
AlF ²⁺	0,8	0,4	0,2	0,1	0,1	0,1	Na ⁺	2,7	7,3	10,5	16,8	18,2	18,7
AlCO ₃ ⁺	0,9	0,6	0,5	0,3	0,3	0,3	NaSO ₄ ⁻	3,8	17,2	31,2	69,7	80,2	83,8
CO ₃ ²⁻	1,1	1,6	2,0	3,3	3,7	3,8	NaCO ₃ ⁻	3,0	11,0	19,6	49,1	59,0	62,6
HCO ₃ ⁻	1,1	1,3	1,5	1,9	2,0	2,1	NaHCO ₃ ⁰	2,9	9,6	15,4	30,6	34,7	36,1
CO ₂	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	PO ₄ ³⁻	1,2	2,1	3,1	6,9	8,2	8,7
Ca ²⁺	0,9	0,7	0,6	0,4	0,3	0,3	HPO ₄ ²⁻	1,2	1,8	2,3	3,8	4,2	4,3
CaCl ⁺	4,1	9,2	10,9	11,4	11,2	11,1	Pb ²⁺	1,0	1,1	1,1	1,0	0,9	0,9
CaSO ₄	1,2	1,6	1,6	1,4	1,4	1,3	PbOH ⁺	1,1	1,2	1,3	1,4	1,4	1,4
CaHCO ₃ ⁺	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6	0,6	PbCl ⁺	4,7	14,5	20,3	28,1	29,1	29,4
CaHu ⁺	2,7	7,4	10,6	17,0	18,4	18,9	PbSO ₄ ⁰	1,4	2,4	3,0	3,5	3,5	3,6
Cl ⁻	4,5	13,9	20,4	33,3	36,3	37,2	PbCO ₃ ⁰	1,2	1,6	1,9	2,5	2,6	2,7
Cu ²⁺	1,1	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	PbHCO ₃ ⁺	1,1	1,4	1,5	1,6	1,6	1,6
CuOH ⁺	1,1	1,4	1,6	1,8	1,8	1,8	SO ₄ ²⁻	1,4	2,5	3,2	4,7	5,1	5,2
CuCO ₃ ⁰	1,2	1,9	2,3	3,3	3,5	3,5	HSiO ₃ ⁻	1,2	1,9	2,5	4,1	4,6	4,8
CuHCO ₃ ⁺	1,2	1,7	1,9	2,2	2,2	2,2	SiO ₂ ⁰	1,2	1,6	1,9	2,6	2,7	2,8
F ⁻	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	Zn ²⁺	1,0	1,0	1,1	1,1	1,0	1,0
Fe ²⁺	2,0	2,1	1,9	1,5	1,4	1,3	ZnOH ⁺	1,0	1,1	1,2	1,5	1,6	1,6
Fe ³⁺	1,0	0,8	0,6	0,4	0,3	0,3	ZnSO ₄ ⁰	1,4	2,3	2,9	3,9	4,1	4,1
Fe(OH) ₃ ⁰	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	ZnCO ₃ ⁰	1,1	1,5	1,8	2,7	3,0	3,1
Fe(OH) ₂ Fu ⁻	1,1	1,3	1,4	1,7	1,7	1,8	ZnHCO ₃ ⁺	1,1	1,3	1,5	1,8	1,9	1,9
K ⁺	2,1	5,1	7,2	11,2	12,2	12,5	Параметры смеси						
KSO ₄ ⁻	2,9	11,9	21,3	46,6	53,4	55,7	<i>I</i>	0,010	0,012	0,014	0,017	0,018	0,018
KHCO ₃ ⁰	2,3	6,7	10,5	20,4	23,1	24,0	pH	6,98	7,03	7,06	7,16	7,19	7,20
Mg ²⁺	1,0	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	[FW]/[SW]	1/0,1	1/0,5	1/1	1/5	1/10	1/14
MgCl ⁺	4,6	14,4	21,4	35,8	39,1	40,2							

Примечание. I – ионная сила водного раствора. [FW]/[SW] – соотношение болотной [FW] и сточной [SW] воды в смеси [Mix] на i -м шаге моделирования (рассчитано согласно формуле (2)).

Note. I – ionic strength of water solution. [FW]/[SW] – the ratio of fen water [FW] to sewage water [SW] in the mixture [Mix] at the i^{th} step of modeling (calculated according to formula (2)).

