

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2020

№ 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
2020

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

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

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

Поляков Г.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

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

Рихванов Л.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, 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

Скляр 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, Ларамии, 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 Карletonского 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

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

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

Polyakov G.V., Corresponding Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

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

Rikhvanov L.P., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, 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

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Абрамов Б.Н., Бадмацыренова Р.А. Петрогеохимические особенности пород, редкие и редкоземельные элементы в рудах Александровского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье)	6
Гусев В.А., Нестеренко Г.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К. Два типа ассоциаций минералов платиновой группы в золотоносных россыпях северо-западной части Кузнецкого Алатау	19
Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Геохимическая и Sr–Nd–Pb изотопная характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян)	33

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Поздняков А.В., Пупышев Ю.С. Континуально-дискретный режим деградации Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера	56
---	----

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Игнатьева А.В., Кнауб Р.В. Природные условия развития чрезвычайных ситуаций на территории Сибирского федерального округа	66
Синюткина А.А. Оценка трансформации торфяной залежи осушенных верховых болот юго-восточной части Западной Сибири	78

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Барашкова Н.К., Кижнер Л.И., Волкова М.А., Носырева О.В. Наземное обледенение на территории Томской области (Западная Сибирь)	88
Севастьянов В.В. Радиационные факторы климатообразования Алтае-Саянской горной области в период современных изменений климата	102

ПАМЯТНАЯ ДАТА

Евсеева Н.С., Козлова И.В. Нет маршрутов окончания... К 100-летию со дня рождения выдающегося исследователя природы Сибири, доктора географических наук, профессора А.А. Земцова	116
---	-----

CONTENTS

GEOLOGY, GEOCHEMISTRY OF ORE DEPOSITS

Abramov B.N., Badmatsyrenova R.A. Petrogeochemical features of rocks, rare and rare earth elements ores of the Aleksandrovsky gold deposit (Eastern Transbaikalia)	6
Gusev V.A., Nesterenko G.V., Zhmodik S.M., Belyanin D.K. Two types of platinum group minerals assemblages from the gold-bearing placers of Northwest Kuznetsk Alatau	19
Khromova E.A., Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic characteristics of alkaline rocks and carbonatite of the Belaya Zima Massif (Eastern Sayan)	33

GEOMORPHOLOGY

Pozdnyakov A.V., Pupyshev Yu.S. Continuous discrete mode of degradation of the Chuya-Kuray ice-dammed lake	56
---	----

GEOECOLOGY

Ignateva A.V., Knaub R.V. Natural conditions of development of emergency situations in the territory of the Siberian Federal District	66
Sinyutkina A.A. Estimation Of the raised bogs peat deposit transformation of West Siberia South-Eastern Part	78

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY

Barashkova N.K., Kizhner L.I., Volkova M.A., Nosyreva O.V. Ground icing in the Tomsk region (Western Siberia)	88
Sevastyanov V.V. Radiation factors climate formation in the Altai-Sayan mountain region in modern climate change period	102

MEMORABLE DATE

Evseeva N.S., Kozlova I.V. No end routes... On the centenary of the birth of the outstanding researcher of the nature of Siberia, Doctor of Geographical Sciences, Professor A.A. Zemtsov	116
--	-----

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.4 (571.55)

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД, РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РУДАХ АЛЕКСАНДРОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)



Б.Н. Абрамов¹, Р.А. Бадмацыренова²

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

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Александровское золоторудное месторождение расположено в пределах Давенда-Ключевского рудного узла. Представлены данные петрогеохимического состава пород и руд Александровского месторождения, а также распределения в них редких и редкоземельных элементов. Петрогеохимические особенности интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса (J_{2-3}), являющиеся вероятными источниками оруденения, указывают на участие в их формировании глубинных мантийных составляющих. На это указывают повышенные концентрации калия, близость интрузивных образований амананского (J_{2-3}) и амуджикано-шахтаминского комплексов по $Sr/Y-Y$ соотношениям к адакитам, присутствие в магматических источниках граната ($(Tb/Yb)_n > 1,8$). По коэффициенту глиноземистости гранитоиды амуджикано-шахтаминского комплекса относятся к весьма высокоглиноземистым ($al' = 1,84-2,13$), дайки гранит-порфиров – к высокоглиноземистым ($al' = 1,06-1,40$), дайки диоритовых порфиров – к умеренноглиноземистым образованиям ($al' = 0,74-0,98$). На диаграмме $(NaO + K_2O)/Al_2O_3 - Al_2O_3/(CaO + NaO + K_2O)$ гранитоиды амуджикано-шахтаминского комплекса соответствуют гранитам I типа. Это предполагает, что источниками гранитов амуджикано-шахтаминского комплекса были магматические очаги. Анализ индикаторных соотношений элементов в рудах Александровского месторождения свидетельствует о том, что преобладающая часть кварцево-сульфидных жил образована в окислительной обстановке ($U/Th < 0,75$). При этом часть их образована в восстановительной обстановке. В преобладающей части в рудах Co/Ni составляет более 1,5, что указывает на участие магматического флюида в рудообразовании. Значения в рудах Hf/Sm , Nb/La и $Th/La < 1$ указывают на наличие в рудоносных флюидах хлора. Геохимические особенности состава руд свидетельствуют о том, что источниками оруденения были разноглубинные, в разной степени дифференцированные, магматические флюиды ($\sum P3Э = 23,64-324,72$; $Eu/Eu^* = 0,79-1,09$; $Eu/Sm = 0,15-0,32$ и $(La/Yb)_n = 0,15-0,32$, $Co/Ni > 1,5$). Рудообразующие флюиды Александровского месторождения принадлежали к $NaCl-H_2O$ гидротермальной системе, обогащенной Cl относительно F (Hf/Sm , Nb/La и $Th/La < 1$). Значения U/Th отношений в рудах свидетельствуют о том, что преобладающая часть кварцево-сульфидных жил образована в окислительной обстановке ($U/Th < 0,75$). Значения Y/No отношений в рудах соответствуют значениям флюидов гидротермальных систем Восточно-Тихоокеанского рифта и флюидов, образованных в результате регионального зеленокаменного метаморфизма вмещающих пород ($Y/No = 6,97-38,4$). Впервые в рудах месторождения установлена редкоземельная минерализация, представленная монацитом, ксенотимом, апатитом, эпидотом, рабдофаном и черчитом.

Ключевые слова: Александровское месторождение, золото, редкоземельные элементы, рудоносные флюиды, Восточное Забайкалье.

Введение

Александровское золоторудное месторождение расположено в восточной части Забайкальского края, в пределах Давенда-Ключевского рудного узла, входящего в золото-молибденовый пояс, выделенный С.С. Смирновым [Смирнов, 1936]. Месторождение открыто в 1944 г. старателями. С 2013 г. оно отрабатывается ЗАО «Рудник Александровский». Защищенные запасы золота составляют около 24 т. Среднее содержание золота в рудах – 6,7 г/т, серебра – 2,2 г/т.

Изучение элементного состава пород и руд проведено в аналитических лабораториях Геологического института СО РАН (ЦКП, г. Улан-Удэ). Содержания элементов определены РФА методом (аналитик Жалсараев Б.Ж.). Измерения концентраций редкозе-

мельных элементов проведены ICP-AES методом (аналитики Казанцева Т.И., Цыренова А.А.). Данные силикатного анализа выполнены методом «мокрой химии». Изучение состава минералов производилось в ГИН СО РАН на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy350 (Oxford Instruments) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда меньше 0,5 нА, размере зонда 0,1 мкм. В режиме анализа время набора спектров составило 50 с.

В процессе исследования месторождения недостаточно изученными являются петрогеохимические особенности состава пород и руд, а также распределения в них редкоземельных элементов. Решение данных задач позволит получить новые сведения об условиях формирования месторождения.

Краткая характеристика геологического строения месторождения

В геологическом строении месторождения принимают участие магматические интрузивные образования, относящиеся к нескольким разновозрастным формациям палеозойского и мезозойского возрастов. Стратифицированные образования позднеархейского возраста, представленные метаморфизованными породами, имеют весьма незначительное распространение (рис. 1).

В пределах месторождения развиты интрузивные образования олекминского (PZ_1), бичурского (P_2) и амуджикано-шахтаминского комплексов (J_{2-3}). Олекминский комплекс (PZ_1) представлен гнейсовидными порфиروбластическими биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами, гранодиоритами, а также их жильными образованиями – пегматитами, пегматоидными гранитами, аплитами и аплитовидными гранитами. Бичурский комплекс (P_2) объединяет позднепалеозойские образования габбро-гранитной формации, выделенные из объема амананского комплекса.

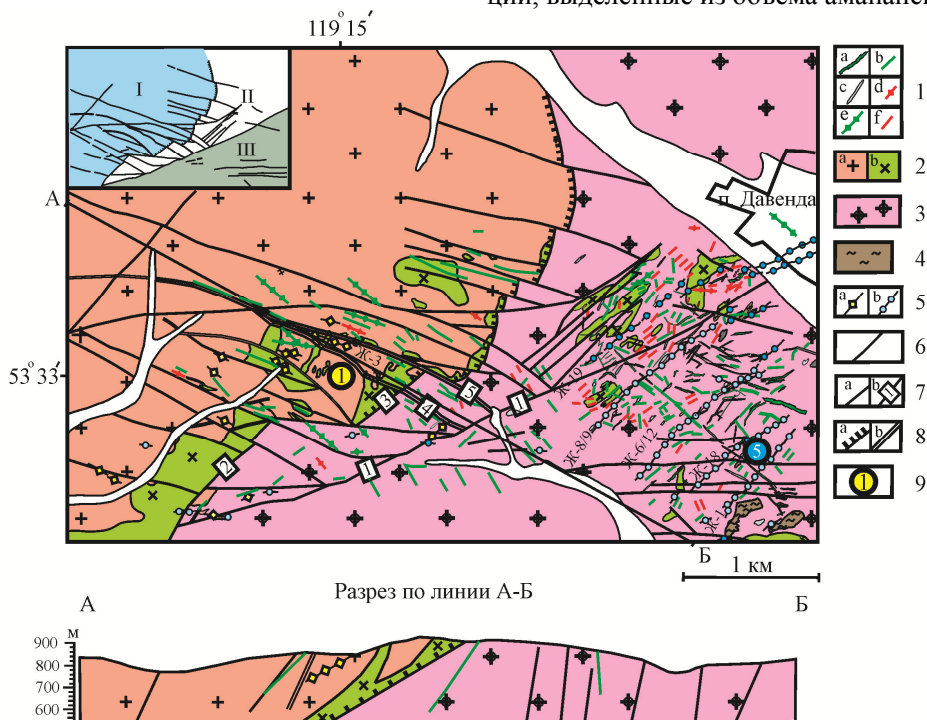


Рис. 1. Схема геологического строения района Александрово-Давендинского рудного узла

Амуджикано-шахтаминский комплекс (J_{2-3}): 1 – лампрофиров, кварцевые микродиориты: а) штоки кварцевых микродиоритов, б) дайки лампрофиров, с) штоки гранит-порфиров, д) дайки гранит-порфиров, е) дайки кварцевых микродиоритов, ф) дайки диоритов, кварцевых диоритов; 2 – Бичурский комплекс (P_2): а) средне-крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты, б) – кварцевые диориты; 3 – Олекминский интрузивный комплекс (PZ_1): порфиروбластовые граниты, гнейсовидные граниты; 4 – Олекминский комплекс (PZ_1): кристаллические сланцы, амфиболиты; 5 – рудоносные жилы: а) золотоносные сульфидно-кварцевые жилы, б) кварцево-молибденитовые жилы; 6 – геологические границы; 7 – а) тектонические нарушения, б) названия тектонических нарушений: 1 – Северо-Давендинское, 2 – Пограничное, 3 – Пологое, 4 – Александровское, 5 – Главное; 8 – а) надвиги, б) рудоконтролирующие нарушения; 9 – месторождения: 1 – Александровское золоторудное, 2 – Давендинское молибденовое. Во вставке: I – Северо-Западный блок, II – Юго-Восточный блок, III – Давендинский блок

Fig. 1. Schematic geological structure of the area Alexandrovo-Davendinsky ore cluster

Amudzhikano-Shakhtaminsky complex (J_{2-3}): 1 – lamprophyres, quartz microdiorites: a) quartz microdiorite stocks, b) lamprophyre dikes, c) granite-porphyry stocks, d) granite-porphyre dikes, e) quartz microdiorite dykes, f) dykes diorites, quartz diorites; 2 – Bichura complex (P_2): a) medium-grained biotite-hornblende granites b) quartz diorites; 3 – The Olekmin intrusive complex (PZ_1): porphyroblastic granites, gneissic granites; 4 – The Olekmin complex (PZ_1): schists, amphibolites; 5 – ore-bearing veins: a) gold-bearing sulfide-quartz veins, b) quartz-molybdenite veins; 6 – geological boundaries; 7 – a) tectonic faults, b) the names of tectonic faults: 1 – Northern Davenda, 2 – Pogranichnoe, 3 – Pologoe, 4 – Aleksadrovsky, 5 – Glavnoe; 8 – a) overthrusts, b) ore-hosting faults; 9 – deposits: 1 – Alexandrovsky gold deposit, 2 – Davendinsky molybdenum deposit. In the inset: I – Northwest block, II – Southeast block, III – Davendinsky block

Первая фаза представлена биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфиболовыми кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами, вторая фаза – биотитовыми гранитами, гранодиоритами, третья фаза – порфиroidными гранитами, лейкогранитами, аплитами. Тематические исследования по расчленению геологи-

ческих формаций Олекмо-Шилкинского междуречья, проведенные сотрудниками «Читагеология», показали, что абсолютный возраст (К-Аг метод) гранитоидов бичурского комплекса составляет 260–235 млн лет. Породы, вмещающие золоторудное оруденение, представлены главным образом гранитами бичурского

комплекса. Породы данного комплекса составляют большую часть площади Александровского месторождения.

Амуджикано-шахтаминский комплекс (J_{2-3}) на месторождении представлен исключительно породами дайково-жильной серии – гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, гибридными порфирами, субщелочными лейкократовыми гранит-порфирами, ортоклазитами, плагиоклазовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами, фельзитами и фельзит-порфирами, микродиоритами, диабазами, лампрофирами различного состава. Средний возраст гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса составляет 167–150 млн лет [Спиридонов и др., 2006]. Установлено, что с ранней группой даек – гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами – на площади Давенда-Ключевского рудного узла связано молибденовое и медно-молибденовое оруденение, локализующееся в зонах калишпатизации, окварцевания, серицитизации. С поздними дайками – гибридными порфирами, лампрофирами, грорудитами – связано золотое оруденение в зонах березитизации, лиственитизации, турмалинизации, окварцевания. На Ключевском золоторудном месторождении, являющемся составной частью Давенда-Ключевского рудного узла, образование золотого оруденения также парагенетически связано с заключительными этапами образования даек амуджикано-шахтаминского комплекса (лампрофирами, гибридными порфирами) [Абрамов, 2015].

Петрогеохимические особенности пород, вмещающих оруденение

В Восточном Забайкалье формирование золотого оруденения связывается с мезозойскими магматическими образованиями [Спиридонов и др., 2006]. Поэтому рассмотрим петрогеохимические особенности интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса, развитых в районе месторождения. По коэффициенту глиноземистости гранитоиды амуджикано-шахтаминского комплекса относятся к весьма высокоглиноземистым ($al' = 1,84\text{--}2,13$), дайки гранит-порфиров – к высокоглиноземистым ($al' = 1,06\text{--}1,40$), дайки диоритовых порфиров – к умеренноглиноземистым образованиям ($al' = 0,74\text{--}0,98$) (табл.1). Петрогеохимические особенности кислых интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса характеризуются высокими концентрациями калия (рис. 2, *a*). На диаграмме $(NaO + K_2O)/Al_2O_3$ мол. – $Al_2O_3/(CaO + NaO + K_2O)$ мол. гранитоиды амуджикано-шахтаминского комплекса соответствуют гранитам I типа. Это предполагает, что источниками гранитов амуджикано-шахтаминского комплекса были магматические очаги (рис. 2, *b*).

Анализ индикаторных соотношений $(Tb/Yb)_n$, используемых в качестве индикатора глубин магмообразования, указывает на разноглубинные источники магм мезозойских интрузивных образований Итатинского месторождения. Известно, что значения

$(Tb/Yb)_n > 1,8$ отмечаются в магмах с присутствием граната, ниже 1,8 – в магмах равновесных со шпинелью [Wang et al., 2002]. На диаграмме $Sr/Y\text{--}Y$ интрузии бичурского и амуджикано-шахтаминского комплексов соответствуют адакитам (рис. 2, *c*, табл. 1). Однако на диаграмме $Ca\text{--}Na\text{--}K$ мезозойские интрузивные образования амуджикано-шахтаминского комплекса, развитые в районе месторождения (граниты, кварцевые диориты, дайки лампрофиров), группируются в области известково-щелочного тренда, что указывает на несоответствие их адакитам (рис. 2, *d*). Образование интрузий известково-щелочной серии связывают с дифференциацией исходной магмы основного состава до магм кислого состава при субдукционных процессах. Содержания микроэлементов гранитоидов бичурского и амуджикано-шахтаминского комплексов имеют незначительные различия. В сравнении с другими интрузиями породы дайки амуджикано-шахтаминского комплекса характеризуются повышенными концентрациями (г/т) – Rb (220–282), Cu (19–214), Zn (35–55) и Mo (1,2–8,8) (см. табл. 1). Повышенные концентрации калия, близость интрузивных образований амананского и амуджикано-шахтаминского комплексов по $Sr/Y\text{--}Y$ соотношениям к адакитам, присутствие в магматических источниках граната $((Tb/Yb)_n > 1,8)$ указывают на участие в их формировании глубинных мантийных составляющих.

Условия локализации и вещественный состав руд

Основное влияние на распределение золотого оруденения оказали узлы пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простирания. К числу основных рудоконтролирующих структур относятся Главный и Александровский разломы. Основными рудовмещающими структурами являются сколовые трещины северо-западного простирания. Очень сильное влияние на локализацию оруденения оказал Пологий разлом. При пересечении его с круто падающими жилами образуются прожилково-вкрапленные зоны, вытянутые в направлении линии их сопряжения. Вертикальный размах оруденения составляет около 200 м.

На месторождения выделяется несколько рудных участков (Центральный, Восточный, Северо-Восточный, Ивачиха, Вершина Ороченка), отличающихся особенностями минерального состава. Основные промышленные запасы золота сосредоточены на Центральном участке, расположенном между Главным и Александровским разломами. Рудные тела выполняют северо-западную систему трещин. Протяженность рудных тел по простиранию достигает 170 м. Кварцевые, кварц-карбонатные жилы содержат вкрапленность, иногда гнездовые и полосовидные скопления сульфидов, количество которых достигает 15%, в среднем составляя 5%. Сульфиды представлены главным образом пиритом, реже халькопиритом, в меньшей степени галенитом, сфалеритом.

Таблица 1

**Содержания петрогенных компонентов (%) и редких элементов (г/т)
в магматических образованиях Александровского месторождения**

Table 1

Contents of petrogenic elements (%) and rare elements (ppm) in magmatic formations of the Alexandrovsky deposit

Образец	214	215	216	221	222	223	252	255	258	270	271	273	281	281-1
SiO ₂	68,30	68,10	68,10	58,70	53,10	51,10	55,40	56,40	54,20	69,10	70,80	70,70	57,70	56,90
TiO ₂	0,40	0,41	0,43	1,33	1,42	1,83	1,14	1,10	0,84	0,40	0,26	0,29	0,87	1,01
Al ₂ O ₃	15,90	15,90	16,10	15,40	16,00	17,50	16,30	16,30	16,50	15,30	14,60	14,50	14,50	16,50
Fe ₂ O ₃	1,48	1,47	1,26	2,57	3,23	3,53	4,20	4,35	3,30	1,38	1,27	1,31	5,76	3,48
FeO	1,04	1,07	1,18	3,70	4,63	4,22	4,26	3,26	4,44	1,11	1,04	1,15	0,96	0,89
MnO	0,05	0,05	0,05	0,11	0,08	0,07	0,05	0,08	0,10	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02
CaO	0,68	0,69	0,73	2,96	3,07	3,05	4,30	3,28	5,22	0,64	1,00	1,09	1,49	1,17
MgO	1,88	1,88	1,95	5,23	4,20	4,61	3,10	3,49	5,45	1,78	1,80	2,07	3,41	3,28
Na ₂ O	4,75	4,75	4,85	4,19	3,73	4,62	4,50	3,80	3,83	4,60	4,16	4,62	3,99	2,87
K ₂ O	3,99	4,15	3,96	2,46	2,56	2,70	3,37	3,95	2,94	4,01	3,88	3,13	3,51	7,70
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,15	0,43	0,36	0,59	0,34	0,36	9,16	0,13	0,10	0,10	0,38	0,42
ппп	0,74	0,76	0,79	2,39	6,89	5,85	2,41	2,92	2,59	1,04	0,78	0,87	7,05	5,08
Сумма	99,35	99,37	99,55	99,47	99,31	99,67	99,37	99,29	99,57	99,53	99,63	99,77	99,66	99,32
F	0,05	0,05	0,06	0,17	0,21	0,23	0,30	0,23	0,12	0,05	0,07	0,02	0,06	0,06
Cr	—	—	—	55	90	55	95	56	174	—	25	32	2,4	5,1
V	22	21	25	111	131	144	126	110	156	22	25	25	63	59
Co	9,1	12	11	19	18	15	12	13	15	10,7	10,2	11,3	50	42
Ni	2,9	4,8	4,5	34	46	35	38	29	54	4,9	13,6	15,5	11	8,2
Cu	4,3	5,8	6,3	22	35	27	19	214	113	6,6	9,8	7,4	121	32
Zn	47	48	45	86	62	70	35	52	54	38	35	36	55	36
As	6,1	—	—	—	11	12	16	—	39	2,8	5,7	15	10	9,2
Pb	22	23	22	20	15	18	15	30	37	18	32	32	32	26
W	172	147	194	78	39	22	46	71	31	235	162	192	71	65
Ga	21	21	22	23	22	28	22	22	21	20	17	20	12	11,8
Rb	64	74	69	57	82	138	221	221	231	68	92	80	220	282
Zr	199	193	215	148	160	160	207	236	72	206	95	100	200	257
Hf	3,9	7,0	1,8	5,8	6,8	4,9	7,7	5,1	3,9	2,6	5,9	5,1	2,3	7,7
Nb	7,2	7,8	9,5	8,4	6,4	8,7	5,6	5,4	2,5	7,2	6,1	7,9	11	10,6
Mo	—	—	—	—	—	0,9	1,2	8,8	1,2	—	—	—	—	2
Cs	—	—	—	—	13	21	34	22	71	91	—	20	19	11
Sn	—	2,4	—	12,3	—	—	12,6	15	—	2,9	16,3	—	—	—
Sb	—	2,0	3,8	—	8,8	—	2,6	3,2	21	68	—	—	25	23
Ba	1483	1547	1612	1480	1147	504	4241	1400	698	1443	879	652	1584	2156
Ta	4,2	1,5	2,9	4,4	2,9	—	—	—	3,6	—	—	1,9	1,7	—
Th	5,7	7,5	4,9	5,7	3,0	5,2	6,6	3,8	1,2	8	16	13,6	8,3	5,3
U	—	—	—	4,7	—	1,8	1,6	1,0	—	—	1,1	3,9	5,3	53
La	40,0	45,1	42,5	35,1	26,1	40,8	41,5	44,1	12,8	45,9	23,6	28,6	54,8	54,9
Ce	81,2	88,7	88,3	69,6	55,2	80,4	79,0	84,4	24,1	91,9	43,9	47,5	118,0	120,0
Pr	7,63	8,93	8,64	8,15	6,88	9,81	8,54	7,86	2,73	8,97	3,52	4,13	11,2	11,5
Nd	35,0	36,9	38,1	40,1	38,1	62,6	44,7	46,2	17,4	42,8	17,8	19,8	55,4	67,8
Sm	5,44	5,74	5,89	6,97	6,65	9,03	6,73	6,99	2,80	6,02	2,48	2,79	8,42	9,36
Eu	1,03	1,08	1,14	1,75	1,63	2,09	1,56	1,66	0,91	1,13	0,58	0,69	1,40	1,54
Gd	2,78	3,18	3,14	4,70	4,80	7,93	4,61	4,71	2,26	3,33	1,43	1,68	3,81	5,01
Tb	0,28	0,31	0,15	0,46	0,47	0,52	0,48	0,45	0,20	0,24	0,44	0,13	0,44	0,44
Ta	4,2	1,5	2,9	4,4	2,9	—	—	—	3,6	—	—	1,9	1,7	—
Th	5,7	7,5	4,9	5,7	3,0	5,2	6,6	3,8	1,2	8	16	13,6	8,3	5,3
U	—	—	—	4,7	—	1,8	1,6	1,0	—	—	1,1	3,9	5,3	53
La	40,0	45,1	42,5	35,1	26,1	40,8	41,5	44,1	12,8	45,9	23,6	28,6	54,8	54,9
Ce	81,2	88,7	88,3	69,6	55,2	80,4	79,0	84,4	24,1	91,9	43,9	47,5	118,0	120,0
Pr	7,63	8,93	8,64	8,15	6,88	9,81	8,54	7,86	2,73	8,97	3,52	4,13	11,2	11,5
Nd	35,0	36,9	38,1	40,1	38,1	62,6	44,7	46,2	17,4	42,8	17,8	19,8	55,4	67,8
Sm	5,44	5,74	5,89	6,97	6,65	9,03	6,73	6,99	2,80	6,02	2,48	2,79	8,42	9,36
Eu	1,03	1,08	1,14	1,75	1,63	2,09	1,56	1,66	0,91	1,13	0,58	0,69	1,40	1,54
Gd	2,78	3,18	3,14	4,70	4,80	7,93	4,61	4,71	2,26	3,33	1,43	1,68	3,81	5,01
Tb	0,28	0,31	0,15	0,46	0,47	0,52	0,48	0,45	0,20	0,24	0,44	0,13	0,44	0,44
Dy	1,86	2,18	2,15	2,65	2,39	2,98	2,50	2,67	1,48	2,05	1,00	1,27	2,22	2,57
Ho	0,33	0,43	0,39	0,41	0,40	0,33	0,40	0,43	0,24	0,38	0,23	0,26	0,43	0,41
Er	0,88	1,19	1,16	1,36	1,26	2,27	1,50	1,43	0,81	1,21	0,60	0,83	1,26	1,64
Tm	0,03	0,15	0,15	0,14	0,05	0,21	0,15	0,06	0,04	0,08	0,01	0,06	0,10	0,12
Yb	0,79	0,99	0,90	0,86	0,72	0,72	0,88	0,86	0,57	0,85	0,69	0,80	0,87	0,91
Lu	0,11	0,17	0,15	0,14	0,13	0,15	0,16	0,14	0,10	0,15	0,13	0,15	0,14	0,15

Окончание табл. 1

Образец	214	215	216	221	222	223	252	255	258	270	271	273	281	281-1
Y	8,10	11,3	10,5	12,6	10,6	12,7	12,2	13,5	7,84	10,4	6,37	7,61	9,16	10,6
ΣTR	185,5	206,3	203,3	185,0	155,4	232,5	204,9	215,5	74,28	215,4	102,8	116,3	267,65	286,9
$(La/Yb)_n$	35,12	31,63	32,79	28,31	25,18	39,37	32,70	35,57	15,59	37,47	23,72	24,84	43,68	41,88
$(Tb/Yb)_n$	1,62	1,44	0,76	2,45	3,00	3,32	2,51	2,40	1,61	1,30	2,93	0,11	2,33	2,22
Eu/Eu*	0,81	0,77	0,81	0,93	0,88	0,75	0,86	0,88	1,10	0,77	0,94	0,97	0,76	0,69
Eu/Sm	0,19	0,19	0,19	0,25	0,24	0,23	0,23	0,24	0,32	0,19	0,23	0,25	0,17	0,16
Mg#	0,59	0,60	0,60	0,61	0,50	0,53	0,41	0,47	0,57	0,59	0,61	0,62	0,51	0,60
ASI	1,19	1,16	1,18	1,34	1,09	1,09	0,86	0,99	0,87	1,18	1,13	1,12	1,10	1,07
al'	2,23	2,20	2,16	0,77	0,84	0,89	0,98	0,98	0,74	2,17	2,13	1,84	1,06	1,40

Примечание. Пробы: бичурский комплекс (P2): 214, 215, 216, 270 – гранитоиды; 221, 222, 223 – кварцевые диориты; амуджикано-шахтаминский комплекс (J2-3): 252, 255, 258 – дайки микродиоритов; 271, 273 – гранитоиды; 281, 281-1 – дайки гранит-порфира, al' = $Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, Mg# = $MgO / (MgO + FeO + 0,85Fe_2O_3)$ в молекулярных количествах, ASI = $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ в молекулярных количествах. Прочерк – нет данных.

Note. Samples: Bichura complex (P2): 214, 215, 216, 270 – granitoids; 221, 222, 223 – quartz diorites; Amudzhikano-Shakhtaminsky complex (J2-3): 252, 255, 258 – dikes of microdiorites; 271, 273 – granitoids; 281, 281-1 – granite-porphyr dikes, al' = $Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, Mg # = $MgO / (MgO + FeO + 0.85Fe_2O_3)$ in molecular quantities, ASI = $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ in molecular quantities. Dash – there is no data available.