Содержания азота также растут. Однако распределение его по формам миграции вызывает сомнения. Как уже было сказано выше, в модели учитываются только физико-химические превращения, в то время как большое влияние на миграцию и трансформацию азота оказывает микробиологическая активность [Soldatova et al., 2021]. Также аммоний, который является преобладающей формой в сточных водах, может сорбироваться глинистыми минералами, в частности осаждающимся из раствора каолинитом, по механизму ионно-обменной сорбции

[Boatman, Murray, 1982; Taylor et al., 1993]. Однако несмотря на указанные ограничения моделирования, очевидно, что концентрации соединений азота в смеси будут увеличиваться в связи с большим объемом их поступления со сточными водами и отсутствием собственных гидрогенных минералов азота.

Что касается вторичного минералообразования, то из смеси в различных количествах продолжают выпадать кальцит, апатит, гетит и каолинит (табл. 5). На первом шаге моделирования при соотношении болотная/сточная вода в смеси равном 1/0,1 происходит

накопление апатита. Его масса увеличивается в почти в 19 раз по сравнению с болотными водами фонового участка. Массы кальцита, гетита и каолинита увеличиваются незначительно. Далее масса апатита продолжает стремительно расти при добавлении большего объема сточных вод, значительно увеличивается также масса осаждающегося из смеси гетита. Масса каолинита

при добавлении новых порций сточных вод увеличивается не так значительно. Таким образом к 140-у шагу моделирования, когда соотношение [FW]/[SW] составляет 1/14, масса осаждающегося апатита в 2 519 раз превышает аналогичное значение для болотных вод фонового участка, масса кальцита – в 24, гетита – в 41, каолинита – в 13 раз больше.

Таблица 5

Вторичные гидрогенные образования, осаждающиеся из смеси болотных и сточных вод, моль

Table 5

Secondary minerals precipitated from the mixture of fen and sewage waters, mol

Минерал	Шаг моделирования <i>i</i>							
	1	2	5	8	10	50	100	140
Апатит	1,05E-05	2,04E-05	5,03E-05	8,01E-05	1,00E-04	0,000498	0,000995	0,00140
Кальцит	0,00065	0,00078	0,00113	0,00144	0,00163	0,00499	0,00900	0,01227
Гетит	1,96E-05	2,40E-05	3,70E-05	5,00E-05	5,87E-05	0,00023	0,00045	0,00063
Каолинит	1,93E-06	2,08E-06	2,54E-06	2,99E-06	3,30E-06	9,38E-06	1,70E-05	2,32E-05
Сумма	0,00069	0,00082	0,00122	0,00157	0,00179	0,00573	0,01046	0,01432

Сравнение результатов моделирования смешения с натурными наблюдениями, представленными в [Савичев и др., 2013], на основе значений pH и концентраций Cu, Zn и Pb (поскольку эти элементы не образуют собственных минералов в изучаемой природной системе) показывает, что состав воды в точке опробования, расположенной на расстоянии 220 м от сброса сточных вод, соответствует соотношению болотная/сточная вода порядка 5/1, масса осаждающегося апатита (2-й шаг моделирования в табл. 5) в этом случае увеличивается почти в 37 раз по сравнению с болотными водами. Для точки в 110 м от сброса соотношение болотная/сточная вода составляет уже порядка 1,25/1. Масса осаждающегося апатита (8-й шаг моделирования в табл. 5) при таком соотношении болотной и сточной воды в 143 раза больше, чем аналогичное значение для фонового участка Обского болота, кальцита и гетита – приблизительно в 3 раза больше. При этом следует учитывать, что часть микрокомпонентов в природных условиях будет сорбирована образующимися вторичными минералами, что не учитывается в модели. Таким образом, эти значения соотношения болотная/сточная вода могут быть несколько ниже.

Заключение

Различия форм нахождения химических элементов в болотных и сточных водах обусловлены, главным образом, некоторым повышением pH сточных вод относительно вод фонового участка Обского болота. Они выражаются в уменьшении доли гид-

роксокомплексов и свободных ионов металлов при повышении доли карбонатных комплексов в сточных водах. Также в сточных водах незначительно увеличивается доля сульфатных и хлоридных комплексов, что связано с повышенными концентрациями этих загрязнителей. Однако хлорид- и сульфат-иона преимущественно остаются в растворе в виде анионов, не связанных с катионами металлов. Сродство с органическими кислотами среди изученных металлов демонстрируют кальций и железо. При этом фульвокислоты связывают в изучаемых условиях почти все железо. Это в равной степени характерно как для природных вод, так и для сточных, где повышение концентрации железа компенсируется повышением содержания фульвокислот.