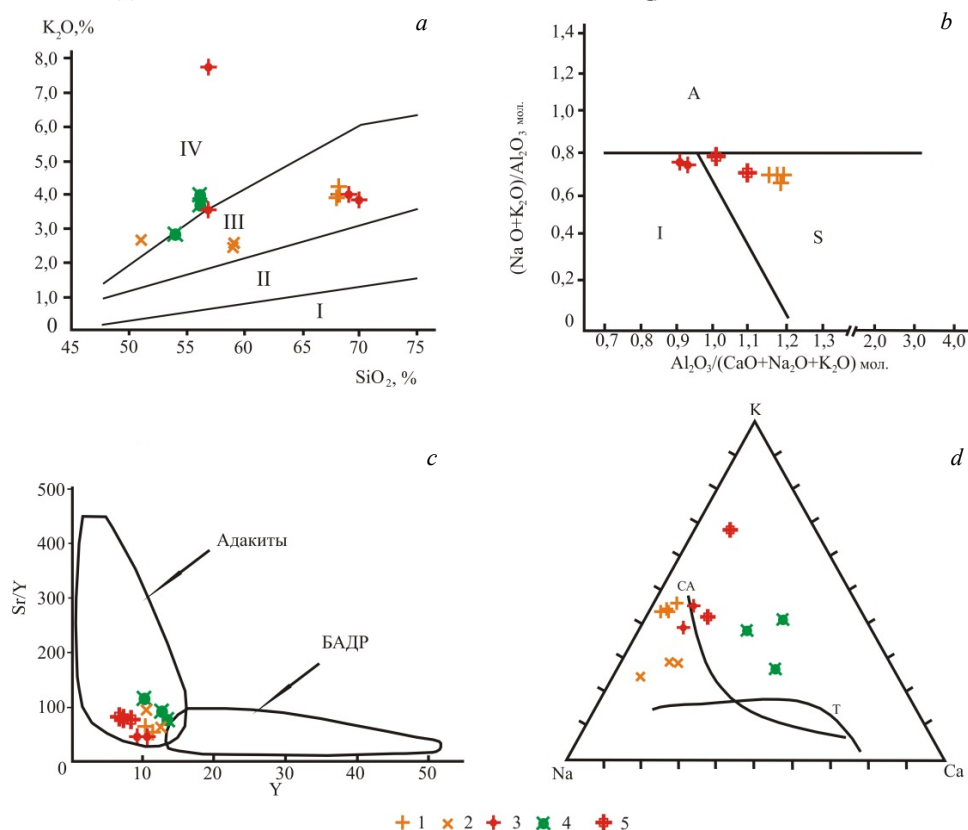


Рис. 2. Диаграммы: а) K_2O-SiO_2 [Peccherillo, Taylor, 1976]; б) $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3 - Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ мол. [Maeda, 1990]; в) $Sr/Y-Y$ [Defant et al., 1992]; г) $Na-K-Ca$ [Kovalev et al., 2019] интрузий Александровского месторождения

а) поля интрузивных серий на диаграмме: IV – шошонитовая, III – высококальциевая известково-щелочная, II – среднекальциевая известково-щелочная, I – островодужная толеитовая; б) типы гранитов: I-тип, S-тип, A-тип; в) БАДР – БАДР – породы базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций островных дуг и активных континентальных окраин; г) СА – известково-щелочной тренд дифференциации интрузий, Т – трондьемитовый тренд интрузий. Бичурский комплекс: 1 – гранодиориты, 2 – кварцевые диориты; амуджикано-шахтаминский комплекс: 3 – граниты, 4 – микродиориты, 5 – гранит-порфиры

Fig. 2. Diagrams: а) K_2O-SiO_2 [Peccherillo, Taylor, 1976]; б) $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3 - Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ mol. [Maeda, 1990]; в) $Sr/Y-Y$ [Defant et al., 1992]; г) $Na-K-Ca$ [Kovalev et al., 2019] intrusions of the Alexandrovsky deposit

а) the fields of the intrusive groups in the diagram: IV – shoshonite, III – high potassium calc-alkaline, II – medium potassium calc-alkaline, I – island-arc tholeiitic; б) types of granites: I-type, S-type, A-type; в) BADR – BADR – rocks of basalt-andesite-dacite-rhyolite associations of island arcs and active continental margins; г) CA – calc-alkaline trend of intrusions differentiation, T – trondjemite trend of intrusions. Bichura complex: 1 – granodiorites, 2 – quartz diorites; Amujikan-Shakhtamin complex: 3 – granites, 4 – microdiorites, 5 – granite-porphyre

Рудоподводящей структурой является Северо-Давендинский разлом. Рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми жилами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Сульфидно-кварцевые жилы имеют незначительную мощность 3–5 см. Они сопровождаются зонами серицитизации, калишпатизации, реже окварцевания мощностью от первых сантиметров до 1,5 м. Морфология рудных жил сложная. Часто пережимы жил как по простиранию, так и по падению чередуются с раздувами мощностью до 4 м.

На Александровском месторождении выделены следующие минеральные ассоциации в порядке их проявления: 1) молибденит-кварцевая; 2) кварц-турмалиновая; 3) висмутин-кварцевая; 4) пирит-кварцевая с золотом; 5) золото-кварц-полиметаллическая; 6) кварц-карбонатная. Наиболее распространенным рудным минералом является пирит,

менее развиты халькопирит, висмутин, тетраэдрит, борнит. Малораспространенные минералы представлены сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, тетрадимитом, теллуrowисмутином, золотом. К числу редких минералов относятся: самородное серебро, висмутин, пирротин, виттихенит, марказит, буланжерит, айкинит, гессит, магнетит, касситерит. В рудах месторождения присутствует редкоземельная минерализация, представленная монацитом, ксенотимом, апатитом, эпидотом, рабдофаном и черчитом. Содержание сульфидов в рудах составляет 5–8% (рис. 3, табл. 2, 3).

Молибденит-кварцевая ассоциация на месторождении имеет незначительное распространение и представлена редкими прожилками мощностью до 1 см. Молибденит образует редкую неравномерную вкрапленность.

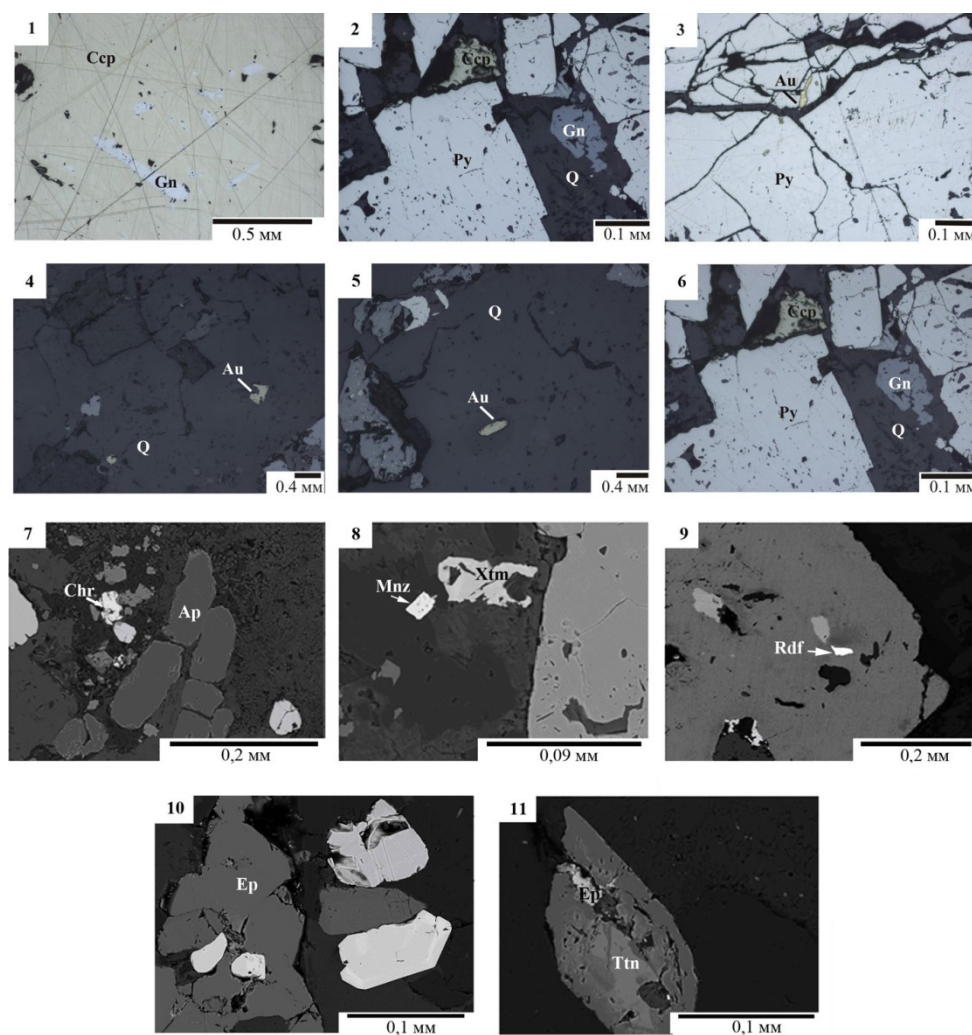


Рис. 3. Взаимоотношения рудных минералов Александровского месторождения

1 – включения галенита в халькопирите; 2 – выделения пирита, халькопирита, галенита; 3 – золото заполняет микротрещинки в пирите; 4, 5 – включения золота в кварце; 6 – выделения пирита, галенита, халькопирита. Минералы, содержащие редкоземельные элементы: 7 – зерна черчита, апатита, 8 – выделения монацита; 9 – зерна рабдофана, 10 – зерна ксенотима, 11 – выделения титанита, эпидота

Fig. 3. The relationship of ore minerals of the Alexandrovsky deposit

1 – inclusion of galena in chalcopyrite; 2 – allocation of pyrite, chalcopyrite, galena; 3 – gold performs microcracks in pyrite; 4, 5 – inclusions of gold in quartz; 6 – allocation of pyrite, galena, chalcopyrite. Minerals containing rare earth elements: 7 – grains of churchite, apatite, 8 – monazite precipitation; 9 – grains of rhabdophane, 10 – grains of xenotime, 11 – allocation of titanite, epidote

Таблица 2

**Содержание петрогенных компонентов (%) и элементного состава (г/т)
в сульфидно-кварцевых жилах Александровского месторождения**

Table 2

Content of petrogenic elements (%) and elemental composition (ppm) in sulfide-quartz veins of the Alexandrovsky deposit

Компоненты	224	229	230	232	234	236	237	237-1	237-2	237-3	237-4	244	248	254	256	257
SiO ₂ , %	63,2	35,8	63,2	52,2	58,0	79,8	77,2	12,2	52,5	67,0	13,5	60,7	49,0	55,6	73,8	68,1
TiO ₂	0,63	0,37	0,48	0,67	0,68	0,15	0,10	0,26	0,12	0,35	0,44	1,11	0,68	0,15	0,10	0,63
Al ₂ O ₃	18,9	9,4	14,9	23,4	15,2	14,7	7,9	9,2	2,9	16,6	5,6	18,0	22,7	7,09	14,4	16,15
MgO	1,5	7,1	1,1	1,6	0,5	—	1,0	3,7	4,4	0,7	—	3,4	1,5	—	1,1	4,1
CaO	3,75	20,0	5,65	1,18	2,15	0,12	4,12	14,14	7,90	0,55	2,60	4,29	0,66	0,18	0,49	0,96
Fe ₂ O ₃	5,13	10,2	5,01	8,35	9,69	2,27	3,34	32,6	13,2	4,45	34,5	5,27	9,61	15,4	3,79	9,22
MnO	0,109	0,157	0,06	0,08	0,061	0,01	0,05	0,347	0,127	0,02	0,037	0,058	0,05	0,01	0,02	0,05
K ₂ O	2,35	1,77	1,95	6,27	3,83	3,00	1,52	1,89	0,48	5,20	0,99	5,14	6,40	4,05	7,30	1,5
P ₂ O ₅	0,408	0,064	0,16	0,124	0,178	0,02	0,03	0,017	0,029	0,113	0,078	0,367	0,09	0,04	0,02	0,24
U, ppm	—	1,6	1,6	27,0	1,1	1,6	—	—	4	—	—	4,2	19,4	—	1,1	—
Th	3,2	—	—	7,4	1,7	3,6	3	0,9	3,7	3	1,2	8,9	6,3	—	7,2	3
Co	11	15	11	17	21	12	12	42	60	21	296	20	27	31	8	12
Ni	8	12	11	4,3	31	3	4	29	25	6	77	30	7	10,4	4	29
Rb	51	71	84	192	121	111	52	86	29	171	39	194	204	149	248	58
Sr	840	531	277	507	151	103	321	193	109	183	143	2700	379	90	228	510
Zr	273	59	88	284	86	135	41	38	17	128	96	264	294	63	30	163
Hf	8,4	2	3,8	9,1	—	7,4	1,8	2	—	1,8	9,8	5,1	10	8,6	2,0	6,4
Nb	9,6	4,5	3,0	9,5	4,7	8,8	1,7	—	—	5,1	5,4	8,1	12	0,6	1,4	7,4
La	68,2	19,9	31,8	—	16,8	29,4	11,5	—	—	24,7	14,7	72,8	49,6	—	3,23	—
Ce	138,0	41,9	62,8	—	34,1	49,2	23,0	—	—	45,0	32,1	136,0	103	—	4,22	—
Pr	12,8	4,94	7,47	—	4,12	4,35	2,56	—	—	5,18	3,0	12,7	9,36	—	0,95	—
Nd	59,0	19,25	35,1	—	16,1	14,6	8,46	—	—	17,4	10,9	63,1	37,5	—	4,50	—
Sm	10,3	4,60	6,22	—	3,32	2,29	2,02	—	—	3,21	2,31	10,7	6,69	—	1,62	—
Eu	2,08	1,23	1,07	—	1,00	0,50	0,52	—	—	0,77	0,55	2,27	1,54	—	0,24	—
Gd	5,01	3,60	2,77	—	2,48	1,30	1,53	—	—	1,93	1,65	5,41	4,29	—	0,28	—
Tb	0,58	0,54	0,41	—	0,3	0,15	0,19	—	—	0,26	0,20	1,07	0,50	—	0,34	—
Tb	0,58	0,54	0,41	—	0,3	0,15	0,19	—	—	0,26	0,20	1,07	0,50	—	0,34	—
Dy	3,15	2,82	1,38	—	1,48	0,89	1,0	—	—	1,64	1,04	3,18	2,49	—	0,57	—
Ho	0,63	0,48	0,32	—	0,25	0,15	0,15	—	—	0,28	0,20	0,66	0,35	—	0,23	—
Er	1,90	0,96	1,06	—	0,60	0,55	0,44	—	—	0,85	0,45	2,13	0,99	—	0,86	—
Tm	0,24	0,11	0,14	—	0,08	0,08	0,05	—	—	0,12	0,07	0,30	0,14	—	0,16	—
Yb	1,28	0,81	0,41	—	0,50	0,48	0,36	—	—	0,88	0,36	0,93	0,93	—	0,91	—
Lu	0,21	0,13	0,09	—	0,09	0,09	0,06	—	—	0,14	0,08	0,17	0,17	—	0,19	—
Y	15,0	16,4	5,43	—	7,07	5,25	5,76	—	—	9,61	7,62	13,3	12,7	—	5,34	—
U/Th	—	—	—	3,64	0,65	0,44	—	—	1,08	—	—	0,47	3,08	—	0,15	—
Co/Ni	1,37	1,25	1,00	3,95	0,68	4,00	3,00	1,45	2,40	3,50	3,84	0,67	3,86	2,98	2,00	0,41
Zr/Hf	32,5	29,5	23,16	31,21	—	18,24	22,78	19	—	71,11	9,80	51,76	29,4	7,32	15,0	25,47
Nb/La	0,14	0,23	0,09	—	0,28	0,30	0,15	—	—	0,21	0,37	0,11	0,24	—	0,43	—
Y/Ho	23,81	34,17	16,97	—	28,28	35,00	38,40	—	—	34,32	38,10	20,15	36,3	—	23,22	—
ΣTR	312,3	118,2	156,5	—	88,59	109,4	57,8	—	—	112,2	75,47	324,72	231	—	23,64	—
(La/Yb) _n	36,97	17,1	53,8	—	23,32	42,5	22,1	—	—	19,5	28,3	54,32	37,0	—	2,46	—
Eu/Eu*	0,88	0,92	0,79	—	1,06	0,88	0,90	—	—	0,94	0,86	0,91	0,88	—	1,09	—
Eu/Sm	0,20	0,27	0,17	—	0,39	0,22	0,26	—	—	0,24	0,24	0,21	0,23	—	0,15	—
Rb/Sr	0,06	0,13	0,30	0,38	0,80	1,08	0,16	0,45	0,27	0,93	0,27	0,07	0,54	1,65	1,09	0,11
(La/Yb) _{pm}	38,2	11,1	17,8	—	9,4	16,4	9,3	—	—	13,8	8,2	40,7	27,8	—	1,80	—
(Gd/Yb) _{pm}	3,2	2,3	1,8	—	1,6	0,8	1,0	—	—	1,2	1,1	3,5	2,8	—	0,18	—

Примечание. Александровское месторождение. Кварцевые жилы с включениями пирита: (224, 232, 234, 236, 237, 237-3, 244, 279, 281, 282); пирита, арсенопирита, галенита (237-1), пирита, халькопирита (237-4, 277, 280-1); пирита, сфалерита (260); молибденита (254). Кварц-турмалиновые жилы с включениями пирита: (248, 257, 261, 262, 264).

Note. Alexandrovsky deposit. Quartz veins with inclusions of pyrite: (224, 232, 234, 236, 237, 237-3, 244, 279, 281, 282); pyrite, arsenopyrite, galena (237-1), pyrite, chalcopyrite (237-4, 277, 280-1); pyrite, sphalerite (260); molybdenite (254). Quartz-tourmaline veins with inclusions of pyrite: (248, 257, 261, 262, 264).

Кварц-турмалиновая ассоциация проявлена слабо и развита главным образом на Ивачихинском участке. Характерными минералами этой ассоциации являются турмалин, пирит, халькопирит. Пирит образует идиоморфные кристаллы. Халькопирит отмечается в небольшом количестве (до 1%) в сростании с пиритом.

Висмутин-кварцевая минеральная ассоциация отмечается главным образом в пределах Ивачихинского участка. Минералы этой ассоциации образуют мало-мощные жилы и прожилки. Характерными рудными минералами этой ассоциации являются: пирит, висмутин, сульфовисмутит, молибденит. Пирит встре-

чается в виде зерен неправильной формы, реже кубического габитуса, и содержит включения магнетита и халькопирита. Висмутин образует небольшие линзовидные скопления. Молибденит развит в виде изогнутых пластинок и ассоциирует с висмутином. Висмутин-кварцевые жилы и прожилки сопровождаются серитизацией, окварцеванием и калишпатизацией вмещающих пород.

Кварц-пиритовая ассоциация является наиболее распространенной на месторождении. В рудных жилах и прожилках данной ассоциации характерны повышенные содержания сульфидов и золота, а также широкий набор рудных минералов. Наиболее распространенным из них является пирит. Халькопирит встречается в сростании с пиритом. Галенит отмечается в виде мелких редких кристаллов в ассоциации с анкеритом. Основная масса золота наблюдается в

ассоциации с пиритом, залечивая в нем микротрещинки. Характерно также его ассоциация с халькопиритом, галенитом. Пробность золота изменяется от 850 до 922‰ (табл. 3).

Золото-кварц-полиметаллическая ассоциация развита на флангах рудных жил. Наиболее распространенными рудными минералами этой ассоциации являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит.

Менее распространены борнит, сульфосоли свинца и меди, тетраэдрит, золото. Пирит образует вкрапленность в кварце. Халькопирит образует скопления размером до 2 см, часто отмечается в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите и борните. Галенит отмечается в сростании со сфалеритом, а также залечивает микротрещинки в пирите и халькопирите. Бурнотит и буланжерит отмечаются в виде гнездовых выделений в ассоциации с карбонатом.

Таблица 3

Химические составы рудных минералов Александровского месторождения

Table 3

Chemical compositions of ore minerals of the Alexandrovsky deposit

Образец	Минерал	Fe	Cu	Zn	Pb	Bi	Te	As	Au	Ag	S	Сумма
280	Золото	—	—	—	—	—	—	—	85,50	13,88	—	99,38
280	—//—	—	—	—	—	—	—	—	86,01	12,81	—	98,82
280	—//—	—	—	—	—	—	—	—	92,82	8,11	—	103,26
280	—//—	—	—	—	—	—	—	—	92,26	6,36	—	98,62
284	—//—	—	—	—	—	—	—	—	90,12	6,61	—	96,72
284	—//—	—	—	—	—	—	—	—	92,45	7,46	—	100,73
277	Пирит	46,42	—	—	—	—	—	2,3	—	—	51,36	100,08
280	—//—	47,36	—	—	—	—	—	—	—	—	52,39	99,75
284	—//—	47,78	—	—	—	—	—	—	—	—	52,42	100,2
277	Халькопирит	30,93	35,17	—	—	—	—	—	—	—	34,52	100,61
280	—//—	31,37	34,89	—	—	—	—	—	—	—	33,96	100,22
284	—//—	31,16	34,73	—	—	—	—	—	—	—	33,82	99,71
277	Тетрадимит	—	—	—	—	58,84	35,36	—	—	—	5	99,21
280	—//—	0,84	—	—	—	59,09	36,99	—	—	—	4,81	101,74
284	—//—	—	—	—	—	58,01	35,31	—	—	—	4,93	98,25
280	Галенит	—	—	—	86,99	—	—	—	—	—	12,29	99,28
284	—//—	—	—	—	79,46	—	—	—	—	—	10,9	90,36
284	—//—	—	—	—	87,47	—	—	—	—	—	12,43	99,9
277	Айкинит	—	—	—	37,94	33,29	—	—	—	—	15,05	96,72
277	—//—	0,75	—	—	34,62	36,77	—	—	—	—	14,89	95,83
280	Сфалерит	6,24	—	59,67	—	—	—	—	—	—	32,55	98,46
284	—//—	6,14	—	58,58	—	—	—	—	—	—	33,15	97,86
284	—//—	7,79	—	59,61	—	—	—	—	—	—	32,95	100,35

Золото отмечается в ассоциации с блеклой рудой, галенитом, сфалеритом. Изменения вблизи жильных образований выражены в карбонатизации и серицитизации.

Золото связано с пирит-кварцевой и золото-кварц-полиметаллической минеральными ассоциациями. Пробность золота колеблется от 855 до 928‰, в среднем составляя 898‰. Наиболее типичны крючковатые, серповидные, овальные формы выделения золота. Часто золото приурочено к зонам роста пирита вплоть до образования псевдоморфоз, отмечается в микротрещинках пирита (см. табл. 2).

Гидротермальные изменения вмещающих пород в околожильной части зависят от состава минеральных ассоциаций, представленных в жилах. Метасо-

матические изменения представлены в основном серицитизацией, калишпатизацией, в меньшей степени — каолинизацией, окварцеванием. Мощность оторочек измененных пород составляет 1–3 см, реже 10–15 см.

Обсуждение результатов исследования

Условия формирования рудной минерализации оцениваются по индикаторным соотношениям элементов. Так, для оценки глубин формирования рудоносных магматических очагов используются Eu/Sm отношения в трактовке С.В. Винокурова [Винокуров, 1996]. Eu/Sm < 0,2 соответствует магматическим очагам, образованным в верхней континентальной коре,

$\text{Eu}/\text{Sm} > 0,2$ – сформированным в нижней континентальной коре. Косвенно о глубинности функционирования магматических очагов можно судить по значениям европиевого минимума: чем меньше значения Eu/Eu^* , тем более был дифференцирован магматический очаг. Значения $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1,0$ указывают на то, что магматический очаг был недифференцирован и, соответственно, имел глубинный источник. Установлено, что если значения $\text{U}/\text{Th} < 0,75$, это указывает на окислительную среду рудообразования, $0,75\text{--}1,25$ – на нейтральную, $> 1,25$ – на восстановительную [Jones, Manning, 1994]. Совокупность этих данных характеризует уровни зарождения рудоносных магматических очагов. Установлено, что в рудах значение Co/Ni более 1,5 указывает на участие магматического флюида [Kun et al., 2014]. В рудах в гидротермальных флюидах, содержащих хлор, значения Hf/Sm , Nb/La и Th/La , преимущественно меньше единицы, а во флюидах, обогащенных фтором, – больше единицы [Oreskes, Einaudi, 1990; Kun et al., 2014]. Значения Y/Ho отношений позволяет судить об источниках лантаноидов во флюидах [Baum, 1996].

Анализ индикаторных соотношений элементов в рудах Александровского месторождения свидетельствует о том, что преобладающая часть кварц-сульфидных жил образована в окислительной обстановке ($\text{U}/\text{Th} < 0,75$). При этом часть их образована в восстановительной обстановке. В преобладающей части в рудах Co/Ni составляет более 1,5, что указывает на участие магматического флюида в рудообразовании. Значения в рудах Hf/Sm , Nb/La и $\text{Th}/\text{La} < 1$ указывает на наличие в рудоносных флюидах хлора.

Преобладающие значения Y/Ho отношений золоторудных месторождений в пределах 22–32 соответствуют значениям флюидов гидротермальных систем Восточно-Тихоокеанского рифта [Bau, Dulski, 1995] и флюидов, образованных в результате регионального зеленокаменного метаморфизма вмещающих пород [Bau, 1991; Monecke et al., 2002].

Рассмотрение распределения $(\text{Tb}/\text{Yb})_n$ в интрузивных образованиях района Александровского месторождения свидетельствует о разноглубинных магматических источниках интрузивных образований [Wang et al., 2002]. При этом в породах кислого состава значения $(\text{Tb}/\text{Yb})_n$ варьируют от 0,11 до 2,21. Источники магматических пород дайкового комплекса (микродиориты, кварцевые диориты) располагались на больших глубинах. На это указывают данные $(\text{Tb}/\text{Yb})_n = 1,61\text{--}3,37$.

Золотоносные сульфидно-кварцевые руды разной продуктивности различаются содержанием P_2O_5 , а также отношениями Eu/Eu^* , Eu/Sm , $(\text{La}/\text{Yb})_n$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{pm}} - (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{pm}}$. Распределение $\text{P}_3\text{Э}$ выявило тесную корреляцию суммы $\text{P}_3\text{Э}$ с повышенными концентрациями P_2O_5 (рис. 4). При этом руды с повышенными содержаниями P_2O_5 характеризуются в основном низкими концентрациями золота. Источниками этих руд были, вероятнее всего, высокощелоч-

ные мантийные флюиды с повышенными концентрациями Ti , Mg , P , V , Cr , внедрившиеся по зонам глубинных нарушений в верхние горизонты земной коры (см. табл. 2). Установлено, что во флюидах основного состава увеличение щелочности ведет к уменьшению концентраций золота [Сафонов и др., 2007]. По данным $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{pm}} - (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{pm}}$ соотношений сульфидно-кварцевые руды образованы из разноглубинных магматических источников (см. рис. 4, b) [Hofman et al., 1984].

Отсутствие сильно выраженных Eu аномалий ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,79\text{--}1,09$) на спайдер-диаграммах руд указывает на участие в их формировании вещества из разноглубинных слабо дифференцированных магматических очагов (см. табл. 2, рис. 4). По данным распределения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{pm}} - (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{pm}}$, [Hofman et al., 1984] и Eu/Sm предполагается наличие трех таких магматических очагов (см. рис. 4, b) (Винокуров, 1996). При этом наиболее глубинные магматические очаги могли быть расположены в нижней континентальной коре ($\text{Eu}/\text{Sm} > 0,2$), малоглубинный – в верхней континентальной коре ($\text{Eu}/\text{Sm} < 0,2$) [Винокуров, 1996]. Образование многочисленных близких по возрасту разноглубинных рудоносных магматических очагов характерно для развития рудо-магматических систем, возникающих при мантийно-коровом взаимодействии [Сафонов и др., 2007]. В Восточном Забайкалье эти процессы выразились в пространственной и временной совмещенности золотого оруденения и малых интрузий кислого, среднего и основного состава, которая типична для золоторудных и золотоносных месторождений региона.

Распределение редкоземельных элементов ($\text{P}_3\text{Э}$) показывает, что золотоносные сульфидно-кварцевые руды характеризуются разными значениями $\sum \text{P}_3\text{Э}$, Eu/Eu^* , Eu/Sm и $(\text{La}/\text{Yb})_n$. Это свидетельствует об их образовании из разноглубинных, в разной степени дифференцированных магматических очагов (см. табл. 3, рис. 4). Источниками золотоносных руд были в основном глубинные слабо дифференцированные магматические очаги. На это указывает отсутствие (или слабое проявление) в рудах европиевых аномалий ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,79\text{--}1,09$). Часть рудоносных магматических очагов формировалась в верхней континентальной коре ($\text{Eu}/\text{Sm} < 0,2$), другая часть – в нижней континентальной коре ($\text{Eu}/\text{Sm} > 0,2$).

Распределение $\text{P}_3\text{Э}$ выявило тесную корреляцию суммы $\text{P}_3\text{Э}$ с повышенными концентрациями пятиоксида фосфора (см. рис. 4, a). При этом руды с повышенными содержаниями P_2O_5 характеризуются в основном низкими концентрациями золота. Минералогические исследования выявили следующие минералы, содержащие $\text{P}_3\text{Э}$: монацит, ксенотим, апатит, эпидот, рабдофан, черчит. Характерной особенностью рудной минерализации Александровского месторождения является наличие редкоземельной минерализации в составе продуктивных рудных ассоциаций.