Смешение стоков и болотных вод оказывает существенное влияние на накопление вторичных минералов, в особенности апатита, содержание которого значительно растет при добавлении сточных вод к болотным. Масса осаждающихся вторичных гидрогенных образований также увеличивается.

Следует отдельно отметить ограничения проведенного моделирования. Так, например, не учитываются процессы сорбции, которые особенно важны для простых положительно заряженных ионов металлов (Cu^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} и т.п.) и NH_4^+ , поскольку они могут сорбироваться образующимися из воды вторичными минералами. Распределение соединений азота по формам миграции не соответствует наблюдаемому в болотных водах фонового участка ввиду необходимости учитывать микробиологическую активность.

Список источников

Иванова И.С., Савичев О.Г., Солдатова Е.А., Наливайко Н.Г., Корнеев Д.С., Гусева Н.В., Смирнова Н.А. Условия трансформации коммунально-бытовых сточных вод в болотных экосистемах (на примере Обского болота, Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331, № 3. С. 39–51

- Коньшев А.А., Сидкина Е.С., Солдатова Е.А., Догадкин Д.Н., Громяк И.Н. Особенности поведения химических элементов в системе вода-порода района разрабатываемого карьера бутового камня в Питкярантском рудном районе (Карелия) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332, № 3. С. 7–19.
- Крайнов С.Р., Шваров Ю.В., Гричук Д.В. и др. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии. М.: Недра, 1988. 254 с.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. 672 с.
- Левшина С.И. Роль гумусовых кислот в миграции металлов в речных водах Приамурья // Водные Ресурсы. 2015. Т. 42, № 6. С. 635–646.
- Моисеенко Т.И., Дину М.И., Гашкина Н.А., Кремлева Т.А. Формы нахождения металлов в природных водах и их комплексобразование с гумусовым веществом // Доклады Российской академии наук. География. 2012. Т. 442, № 5. С. 691–695.
- Моисеенко Т.И., Дину М.И., Гашкина Н.А., Кремлева Т.А. Формы нахождения металлов в природных водах в зависимости от их химического состава // Водные ресурсы. 2013. Т. 40, № 4. С. 375–385.
- Савичев О.Г., Гусева Н.В., Куприянов Е.А., Скороходова А.А., Ахмед-оглы К.В. Химический состав вод Обского болота (Западная Сибирь) и его пространственные изменения под влиянием сбросов загрязняющих веществ // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323, № 1. С. 168–172.
- Савичев О.Г., Рудмин М.А., Мазуров А.К., Наливайко Н.Г., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Минералогическо-геохимические особенности торфяной залежи эвтрофного Обского болота в условиях антропогенной нагрузки (Западная Сибирь) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492, № 1. С. 39–42.
- Шваров Ю.В. NCh: Новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. Т. 46, № 8. С. 898–903.
- Boatman C.D., Murray J.W. Modeling exchangeable NH₄⁺ adsorption in marine sediments: Process and controls of adsorption // Limnology and Oceanography. 1982. V. 27 (1). P. 99–110.
- Gensemer R.W., Playle R.C. The bioavailability and toxicity of aluminum in aquatic environments // Critical Reviews in Environmental Science and Technology. 1999. V. 29, Is. 4. P. 315–450.
- Jin P.K., She J.J., Liu L., Wang X.C. Characterization of Al-humic complexation at typical pH // Xi'an Jianzhu Keji Daxue Xuebao (Journal of Xi'an University of Architecture and Technology). 2011. V. 43 (2). P. 215–219.
- Lepokurova O.E., Ivanova I.S. Geochemistry of iron in organogenic water of Western Siberia, Russia // Procedia Earth and Planetary Science. 2014. V. 10. P. 297–302.
- Naymushina O., Kolpakova M., Gaskova O. Chemical speciation of heavy metals in peat bog, Kokchetav mountain group, north Kazakhstan // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2017. V. 17 (31). P. 113–120.
- Rose A.L., Waite T.D. Kinetics of iron complexation by dissolved natural organic matter in coastal waters // Marine Chemistry. 2003. V. 84 (1–2). P. 85–103.
- Schipper A.M., Zeefat R., Tanneberger F., Van Zuidam J.P., Hahne W., Schep S.A., Loos S., Bleuten W., Joosten H., Lapshina E.D., Wassen M.J. Vegetation characteristics and eco-hydrological processes in a pristine mire in the Ob River valley (Western Siberia) // Plant Ecology. 2007. V. 193 (1). P. 131–145.
- Soldatova E., Dong Y., Li J., Liu Y., Zan J., Boeckx P., Sun Z. Nitrogen transformation and pathways in the shallow groundwater–soil system within agricultural landscapes // Environmental Geochemistry and Health. 2021. V. 43 (1). P. 441–459.
- Soldatova E., Sidkina E., Sun Z. Thermodynamic modeling of aqueous migration of chemical elements in irrigation water // E3S Web of Conferences. 2020. V. 222. 05022.
- Taylor R.W., Shuford J.W., Mamo M. Ammonium fixation by soil and pure clay minerals // Communications in Soil Science and Plant Analysis. 1993. V. 24 (11–12). P. 1115–1126.