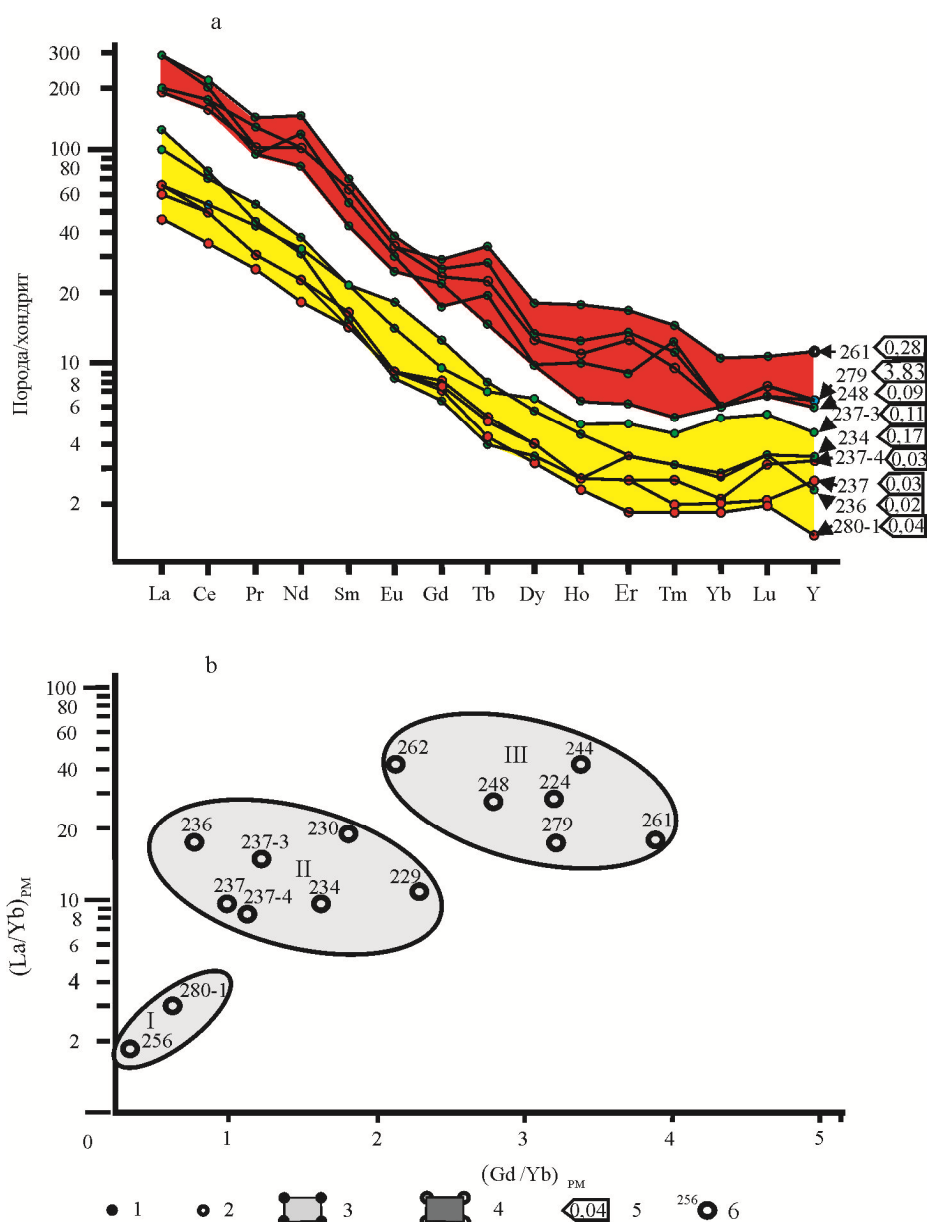


Рис. 4. Редкоземельные спектры (а) и положение фигуративных точек состава пород и руд (б) на дискриминационной диаграмме $(Gd/Yb)_{PM}-(La/Yb)_{PM}$ Александровского месторождения

1 – пробы с содержанием золота > 1 г/т; 2 – пробы с содержанием золота < 1 г/т; 3 – область значений РЗЭ с пониженными содержаниями P_2O_5 ; 4 – область значений РЗЭ с повышенными содержаниями P_2O_5 ; 5 – содержания P_2O_5 в пробах (%), 6 – номера проб

Fig. 4. Rare-earth elements spectra (a) and the position of figurative points of rock composition and ores (b) in the discrimination diagram $(Gd/Yb)_{PM}-(La/Yb)_{PM}$ of the Alexandrovsky deposit

1 – samples with gold content > 1 ppm; 2 – sample with gold content < 1 ppm; 3 – REE range with low P_2O_5 contents; 4 – REE range with a high P_2O_5 contents; 5 – P_2O_5 contents in samples (percent), 6 – number of samples

Редкоземельная минерализация, участвующая в гидротермальном процессе, установлена в рудах Дарасунского [Чернова и др., 2009] и Березитового [Рогулина и др., 2013] золоторудных месторождений, а также в рудах золоторудных месторождений Калбинской металлогенической зоны Восточного Казахстана [Ананьев, 2012]. Характерной особенностью золотоносных руд Александровского месторождения являются повышенные концентрации P_2O_5 , наличие включений апатита, рабдофана. Эти данные

указывают на то, что вероятными источниками данных типов руд могли являться щелочные интрузивные образования, характеризующиеся повышенными концентрациями РЗЭ [Макагонов, 2016]. Аналогичная по составу Александровской редкоземельная минерализация установлена в щелочных дайках Балбукского комплекса (Южный Урал). Широкое распространение в них минералов РЗЭ позволяет рассматривать породы Балбукского комплекса в качестве первичных источников РЗЭ [Макагонов, 2016].

Заключение

Геохимические особенности интрузивных образований амуджикано-шахтаминского комплекса, являющиеся наиболее вероятными источниками золотого оруденения, свидетельствуют о разноглубинных магматических источниках интрузивных образований. При этом в породах кислого состава значения $(\text{Tb/Yb})_n$ варьируют от 0,11 до 2,21. Источники магматических пород дайкового комплекса (микродиориты, кварцевые диориты) располагались на больших глубинах. На это указывают данные $(\text{Tb/Yb})_n = 1,61–3,37$. Анализ индикаторных соотношений элементов в рудах Александровского месторождения свиде-

тельствуют о том, что преобладающая часть кварц-сульфидных жил образована в окислительной обстановке ($\text{U/Th} < 0,75$). При этом часть их образована в восстановительной обстановке ($\text{U/Th} > 0,75$). Характерной особенностью минерального состава гидротермальных руд является наличие в продуктивных рудных ассоциациях редкоземельной минерализации. Особенности распределения редкоземельных элементов в рудах указывают на то, что образование происходило за счет разноглубинных, в разной степени дифференцированных магматических источников. Впервые в рудах Александровского месторождения установлено наличие редкоземельных минералов – ксенотима, рабдофана и черчита.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Б.Н.** Ключевское золоторудное месторождение: условия формирования, петрогеохимические особенности пород и руд (Восточное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464, № 1. С. 85–90.
- Ананьев Ю.С.** Редкоземельные элементы в метасоматитах и рудах золоторудных месторождений Западной Калбы // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321, № 1. С. 56–62.
- Винокуров С.Ф.** Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // Доклады Академии наук. 1996. Т. 346. С. 792–795.
- Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Туркина О.М., Гимон В.О., Абрамов Б.Н.** Култуминское золото-медно-железо-скарновое месторождение (Восточное Забайкалье, Россия): петрогеохимические особенности магматизма и процессы рудообразования // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 6. С. 749–771.
- Макагонов Е.П., Котляров В.А.** Редкоземельная минерализация в щелочных и субщелочных породах Балбукского комплекса (Южный Урал) // Минералогия. 2016. № 2. С. 34–43.
- Рогоулина Л.И., Воропаева Е.Н., Пономарчук В.А.** Редкоземельные минералы в рудах Березитового золото-полиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье) // Успехи современного естествознания. 2013. № 11. С. 117–120.
- Сафонов Ю.Г., Горбунов Г.И., Пэк А.А., Волков А.В., Злобина Т.М., Кравченко Г.Г., Малиновский Е.П.** Состояние и перспективы развития учения о структурах рудных полей и месторождений // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 5. С. 386–420.
- Смирнов С.С.** Схема металлогении Восточного Забайкалья // Проблемы советской геологии. 1936. Вып. 6, № 10. С. 846–864.
- Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Китаев Н.А.** Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск : Гео, 2006. 291 с.
- Чернова А.Д., Зорина Л.Д., Горбачева С.А., Прокофьев В.Ю.** Геохимические особенности лантаноидов в карбонатах золоторудных жил месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Металлогения древних и современных океанов. 2009. Т. 15. С. 131–134.
- Bau M.** Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the europium // Chemical Geology. 1991. V. 93. P. 219–230. DOI: 10.1016/0009-2541(91)90115-8
- Bau M., Dulski P.** Comparative study of yttrium and rare-earth element behavior's in fluorine-rich hydrothermal fluids // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. P. 213–223. DOI: 10.1007/BF00307282
- Baum M.** Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho6Zr/Hf, and lanthanides tetrad effect // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. P. 323–333.
- Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., De Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H.** The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // Journal of the Geological Society. 1992. V. 149 (4). P. 569–579. DOI: 10.1144/gsjgs.149.4.0569
- Hofman A., Feigenson M.D., Raczek I.** Case studies on the origin of basalt: III. Petrogenesis of the Mauna Ulu, Kilauea, 1969–1971 // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 88. P. 24–35. DOI: 10.1007/BF00371409
- Jones B., Manning D.C.** Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. 1994. V. 111. P. 111–129.
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong C., Rui L., Ping T.** Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province // Chinese Journal of Geochemistry. 2014. V. 33. P. 109–118. DOI: 10.1007/s11631-013-0624-4
- Maeda J.** Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan // Tectonophysics. 1990. № 174. P. 235–255. DOI: 10.1016/0040-1951(90)90324-2
- Monecke T., Kempe U., Gotze J.** Genetic significance of the trace element in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 202. P. 709–724. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00795-1
- Oreskes N., Einaudi M.T.** Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia // Economic Geology. 1990. V. 85. P. 1–28. DOI: 10.2113/gsecongeo.85.1.1
- Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. P. 63–81. DOI: 10.1007/BF00384745
- Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L.** A mantle melting profile across the Basin and Range, SWUSA // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107, № B1. DOI: 10.1029/2001JB000209

Авторы:

Абрамов Баир Намжилович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: b_abramov@mail.ru

Бадмацыренова Роза Александровна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория геодинамики, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: roza1977@mail.ru

Geosphere Research, 2020, 1, 6–18. DOI: 10.17223/25421379/14/1

B.N. Abramov¹, R.A. Badmatsyrenova²

¹ *Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia*

² *Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

**PETROGEOCHEMICAL FEATURES OF ROCKS, RARE AND RARE EARTH ELEMENTS ORES
OF THE ALEKSANDROVSKY GOLD DEPOSIT (EASTERN TRANSBAIKALIA)**

The Aleksandrovsky gold deposit is located on the Davenda-Klyuchevsky ore cluster. In this study we present data of the geochemical composition of rocks and ore deposits of the Aleksandrovsky deposit, as well as distribution of rare and rare-earth elements within it. Petrogeochemical characteristics of the Amudzhikano-Shakhtaminsky complex (J₂₋₃) intrusions, which could be possible sources of mineralization, indicate that it took part in their formation of deep mantle components. This is indicated by the potassium increased concentrations, the proximity to intrusive formations of the Amanan (J₂₋₃) and Amudzhikano-Shakhtaminsky complexes by Sr/Y - Y ratios to adakites, the presence of [(Tb/Yb)_n > 1,8] garnet in magmatic sources. By coefficient of alumina content, it is very high (al = 1,84–2,13) for granitoids of Amudzhikano-Shakhtaminsky complexes, it is high (al = 1,06–1,40) for dykes of granite porphyry, it is moderate (al = 0,74–0,98) for diorite porphyry dikes. In the diagram (NaO + K₂O) / Al₂O₃ - Al₂O₃ / (CaO + NaO + K₂O) granitoids of the Amudzhikano-Shakhtaminsky complex correspond to type I granites. This suggests that the sources of Amudzhikano-Shakhtaminsky complex granites were magma chambers. An analysis of the indicator ratios of elements in ores of the Aleksandrovsky deposit indicates that the predominant part of quartz-sulfide veins is formed in an oxidizing environment (U/Th < 0,75). At the same time some part of them formed in a reducing environment. The predominant part of the ores Co/Ni is more than 1,5, indicating that the magma fluid involved in mineralization. Values Hf/Sm, Nb/La и Th/La₁ in ore indicates the presence of chlorine in ore-bearing fluids. Geochemical features of ore composition suggests that the sources of mineralization were midwater, to varying degrees differentiated magmatic fluids (Σ_{REE} = 23,64–324,72, Eu/Eu* = 0,79–1,09, Eu/Sm = 0,15–0,32, and (La/Yb)_n = 0,15–0,32, Co/Ni > 1,5). The ore-forming fluids of the Aleksandrovsky deposit belonged to NaCl-H₂O hydrothermal system enriched in Cl relative to F (Hf/Sm, Nb/La and Th/La < 1). The values of U/Th ratios in the ores indicate that the majority of quartz-sulfide veins formed in an oxidizing atmosphere (U/Th < 0,75). The values of Y/Ho ratios in ores correspond to the values of fluids of hydrothermal systems of the East Pacific rift and fluids, formed by the Greenstone regional metamorphic host rocks (Y/Ho – 6,97–38,4). Rare earth mineralization represented by monazite, xenotime, apatite, epidote, rhabdophan and churchite has been established in the deposit ores.

Keywords: *Aleksandrovsky deposit, gold, rare-earth elements, ore-bearing fluids, Eastern Transbaikalia.*

REFERENCES

- Abramov B.N. The Klyuchevskoe gold ore deposit (Eastern Transbaikalia): Formation conditions and petrogeochemical features of rocks and ores // *Doklady Earth Sciences*. 2015. V. 464. № 1. pp. 85–90. In Russian.
- Ananyev Yu.S. *Redkozemel'nyye elementy v metasomatitakh i rudakh zolotorudnykh mestorozhdeniy Zapadnoy Kalby* [Rare earth elements in metasomatites and ores of gold ore deposits in Western Kalba] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. 2012. V. 321. № 1. pp. 56–62. In Russian
- Vinokurov S.F. Europium anomalies in the ore deposits and their geochemical significance // *Doklady Earth Sciences*. 1996. V. 346. № 1. pp. 792–795. In Russian
- Kovalev K.R., Kalinin Yu.A., Turkina O.M., Gimon V.O., Abramov B.N. Kultuminskoe gold-copper-iron-skarn deposit (Eastern Transbaikalia, Russia): Petrogeochemical features of magmatism and ore-forming processes // *Russian Geology and Geophysics*. 2019. V. 60. №6. pp. 749–771. In Russian. DOI: 10.15372/RGG2019078
- Makagonov E.P., Kotlyarov V.A. Rare earth minerals in alkaline and subalkaline rocks of the Balbuk complex (South Urals) // *Mineralogy*. 2016. № 2. pp. 34–43. In Russian
- Rogulina L.I., Voropaeva E.N., Ponomarchuk V.A. Rare earth minerals in ore of Berezitovoye gold-polymetal deposit (Upper Priamurye) // *Advances in current natural sciences*. 2013. № 11. pp. 117–120. In Russian
- Safonov Yu.G., Gorbunov G.I., Pehk A.A., Volkov A.V., Zlobina T.M., Kravchenko G.G., Malinovskiy E.P. Structure of ore fields and deposits: Current status and outlook for further development // *Geology of Ore Deposits*. 2007. V. 49. № 6. pp. 386–420. In Russian
- Smirnov S.S. *Skhema metallogenii Vostochnogo Zabaykalya* [Metallogeny scheme of East Transbaikalia] // *Problemy sovetskoy geologii*. 1936. V. 6. № 10. pp. 846–864. In Russian
- Spiridonov A.M., Zorina L.D., Kitaev N.A. *Zolotonosnye rudno-magmaticheskie sistemy Zabaykalya* [Gold-bearing ore-magmatic systems of Transbaikalia]. Novosibirsk: Academic publishing house Geo, 2006. 291 p. In Russian.
- Chernova A.D., Zorina L.D., Gorbacheva S.A., Prokofiev V.Yu. *Geokhimicheskiye osobennosti lantanoidov v karbonatakh zolotorudnykh zhil mestorozhdeniya Darasun (Vostochnoye Zabaykal'ye, Rossiya)* [Geochemical Geochemical features of lanthanides in

the carbonates of gold ore residential deposits of Darasun (East Transbaikalia, Russia)] // *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov*. 2009. V. 15. pp. 131–134. In Russian

Bau M. Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the europium // *Chemical Geology*. 1991. V. 93. pp. 219–230. DOI: 10.1016/0009-2541(91)90115-8

Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-earth element behavior's in fluorine-rich hydrothermal fluids // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 119. pp. 213–223. DOI: 10.1007/BF00307282

Baum M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho₆Zr/Hf, and lanthanides tetrad effect // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 123. pp. 323–333.

Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., De Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // *Journal of the Geological Society*. 1992. 149 (4). pp. 569–579. DOI: 10.1144/gsjgs.149.4.0569

Hofman A., Feigenson M.D., Raczek I. Case studies on the origin of basalt: III. Petrogenesis of the Mauna Ulu, Kilauea, 1969–1971 // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 88. pp. 24–35. DOI: 10.1007/BF00371409

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

Kun L., Ruidong Y., Wenyong C., Rui L., Ping T. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province // *Chinese Journal of Geochemistry*. 2014. V. 33. pp. 109–118. DOI: 10.1007/s11631-013-0624-4

Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan. // *Tectonophysics*. 1990. № 174. pp. 235–255. DOI: 10.1016/0040-1951(90)90324-2

Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 202. pp. 709–724. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00795-1

Oreskes N., Einaudi M.T. Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia // *Economic Geology*. 1990. V. 85. pp. 1–28. DOI: 10.2113/gsecongeo.85.1.1

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 58. pp. 63–81. DOI: 10.1007/BF00384745

Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L. A mantle melting profile across the Basin and Range, SWUSA // *Journal of Geophysical Research*. 2002. V. 107. № B1. DOI: 10.1029/2001JB000209

Author's:

Abramov Bair N., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of geochemistry and ore genesis, Institute of natural resources, ecology and cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: b_abramov@mail.ru

Badmatsyrenova Roza A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher, Laboratory of Geodynamics, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: roza1977@mail.ru

УДК 553.068.54 + 553.491.8 + 553.041

ДВА ТИПА АССОЦИАЦИЙ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ



В.А. Гусев¹, Г.В. Нестеренко¹, С.М. Жмодик^{1,2}, Д.К. Беянин^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Минералы платиновой группы (МПГ) Кельбесского района (северо-западная часть Кузнецкого Алатау) представлены преимущественно Fe–Pt и Ru–Ir–Os сплавами. Минералого-геохимические особенности МПГ позволяют предположить наличие двух типов источников коренной минерализации: массивы Урало-Аляскинского типа и офиолитовые гипербазиты. Коренными источниками могут являться Успенский и Кайгадатский массивы. Полученные данные могут быть использованы для прогноза коренного оруденения.

Ключевые слова: аллювиальные россыпи, минералы платиновой группы, Кузнецкий Алатау, коренные источники, Алтае-Саянская складчатая область.

Введение

На территории северо-западной части Кузнецкого Алатау (Кельбесский россыпной район) широко распространены золотоносные россыпи с постоянно присутствующими в них незначительными количествами минералов платиновой группы, которые описывались многими исследователями [Высоцкий, 1933; Кривенко и др., 1994; Платиноносность..., 1995; Сазонов и др., 2000; Подлипский, Кривенко, 2001; Толстых, 2004; Жмодик и др., 2004; Нестеренко, Колпак, 2010; Жмодик и др., 2016].

Было установлено, что соотношение золота к МПГ в россыпях непостоянное и меняется от 100:1 до 2:1 [Нестеренко, 1991; Подлипский, Кривенко, 2001; Жмодик и др., 2004 и др.]. Изучался минеральный состав россыпей, описывались минералого-геохимические особенности МПГ (состав, морфология, минеральные включения, микроструктуры и т.д.), высказывались предположения о возможных типах коренных источников МПГ [Подлипский, Кривенко, 2001; Толстых, 2004; Жмодик и др., 2004, 2016]. В частности, предполагалось, что Кайгадатский массив, расположенный в непосредственной близости к изучаемым россыпям, может быть массивом Урало-Аляскинского типа и являться потенциальным коренным источником платинометалльной минерализации [Подлипский, Кривенко, 2001]. Трудности в обнаружении коренных источников могут быть связаны с мощным покровом перекрывающих мезо-кайнозойских отложений и тем фактом, что аллювий современных рек зачастую является продуктом перемыва более древних россыпей [Подлипский, Кривенко, 2001].

МПГ россыпей, как правило, имеют признаки, характеризующие источник коренной минерализации, наиболее надежными из которых являются минеральные парагенезисы МПГ и тренды составов

Ru–Ir–Os сплавов. Помимо прямых типоморфных признаков существует ряд косвенных, таких как соотношение Fe–Pt к Ru–Ir–Os сплавам, состав Fe–Pt сплавов и др., которые также могут использоваться при прогнозах коренного оруденения [Tolstykh et al., 2002].

Целью исследований было выявление типоморфных особенностей МПГ из шлиховых ореолов Кельбесского района с последующим выявлением типов коренных источников платинометалльной минерализации. Это является важным, поскольку с одним типом интрузий (Урало-Аляскинским) могут ассоциироваться экономически значимые платиновые россыпи, при этом другой тип (офиолитовые гипербазиты) никогда не образует промышленных россыпей, а их шлиховые ореолы могут иметь значимость только для выявления генетических особенностей коренного источника.

Геологическое строение района

Кельбесский россыпной район располагается в предгорье северо-западной части Кузнецкого Алатау (рис. 1) и занимает водораздельные пространства рек Золотой Китат, Барзас и Кельбес. В тектоническом отношении он приурочен к центральной части Пезасско-Золотокитатского поднятия, ограниченного с запада Кузнецким прогибом, а с востока Чулымо-Енисейской впадиной. Пезасско-Золотокитатское поднятие представлено чередующимися горстами и грабенами, которые находятся между крупных разломов субмеридионального простирания. Геологическое строение Кельбесского района показано на схеме, составленной на базе государственной геологической карты доюрских образований (рис. 2).

Пезасско-Золотокитатское поднятие делится на два структурных этажа. Нижний этаж поднятия представлен метаморфическим комплексом R₃, амфи-

болиты которого сопоставляются с островодужными образованиями. Верхний этаж сложен терригенно-вулканогенными комплексами с островодужным

дацит-андезит-базальтовым магматизмом R_3-D_1 , которые прорываются коллизионными гранитоидами [Объяснительная записка..., 2001].

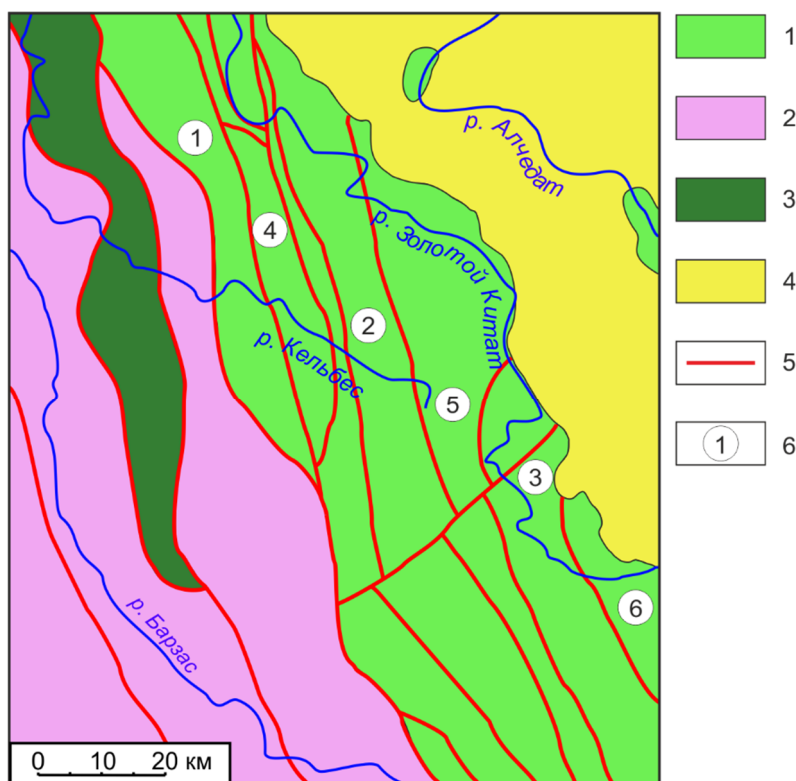


Рис. 1. Схема тектонического районирования северо-западной части Кузнецкого Алатау

1 – Пезасско-Золотокитатское поднятие; 2 – Кузнецкий прогиб; 3 – Яя-Кельбесская меланжевая зона; 4 – Чулымо-Енисейская впадина; 5 – разрывные нарушения; 6 – горсты и грабены. Цифрами обозначены горсты: Яйский (1), Суховский (2), Кайгадатский (3); и грабены: Кельбесский (4), Мурюкский (5), Тайдонский (6)

Fig. 1. Scheme of tectonic zoning of northwest Kuznetsk Alatau

1 – Pezas-Zolotokitatsky uplift; 2 – Kuznetsk trough; 3 – Aya-Kelbess melange zone; 4 – Chulymo-Yenisei depression; 5 – disjunctive dislocation; 6 – horsts and grabens. The numbers indicate horsts: Yaysky (1), Sukhovsky (2), Kaygadatsky (3); and grabens: Kelbessky (4), Muryuksky (5), Taydonsky (6)

Чулымо-Енисейская впадина относится к структурам Западно-Сибирской плиты, выполнена мезозойскими континентальными отложениями, которые частично перекрывают Пезасско-Золотокитатское поднятие. Особенностью Чулымо-Енисейской впадины является широкая распространенность меловых кор выветривания.

Интрузивные образования занимают небольшую часть региона, однако играют важную роль в металлогении [Объяснительная записка..., 2001]. Наиболее крупными интрузивами являются перидотит-пироксенит-габбровые массивы иркутского комплекса (Кайгадатский и Мурюкский) и габбро-диорит-долеритовые массивы писаревского комплекса (Ампалькский и Успенский). Эти массивы датируются нижним кембрием [Объяснительная записка..., 2001], хотя имеются данные о том, что Кайгадатский массив имеет ордовикский возраст [Подлипский, Кривенко, 2001]. На востоке района располагаются крупные выходы гранитоидов ольгинского ареала нижне-

девонского тельбесского монцодиорит-гранодиорит-меланогранитового комплекса, а юго-западнее, в бассейне реки Барзас, – ниже-среднетриасового абинского траппового трахибазальтового комплекса. Субвулканические образования представлены разновозрастными мелкими дайками базитов (габбро, долериты).

Золотоносные россыпи района, в которых встречаются зерна МПГ, представлены четырьмя возрастными группами, которые, в свою очередь, делятся на несколько генетических [Платонов и др., 1998]:

1) меловые россыпи, представленные элювиальными россыпями остаточных кор выветривания, эрозивно-карстовыми россыпями переотложенных кор химического выветривания, прибрежно-морскими россыпями береговых зон;

2) палеоценовые россыпи, элювиальные и элювиально-делювиальные;

3) неоген-четвертичные делювиальные россыпи;

4) четвертичные россыпи, преимущественно аллювиальные.

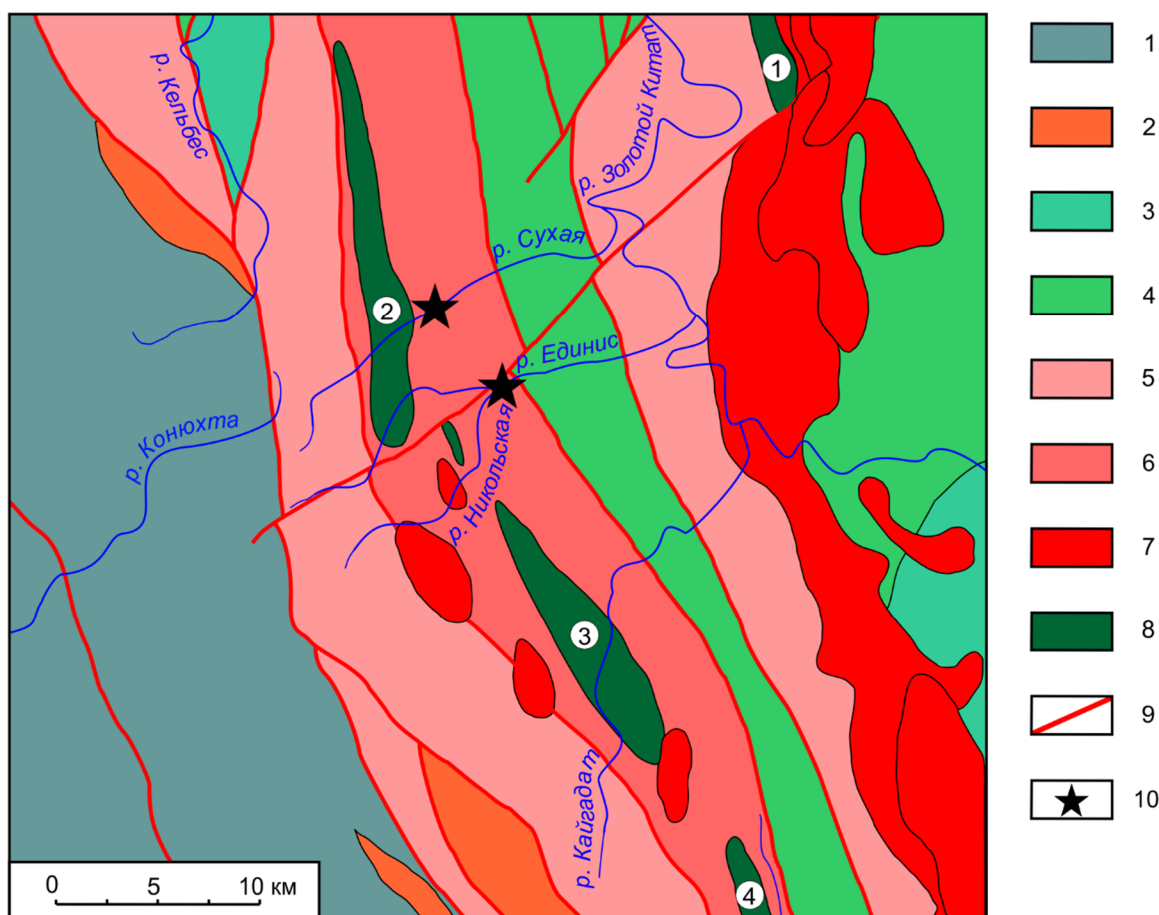


Рис. 2. Геологическая схема доюрских отложений Кельбесского района, составленная на основе листа N-45-III, ГГК-200/2 [Объяснительная записка..., 2001]

1 – песчаники, алевролиты, гравеллиты (C_1-C_3); 2 – песчаники, алевролиты, известняки (D_1-D_3); 3 – песчаники, алевролиты, туфы базальтов и андезитов (O_1); 4 – базальты, андезитобазальты, известняки, песчаники (E_1-E_3); 5 – известняки, доломиты, мергели (R_3-V_{pz1}); 6 – амфиболиты, мрамора (R_3); 7 – лейкограниты, гранодиориты, диориты (D_1); 8 – гипербазит-базитовые массивы (1 – Амपालыкский, 2 – Успенский (габбродиабазы, габбродиориты габбро); 3 – Кайгадатский, 4 – Мурюкский (перидотиты, пироксениты, габбро); 9 – разрывные нарушения; 10 – места отбора проб

Fig. 2. The geological scheme of the pre-Jurassic formation of the Kelbes region, compiled on the basis of map N-45-III, GKG-200/2 [Ob'yasnitel'naya zapiska..., 2001]

1 – sandstones, siltstones, gravelites (C_1-C_3); 2 – sandstones, siltstones, limestones (D_1-D_3); 3 – sandstones, siltstones, tuffs of basalts and andesites (O_1); 4 – basalts, andesite basalts, limestones, sandstones (E_1-E_3); 5 – limestones, dolomites, marls (R_3-V_{pz1}); 6 – amphibolites, marble (R_3); 7 – leucogranites, granodiorites, diorites (D_1); 8 – hyperbasite-basite massifs (1 – Ampalykский, 2 – Uspenskiy (gabbro-diorite, gabbro); 3 – Kaygadatskiy, 4 – Muryukskiy (peridotites, pyroxenites, gabbro); 9 – disjunctive disloc; 10 – sampling sites

Из всех групп наиболее широко представлены четвертичные аллювиальные россыпи. Это единственный тип россыпей, который интенсивно обрабатывался на территории в последние годы. В настоящее время ведется повторная обработка аллювиальных россыпей рек Сухая, Единис, Никольская, Кельбес, Левая Вершина. Наиболее крупные реки Кельбесского района и позиции изученных авторами россыпей показаны на рис. 2.

Методика работ

Крупнообъемные пробы были отобраны в русле р. Сухая и русле на слиянии рек Единис и Никольская (см. рис. 2). Отмытый шлиховой концентрат разделен

на немагнитную, электромагнитную и магнитную фракции. Зерна МПГ отбирались вручную под бинокулярным микроскопом из тяжелой немагнитной фракции. Морфология зерен изучалась на оптическом микроскопе AxioScope.A1 Zeiss с узлом фотофиксации изображения. После фотографирования зерна МПГ монтировались в шашки из эпоксидной смолы, из которых делались безрельфные полированные препараты для анализа на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Работы проводились на СЭМ MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding), снабженном системами микроанализа INCA Energy 450+ X-Max 80 и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). Ускоряющее напряжение 20 кВ, время набора спектра 20 с.

Минеральные ассоциации шлиховых ореолов

В шлиховом материале были обнаружены минералы МПГ: 7 зерен в россыпи слияния рек Никольская и Единис (5 зерен железистой платины, одно зерно осмия и одно зерно сперрилита), 26 зерен в россыпи р. Сухая (6 зерен изоферроплатины, 1 зерно железистой платины, 8 зерен самородной платины, 3 зерна рутения, 7 зерен осмия, одно зерно брэггита).

Изоферроплатина Pt_3Fe . Изоферроплатина обнаружена в россыпи р. Сухая (6 зерен). Представлена преимущественно округлыми, слабоуплощенными и хорошо окатанными зернами со средним размером от 0,25 до 0,5 мм (рис. 3, а). Изоферроплатина встречается преимущественно в виде самостоятельных зерен (рис. 4, а), реже в виде таблитчатых включений в Ru–Ir–Os сплавах (рис. 4, б; 5, с).

Железистая платина (Pt, Fe). Железистая платина найдена в россыпи слияния рек Единис и Никольская (3 зерна) и Сухая (1 зерно). Встречается только

в виде самостоятельных зерен, сростания с другими минералами не обнаружены. Зерна железистой платины имеют округлый облик, слабо уплощены и хорошо окатаны, по внешнему виду и среднему размеру не отличаются от изоферроплатиновых.

Самородная платина Pt. Самородная платина обнаружена в россыпи слияния рек Единис и Никольская (2 зерна) и россыпи р. Сухая (8 зерен). Встречается в виде мелких (0,1–0,2 мм), округлых, слабо уплощенных, хорошо окатанных мономинеральных зерен, сходных с изоферроплатиной и железистой платиной. Исключением являются два зерна, форма которых неправильная, а поверхность сглажена слабо (рис. 4, с). Отличительной особенностью этих двух зерен является содержание Pt, близкое к 100%, т.е. примеси отсутствуют или содержатся в минимальном количестве. Самородная платина также отмечается в виде кайм по железистой платине (рис. 4, d), менее железистых, чем центральная часть зерна.

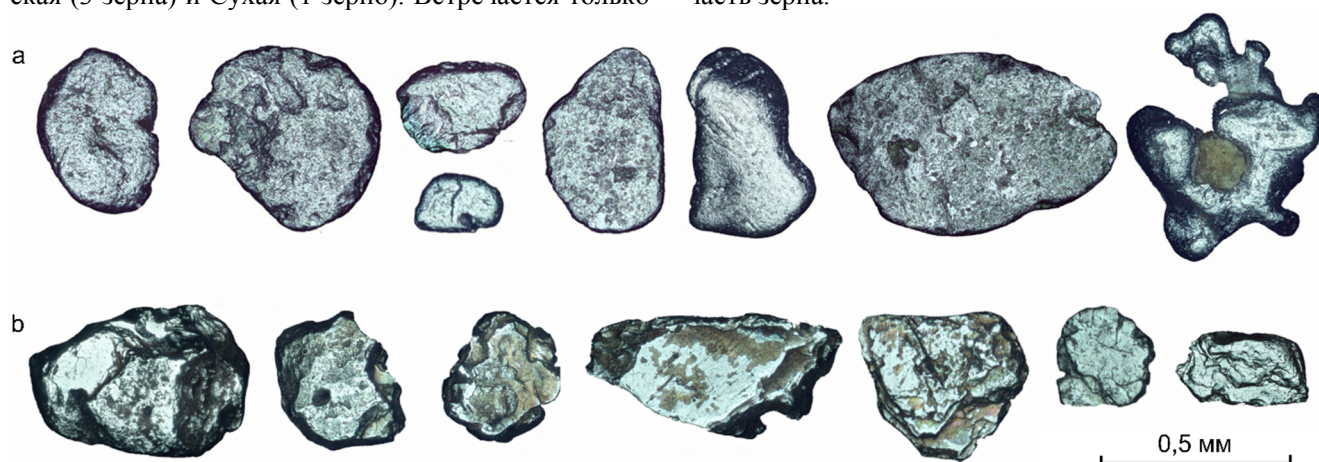


Рис. 3. Морфология зерен МПГ
а – Fe–Pt сплавы; б – Ru–Ir–Os сплавы

Fig. 3. Morphology of grains of Platinum Group Minerals (PGM)
a – Fe–Pt alloys; b – Ru–Ir–Os alloys

Осмий. Обнаружен в россыпях Единис-Никольская (1 зерно) и Сухая (6 зерен). Встречается преимущественно в виде мономинеральных зерен. В отличие от Fe–Pt сплавов, осмий представлен уплощенными, таблитчатыми, слабо окатанными зернами размером от 0,2 до 0,5 мм (рис. 3, б). Иногда осмий встречается в виде тонких нитевидных ламелей в рутении (рис. 5, а) или таблитчатых включений в изоферроплатине (см. рис. 4, а).

Рутений. Три мономинеральных зерна рутения размером от 0,2 до 0,4 мм были найдены в россыпи по р. Сухая. В целом морфология зерен рутения и осмия не различается. Два зерна из трех содержат включения. Первое – включения изоферроплатины, ирарсита и неназванной фазы, состав которой пересчитывается на формулу $Rh_{1,00}(Sb_{0,95}As_{0,05})_{1,00}$

(см. рис. 5, с, d). Второе – изоферроплатина в виде двух таблитчатых включений (см. рис. 4, б).

Сперрилит $PtAs_2$. Единственное ограниченное зерно сперрилита размером 0,2 мм было обнаружено в россыпи Единис-Никольская. Оно является слабоокатанным, на поверхности зерна присутствует множество круглых отверстий размером около 0,05 мм (рис. 6, а), которые в небольшом количестве отмечены также и на срезе (рис. 6, б).

Брэггит (Pt, Pd, Ni)S. Единственное мономинеральное зерно округлой формы размером 0,25 мм, хорошо окатанное, обнаружено в россыпи р. Сухая. В химический состав входит 15 мас. % серы и 75 мас. % Pt; в качестве примеси содержится 7,2 мас. % Pd.

Ирарсит $IrAsS$. Ирарсит обнаружен в виде включений в рутении из россыпи по р. Сухая. Включения

расположены беспорядочно, имеют округлую форму и не превышают 0,03 мм (см. рис. 5, *a*).

Лаурит RuS_2 . Лаурит обнаружен в виде пяти мелких (до 0,03 мм) включений в одном из зерен осмия россыпи р. Сухая (см. рис. 5, *b*). Включения округлые, располагаются вдоль трещины в краевой части зерна.

Неизвестная фаза $Rh_{1,00}(Sb_{0,95}As_{0,05})_{1,00}$. Отмечена в виде единственного включения в одном из зерен

рутения (см. рис. 5, *c, d*) из россыпи Сухая, в срастании с изоферроплатиной. Включение темное, вытянутое, размером около 2×8 мкм (см. рис. 5, *b*). Его химический состав: 43,17 мас. % Rh, 49,44 мас. % Sb и 1,65 мас. % As, что пересчитывается на формулу $Rh_{1,00}(Sb_{0,95}As_{0,05})_{1,00}$. Незванный антимонит родия – потенциально новый минерал аналогичного состава, но с небольшими примесями Ir и Pt, был

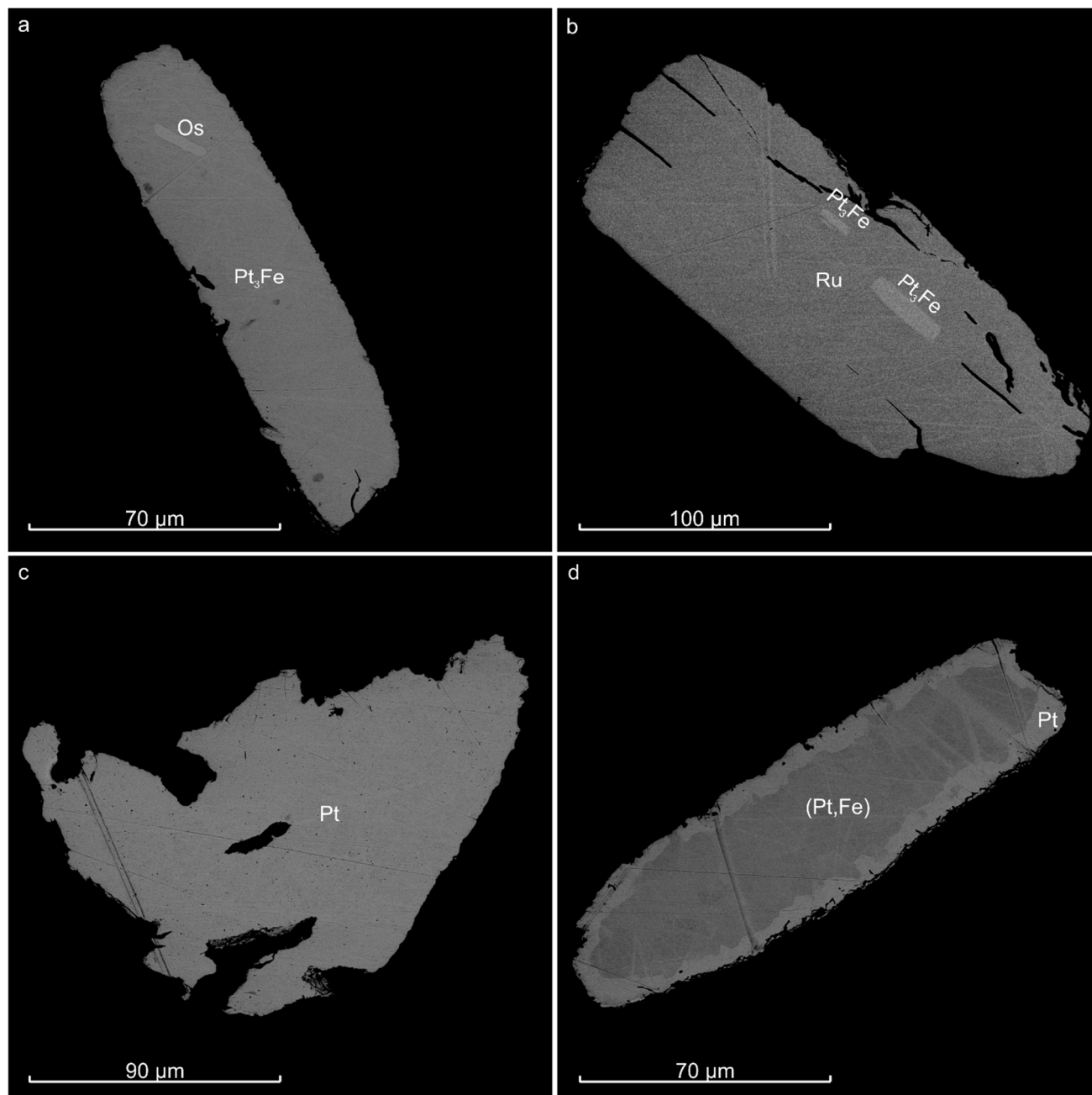


Рис. 4. SEM-изображения МПГ и их взаимоотношений из россыпей Кельбесского района, режим BSE

a – изоферроплатина с таблитчатым включением низкорутенистого осмия (р. Сухая); *b* – таблитчатое включение изоферроплатины в зерне рутения (р. Сухая); *c* – мономинеральное зерно самородной платины (р. Сухая); *d* – каймы самородной платины на зерне железистой платины (р. Единис-Никольская)

Fig. 4. SEM images of PGMs and their relationships from placers in the Kelbes region, BSE mode

a – isoferroplatinum with tabular inclusion of Ru-poor osmium (River Sukhaya); *b* – tabular inclusion of isoferroplatinum in ruthenium grain (River Sukhaya); *c* – monomineral grain of native platinum (River Sukhaya); *d* – rims of native platinum on the grain of ferruginous platinum (River Edinis-Nikolskaya)

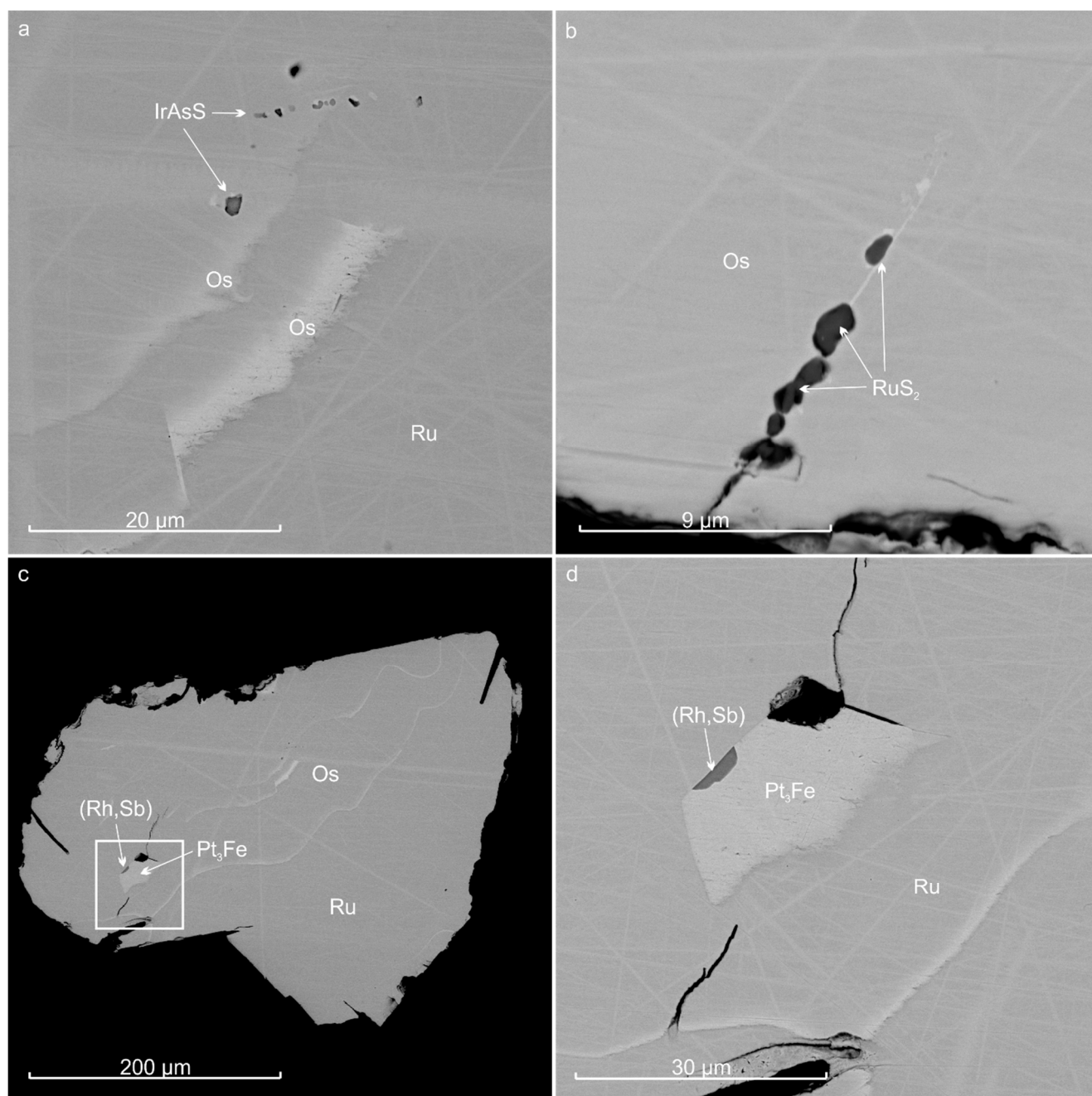


Рис. 5. SEM-изображения Ru–Ir–Os сплавов из россыпей Кельбесского района, режим BSE

а – ирарсит и ламели осмия в зерне рутения (р. Сухая); б – лаурит в зерне осмия (р. Сухая); в – зерно рутения с включениями осмия, изоферроплатины и неизвестной фазы $Rh_{1,00}(Sb_{0,95}As_{0,05})_{1,00}$ (р. Сухая); д – фрагмент изображения «в» (белый квадрат) крупным планом

Fig. 5. SEM images of Ru–Ir–Os alloys from placers in the Kelbes region, BSE mode

а – irarsite and osmium lamellae in ruthenium grain (River Sukhaya); б – laurite in osmium grain (River Sukhaya); в – ruthenium grain with inclusions of osmium, isoferroplatinum and unknown phase $Rh_{1,00}(Sb_{0,95}As_{0,05})_{1,00}$ (River Sukhaya); д – fragment of the image “в” (white square) close-up

обнаружен ранее в качестве включения в Pt–Fe самородке из россыпи реки Туламин в Британской Колумбии [Aubut, 1979]. Известен также синтетический аналог этой фазы, имеющий орторомбическую структуру [Pfisterer, Schubert, 1950].

Составы Fe–Pt и Ru–Ir–Os сплавов

Химические составы Fe–Pt и Ru–Ir–Os сплавов весьма разнообразны. Среди Fe–Pt сплавов наиболее распространена самородная платина, несколько реже

встречаются изоферроплатина и железистая платина (табл. 1, рис. 7, *а*). Типичными примесями являются Cu (до 1,05 мас. %), Ni (до 0,87 мас. %), Pd (преимущественно от 0,41 до 2,12 мас. %, в единственном случае 5,17 мас. %) и Rh (до 3,58 мас. %). Реже встречаются примеси Ir (до 3,39 мас. %) и Ru (до 0,72 мас. %).

Среди Ru–Ir–Os сплавов наиболее распространены сплавы с преобладанием осмия, в меньшем количестве встречаются сплавы с преобладанием рутения (табл. 2, рис. 7, *b*). Типичными примесями являются Fe (до 0,59 мас. %), Pt (до 2,18 мас. %), Rh (до 1,8 мас. %), реже встречается Ni (от 0,31 до 0,44 мас. %).

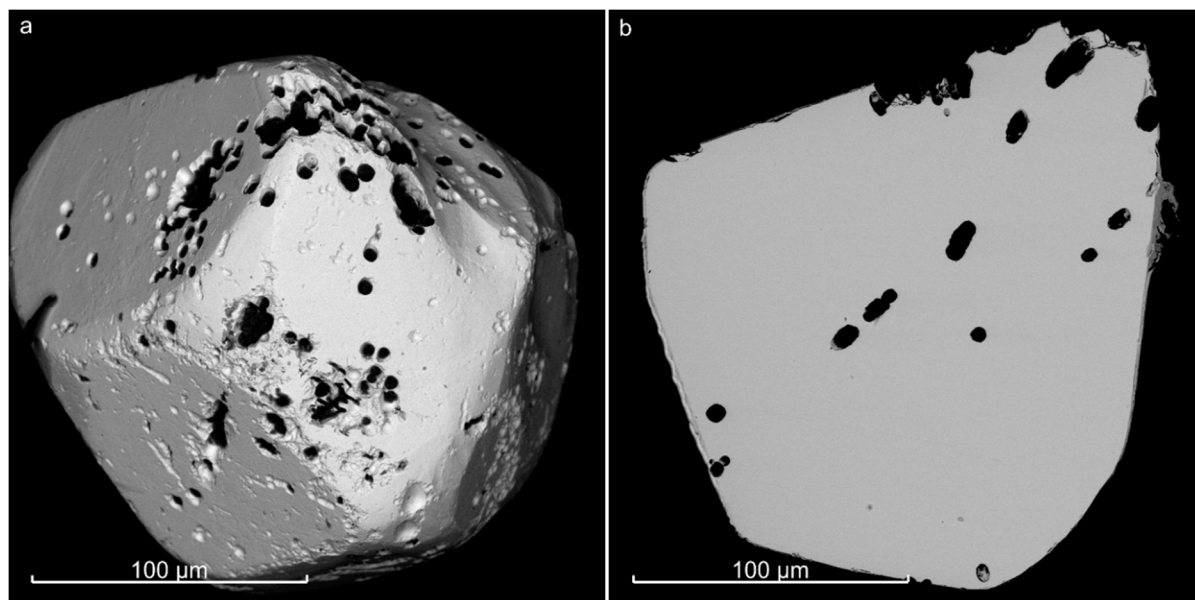


Рис. 6. SEM-изображения зерна сперрилита (россыпь Единис-Никольская)

a – неполированное зерно, режим SE; b – срез зерна, режим BSE

Fig. 6. SEM images of sperrylite grain (Edinis-Nikolskaya placer)

a – unpolished grain, SE mode; b – grain cut, BSE mode

Таблица 1

Химический состав Fe–Pt сплавов, мас. %

Table 1

The chemical composition of Fe—Pt alloys, wt. %

[illegible]

Таблица 2

Химический состав Ru-Ir-Os сплавов, мас. %

Table 2

The chemical composition of Ru-Ir-Os alloys, wt. %

Россыпь слияния рек Единис и Никольская										
Зерно	Минерал	Fe	Ni	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Сумма
1	Осмий	0,13	0,4	0,86			68,3	33,7		103,47
Россыпь реки Сухая										
Зерно	Минерал	Fe	Ni	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Сумма
1	Осмий	0,17		16,49			44,4	34,88		100,21
2		0,21		18,56			44,61	33,48	1,55	98,68
3		0,31		2,92			58,53	36,19		97,95
4				24,15	0,75		37,62	33,95	2,18	98,64
5		0,26	0,36	14,27	1,01		50,33	33,12	0,96	100,32
6		0,28	0,31	22,1	1,61		39,66	33,23	2,16	99,33
7		0,59	0,44	15,19	0,52		46,66	37,17		100,57
1	Рутений			37,07			42,02	19,48		98,56
2		0,42	0,4	31,91	1,8	0,37	36,05	27,14	1,96	100,05
3		0,22		31,25	1,02		34,03	27,91	1,16	95,59

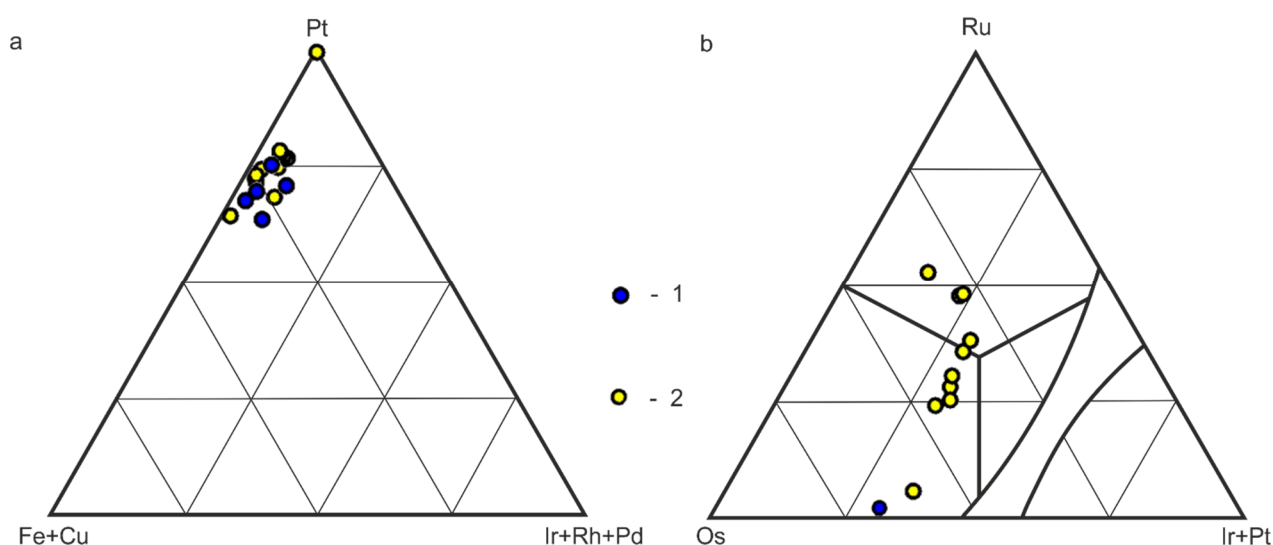


Рис. 7. Химические составы Fe–Pt (а) и Ru–Ir–Os (b) сплавов россыпей

1 – Единис-Никольская; 2 – Сухая

Fig. 7. Chemical compositions of Fe–Pt (a) and Ru–Ir–Os (b) alloys of placers

1 – Edinis-Nikolskaya; 2 – Sukhaya

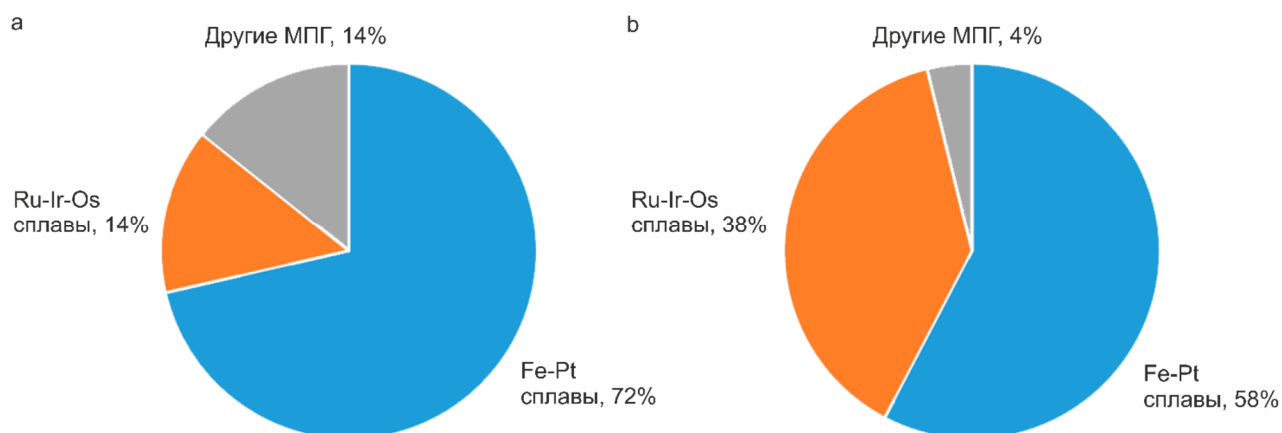


Рис. 8. Распределение минералов МПГ в россыпях

а – Единис-Никольская; б – Сухая

Fig. 8. Distribution of PGM minerals in placers

а – Edinis-Nikolskaya; б – Sukhaya

Распределение минералов МПГ в россыпях

В общей выборке выделяется два типа ассоциаций: ферроплатиновая (20 зерен, 61% выборки), в целом преобладающая над рутениридосминовой (11 зерен, 33% выборки). В россыпи Единис-Никольская Fe–Pt сплавы (5 зерен, 72%) преобладают над Ru–Ir–Os сплавами (1 зерно, 14%) (рис. 8, *a*). В россыпи Сухая Ru–Ir–Os сплавы также находятся в подчиненном количестве (10 зерен, 38%) перед Fe–Pt сплавами (15 зерен, 58%), однако их соотношение отлично от наблюдаемого в россыпи Единис-Никольская (рис. 8, *b*).

Обсуждение результатов

Наиболее важной задачей, которая решается в процессе изучения россыпной платинометалльной минерализации, является определение типа коренного источника и конкретного габброидного массива, несущего данную минерализацию. В последние годы ведется разработка критериев, позволяющих сопоставлять МПГ шлиховых ореолов с различными типами коренных источников платинометалльной минерализации [Tolstykh et al., 2002; Толстых, 2004; Толстых, Подлипский, 2010].

Известно, что россыпи северо-западной части Кузнецкого Алатау характеризуются непостоянным соотношением ферроплатиновой и рутениридосминовой ассоциаций, что говорит о существовании как минимум двух типов коренных источников на этой территории [Подлипский, Кривенко, 2001; Жмодик и др., 2004, 2016]. Аналогичная ситуация наблюдается и в изученных нами шлиховых ореолах по рекам Единис, Никольская и Сухая, в которых соотноше-

ние Fe–Pt и Ru–Ir–Os сплавов различается (см. рис. 8). Преобладание Fe–Pt сплавов в качестве главного косвенного признака может указывать на Урало-Аляскинский источник [Tolstykh et al., 2005].

Типоморфным признаком, позволяющим надежно определить тип коренного источника, являются минеральные парагенезисы МПГ (равновесные сростания сплавов): осмий-изоферроплатиновый и изоферроплатино-иридиевый для Урало-Аляскинских источников и осмий-иридиевый и изоферроплатино-рутениевый – для офиолитовых [Tolstykh et al., 2002; Толстых, 2004].

В ходе нашего исследования было обнаружено два индикаторных парагенезиса: осмий-изоферроплатиновый (см. рис. 4, *a*) в виде включений таблитчатых кристаллов низкорутенистого осмия в матрице изоферроплатины и изоферроплатино-рутениевый (см. рис. 4, *b*; рис. 5, *c*, *d*) в виде включений изоферроплатины в матрице самородного рутения.