References

- Ivanova I.S., Savichev O.G., Soldatova E.A., Nalivayko N.G., Korneev D.S., Guseva N.V., Smirnova N.A. Conditions of transformation of municipal wastewater in bog ecosystems (on the example of Obskoe bog, Western Siberia) // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2020. V. 331 (3). pp. 39–51. In Russian
- Konyshov A.A., Sidkina E.S., Soldatova E.A., Dogadkin D.N., Gromyak I.N. Features of chemical element behavior in the water-rock system of the rubble stone quarry in the Pitkäranta district (Karelia) // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2021. V. 332 (3). pp. 7–19. In Russian
- Krainov S.R., Shvarov Yu.V., Grichuk D.V. et al. *Metody geokhimitskogo modelirovaniya i prognozirovaniya v gidrogeologii* [Methods of geochemical modeling and forecasting in hydrogeology]. Moscow: Nedra, 1988. 254 p. In Russian
- Krainov S.R., Ryzhenko B.N., Shvets V.M. *Geokhimiya podzemnykh vod. Teoreticheskiye, prikladnyye i ekologicheskiye aspekty* [Geochemistry of ground waters. Theoretical, applied and environmental aspects]. Moscow: CentrLitNefteGas, 2012. 672 p. In Russian
- Levshina S.I. The role of humic acids in migration of metals in river water in Amur region // Water Resources. 2015. V. 42 (6). pp. 810–820.
- Moiseenko T.I., Dinu M.I., Gashkina N.A., Kremleva T.A. Metal speciation in natural waters and metal complexing with humic matter // Doklady Earth Sciences. 2012. V. 442 (2). pp. 267–271.
- Moiseenko T.I., Dinu M.I., Gashkina N.A., Kremleva T.A. Occurrence forms of metals in natural waters depending on water chemistry // Water Resources. 2013. V. 40 (4). pp. 407–416.
- Savichev O.G., Guseva N.V., Kupriyanov E.A., Skorokhodova A.A., Akhmed-ogly K.V. *Khimicheskiy sostav vod Obskogo bolota (Zapadnaya Sibir') i ego prostranstvennyye izmeneniya pod vliyaniem sbrosov zagryaznyayushchikh veshchestv* [Chemical composition of the Obskoye fen water (Western Siberia) and its spatial changes under the pollutants discharge] // Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. 2013. V. 323 (1). pp. 168–172. In Russian
- Savichev O.G., Rudmin M.A., Mazurov A.K., Nalivaiko N.G., Sergienko V.I., Semiletov I.P. Mineralogical and geochemical features of peat deposit of eutrophic the Obskoye fen in anthropogenic conditions (the Western Siberia) // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 492 (1). pp. 320–322.