Первый из них характерен для МПГ массивов Урало-Аляскинского типа, а второй – для МПГ офиолитовых гипербазитов [Толстых, 2004; Tolstykh et al., 2005].

Помимо этого, тип коренного источника надежно определяется по трендам на тройных диаграммах состава Ru–Ir–Os сплавов [Bird, Bassett, 1980; Толстых, 2004]. Осмиевый тренд указывает на массивы Урало-Аляскинского типа как на коренной источник МПГ, а рутениевый тренд – на офиолитовые гипербазиты.

Ниже приведены данные по химическим составам Ru–Ir–Os сплавов различных россыпей, связанных с офиолитовыми гипербазитами (рис. 9, *a*), и отмечен рутениевый тренд составов [Толстых, 2004].

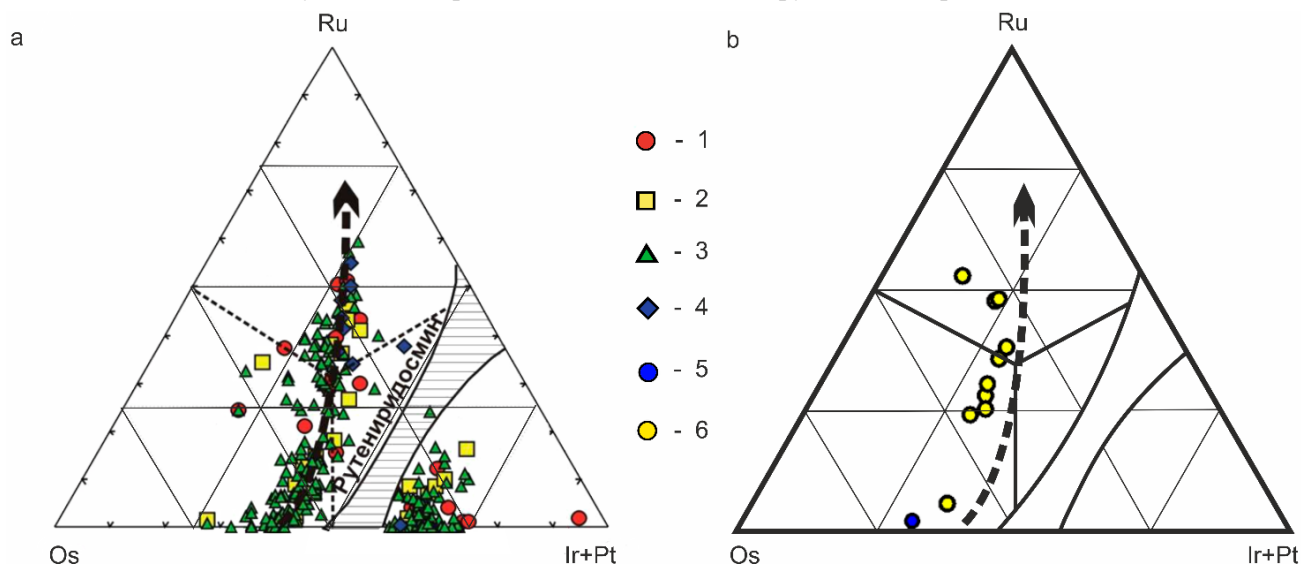


Рис. 9. Сравнение химических составов Ru–Ir–Os сплавов из изученных россыпей (а) и россыпей, связанных с офиолитовыми комплексами (б), по данным [Толстых, 2004]

1 – Золотая; 2 – Гарь 1, 2; 3 – Ольховая – 1; 4 – Суенга; 5 – Единис-Никольская; 6 – Сухая. Пунктирная стрелка – рутениевый тренд

Fig. 9. Comparison of the chemical compositions of Ru–Ir–Os alloys from the studied placers (a) and placers associated with ophiolite complexes (b) according to [Tolstykh, 2004]

1 – Zolotaya; 2 – Gar' 1, 2; 3 – Olkhovaya – 1; 4 – Suyenga; 5 – Edinis-Nikolskaya; 6 – Sukhaya. Dotted arrow – ruthenium trend

Химические составы изученных нами Ru–Ir–Os сплавов (рис. 9, *b*) в целом с ними схожи и также близки к рутениевому тренду, что свидетельствует в пользу офиолитовых гипербазитов как источника МПГ россыпи р. Сухая. Малый размер имеющейся выборки не позволяет надежно выделить осмиевый тренд, однако отмечен низкорутенистый состав одного из зерен осмия, что также характерно для Урало-Аляскинских массивов.

Постмагматические минералы в россыпи и их включения в МПГ могут косвенно указывать на тип коренного источника. В изученной выборке присутствуют арсениды и сульфиды платины – сперриллит и брэггит соответственно. Сульфиды и арсениды платины типичны для постмагматического этапа развития рудоформирующей системы массивов Урало-Аляскинского типа. В пользу этого предположения свидетельствует хорошая огранка сперрилита (см. рис. 6, *a*). Подобный сперриллит был ранее обнаружен при изучении массива Инагли и описывался как образованный

в ходе гидротермально-метасо-матического процесса (метакристалл) [Толстых, Кривенко, 1997]. В случае с исследованным зерном вопрос остается открытым, поскольку реликтов первичных Fe–Pt сплавов и минералов палладия в нем не отмечается.

Помимо этого, в зернах осмия и рутения обнаружены включения ирарсита и лаурита. Образование этих минералов при постмагматическом замещении по Ru–Ir–Os сплавам характерно для рудоформирующей системы офиолитовых гипербазитов [Толстых, 2004; Tolstykh et al., 2009].

Таким образом, в ходе работы был получен ряд прямых и косвенных свидетельств участия массивов Урало-Аляскинского типа и офиолитовых гипербазитов в питании россыпей Кельбесского района.

Важно отметить, что МПГ, несущие в себе признаки массивов Урало-Аляскинского типа, отмечаются в россыпях всех трех рек, тогда как МПГ офиолитовых гипербазитов обнаружены только в россыпях р. Сухая.

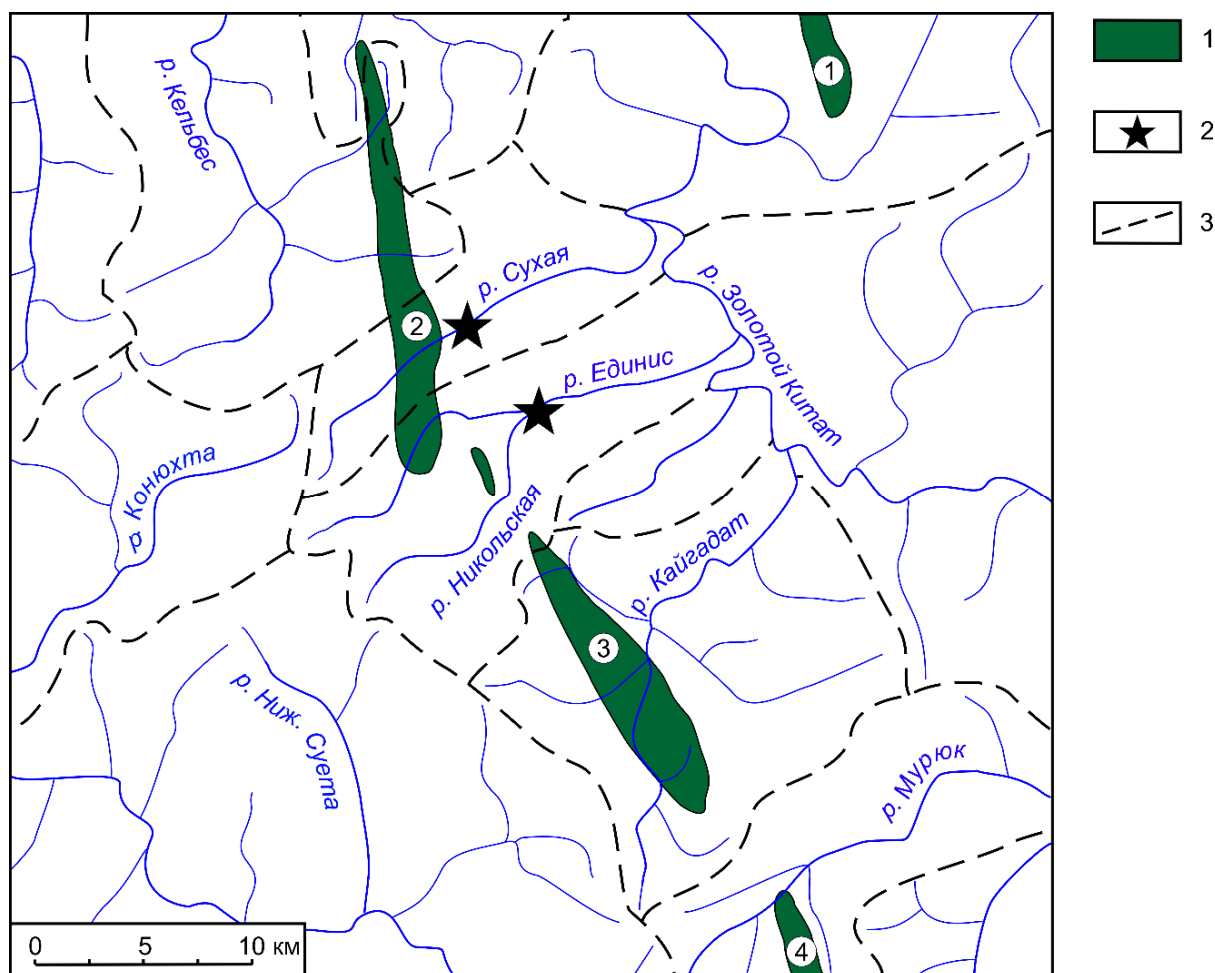


Рис. 10. Современная гидросеть Кельбесского россыпного района с местами отбора проб

1 – гипербазит-базитовые массивы (1 – Ампалькский, 2 – Успенский (габбро, габбродиориты); 3 – Кайгадатский, 4 – Мурюкский (перидотиты, пироксениты, габбро)); 2 – места отбора проб; 3 – границы водосборных бассейнов рек

Fig. 10. Modern water network of the Kelbes alluvial placers district with sampling sites

1 – hyperbasite-basite massifs (1 – Ampalyksky, 2 – Uspensky (gabbro, gabbrodiorite); 3 – Kaygadatsky, 4 – Muryuksky (peridotites, pyroxenites, gabbro)); 2 – sampling sites; 3 – river catchment boundaries

Минеральная ассоциация изученных Fe–Pt сплавов Урало-Аляскинского типа, выявленная в россыпях р. Единис – р. Никольская и р. Сухая, по составу схожа с той, что описывалась ранее в россыпях крупных рек Кельбесского района – Кайгадат, Кельбес и Селла [Подлипский, Кривенко, 2001]. Река Селла в настоящее время является правым притоком р. Кельбес и находится севернее района работ, показанного на рис. 10. Сходство минеральной ассоциации МПГ свидетельствует о наличии общего коренного источника, питающего указанные россыпи. Предполагалось, что коренным источником для нее является Кайгадатский массив, который был отнесен к Урало-Аляскинскому типу [Подлипский, Кривенко, 2001]. Также имеются факты, говорящие о том, что современная речная сеть не совпадает с раннечетвертичной речной сетью, известной как Палеокельбес. Считается, что в раннечетвертичное время истоки р. Селла были расположены на том же водоразделе, на котором расположен Кайгадатский перидотит-пироксенит-габбровый массив, в связи с чем было выдвинуто предположение, что Fe–Pt сплавы из этого массива могли переноситься в северном направлении по палеоруслу р. Селла [Подлипский, Кривенко, 2001]. Учитывая, что россыпи р. Сухая и р. Единис – р. Никольская расположены между современным течением р. Селла и Кайгадатским массивом, можно предположить, что этот массив принимал участие в питании указанных россыпей в раннечетвертичное время, даже несмотря на невозможность сноса материала Кайгадатского массива в эти россыпи при современной речной сети (см. рис. 10).

В настоящее время снос материала в россыпи рек Сухая и Единис осуществляется с Успенского массива, который в литературе описывается как офиолитовый [Объяснительная записка..., 2001], а в россыпь р. Никольская – с Кайгадатского массива, который считается Урало-Аляскинским [Подлипский, Кривенко, 2001] (см. рис. 10). Таким образом, Успенский и Кайгадатский массивы являются наиболее подходящими объектами на роль коренных

источников платинометалльной минерализации Кельбесского района Северо-Западной части Кузнецкого Алатау.

Выводы

В результате проведенных исследований было установлено, что МПГ из россыпей Кельбесского района северо-западной части Кузнецкого Алатау представлены преимущественно Fe–Pt и Ru–Ir–Os сплавами, морфология которых существенно различается. Непостоянное соотношение этих сплавов в россыпях региона свидетельствует о наличии как минимум двух различных типов коренных источников платинометалльной ассоциации.

Выявлены минеральные парагенезисы, характерные для коренных источников двух типов: офиолитовые гипербазиты и массивы Урало-Аляскинского типа, что подтверждается наличием рутениевого тренда на тройных диаграммах состава Ru–Ir–Os сплавов и рядом косвенных признаков.

Коренными источниками платинометалльного оруденения могут являться Успенский и Кайгадатский массивы, однако это предположение должно быть подтверждено их детальным исследованием.

Приведенные данные по составу, взаимоотношениям и минеральным ассоциациям россыпной платинометалльной минерализации Кельбесского района Кузнецкого Алатау существенно дополняют имеющиеся представления о платиноносности северо-западной части Кузнецкого Алатау и могут использоваться при дальнейших прогнозах коренного оруденения региона.

Авторы выражают искреннюю благодарность Н.Д. Толстых и В.М. Калугину за конструктивные замечания при подготовке рукописи, а также В.В. Колпакову за помощь в отборе шлихового материала. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации и РФФИ (грант № 19-05-00464).

ЛИТЕРАТУРА

Ахметов Р.Н., Балыкин П.А., Богнибов В.И., Бучко И.В., Глазунов О.М., Глотов А.И., Гонгальский Б.И., Даценко В.М., Изох А.Э., Кислов Е.В., Конников Э.Г., Кривенко А.П., Мехоношин А.С., Нестеренко Г.В., Орсов Д.А., Подлипский М.Ю., Толстых Н.Д., Цыпуков М.Ю. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / под ред. Г.В. Полякова, В.И. Богнибова. Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. 151 с.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Л. : Изд-во АН СССР, 1933. Кн. 5: Обзор месторождений платины вне Урала. 240 с.

Жмодик С.М., Агафонов Л.В., Нестеренко Г.В., Колпаков В.В., Щербаков Ю.Г. Au-PGE россыпная минерализация в северной части Кузнецкого Алатау // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ, 2004. С. 81–84.

Жмодик С.М., Нестеренко Г.В., Айриянц Е.В., Белянин Д.К., Колпаков В.В., Подлипский М.Ю., Карманов Н.С. Минералы металлов платиновой группы из аллювия – индикаторы коренной минерализации (на примере россыпей юга Сибири) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, №10. С. 1828–1860.

Кривенко А.П., Толстых Н.Д., Нестеренко Г.В., Лазарева Е.В. Типы минеральных ассоциаций платиноидов в золотоносных россыпях Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1994. Т. 35 (1). С. 70–78.

Куртигешев В.С., Бычков А.И., Шатилова Г.А., Скребков А.В., Ефремова Н.М. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Кузбасская. Лист N-45-III (Кемерово) / под ред. А.Э. Исоха. Санкт-Петербург, 2001. 159 с.

Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). Новосибирск : Наука, 1991. 191 с.

Нестеренко Г.В., Колпаков В.В. Аллохтонное самородное золото в предгорном аллювии юга Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 5. С. 477–495.

Платонов А.Н., Санин В.Н., Аввакумов А.Е. Геологическое строение и золотоносность Кельбес-Золотокитатского района // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 36–46.

Подлипский М.Ю., Кривенко А.П. Новые данные о геологическом строении, составе и формационном типе Кайгататского массива как коренного источника ферроплатиновой ассоциации в россыпях // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири : (материалы науч.-практ. конф., 31 октября – 2 ноября 2001 г., пос. Елань Кемеровской обл.). Новосибирск, 2001. С. 126–132.

Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Гринев О.М., Звягин Е.А., Чекушин В.С., Бетхер М.Я. Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири. Томск : Изд-во ТПУ, 2000. 249 с.

Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю. Информативность шлиховых ореолов для поисков платинометального оруденения // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 3. С. 221–240.

Толстых Н.Д., Кривенко А.П. Минералы платиновых металлов в россыпи р. Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38 (4). С. 765–774.

Толстых Н.Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками : автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2004, 33 с.

Aubut A.J. The Geology and Mineralogy of a Tertiary Buried Placer Deposit, Southern British Columbia : M. Sc. Thesis. Univ. of Alberta, 1979.

Bird J.M., Bassett W.A. Evidence of deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // J. Geophys. Res. 1980. V. 85, P. 5461–5470.

Pfisterer H., Schubert K. Neue Phasen vom MnP (B31) Typ // Naturwissenschaften. 1950. Bd. 37 (5). S. 112–113

Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Krivenko A.P. Platinum-Group element placers associated with Ural-Alaska type complexes // Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2005. V. 35. P. 113–143.

Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Kozlov A.P. Platinum-group minerals from the Olkhovaya-1 placers related to the Karaginsky ophiolite complex, Kamchatskiy Mys peninsula, Russia // The Canadian Mineralogist. 2009. V. 47 (5). P. 1057–1074.

Tolstykh N.D., Foley J.Y., Sidorov E.G., Laajoki K.V.O. Composition of the platinum-group minerals in the Salmon River placer deposit, Goodnews Bay, Alaska // The Canadian Mineralogist. 2002. V. 40, P. 463–471.

Авторы:

Гусев Виктор Александрович, младший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: vityansky@igm.nsc.ru

Нестеренко Глеб Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, ведущий инженер, лаборатория геохимии благородных и редких элементов, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: nesterenko@igm.nsc.ru

Жмодик Сергей Михайлович, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория геохимии благородных и редких элементов, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; главный научный сотрудник, лаборатория корреляции геологических процессов, геолого-геофизический факультет, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

Белянин Дмитрий Константинович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория геохимии благородных и редких элементов, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; старший преподаватель, кафедра петрографии и геологии рудных месторождений, геолого-геофизический факультет, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: bel@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2020, 1, 19–33. DOI: 10.17223/25421379/14/2

V.A. Gusev¹, G.V. Nesterenko¹, S.M. Zhmodik^{1,2}, D.K. Belyanin^{1,2}

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

TWO TYPES OF PLATINUM GROUP MINERALS ASSEMBLAGES FROM THE GOLD-BEARING PLACERS OF NORTHWEST KUZNETSK ALATAU

Quaternary gold-bearing alluvial placers are widespread in the northwest of the Kuznetsk Alatau and in the Kelbes region under study. They contain a small amount of platinum group minerals (PGM). The paper presents new data on the PGMs from the placers of Kelbes region.

The purpose of the study was to search of PGMs in the alluvial sediments, reveal the shape and relationship of PGMs in inter-growths, identify their composition and the type of platinum mineralization's primary source. The objects under study were PGMs from two alluvial placers. The first is located at the confluence of the Edinis and Nikolskaya rivers. The second is in the valley of the Sukhaya River. Optical and scanning electron microscopy was used for it.

The PGMs from the placers are mainly platinum-ferrous and ruthenium-iridium-osmium alloys (20 and 11 grains respectively). They have been found both as individual grains and inclusions in each other. Grains of Fe-Pt and Ru-Ir-Os alloys are different in their morphology. The surface of Fe-Pt alloys is smooth. The shape is rounded. On the contrary, the shape of Ru-Ir-Os alloys is tabular. The grains are often highly flattened. The minor PGMs of placers are braggite and sperrylite. We found only one individual grain of each mineral. Irarsite and laurite as well as unknown phase of $Rh_{1.00}(Sb_{0.95}As_{0.05})_{1.00}$ were found as inclusions in the grains of Ru-Ir-Os alloys.

A ratio of Fe-Pt and Ru-Ir-Os alloys is various in Sukhaya and Edinis-Nikolskaya placers (3:2 and 5:1 respectively), and it isn't constant in the other placers of Kelbes region. This fact indicates that PGMs of the placers has different primary sources, at least two types.

Mineral paragenesis in Fe-Pt and Ru-Ir-Os alloys are characteristic features of the primary sources. Two paragenesis in PGMs of Sukhaya placer were found. They are isoferroplatinum inclusions in one of ruthenium grain (isoferroplatinum-ruthenium paragenesis) and osmium inclusion in one of isoferroplatinum grains (osmium-isospheroplatinum paragenesis). The first is a characteristic feature of ophiolite hyperbasites, the second is a feature of Ural-Alaskan-type intrusions.

Most Ru-Ir-Os alloys of Sukhaya placer are of Ru-rich to form the ruthenium trend on the Ru-Ir-Os diagram. There are inclusions of irarsite and laurite in Ru-Ir-Os alloys. These are characteristic features of the PGMs assemblage from ophiolite hyperbasites.

Fe-Pt alloys of Sukhaya placer prevail over Ru-Ir-Os (their ratio being 3:2). This is typically for the placers, produced by Ural-Alaskan-type intrusion. Braggite (Pt, Pd, Ni)S is in the placer. Platinum sulfides are typical for the post-magmatic stage development of Ural-Alaskan-type intrusion. Braggite in ferroplatinum placers may be interpreted as a part of PGMs assemblage from Ural-Alaskan-type complexes.

The features of the PGMs assemblage from Edinis-Nikolskaya placer are characteristic only for Ural-Alaskan massifs. Native osmium is of Ru-poor. Fe-Pt alloys also prevail over Ru-Ir-Os, their ratio being 5:1. Well-faceted sperrylite is presented in the placer. Such sperrylite is typical for the post-magmatic stage development of Ural-Alaskan-type intrusions, it's finding in ferroplatinum placers may indirectly point to the intrusions as a type of primary source. No mineral paragenesis was found.

Thus, the two different primary sources have formed the studied placers of the Kelbes region.

There are several large hyperbasite-basite massifs in the Kelbes region. The Kaygadat and the Uspensky massifs are closest to the studied placers. The Kaygadat massif belongs to the intrusion of the Ural-Alaska type according to M.Yu. Podlipsky and A.P. Krivenko. It may be the primary source of the PGMs in the placer of Edinis-Nikolskaya and Sukhaya. The Uspensky massif belongs to the ophiolite type to the geological map data. It may be the primary source of the PGMs in the placer of Sukhaya River.

The data obtained supplement the available information on the PGMs bearing placers of the Kelbes region. They are also important for predicting primary mineralization both in the northwest Kuznetsk Alatau and beyond it.

Keywords: alluvial placers, platinum group minerals, Kuznetsk Alatau, primary sources, Altai-Sayan region.

REFERENCES

- Akhmetov R.N., Balykin P.A., Bognibov V.I., Buchko I.V., Glazunov O.M., Glotov A.I., Gongal'skiy B.I., Datsenko V.M., Izokh A.E., Kislov E.V., Konnikov E.G., Krivenko A.P., Mekhonoshin A.S., Nesterenko G.V., Orsoev D.A., Podlipskiy M.Yu., Tolstykh N.D., Tsypukov M.Yu. *Platinonost' ul'trabazit-bazitovykh kompleksov yuga Sibiri* [Platinum Potential of the Ultramafic – Mafic Complexes of southern Siberia] / Pod red. G.V. Poljakova, V.I. Bognibova. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, NIC OIGGM SO RAN, 1995. 151 p. In Russian;
- Vysotskiy N.K. *Platina i rayony eye dobychi. Kn. 5. Obzor mestorozhdeniy platiny vne Urala* [Platinum and Areas of Its Mining. Book. 5. Overview of platinum deposits outside the Urals]. Leningrad: Izd-vo AN SSSR, 1933. 240 p. In Russian;
- Zhmodik S.M., Agafonov L.V., Nesterenko G.V., Kolpakov V.V., Shcherbakov Yu.G. *Au-PGE rossypnaya mineralizatsiya v severnoy chasti Kuznetskogo Alatau* [Au-PGE placer mineralization in northern Kuznetsk Alatau] // *Zoloto Sibiri i Dal'nego Vostoka: geologiya, geokhimiya, tekhnologiya, ekonomika, ekologiya*. Ulan-Ude, 2004. pp. 81–84. In Russian;
- Zhmodik S.M., Nesterenko G.V., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Kolpakov V.V., Podlipskiy M.Yu., Karmanov N.S. Alluvial platinum group minerals as indicators of primary PGE mineralization (placers of southern Siberia) // *Russian Geology and Geophysics*. V. 57 (10). 2016. pp. 1437–1464. DOI: 10.1016/j.rgg.2016.09.002
- Krivenko A.P., Tolstykh N.D., Nesterenko G.V., Lazareva E.D. *Tipy mineral'nykh assotsiatsiy platinoidov v zolotonosnykh rossypnykh Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Types of Platinum-Group Mineral Assemblages in Gold Placers of the Altai-Sayan Fold Region] // *Geologiya i geofizika*, 1994. V. 34(1). pp. 70–78. In Russian
- Kurtigeshev V.S., Bychkov A.I., Shatilova G.A., Skrebkov A.V., Efremova N.M. *Ob'yasnitel'naya zapiska k gosudarstvennoy geologicheskoy karte Rossiyskoy Federatsii mashtaba 1:200 000. Izdaniye vtoroye. Seriya Kuzbasskaya. List N-45-III (Kemerovo)* [Explanatory note to the state geological map of the Russian Federation on a scale of 1: 200 000. Second edition. Series Kuzbass. Sheet N-45-III (Kemerovo)] / edit by A. Je. Izokh. St-Petersburg, 2001. 159 p. In Russian
- Nesterenko G.V. *Prognoz zolotogo orudneniya po rossypyam (na primere rayonov yuga Sibiri)* [Prognosis of Gold Mineralization Based on Placers] // Novosibirsk: Nauka, 1991. 191 p. In Russian
- Nesterenko G.V., Kolpakov V.V. Allochthonous native gold in piedmont alluvium in the southern West Siberia // *Lithology and mineral resources*. 2010. V. 45 (5). pp. 425–442. DOI: 10.1134/S0024490210050032
- Platonov A.N., Sanin V.N., Avvakumov A.E. *Geologicheskoye stroeniye i zolotonost' Kel'bec-Zolotokitatskogo rayona* [Geological Structure and Gold Potential of the Kel'bes-Zolotokitat Region] // *Rudy i Metally*. 1998. No. 2. pp. 36–46. In Russian
- Podlipskiy M.Y., Krivenko A.P. *Novyye dannyye o geologicheskoy stroenii, sostave i formatsionnom tipe Kaygadatskogo massiva kak korennogo istochnika ferroplatinovoy assotsiatsii v rossypnykh* [New data on geological structure, lithology, and formational type

of the Kaigadat massif as a primary source of Pt- and Fe-bearing PGM in placers]// Aktual'nyye voprosy geologii i mineragenii yuga Sibiri (Materialy nauchno-prakticheskoy konferentsii, 31 oktyabrya – 2 noyabrya 2001 g., pos. Elan' Kemerovskoy obl.). Novosibirsk, 2001. pp. 126–132. In Russian

Sazonov A.M., Leont'ev S.I., Grinev O.M., Zvyagin E.A., Chekushin V.S., Betkher M.Ya. *Geologiya i zolotoplatinonosnost' nefelinovykh porod Zapadnoy Sibiri* [Geology and Gold-Platinum Potential of Nepheline Rocks in West Siberia]. Tomsk: Izd-vo TPU, 2000. 249 p. In Russian

Tolstykh N.D., Podlipskij M.Ju. Heavy concentrate halos as prospecting guides for PGE mineralization // *Geology of ore deposits*, 2010. V. 52(3). pp. 196–214. DOI: 10.1134/S1075701510030025

Tolstykh N.D., Krivenko A.P. *Mineraly platinovykh metallov v rossypi r. Inagli (Aldanskij shhit)* [Platinum-group minerals in the Inagli placer (Aldan shield)] // *Geologiya i geofizika*. 1997. V. 38 (4). pp. 765–774; In Russian;

Tolstykh N.D. *Mineral'nyye assotsiatsii platinonosnykh rossypey i geneticheskiye korrelyatsii s ikh korennyimi istochnikami: Avtoref. dis. dok-ra geol.-mineral. nauk* [Mineral Assemblages from Pt-Bearing Placers and Genetic Correlations with Their Bedrock Sources. Extended Abstract of Doct. Sci. (Geol.-Min.) Dissertation]. Novosibirsk: OIGGM SO RAN, 2004. 33 p. In Russian;

Aubut A.J. The Geology and Mineralogy of a Tertiary Buried Placer Deposit, Southern British Columbia // M.Sc. thesis, Univ. of Alberta, 1979.

Bird J.M., Bassett W.A. Evidence of deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // *J. Geophys. Res.*, 1980. V. 85. pp. 5461–5470. DOI: 10.1029/JB085iB10p05461

Pfisterer H., Schubert K. Neue Phasen vom MnP (B31) Typ // *Naturwissenschaften*, 1950. V. 37 (5). pp. 112–113.

Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Krivenko A.P. Platinum-Group element placers associated with Ural-Alaska type complexes // *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*. 2005. V. 35. pp. 113–143.

Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Kozlov A.P. Platinum-group minerals from the Olkhovaya-1 placers related to the Karaginsky ophiolite complex, Kamchatskiy Mys peninsula, Russia // *The Canadian Mineralogist*. 2009. V. 47(5). pp. 1057–1074. DOI: 10.3749/canmin.47.5.1057

Tolstykh N.D., Foley J.Y., Sidorov E.G., Laajoki K.V.O. Composition of the platinum-group minerals in the Salmon River placer deposit, Goodnews Bay, Alaska // *The Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. pp. 463–471. DOI: 10.2113/gscanmin.40.2.463

Authors:

Gusev Victor A., Junior Researcher, Laboratory of petrology and ore potential of the igneous rocks assemblages, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: vityansky@igm.nsc.ru

Nesterenko Gleb V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Lead Engineer, Laboratory of noble and rare elements geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: nesterenko@igm.nsc.ru

Zhmodik Sergey M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, Laboratory of noble and rare elements geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Chief Researcher, Geological Processes Correlation Laboratory, Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Russia.

E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

Belyanin Dmitriy K., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of noble and rare elements geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Senior Lecturer, Section of Petrography and Ore Deposits Geology, Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Russia.

E-mail: bel@igm.nsc.ru

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Sr–Nd–Pb ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ БЕЛОЗИМИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)



Е.А. Хромова¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, И.А. Избродин¹

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Приведены результаты петролого-геохимического изучения, включая радиогенные (Nd, Pb и Sr) изотопные составы, для щелочных пород Белозиминского массива (Восточный Саян, Россия). Исходные изотопные отношения Nd, Pb и Sr варьируют и предполагают генерацию расплава из гетерогенного мантийного источника с умеренно деплетированными изотопными характеристиками. По результатам петрографических, минералогических и петрохимических исследований определено, что образование щелочных силикатных пород массива связано с процессом кристаллизационной дифференциации. Геохронологические Pb–Pb изотопные результаты для щелочных пород дают значения 631 ± 11 млн лет, что в совокупности с полученными ранее датировками по массиву, свидетельствует о довольно узком интервале времени их формирования. Их становление связано с завершающим этапом распада суперконтинента Родинии.

Ключевые слова: Белозиминский массив, карбонатиты, щелочные силикатные породы, изотопные данные, мантийные источники, возраст, раскол суперконтинента Родиния.

Введение

Несмотря на длительную историю изучения щелочных карбонатитовых комплексов, до сих пор остается актуальной проблема карбонатитового магматизма, так как он представляет огромный научный интерес и несет уникальную информацию о процессах, протекающих в верхней мантии. Карбонатитовые магмы обладают чрезвычайно низкой вязкостью, что, несомненно, позволяет им отделяться от мантийного источника при очень низких степенях частичного плавления. Такие расплавы характеризуются высоким содержанием в составе широкого спектра некогерентных литофильных элементов. Особенность этих магм важна для изучения мантии под континентами, так как геохимическая информация о мантийных источниках карбонатитовых магм, основанная на соотношениях некогерентных микроэлементов и их изотопов, не искажается коровой контаминацией [Bell, 2001].

Белозиминский массив расположен на территории Восточного Саяна на юге Сибирской платформы (рис. 1) и входит в состав Восточно-Саянской щелочной провинции [Зоненшайн, 1990; Фролов и др., 2003]. С начала 50-х гг. прошлого столетия многие исследователи [Гайдукова, Здорик, 1962; Пожарицкая, 1962; Березина, 1972; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Сомина, 1975; Панина, Подгорных, 1975, 1979; Багдасаров, Вороновский, 1980; Субботин, Субботина, 2000; Фролов и др., 2003; Андреева и др., 2004, 2007; Андреева, 2014; Doroshkevich et al., 2016; Хромова и др., 2017] давали подробную геологическую и минералого-петрографическую характеристику пород массива. Лишь несколько работ посвя-

щено Sr–Nd изотопии по породам щелочных массивов Восточно-Саянской провинции [Morikiyo et al., 2000; Владыкин, 2005; Никифоров, Лыхин, 2007, 2008]. Авторы продемонстрировали, что породы характеризуются обедненным Sr–Nd составом, а разброс значений связан со смешением двух мантийных компонентов. Хотя данные по изотопам Pb являются мощным инструментом в изучении характеристик источников щелочных карбонатитовых комплексов, включая тот факт, что изотопы Pb являются более чувствительными индикаторами коровой контаминации, чем Sr и Nd изотопы (см., напр.: [Andersen, Taylor, 1988; Kwon et al., 1989; Cimen et al., 2019 и др.], на сегодняшний день нет опубликованных Pb изотопных анализов для щелочных пород Восточно-Саянской провинции.

Полученные нами микроэлементные данные и новые определения изотопного состава стронция, неодима и свинца дают возможность рассмотреть источники вещества и геохимическую эволюцию Белозиминского массива, обсудить полученный Pb/Pb возраст и геодинамические следствия.

Методы исследования

Определения химического и микроэлементного состава пород осуществлялись в Аналитическом Центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) с использованием традиционных методов анализа и ICP-MS.

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-

Петербург, аналитик Саватенков В.М.) на многоколлекторном твердофазном масспектрометре Triton. Для выделения Sm и Nd использована методика, подробно описанная в работе [Savatenkov et al., 2004]. Воспроизводимость определения концентраций Rb,

Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0,5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0,05 нг для Rb, 0,2 нг для Sr, 0,3 нг для Sm и 0,8 нг для Nd.

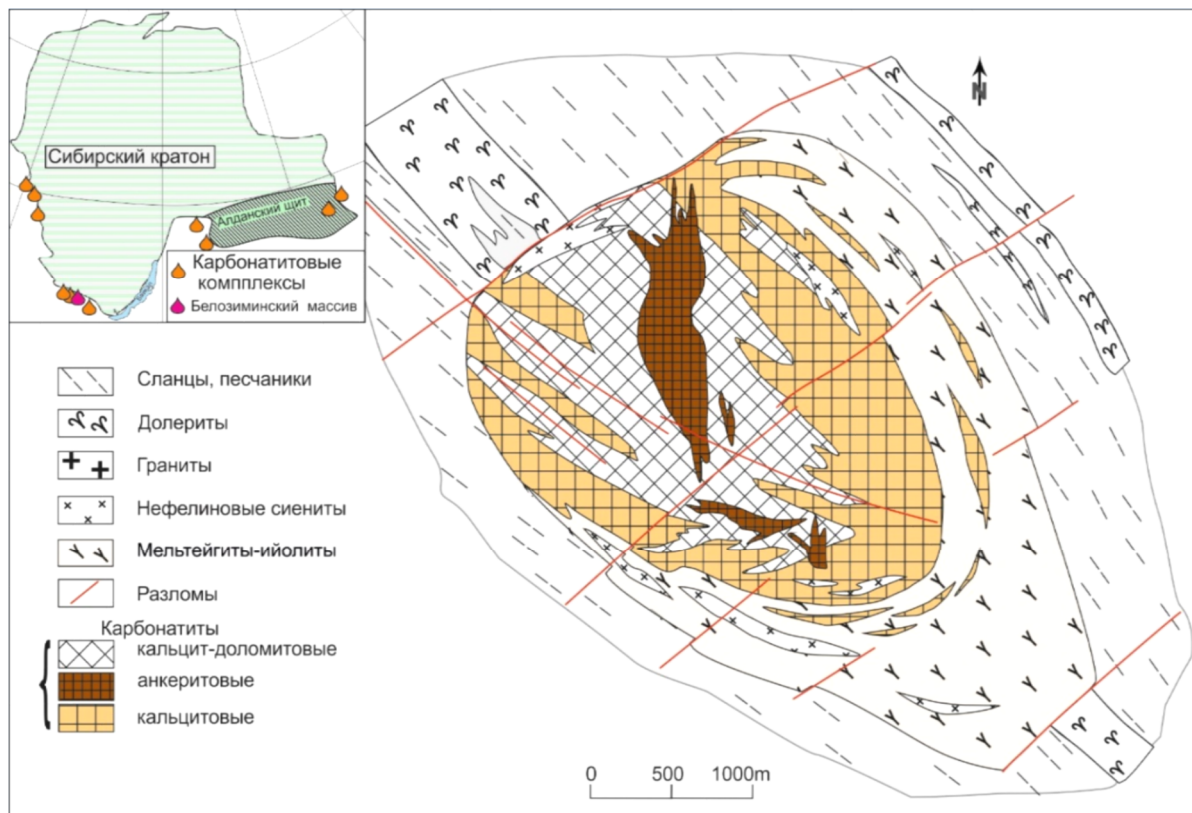


Рис. 1. Географическое положение и схема геологического строения Белозиминского массива по данным [Фролов и др., 2003]

Fig. 1. Geographical location and geological structure of the Belaya Zima carbonatite complex according to [Frolov et al., 2003]

Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): $[Sr] = 336,7$ мг/г, $[Rb] = 47,46$ мг/г, $[Sm] = 6,47$ мг/г, $[Nd] = 28,13$ мг/г, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0,4062$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,705036 \pm 22$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1380$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512642 \pm 14$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в стандарте SRM-987 соответствовало $0,710241 \pm 15$ (2 σ , 10 измерений), а величина $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте La Jolla составила $0,511847 \pm 8$ (2 σ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине $^{88}Sr/^{86}Sr = 8,37521$, а состав Nd – по величине $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$. Изотопный состав приведен к табличному значению стандарта La Jolla ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0,511860$).

Измерения Pb-изотопного состава выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Свинец анализировали на масс-спектрометре TRITON в однолучевом варианте в статическом многоколлекторном режиме. Измерялись отношения изотопов свинца

$^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$, каждое из них состояло из 50 блоков по 10 сканов при токе на испарителе 2,2–2,3 А и температуре 1300°C. Перед каждой партией проб измерялся стандарт – 50 нг NIST 981. Средняя точность анализов составила 0,05% (2 σ) для отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$. Корректировка на приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 ($^{206}Pb/^{204}Pb = 16,9374$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,4916$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 36,7219$) при той же температуре. Измеренные отношения изотопов свинца корректировались на масс-фракционирование 0,120% а.е.м. для $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$; 0,135% а.е.м. для $^{208}Pb/^{204}Pb$. Бланк (холостой опыт) во время проведения анализов не превышал 0,2 нг для Pb. Его состав: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,120$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,542$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37,354$. Соотношение свинца бланка к пробе не превышало 1/200 000, поэтому поправка на содержание холостого свинца для измеренных отношений не вводилась.

Геологическое строение и вещественный состав пород массива

Белозиминский массив приурочен к одноименному ультраосновному щелочному комплексу, занимающему центр Зиминского рудного района. Характеризуется кольцевым строением, осложненным линейными структурами, и располагается на большую глубину [Фролов, 1975].

Белозиминский массив является многофазной интрузией центрального типа, занимающей на поверхности площадь около 18 км². Массив несколько вытянут в северо-западном направлении согласно простиранию контролирующего его разлома. Вмещающими являются породы песчано-сланцевой толщи верхнего протерозоя с пластами кварцитов и согласными дайками диабазов. Центр массива – сложно построенный шток площадью около 10 км², выполненный

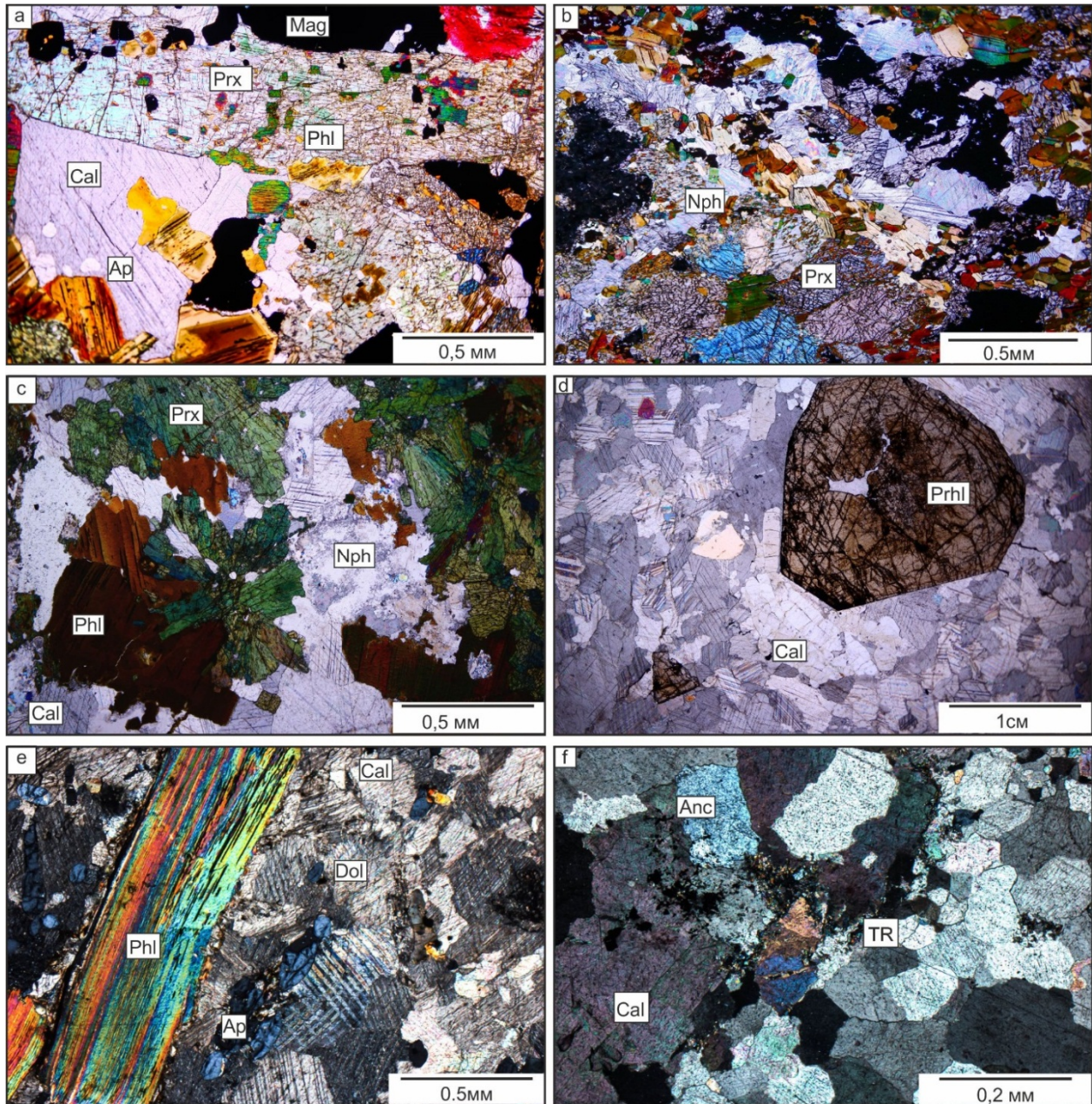


Рис. 2. Микрофотографии текстур и соотношений минералов щелочных пород Белозиминского массива
а – мельтейгит; б – ийолит; с – нефелиновый сиенит; д – кальцитовый карбонатит; е – кальцит-доломитовый карбонатит; ф – анкеритовый карбонатит. Mag – магнетит; Prx – пироксен; Phl – флогопит; Cal – кальцит; Ap – апатит; Nph – нефелин; Prhl – пироклор; Dol – доломит; Anc – анкерит; TR – карбонаты редкоземельных элементов

Fig. 2. Microphotographs of textures and relationship of minerals of alkaline rocks of the Belaya Zima carbonatite complex

а – melteigite; б – ijolite; с – nepheline syenite; д – calcite carbonatite; е – calcite-dolomite carbonatite; ф) ankerite carbonatite. Mag – magnetite; Prx – pyroxene; Phl – phlogopite; Cal – calcite; Ap – apatite; Nph – nepheline; Prhl – pyrochlore; Dol – dolomite; Anc – ankerite; TR – rare earth carbonates

карбонатитами и прослеженный бурением до глубины 1,5 км. Щелочные силикатные породы представлены мельтейгитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами, они образуют полукольцевое тело, обрамляющее карбонатитовый шток по периферии (см. рис. 1).

Контакты между мельтейгитами и ийолит-уртитамы постепенные. Нефелиновые сиениты представлены дайкообразными телами мощностью до первых сотен метров и располагаются в поле распространения мельтейгитов и ийолитов, контакты интрузивные, хорошо различимые.

Мельтейгиты сложены клинопироксеном (60–90%), нефелином (5–40%), перовскитом (5–15%) и магнетитом (5–10%). Второстепенные минералы представлены флогопитом, амфиболом, титанитом, гранатом, ильменитом, которые в сумме занимают порядка 5%. Стоит отметить, что в отдельных случаях, количество перовскита в породе достигает 12–15%, иногда зерна минерала обрастают тонкой каймой граната. К акцессорным относятся кальцит, рутил, бадделейт. Вторичные минералы представлены группами канкринита и хлорита (рис. 2, а, табл. 1).

Породы ийолит-уртитового ряда сложены варьирующими количествами нефелина и клинопироксена. Субидиоморфные зерна нефелина составляют 50–60%, крупные таблитчатые кристаллы клинопироксена – 30–40%. Второстепенные минералы (до 5%) – гранат, перовскит, магнетит, кальцит и апатит. Иногда содержание граната в породе достигает 15%. К акцессорным относятся бадделейт, ильменит, титанит, рутил, циркон, пирит, сфалерит, халькопирит. Вторичные минералы представлены группами канкринита, либнерита, хлорита, мусковита (рис. 2, б, табл. 1).

Основными породообразующими минералами в нефелиновых сиенитах являются калиевый полевой шпат (25–40%), который представлен ортоклазом, нефелин (20–45%), клинопироксен (до 20%). Соотношение полевого шпата и нефелина колеблется в широких пределах. Второстепенные минералы – щелочной амфибол, флогопит, кальцит, апатит. К акцессорным относятся пироксенол, фторопатит, титанит, циркон, баритокальцит, ториацит, ильменит, рутил, (рис. 2, с, табл. 1).

Таблица 1

Процентное содержание минералов в породах Белозиминского массива

Table 1

The content of mineral in the rocks of the Belaya Zima complex

Порода	Минерал (%)								
	Nph	cPrx	Kpfs	Gt	Prv	Ttn	Cal	Ap	Prhl
Мельтейгит	5–40	60–90	–	0–1	5–15	Ед. зн.	1–2	1–3	–
Ийолит	50–60	30–40	Ед. зн.	5–15	Ед. зн.	2–5	1–2	1–3	–
Нефелиновый сиенит	20–45	10–20	25–40	–	–	Ед. зн.	0–3	2–5	0–1

Примечание. Прочерк – не обнаружено; Ед. зн. – единичные знаки. Nph – нефелин; cPrx – клинопироксен; Kpfs – калиевый полевой шпат; Gt – гранат; Prv – перовскит; Ttn – титанит; Cal – кальцит; Ap – апатит; Prhl – пироксенол.

Note. Dash – not detected; Units characters – single characters. Nph – nepheline; cPrx – clinopyroxene; Kpfs – potassium feldspar; Gt – garnet; Prv – perovskite; Ttn – titanite; Cal – calcite; Ap – Apatite; Prhl – pyrochlore.

Карбонатиты представлены кальцитовыми, кальцит-доломитовыми и анкеритовыми разновидностями. Они являются носителями всей разнообразной рудной минерализации. Основные их структурные элементы: крупный шток, линейные жилы в тектонических трещинах. Карбонатитовый шток немного смещен к северо-западу относительно центра массива. Среди карбонатитов описаны останцы силикатных пород, расположенные в основном по периферии штока [Фролов и др., 2003].

Кальцитовые карбонатиты, как правило, представлены крупнозернистыми, массивными разновидностями. Породы сложены кальцитом с второстепенными клинопироксеном, флогопитом, магнетитом, оливином. Кальцит-доломитовые карбонатиты – это среднезернистые, порфировидные, часто полосчатые породы, состоящие преимущественно из доломита и кальцита с подчиненным количеством слюды, реже амфибола и клинопироксена. В кальцитовых и кальцит-доломитовых разновидностях карбонатитов встречаются гидроксил-фторопатит, минералы группы пироксенола.

Акцессорные фазы представлены минералами группы цирконолита, баотитом, цирконом, колумбитом, рутилом, бадделейтом, анкилитом-(Ce), минералами группы бурбанкита, катаплетом, хилариитом, фторкарбонатами РЗЭ (бастнезит-(Ce), синхизит-(Ce)), монацитом-(Ce), торитом и другими [Бородин, 1962; Гайдукова, 1962; Пожарицкая, 1972; Багдасаров, 1974; Сомина, 1975; Булах, 1984; Фролов и др., 2003; Doroshkevich et al., 2016; Шарыгин, 2016; Khromova et al., 2017]. Анкеритовые разновидности карбонатитов – среднезернистые, пятнистые, реже полосчатые. Главными минералами являются анкерит и доломит, второстепенными и акцессорными – барит, сульфиды (в основном пирит), монацит-Ce, фторкарбонаты РЗЭ (рис. 2, д, е, ф).

Возраст пород Белозиминского массива

Возраст пород Белозиминского массива по геологическим данным оценивался как постнижнедевонский (средний палеозой). Данные абсолютного возраста варьируют в широких пределах от 280 млн лет

в карбонатитах, до 720–590 млн лет по щелочным породам [Фролов и др., 2003]. Результаты K–Ar методом по флогопиту из кальцитовых карбонатитов составил 543 ± 3 млн лет [Багдасаров, Вороновский, 1980].

Датирование нефелиновых сиенитов, проведенное U–Pb методом по циркону, составляет 643 ± 3 млн лет [Ярмолук и др., 2005]. Возраст ийолитов, определенный U–Pb методом по гранату, равен 645 ± 6 млн лет [Salnikova et al., 2019]. Определение возраста Ar–Ar методом по флогопиту из кальцит-доломитовых карбонатитов [Doroshkevich et al., 2016] соответствует 645 ± 6 млн лет и хорошо согласуется с возрастом нефелиновых сиенитов и ийолитов.

Петрологическая и геохимическая характеристика пород

Петрохимические и геохимические данные по щелочным силикатным породам Белозиминского месторождения представлены в табл. 2.

Мельтейгиты характеризуются минимальным содержанием кремнекислотности среди щелочных силикатных пород комплекса. Сумма Na_2O и K_2O варьирует в широких пределах и достигает 8 мас. % (рис. 3, а). Отношение натрия к калию колеблется от 0,5 до 2,5. Коэффициент агпаитности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) мельтейгитов меньше единицы (рис. 3, б, табл. 2).

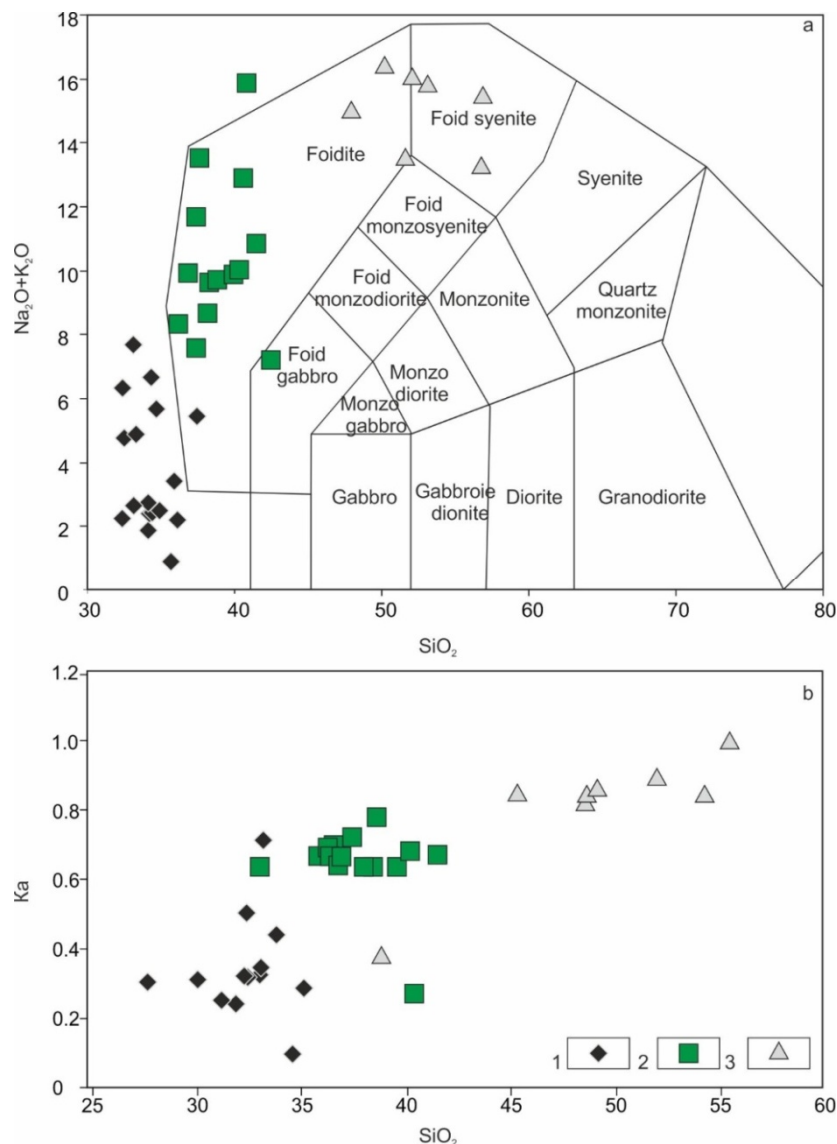


Рис. 3. Классификация (а) и соотношение SiO_2 и коэффициента агпаитности (Ka) (б) в ультраосновных щелочных породах и щелочных сиенитах Белозиминского массива
1 – мельтейгиты, 2 – ийолиты, 3 – щелочные сиениты. Для построения графиков частично использованы данные [Чернышева и др., 1994; Андреева и др., 2007]

Fig. 3. Classification (a) and ratio of SiO_2 and agpaite coefficient (Ka) (b) in ultrabasic alkaline rocks and alkaline syenites of the Belaya Zima carbonatite complex
1 – melteygites, 2 – ijolites, 3 – alkaline syenites. Graphs were built with partially used data from [Kononova, Chernyshova, 1994; Andreeva, 2007]

Таблица 2

Химический состав представительных образцов щелочных пород исследуемых массивов

Table 2

The chemical composition of representative samples of alkaline rocks of the investigated complexes

Номер образца, мас. %	Мельтейгиты			Йоилиты			Нефелиновые сиениты		
	2309-109-114	2092-761-763	01-151	И-2092	2095-226-231	520-95-99	С1/135-144	С1-131-137	С1-158-163
SiO ₂	33,40	31,40	27,90	37,20	38,80	40,50	49,30	54,40	50,62
TiO ₂	3,99	5,01	6,30	2,79	1,64	2,53	0,25	0,30	0,57
Al ₂ O ₃	7,00	7,20	6,50	13,20	13,40	14,60	18,20	18,00	18,05
Fe ₂ O ₃	2,99	8,18	10,41	6,28	2,40	3,33	1,97	1,86	3,83
FeO	9,32	7,68	9,91	4,70	11,28	14,06	2,73	1,37	2,83
MnO	0,44	0,32	0,44	0,18	0,50	0,23	0,12	0,12	0,17
MgO	7,44	8,49	8,20	4,52	11,73	4,80	1,25	1,17	1,03
CaO	19,10	22,89	20,75	18,00	3,57	4,35	5,60	3,63	4,33
Na ₂ O	1,44	1,05	1,41	5,72	2,10	2,62	7,79	5,87	8,27
K ₂ O	3,46	0,73	0,52	2,83	8,16	1,17	7,47	8,97	7,04
P ₂ O ₅	0,96	2,44	1,32	2,35	0,21	0,28	0,19	0,10	0,18
П.п.п.	9,97	5,90	5,96	1,72	5,65	5,86	4,90	3,83	2,02
Сумма	99,51	99,60	99,62	99,49	99,44	99,33	99,77	99,52	100,04
CO ₂	7,70	4,84	4,84	0,88	2,86	0,55	3,74	1,54	2,36
S	0,33	0,34	0,34	1,14	0,11	н.о.	н.о.	0,20	0,34
F	0,19	0,10	0,10	0,09	0,63	0,05	0,01	1,40	0,02
ppm									
Li	13,0	2,3	2,6	4,4	9,4	н.о.	1,3	1,9	4,7
Be	4,2	1,9	1,6	1,6	2,4	1,0	4,2	6,0	5,8
Sc	14,7	22,9	12,8	4,5	12,2	42,1	0,78	1,2	1,0
Ti	10788	40846	16425	7277	28675	13853	994	2320	2841
V	325	534	241	241	558	418	112	138	104
Cr	4,0	10,8	1,3	4,7	8,0	62,0	5,3	10,4	5,2
Co	19,3	56,1	35,8	32,8	37,6	51,7	1,9	2,8	3,6
Ni	2,4	28,7	3,8	5,9	15,7	21,1	3,8	4,8	3,8
Cu	49,4	162	100	120	131	22,6	4,9	7,5	2,6
Zn	129	99,7	109	66,7	60,7	146,4	33,5	64,7	52,6
Ga	17,5	23,2	18,4	17,7	27,5	н.о.	25,5	37,3	29,1
Ge	1,2	2,0	1,3	1,3	2,2	н.о.	0,47	0,77	0,62
Rb	112	19,1	9,4	22,1	29,9	42,31	116	157	97,7
Sr	982	348	669	443	321	248	289	354	604
Y	28,5	20,4	34,9	48,5	70,4	33,0	4,2	4,2	10,9
Zr	492	437	757	667	986	125	270	381	546
Nb	622	203	547	38,1	78,9	17,8	188	223	284
Cs	2,6	0,16	0,28	0,33	0,27	5,6	0,88	0,84	0,93
Ba	667	89,78	235	37,3	39,5	486	1509	1631	1097
La	87,7	50,3	222	38,4	16,4	21,7	20,2	12,9	33,0
Ce	201	108	550	67,5	35	50,9	38,3	26,2	72,4
Pr	25,0	11,9	67,1	7,95	4,5	6,8	4,1	2,7	8,3
Nd	97,1	46,7	254	33,7	21,9	30,4	14,6	9,9	31,5
Sm	17,7	8,9	39,4	9,0	7,18	7,4	2,5	1,6	5,2
Eu	4,9	2,8	9,7	3,0	2,9	2,2	0,56	0,72	1,5
Gd	10,1	9,7	16,2	9,4	10,0	1,18	1,17	1,8	4,1
Tb	1,4	1,0	2,2	1,5	1,5	7,5	0,2	0,2	0,6
Dy	8,2	4,7	12,1	8,9	9,2	7,1	1,2	0,77	2,5
Ho	1,29	0,76	1,81	1,7	1,83	1,42	0,21	0,14	0,47
Er	3,1	1,7	3,9	4,8	5,0	3,6	0,56	0,36	1,1
Tm	0,37	0,19	0,41	0,60	0,67	0,53	0,09	0,05	0,17
Yb	2,2	1,1	2,2	3,7	4,2	3,0	0,67	0,45	1,3
Lu	0,31	0,14	0,27	0,49	0,57	0,4	0,13	0,08	0,2
Hf	13,4	12,1	14,2	12,1	13,6	3,5	10,9	4,1	9,0
Ta	26,4	8,7	38,0	1,9	3,0	0,97	10,2	6,45	12,2
Pb	1,4	1,3	2,4	0,01	1,5	3,8	2,6	4,3	6,2
Th	7,0	1,8	21,2	1,2	1,1	2,9	5,0	2,7	11,1
U	1,5	1,6	10,6	0,7	0,8	0,5	10,9	19,4	7,3
Сумма РЗЭ	460	247	1181	191	120	144	84,4	57,8	162
K(Mg)	28,3	35,4	29,3	28,2	30,3	24,1	18,6	29,9	15,4
K(A)	0,7	0,25	0,30	0,63	0,57	0,33	0,84	0,82	0,85

Примечание. Здесь и в табл. 3: н.о. – не определялось.