- Shvarov Y.V. HCh: New potentialities for the thermodynamic simulation of geochemical systems offered by Windows // Geochemistry International. 2008. V. 46 (8). pp. 834–839.
- Boatman C.D., Murray J.W. Modeling exchangeable NH_4^{+} adsorption in marine sediments: Process and controls of adsorption // Limnology and Oceanography. 1982. V. 27 (1). pp. 99–110.
- Gensemer R.W., Playle R.C. The bioavailability and toxicity of aluminum in aquatic environments. In: Critical Reviews in Environmental Science and Technology. 1999. (V. 29. Is. 4. pp. 315–450). CRC Press LLC.
- Jin P.K., She J.J., Liu L., Wang X.C. Characterization of Al-humic complexation at typical pH // Xi'an Jianzhu Keji Daxue Xuebao (Journal of Xi'an University of Architecture and Technology). 2011. V. 43 (2). pp. 215–219.
- Lepokurova O.E., Ivanova, I.S. Geochemistry of iron in organogenic water of Western Siberia, Russia // Procedia Earth and Planetary Science. 2014. V. 10. pp. 297–302.
- Naymushina O., Kolpakova M., Gaskova O. Chemical speciation of heavy metals in peat bog, Kokchetav mountain group, north Kazakhstan // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2017. V. 17 (31). pp. 113–120.
- Rose A.L., Waite T.D. Kinetics of iron complexation by dissolved natural organic matter in coastal waters // Marine Chemistry. 2003. V. 84 (1–2). pp. 85–103.
- Schipper A.M., Zeefat R., Tanneberger F., Van Zuidam J.P., Hahne W., Schep S.A., Loos S., Bleuten W., Joosten H., Lapshina E.D., Wassen M.J. Vegetation characteristics and eco-hydrological processes in a pristine mire in the Ob River valley (Western Siberia) // Plant Ecology. 2007. V. 193 (1). pp. 131–145.
- Soldatova E., Dong Y., Li J., Liu Y., Zan J., Boeckx P., Sun Z. Nitrogen transformation and pathways in the shallow groundwater-soil system within agricultural landscapes // Environmental Geochemistry and Health. 2021. V. 43 (1). pp. 441–459.
- Soldatova E., Sidkina E., Sun Z. Thermodynamic modeling of aqueous migration of chemical elements in irrigation water // E3S Web of Conferences. 2020. V. 222. 05022.
- Taylor R.W., Shuford J.W., Mamo M. Ammonium fixation by soil and pure clay minerals // Communications in Soil Science and Plant Analysis. 1993. V. 24 (11–12). pp. 1115–1126.

Информация об авторах:

Солдатова Е.А., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория моделирования гидрогеохимических и гидротермальных процессов, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия; старший научный сотрудник, центр изотопной биогеохимии, Институт экологической и сельскохозяйственной биологии (Х-БИО), Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия.
E-mail: 2a61@mail.ru

Сидкина Е.С., кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, руководитель лаборатории моделирования гидрогеохимических и гидротермальных процессов, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия.
E-mail: sidkinaes@yandex.ru

Савичев О.Г., доктор географических наук, профессор, отделение геологии, Инженерная школа природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.
E-mail: osavichev@mail.ru

Вклад авторов:

Солдатова Е.А. – концептуализация модели, сбор термодинамических данных, подготовка таблиц и графического материала, написание манускрипта.

Сидкина Е.С. – концептуализация и создание модели, проведение численного моделирования, написание и проверка манускрипта.

Савичев О.Г. – сбор и обработка исходных геохимических данных, утверждение манускрипта.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Soldatova E.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Lab of Modeling Hydrogeochemical Processes, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; Senior Researcher, Center for Isotope Biogeochemistry, Institute of Environmental and Agricultural Biology (X-BIO), University of Tyumen, Tyumen, Russia.
E-mail: 2a61@mail.ru

Sidkina E.S., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Lab Head, Lab of Modeling Hydrogeochemical Processes, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.
E-mail: sidkinaes@yandex.ru

Savichev O.G., D. Sci. (Geography), Professor, Department for Geology, School of Earth Sciences and Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.
E-mail: osavichev@mail.ru

Contribution of the authors:

Soldatova E.A. – conceptualisation of the model, thermodynamic data collecting, preparation of tables and figures, original manuscript writing.

Sidkina E.S. – conceptualisation and development of the model, numerical modeling, manuscript writing and verification.

Savichev O.G. – collecting and processing of initial geochemical data, manuscript validation.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 18.02.2021; одобрена после рецензирования 25.05.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 18.02.2021; approved after reviewing 25.05.2021; accepted for publication 18.03.2022

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2022. № 1

Редактор Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 18.03.2022 г. Формат 60х84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 17,2; усл. печ. л. 16.
Тираж 50 экз. Заказ № 4953. Цена свободная.

Дата выхода в свет 12.04.2022 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