Note. There and in table 3: н.о. – not determined.

Магнезиальность мельтейгитов ($Mg\# = 28–35$) является наиболее высокой среди силикатных пород комплекса и отражает их наименьшую степень дифференцированности по отношению к другим разновидностям пород комплекса. Кроме того, породы характеризуются наиболее высокими содержаниями титана, кальция и низкими алюминия и щелочей по сравнению с ийолитами и щелочными сиенитами (рис. 4). Содержание ниобия и других редких элементов в мельтейгитах выше, чем в щелочных сиенитах (рис. 5). Суммарные концентрации REE в среднем в пределах 700 ppm. Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (среднее $La/Yb_{(CN)} = 50$, Gd/Yb – до 7), а европиевая аномалия отсутствует, что проиллюстрировано на графике (рис. 6, а). На графиках со-

держаний редких элементов, нормированных к примитивной мантии, отмечаются отрицательные аномалии Pb и Ti по отношению к соседним элементам и значительные вариации высокочarged элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) (рис. 6, b). Ce/Pb – высокие (140–230).

Для ийолитов характерна более высокая общая щелочность пород по сравнению с мельтейгитами, сумма Na_2O и K_2O в отдельных пробах достигает 16 мас. % (см. рис. 3, а, табл. 2). Натрий преобладает над калием со средним $Na_2O/K_2O = 2$. Относительно мельтейгитов прослеживается увеличение значений коэффициента агапитности (Ka) (см. рис. 3, b) и уменьшается содержание таких элементов, как кальций, магний, титан и фосфор (см. рис. 4). Магнезиальность пород $Mg\# = 24–30$ (см. табл. 2).

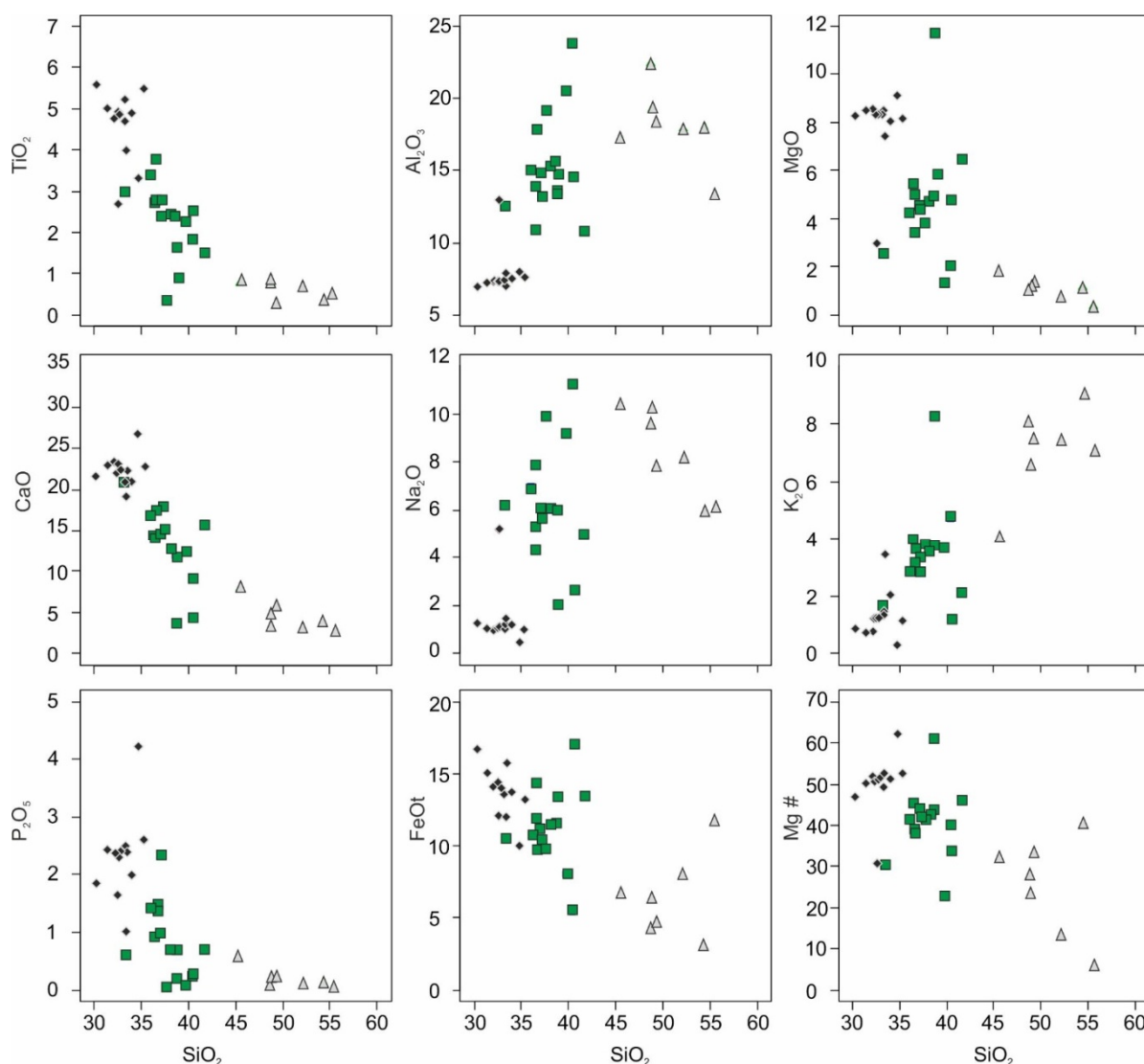


Рис. 4. Соотношение SiO_2 и петрогенных оксидов (мас. %) в ультраосновных породах и щелочных сиенитах Белозиминского месторождения
Условные обозначения приведены на рис. 3

Fig. 4 The ratio of SiO_2 and petrogenic oxides (wt. %) in ultrabasic rocks and alkaline syenites of the Belaya Zima carbonatite complex
The legend is shown in fig. 3

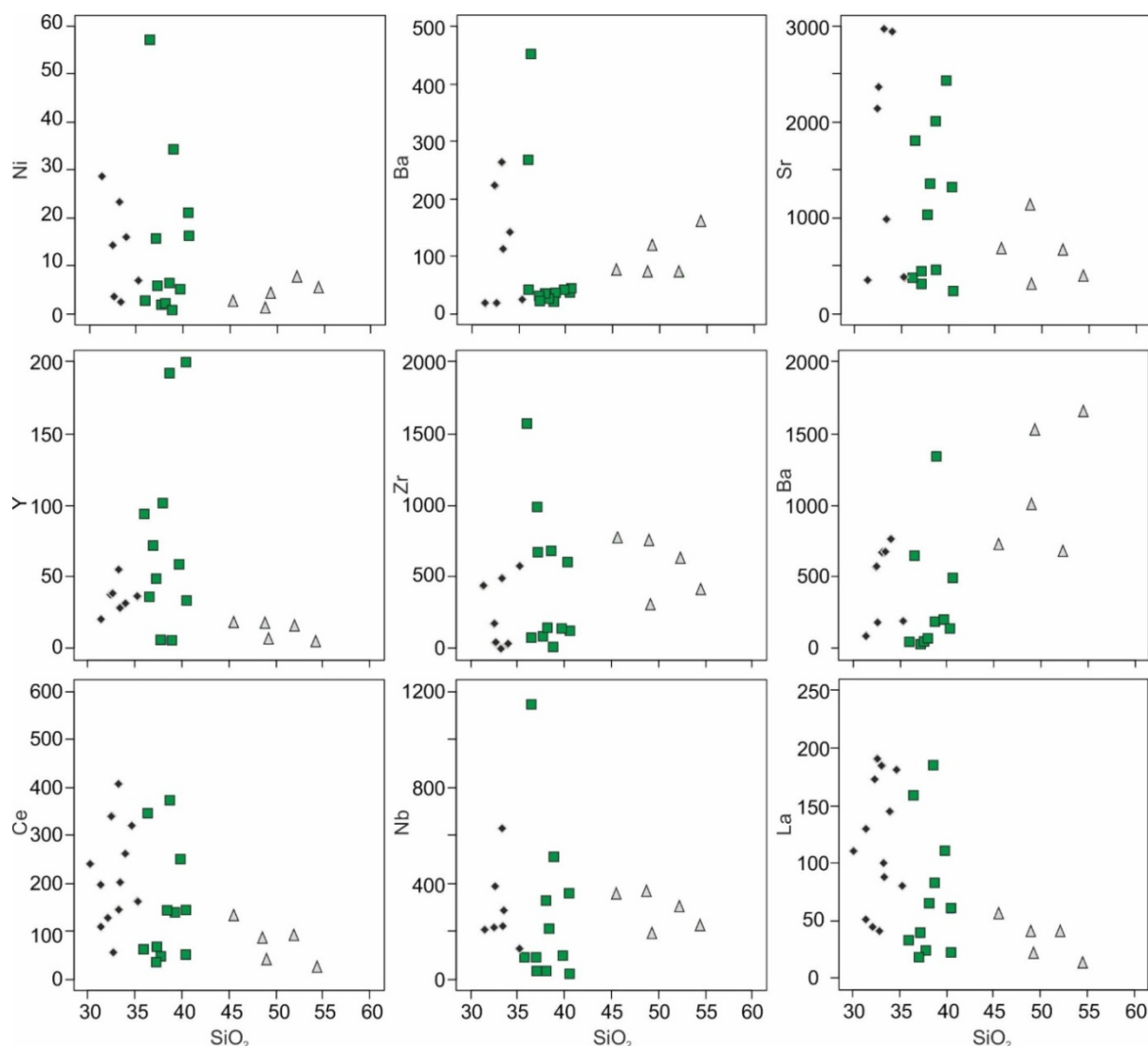


Рис. 5. Вариационные диаграммы для ультраосновных пород и щелочных сиенитов Белозиминского массива (редкие элементы в ppm)
Условные обозначения приведены на рис. 3

Fig. 5. Variational diagrams for ultrabasic rocks and alkaline syenites of the Belaya Zima carbonatite complex (rare elements in ppm)
The legend is shown in fig. 3

Сумма РЗЭ достигает 200 ppm (в среднем – 130 ppm). На графике нормированных к хондриту содержаний РЗЭ в ийолитах наблюдается несколько отличное от мельтейгитов поведение (см. рис. 6, *a*). Это выражено в почти равном соотношении легких и тяжелых РЗЭ (среднее $\text{La/Yb}_{(\text{CN})} = 5$, Gd/Yb – до 5). Вариации и уровень концентраций редких элементов в ийолитах схож с таковым в мельтейгитах (см. табл. 2, рис. 5, 6). На графиках нормированных к примитивной мантии содержаний редких элементов наблюдаются отрицательные аномалии Pb и Ti. Значения Ce/Pb высокие, как в мельтейгитах (до 88).

Щелочные сиениты характеризуются низкой магниальностью ($\text{Mg\#} = 15\text{--}29$), наименьшим количеством кальция, фосфора и титана и наибольшим

калия, бария и рубидия по сравнению с мельтейгитами и ийолитами (см. рис. 4, 5). Содержание суммы Na_2O и K_2O варьирует от 11 до 16 мас. % (см. рис. 3, *a*) при практически равном соотношении элементов, в среднем 1. Коэффициент агпаитности (до 0,85) наиболее высокий из всех разновидностей щелочных силикатных пород (см. рис. 3, *b*). Щелочные сиениты характеризуются более низкой суммой РЗЭ (в среднем 100 ppm) по сравнению с другими разновидностями щелочных силикатных пород комплекса. Конфигурация графиков содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, для нефелиновых сиенитов несколько отличается от таковой для мельтейгитов и ийолитов. Это выражено в преобладании легких РЗЭ над тяжелыми ($\text{La/Yb}_{(\text{CN})} = 25\text{--}120$, Gd/Yb – до 2,5) и

незначительном прогибе в области средних лантаноидов (см. рис. 6, *a*). Аномалия европия отсутству-

ет. Щелочные сиениты относительно мельтейгитов и ийолитов обогащены Rb, Ba, обеднены Sr, Ta, Hf, Ni.

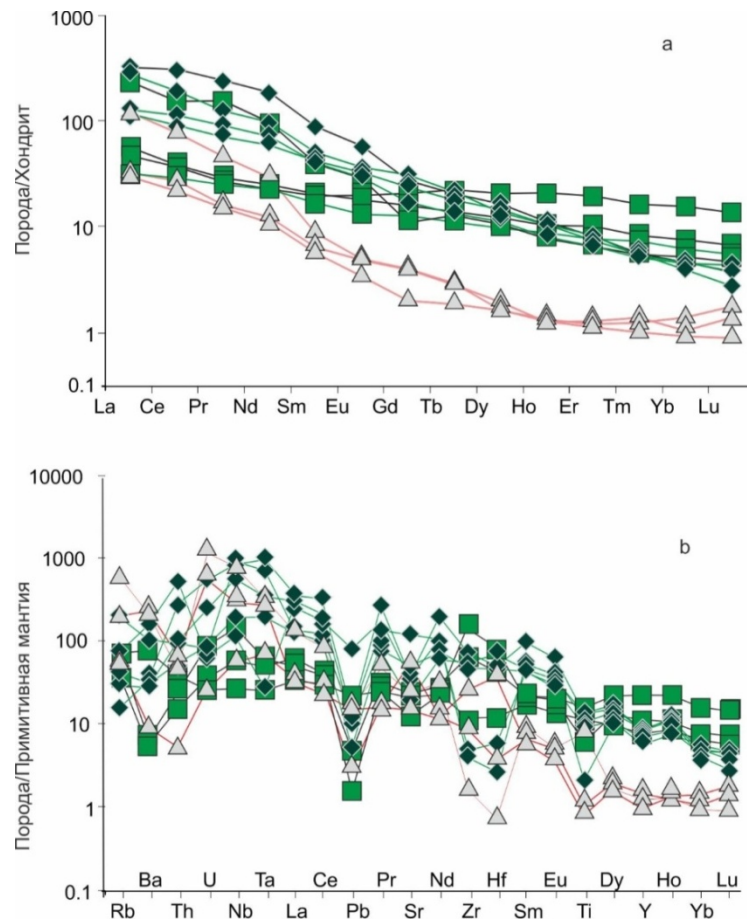


Рис. 6. Содержание РЗЭ (а) и редких (б) элементов в щелочных породах Белозиминского массива

Данные по хондриту из [McDonough, Sun, 1995], по примитивной мантии из [Sun, McDonough, 1989].
Условные обозначения приведены на рис. 2

Fig. 6. Chondrite-normalized REE (a) and rare (b) plots in alkaline rocks of the Belaya Zima carbonatite complex

Chondrit data from [McDonough, Sun 1995]. primitive mantle data from [Sun, McDonough, 1989].
The legend is shown in fig. 2

Согласно классификационной диаграмме [Woolley, Kempe, 1989], кальцитовые карбонатиты относятся к кальциокарбонатитам, кальцит-доломитовые карбонатиты по своему составу варьируют от кальциокарбонатитов до феррокарбонатитов, а фигуративные точки анкеритовых карбонатитов ложатся в поле магнезиокарбонатитов и феррокарбонатитов (рис. 7). Анализы содержаний основных петрогенных и редких элементов карбонатитов представлены в табл. 3.

Карбонатиты характеризуются более высокой концентрацией РЗЭ (1 200–52 000 ppm) по сравнению с щелочными силикатными породами. В спектре редкоземельных элементов не наблюдается европиевой аномалии. Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми. La/Yb отношение в среднем: 20–25 (кальцитовые), 25–50 (кальцит-доломитовые), 50–200 (ан-

керитовые карбонатиты) (рис. 8, *a*). Максимальное содержание РЗЭ отмечено в анкеритовых карбонатитах, где РЗЭ концентрируются в синхизите-Се, бастнезита-Се и монаците-Се. В кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах РЗЭ концентрируются в пироклоре, аксессуарных анкилите и бербанките, в апатите, цирконолите, кальците, в меньшей степени, в клинопироксене [Doroshkevich et al., 2017].

Как видно из диаграммы нормированных к примитивной мантии содержаний редких элементов из карбонатитов Белозиминского массива (рис. 8, *b*), концентрации Nb, Ta, Zr, Hf в разных типах породах различны. Высокие содержания Nb–Ta и Zr–Hf отмечены в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах по сравнению с анкеритовыми разновидностями.

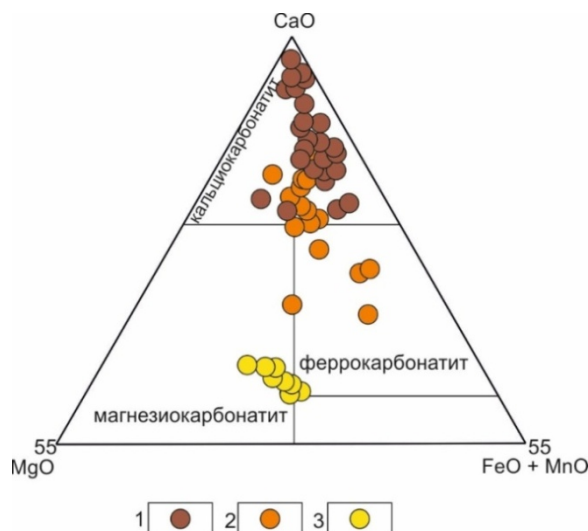


Рис. 7. Классификация и номенклатура карбонатитов [Woolley, Kempe, 1989]

1 – кальцитовые карбонатиты; 2 – кальцит-доломитовые карбонатиты;
3 – анкеритовые карбонатиты Белозиминского массива

Fig. 7. Classification and nomenclature of carbonatites [Woolley, Kempe, 1989]

1 – Calcite carbonatites; 2 – Calcite-dolomite carbonatites;
3 – ankerite carbonatites of the Belaya Zima carbonatite complex

Таблица 3

Представительные анализы химических составов карбонатитов Белозиминского массива

Table 3

Representative analyzes of the chemical composition of the carbonatites of the Belaya Zima complex

Номер про- бы, мас. %	Кальцитовые			Кальцит-доломитовые					Анкеритовые		
	C411/25-34	2555	2050-119-121	2099-75-80	C-257	2096-257	2350	2098-679-675	2099-297-305	2099-1a	2098
SiO ₂	2,90	1,16	0,80	10,50	5,20	11,20	4,96	1,12	0,20	0,33	0,50
TiO ₂	0,06	0,21	0,02	0,29	0,45	0,85	0,46	0,02	0,02	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	0,30	0,10	0,10	3,40	1,20	1,80	0,30	0,10	0,10	0,09	0,10
Fe ₂ O ₃	1,41	4,31	0,14	0,85	1,19	3,21	9,88	0,26	0,90	0,58	0,34
FeO	1,97	2,46	0,92	2,28	2,28	3,62	6,32	7,08	10,16	8,94	8,84
MnO	0,62	0,33	0,57	0,24	0,26	0,28	0,74	1,69	2,41	2,18	2,23
MgO	2,72	1,83	2,37	7,46	2,29	3,44	6,24	15,15	12,48	11,93	12,88
CaO	48,54	49,40	51,58	39,22	48,52	42,73	37,34	30,26	27,33	25,80	27,49
Na ₂ O	0,04	0,35	0,12	0,31	0,28	0,41	0,23	0,07	0,07	0,06	0,06
K ₂ O	0,38	0,08	0,12	2,80	0,60	0,86	0,25	0,01	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	1,47	4,30	1,90	1,10	2,20	3,00	6,00	3,10	1,90	2,73	3,90
п.п.п.	37,76	32,45	40,42	30,87	35,18	28,17	24,62	40,83	39,10	38,47	38,40
Сумма	98,17	96,98	99,04	99,32	99,65	99,57	97,34	99,67	94,66	91,15	94,75
CO ₂	37,62	32,01	40,15	28,16	34,43	27,72	23,76	40,04	39,82	36,60	37,95
S	н.о.	0,16	н.о.	н.о.	0,38	0,23	н.о.	0,21	0,62	н.о.	н.о.
F	0,2	0,45	0,22	0,39	0,29	0,31	0,39	0,34	0,08	н.о.	0,14
ppm											
Be	0,13	0,27	0,32	3,6	0,77	1,8	0,27	0,69	0,95	0,78	0,42
Sc	1,4	2,6	4,9	5,5	0,85	2,8	6,7	7,6	10,2	8,5	8,3
Ti	191	1001	135	2257	3235	4422	1579	88,61	125	91,1	120
V	21,5	82,0	9,5	37,9	104	154	174	37,6	22,7	23,4	25,8
Cr	1,1	0,8	2,1	1,2	1,7	1,4	1,1	13,8	3,0	2,2	17,8
Co	3,3	4,0	4,7	6,3	9,6	16,2	8,0	6,4	8,2	6,8	5,0
Ni	5,1	10,3	15,2	8,3	11,5	10,9	7,2	10,4	6,7	5,0	7,0
Cu	2,4	1,7	4,9	7,5	8,6	18,7	5,2	2,0	4,2	3,5	2,9
Zn	8,9	39,9	13,7	54,0	46,1	77,0	120	71,8	122	101	57,4
Rb	21,1	2,5	5,9	126,7	49,9	44,3	26,7	0,96	1,4	0,83	1,5
Sr	2682	7082	8677	6236	6424	5370	5226	7298	4135	3800	3394
Y	35,3	80,8	74,9	80,4	71,4	70,3	80,9	31,5	39,5	31,1	29,7
Zr	10,7	751	37,0	2083,4	59,6	231,0	370,3	8,9	14,7	23,2	2,6
Nb	242	15660	2502	5865	252	111	5429	1237	60,1	52,1	96,3
Ba	335	359	718	1924	790	551	344	73,76	197	177	107
La	158	374	265	204	245	255	365	594	14504	9969	14127
Ce	306	1535	595	535	523	558	1069	1194	27674	19200	22248

Окончание табл. 3

Номер пробы, мас. %	Кальцитовые			Кальцит-доломитовые					Анкеритовые		
	C411/25-34	2555	2050-119-121	2099-75-80	C-257	2096-257	2350	2098-679-675	2099-297-305	2099-1a	2098
Pr	34	110	57	58	52	58	93	107	2603	1667	1811
Nd	116	380	198	226	192	220	335	354	6002	4753	5219
Sm	17,5	65,9	33,7	45,4	33,9	40,5	60,1	50,0	381	308	388
Eu	4,9	17,9	10,2	13,7	10,4	12,0	16,4	12,1	63,8	52,6	70,0
Gd	6,8	35,7	25,7	33,6	26,9	31,8	41,3	30,2	160	125	165
Tb	1,2	5,5	3,6	4,7	3,6	4,1	5,3	3,4	19,5	15,4	18,9
Dy	7,3	23,5	17,2	23,0	17,1	18,1	23,1	10,4	60,0	15,9	21,7
Ho	1,3	3,7	3,1	4,0	3,0	3,0	3,7	1,4	2,6	1,9	2,2
Er	3,3	8,1	8,0	9,4	7,4	6,9	8,1	2,9	5,1	3,9	3,6
Tm	0,44	1,0	1,1	1,2	0,95	0,83	0,99	0,37	0,51	0,43	0,39
Yb	2,8	5,7	7,1	7,1	5,5	4,6	5,5	2,3	3,1	2,6	2,3
Lu	0,37	0,72	1,0	0,97	0,77	0,61	0,71	0,30	0,40	0,37	0,32
Hf	0,15	7,1	0,76	14,0	0,59	2,0	5,1	0,24	0,56	0,70	0,27
Ta	8,0	8,2	2,61	327,36	6,3	2,9	61,9	6,8	0,42	0,17	0,33
Pb	2,5	14,5	11,6	17,1	18,0	4,5	18,7	5,8	20,2	15,2	18,0
Th	1,4	134	42,42	211	12,2	20,9	251	17,2	213	114	86,3
U	32,39	1,5	0,71	186	1,8	4,5	2,3	4,9	0,33	0,28	0,43
Сумма РЗЭ	659	2567	1225	1166	1121	1213	2027	2363	51478	36115	44077

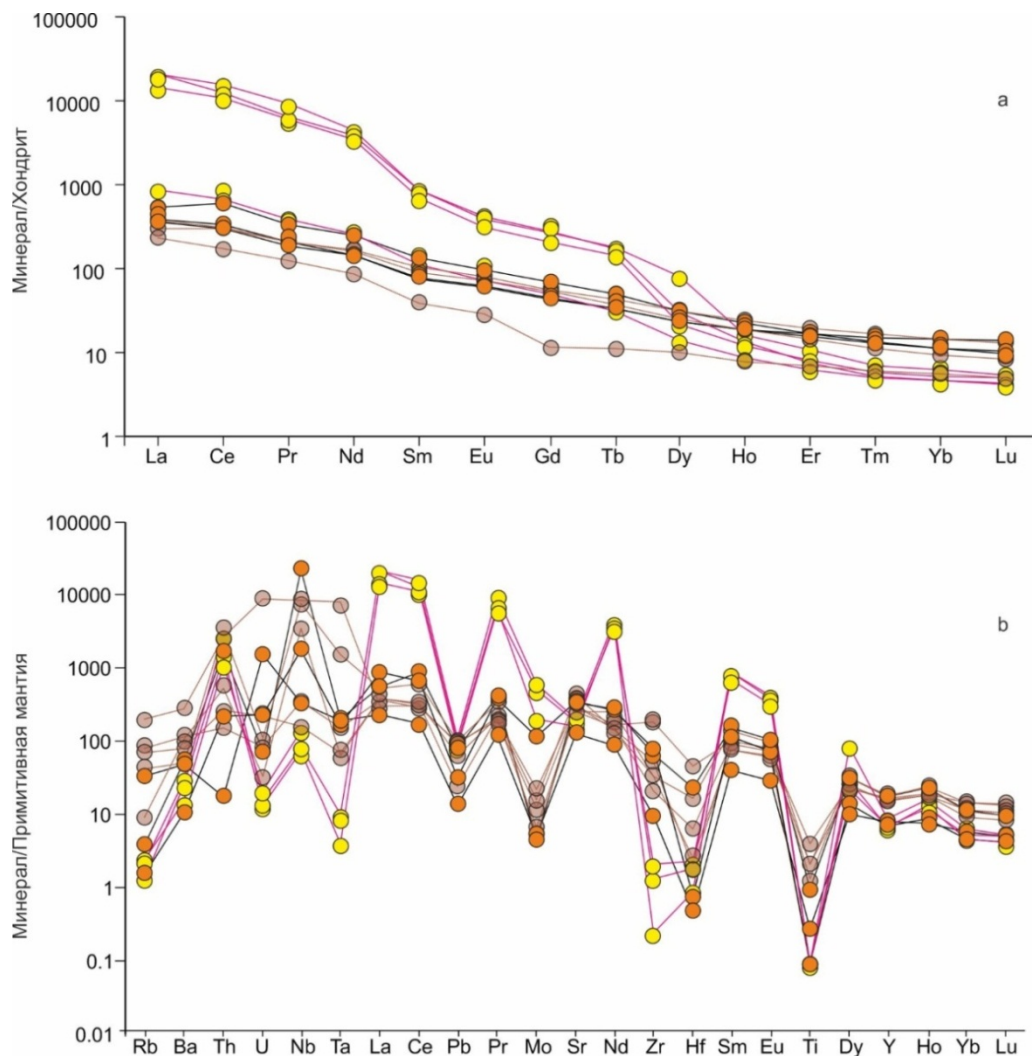


Рис. 8. Содержание РЗЭ (а) и редких (б) элементов в карбонатах Белозиминского массива
Данные по хондриту из [McDonough, Sun, 1995], по примитивной мантии из [Sun, McDonough, 1989].

Условные обозначения приведены на рис. 7

Fig. 8. Chondrite-normalized REE (a) and rare (b) plots in carbonatites of the Belaya Zima carbonatite complex
Chondritis data from [McDonough, Sun 1995]. primitive mantle data from [Sun, McDonough, 1989].
The legend is shown in fig. 7

Радиоогенные (Sr, Nd, Pb) изотопы

В большинстве разновидностей пород первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения колеблются в достаточно узком интервале 0,702672–0,703125 (табл. 4, рис. 9). Отличным значением первичного изотопного состава стронция от приведенного диапазона обладает один образец нефелинового сиенита (обр. 2095/325), при этом что он не характеризуется самым высоким от-

ношением $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в валовом составе и не подвержен интенсивными вторичными изменениями.

Первичные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения в породах варьируют в более широком интервале (см. табл. 4, рис. 9). Точка верхнего предела диапазона значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (I) соответствует мельтейгиту (обр. 0/150), а нижнего – нефелиновому сиениту (обр. 2095/325); последний характеризуется наиболее радиоогенным составом стронция.

Таблица 4

Результаты исследования Rb–Sr, Sm–Nd изотопных систем для пород Белозиминского массива

Table 4

The results of research of Rb–Sr, Sm–Nd isotopic systems for rocks of the of the Belaya Zima complex

Номер образца	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	T_{DM}	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I (Sr)	$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$
01-151	Мельтейгит	39,47	260	0,0918	$0,51245 \pm 3$	4,97	877	9,49	754	0,0364	$0,703234 \pm 3$	0,7029	–12,1
2092-761-763	Ийолит	9,46	35,39	0,1616	$0,512672 \pm 2$	3,56	1401	18,1	462	0,1133	$0,704101 \pm 3$	0,70306	–9,8
2050-119-121	Кальцитовый карбонатит	26,52	173	0,0928	$0,512432 \pm 2$	4,53	907	6,5	6757	0,0028	$0,702975 \pm 3$	0,70295	–11,4
2099-75-80	Кальцит-доломитовый карбонатит	24,94	141	0,1067	$0,512492 \pm 4$	4,56	939	134,7	4470	0,0872	$0,703731 \pm 3$	0,70293	–11,7
2098	Анкеритовый карбонатит	406	5108	0,0481	$0,512242 \pm 4$	4,5	837	0,78	2499	0,0009	$0,703133 \pm 3$	0,70312	–8,9
2099-287-305	Анкеритовый карбонатит	36,11	548	0,0398	$0,512225 \pm 3$	4,85	813	0,29	3234	0,0003	$0,702933 \pm 4$	0,70293	–11,7
2095-325	Нефелиновый сиенит	11,41	80,91	0,0852	$0,512329 \pm 2$	3,14	976	46,12	699	0,1908	$0,705962 \pm 3$	0,70421	6,5
C-1/135-144	Нефелиновый сиенит	2,92	18,65	0,0946	$0,512407 \pm 2$	3,9	953	143,2	499	0,8306	$0,710291 \pm 3$	0,70267	–15,3

Примечание. Начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ рассчитаны на 643 млн лет.

Note. The initial ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ are estimated at 643 Ma.

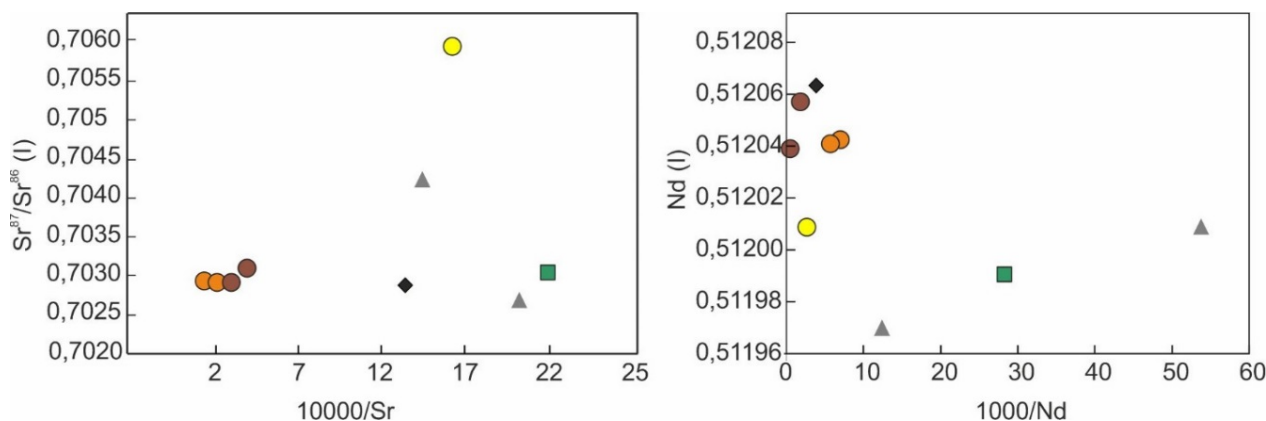


Рис. 9. Вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I) vs. 10000/Sr (a) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (I) vs. 1000/Nd (b) в породах комплекса Бelaya Зима
Условные обозначения приведены на рис. 3, 7

Fig. 9. Variations of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I) vs. 10000/Sr (a) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (I) vs. 1000/Nd (b) in the rocks of the Belaya Zima carbonatite complex

The legend is shown in fig. 3, 7

Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ варьируют с T (DM) модельным возрастом от 600 до 500 млн лет. Корреляция между значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и первичными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопными отношениями в породах комплекса

(рис. 10) указывает на общий умеренно деплетированный мантийный источник. Одновозрастные породы щелочных карбонатитовых массивов, расположенные по краю Сибирского кратона (Ал-

дан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян) характеризуются Sr–Nd изотопными значениями схожими с таковыми для пород Белой Зимы (см. рис. 10).

Измеренные $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в породах комплекса показывают значительные вариации, в части проб обладая аномальными значениями (рис. 11, табл. 5). Наиболее радиогенные составы

определены в кальцит-доломитовом карбонатите, обогащенном пироксеном и апатитом, и связаны с высокими концентрациями Th и U. На диаграмме (см. рис. 11) в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ все значения проанализированных образцов образуют единую линию и могут быть использованы для построения общей изохроны. Полученная изохрона отвечает возрасту 631 ± 11 млн лет.

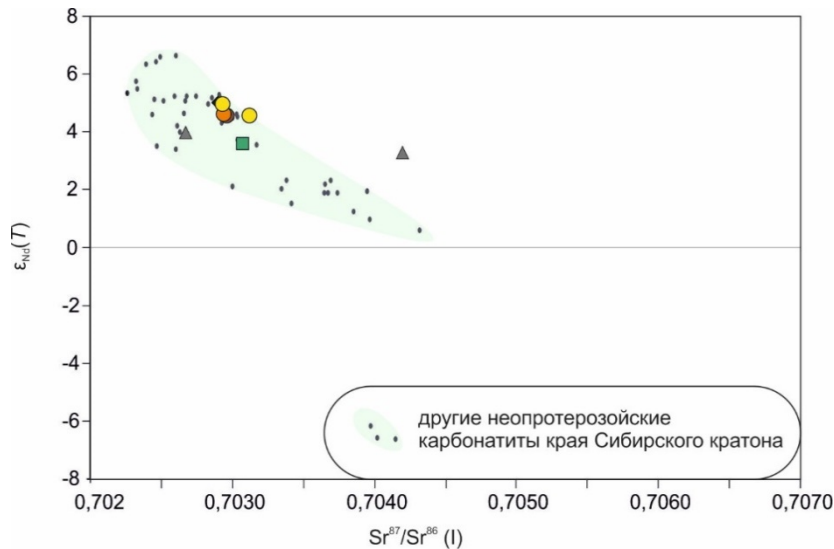


Рис. 10. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ значения для пород Белозиминского массива

На диаграмме для сравнения нанесены значения для неопротерозойских щелочных карбонатитовых комплексов, расположенных по краю Сибирского кратона [Morikiyo et al., 2000; Vladykin et al., 2005; Никифоров, Лыхин 2007, 2008; Врублевский и др. 2011; Doroshkevich et al., 2006, 2007]

Условные обозначения приведены на рис. 3, 7

Fig. 10. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ data for rocks of the Belaya Zima carbonatite complex

The comparison diagram shows the data for the Neoproterozoic alkaline carbonatite complexes located along the edge of the Siberian craton [Morikiyo et al., 2000; Vladykin et al., 2005; Nikiforov, Lykhin 2007, 2008; Vrublevsky et al., 2011; Doroshkevich et al., 2006, 2007]

The legend is shown in fig. 3, 7

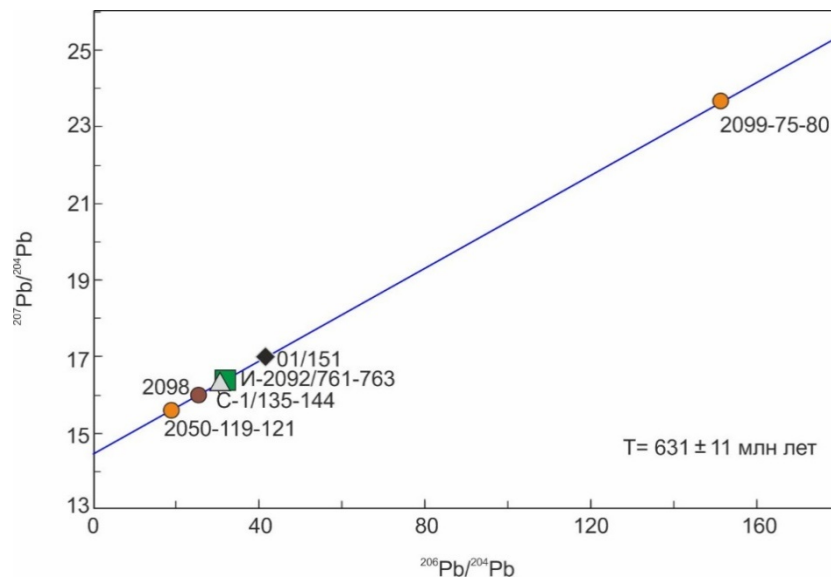


Рис. 11. Диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород Белозиминского массива

Условные обозначения приведены на рис. 3, 7

Fig. 11. The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ coordinates diagram for rocks of the Belaya Zima carbonatite complex

The legend is shown in fig. 3, 7

Таблица 5

Результаты исследования Pb–Pb изотопных систем для пород Белозиминского массива

Table 5

The results of the study of Pb–Pb isotope systems for rocks of the Belaya Zima complex

Номер образца	Порода	m, мг	I ^{206}Pb mV	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 sigma	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 sigma	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 sigma
01-151	Мельтейгит	0,18	10711	41,4716	0,0009	16,9759	0,0004	54,4899	0,0014
2092-761-763	Ййолит	0,18	2984	30,0934	0,0013	16,2799	0,0008	45,5747	0,0024
2099-75-80	Кальцит-доломитовый карбонатит	0,26	3363	151,2387	0,0028	23,6372	0,0004	81,0165	0,0016
C-1/135-144	Нефелиновый сиенит	0,21	6738	32,0893	0,0007	16,3845	0,0005	41,0004	0,0013
2050-119-121	Кальцитовый карбонатит	0,19	4280	18,7349	0,0004	15,5977	0,0004	47,3074	0,0013
2098	Анкеритовый карбонатит	0,26	5424	25,3672	0,0006	15,9718	0,0005	42,3962	0,0015

Примечание. Поправка на содержание холостого свинца не вводилась.

Note. No lead correction was entered.

Дискуссия

Возраст

Возраст 631 ± 11 млн лет, полученный по Pb/Pb изохроне для пород Белозиминского массива, можно интерпретировать как период его становления. Этот результат перекрывается с предыдущими возраст-

ными оценками (643 ± 3 млн лет [Ярмолук и др., 2005] и 645 ± 6 млн лет [Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019]) для пород массива (рис. 12). Время формирования интрузии ложится в интервал 700–600 млн лет значений образования щелочных карбонатитовых массивов, распложенных по краю Сибирского кратона (Алдан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян) (рис. 12).

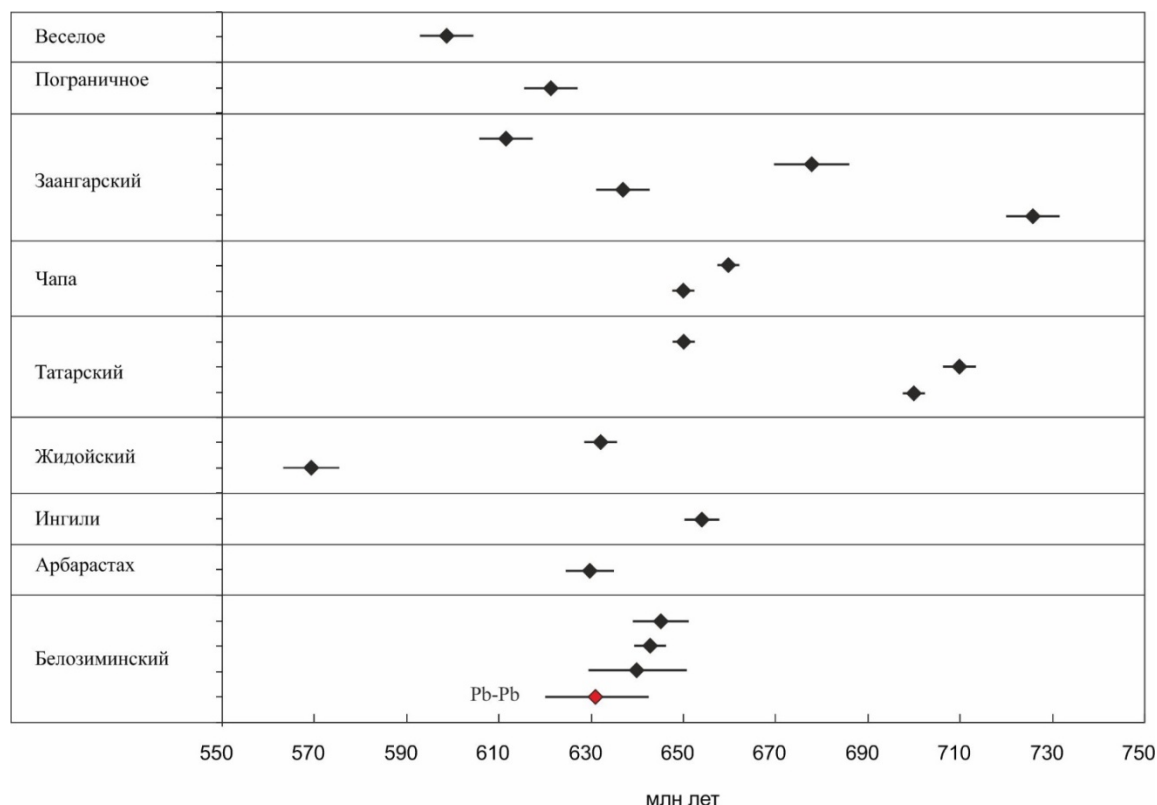


Рис. 12. Гистограмма возрастов для щелочных карбонатитовых массивов, распложенных по краю Сибирского кратона (Алдан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян)

Составлена с использованием данных: [Собаченко и др., 1986; Ярмолук и др., 2005; Рассказов и др., 2007; Верниковская и др., 2007; Рипп и др., 2009; Врублевский и др., 2011; Государственная..., 2016; Morikiyo et al., 2000; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019]

Fig. 12. The age's histogram of alkaline carbonatite massifs located along the edge of the Siberian Craton (Aldan-Stanovoi Shield, Yenisei Ridge, East Sayan)

Compiled using data from [Sobachenko et al., 1986; Yarmolyuk et al., 2005; Rasskazov et al., 2007; Vernikovskaya et al., 2007; Ripp et al., 2009; Vrublevsky et al., 2011; Gosudarstvennaya..., 2016; Morikiyo et al., 2000; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019]

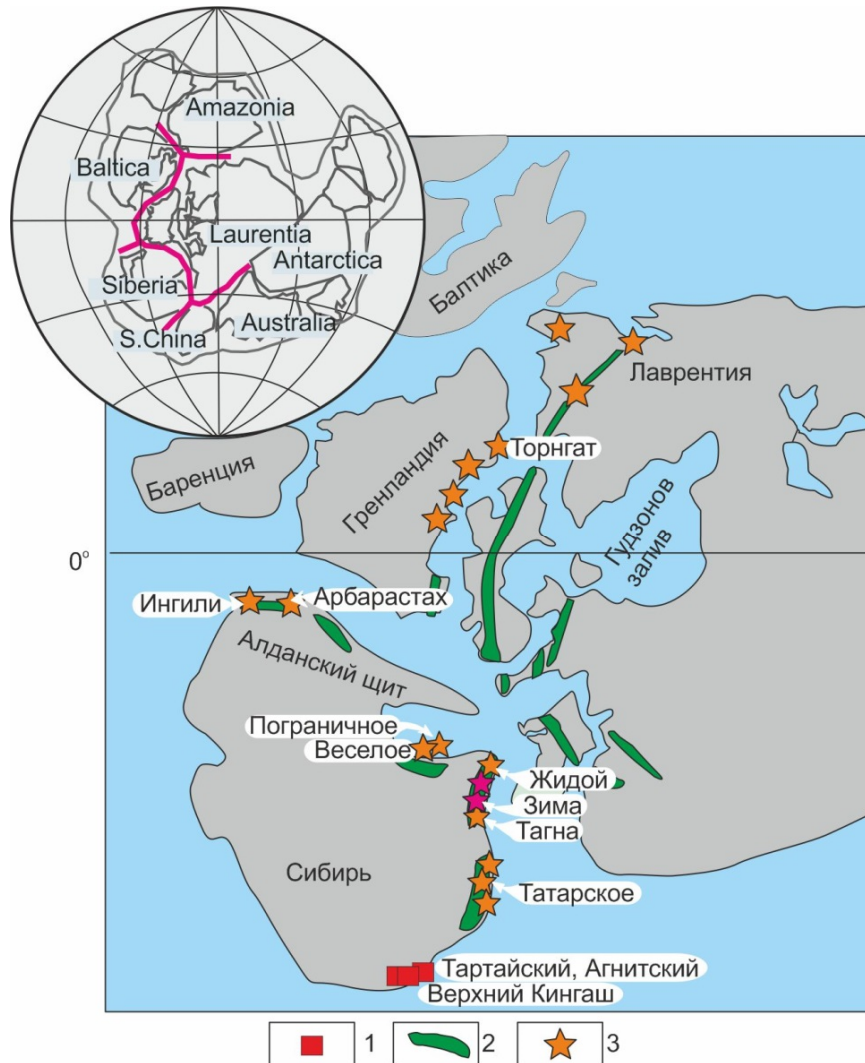


Рис. 13. Распад Родинии (~ 700–600 млн лет) и ассоциирующие с расколом проявления щелочного и ультраосновного-основного магматизма [Ярмолук и др., 2005]

1 – магматические проявления (ультрамафит-мафитовые массивы, 712–720 млн лет); 2 – грабены и дайковые пояса; 3 – щелочные комплексы с карбонатитами (540–680 млн лет)

Fig. 13. The decay of Rodinia (~ 700–600 Ma) and the manifestations of alkaline and ultrabasic-basic magmatism associated with destruction [Yarmolyuk et al., 2005]

1 – ultramafic-mafic plutons (712–720 Ma); 2 – grabens and dyke belts; 3 – alkaline complexes with carbonatites (540–680 Ma)

Согласно представлениям ряда исследователей [Ярмолук, Коваленко, 2001; Ярмолук и др., 2005; Ножкин и др., 2008], развитие неопротерозойского щелочного магматизма на окраине Сибирского кратона было связано с деятельностью суперплюма, вызвавшего распад лавразийской части Родинии и раскрытие Палеоазиатского океана (рис. 13). Наряду с щелочным магматизмом в качестве индикаторов распада рассматриваются дайковые пояса Саяно-Байкальского региона (780–740 млн лет) [Sklyarov et al., 2003; Гладкочуб и др., 2007], бимодальный магматизм и гранитообразование Енисейского кряжа и Олоkitской зоны Байкальской складчатой области (700–727 млн лет) [Рыцк и др., 2002; Ножкин и др., 2008].

Источники вещества

Полученные Sr–Nd изотопные данные для пород массива Белая Зима показывают, что их источники отвечают относительно неоднородному резервуару с умеренно деплетированными изотопными характеристиками. Наблюдаемые вариации изотопного состава Sr и Nd пород могут быть связаны с коровой контаминацией расплавов или неоднородностью их источника. Вариант коровой контаминации выглядит маловероятным. С одной стороны, высокие концентрации стронция и РЗЭ в породах массива по сравнению с вмещающими породами [Рассказов, 2007] не предполагают возможности проявления изотопной гетерогенности. С другой стороны, совместимость изотопных данных

Pb с изохроной указывает на то, что взаимодействие между первичными магмами и корой во время внедрения не привело к сколько-нибудь значительному изменению изотопного состава Pb между различными интрузивными фазами массива. Подтверждением этого также являются отрицательная аномалия свинца на графиках редких элементов пород, нормированных к хондриту, высокие Ce/Pb отношения, а также опубликованные данные по изотопному составу кислорода [Doroshkevich et al., 2016].

Вариант изначальной изотопной гетерогенности источника пород Белой Зимы представляется приемлемым и вполне согласуется с распространенной точкой зрения, согласно которой непосредственно перед плавлением деплетированный мантийный субстрат подвергался активной метасоматической проработке и привносу вещества, обогащенного летучими компонентами и редкими элементами [Когарко и др., 1999; Андреева и др., 2007].

Высокое содержание несовместимых элементов в породах Белозиминского массива (Sr и Nb, La/Sm отношение), присутствие карбонатитов свидетельствуют о пользе того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Андреева с соавт. [Андреева и др., 2007] на основании изучения стекол расплавных включений в минералах из ийолитов Белой Зимы пришли к выводу о карбонатном составе метасоматического мантийного компонента.

Высокое Gd/Yb отношение в породах указывает на то, что первичные расплавы были сформированы из гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления. Низкие содержания Rb, K и Pb по сравнению с HFSE и LREE позволяют полагать, что в первичных расплавах элементы буферировались флогопитом в процессе плавления.

Стоит отметить, что породы неопротерозойских щелочных карбонатитовых массивов, расположенные по краю Сибирского кратона (Алдано-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян), характеризуются схожими с породами Белой Зимы Sr–Nd изотопными значениями [Morikiyo et al., 2000; Владыкин, 2005; Doroshkevich et al., 2006, 2007; Никифоров, Лыхин 2007, 2008; Врублевский и др., 2011, 2012]. Это позволяет предполагать, что первичные магмы для пород вышеперечисленных комплексов были сформированы из единого умеренно деплетированного мантийного источника, расположенного под Сибирским кратоном. Ряд исследователей связывают образование массивов щелочных пород с деятельностью суперплюма [Ярмлюк и др., 2005; Ножкин и др., 2008]. Эту точку зрения трудно аргументировать в данной работе, учитывая локальное размещение комплексов. Тем не менее можно предполагать, что карбонатный (или карбонатно-силикатный) метасоматический агент высвобождался из рециклированной океанической коры головки

плюма, взаимодействуя с литосферным мантийным материалом (гарцбургитом). Это предположение согласуется с исследованием изотопного состава кислорода в минералах Белой Зимы [Doroshkevich et al., 2016], которое показало, что первичные расплавы характеризовались низкими $\delta^{18}\text{O}$ и могли быть связаны с метасоматическими агентами, выделяющимися из субдуцированной гидротермально-измененной коры с низким $\delta^{18}\text{O}$.

Соболев с соавт. [Соболев и др., 2009] предложили схожую модель формирования первичных магм для триасовых меймечитов и щелочных пород провинции Маймеча-Коту, которые рассматриваются как продукты деятельности Сибирского мантийного суперплюма.

Эволюция расплавов

Имеющиеся на сегодняшний день многочисленные петрологические и экспериментальные данные (см., напр.: [Le Bas, 1987; Veksler et al., 1998; Арзамасцев, Арзамасцева, 2013 и др.]) свидетельствуют, что кристаллизационная дифференциация первичной оливин-меланефелинитовой магмы является главным процессом, ответственным за образование щелочно-ультраосновных – основных серий в щелочных карбонатитовых комплексах мира. Андреева с соавт. [Андреева и др., 2004, 2007] на основании изучения расплавных включений в минералах щелочных ультраосновных пород Белой Зимы оценили состав родоначальных расплавов и пришли к выводу, что они соответствуют недосыщенным кремнекислотой высококальциевым расплавам (меланефелинитового (?) состава), обогащенным щелочами, редкими и летучими компонентами.

Магнезиальность мельтейгитов Белой Зимы, свидетельствующая в пользу наименьшей степени дифференцированности по отношению к другим разновидностям пород комплекса, тем не менее, наряду с низкими концентрациями никеля и хрома пород, подтверждает факт завершившейся кристаллизации оливина. Согласно исследованиям плавкости системы нефелин–диопсид–титанит [Veksler, Tepteleev, 1990], после кристаллизации оливина меланефелинитовый расплав будет эволюционировать в сторону диопсид-перовскитовой котектики. Ранняя кристаллизация перовскита в мельтейгитах Белой Зимы привела к обеднению остаточного расплава P3Э и Nb и кристаллизации P3Э-деплетированных ийолитов и нефелиновых сиенитов. Апатит также может быть важной фазой в контроле P3Э, поскольку его количество в мельтейгитах достигает 3%, а имеющиеся экспериментальные данные по коэффициентам распределения P3Э между минералом и силикатным расплавом выше единицы [Prowatke, Klemme, 2006; Watson, Green, 1981]. Рассмотренные особенности кристаллизации расплавов Белой Зимы схематически изображены на рис. 14, а, б.

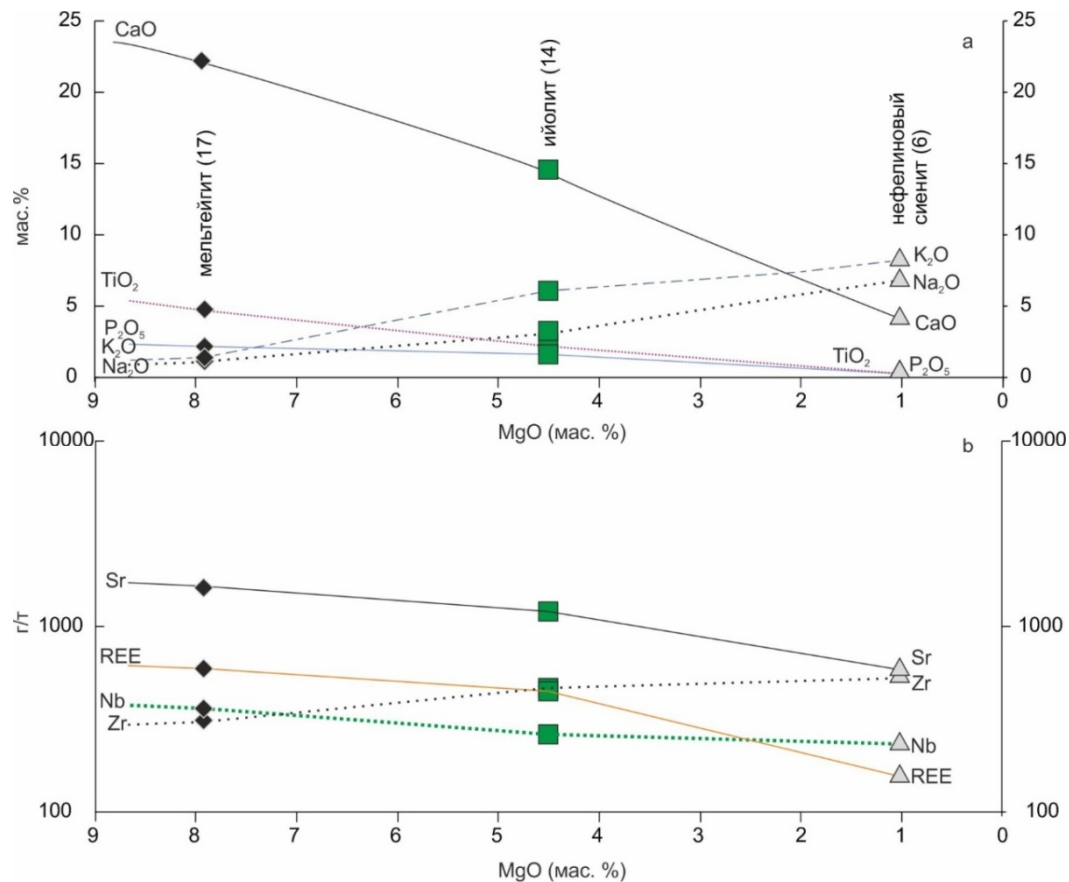


Рис. 14. Изменение содержаний некоторых основных компонентов и элементов примесей при кристаллизации щелочных силикатных расплавов карбонатитового комплекса Белая Зима

a: ось ординат – средние концентрации оксидов в основных разновидностях щелочных силикатных пород Белой Зимы; b: ось ординат – средние концентрации редких и редкоземельных элементов. Условные обозначения приведены на рис. 2. В скобках указано количество анализов.

Fig. 14. Content changes in the of some of the main components and elements of impurities during crystallization of alkaline silicate melts of the Belaya Zima carbonatite complex

a: the ordinate axis is the average concentration of oxides in the main varieties of alkaline silicate rocks of the Belaya Zima carbonatite complex; b: the ordinate axis is the average concentration of rare and rare earth elements. The legend is shown in fig. 2. The number of analyzes is indicated in parentheses

Подобное поведение РЗЭ с понижением их количества к поздним сиенитам отмечается во многих щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексах (например, Олдоинью-Ленгаи [Dawson et al., 1995], массивы Кольской щелочной провинции [Арзамасцев, Арзамасцева, 2013], породы провинции Маймеча-Котуй [Егоров, 1991 и др.].

Карбонатиты Белой Зимы эволюционировали от ранних кальцитовых к доломитовым и анкеритовым. Наиболее высокие концентрации Nb и Zr отмечены в кальцитовом карбонатите, а анкеритовые обогащены РЗЭ. Высокие содержания Nb–Ta и Zr–Hf в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах, по сравнению с анкеритовыми разностями, объясняются ранней кристаллизацией пироклора и цирконолита. Высокие содержания лантаноидов в анкеритовых карбонатитах объясняется наличием карбонатов редкоземельных

элементов и монацита. В меньшей степени РЗЭ концентрируются в анкерите и доломите. Поведение РЗЭ и редких элементов при эволюции карбонатитов отразилось и на составе минералов карбонатитов: пироклора, амфибола, апатита и др. [Doroshkevich et al., 2017].

Выводы

Возраст 631 ± 11 млн лет, полученный по Pb/Pb изохроне для пород Белозиминского массива согласуется с предыдущими возрастными оценками и ложится в интервал значений образования щелочных карбонатитовых массивов, расположенных по краю Сибирского кратона.

Изотопно-геохимические данные для пород комплекса Белая Зима показали, что первичные расплавы формировались из гетерогенного умеренно де-

плетированного мантийного источника. Вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Первичные расплавы пород были сформированы из гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления.

Поведение основных петрогенных и редких элементов в щелочных силикатных породах можно объяснить процессом кристаллизационной дифференциации. Для пород характерна ранняя кристаллизация перовскита, являющегося главным концентратом REE, Nb, что приводило к обеднению этими элементами ийолитов и щелочных сиенитов.

Минералого-петрографические исследования состава пород выполнены в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ. Работа выполнена в рамках программ фундаментальных исследований ГИН СО РАН (базовый проект IX.129.1.2., № гос. рег. АААА-А16-116122110027-2) и ИГМ СО РАН (0330-2019-0002). Геохимические исследования пород (Sr–Nd–Pb изотопный и редко-элементный состав пород) выполнены за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 19-17-00019).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева И.А. Карбонатитовые расплавы в оливине и магнетите из редкометальных карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455, № 3. С. 562–566.
- Андреева И.А., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н. Химический состав магмы (расплавных включений) мелилитсодержащего нефелинита карбонатитового комплекса Белая Зима, Восточный Саян // Доклады Академии наук. 2004. Т. 394, № 4. С. 518–522.
- Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононкова Н.Н. Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного комплекса Белая Зима, Восточный Саян // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 594–619.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 2 (3). С. 277–308.
- Багдасаров Ю.А. О типах тантало-ниобиевых руд и некоторых особенностях их размещения в карбонатитах // Геология рудных месторождений. 1974. Т. 16, № 5. С. 15–24.
- Багдасаров Ю.А. Редкометальный рудный потенциал магматических и гидротермально-метасоматических карбонатитов // Геология рудных месторождений. 1994. № 4. С. 326–335.
- Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н. Новые данные К–Аг-возраста ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов Восточного Саяна и некоторые вопросы их образования // Доклады Академии наук СССР. 1980. Т. 254, № 1. С. 171–175.
- Березина Л.А. Геохимия радиоактивных элементов в редкометальных карбонатитовых комплексах (на примере одного из массивов Сибири) // Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1972. С. 154–174.
- Бородин Л.С., Капустин Ю.Л. Бербанкит первая находка в СССР // Доклады Академии наук СССР. 1962. Т. 147, № 2. С. 462–465.
- Булах А.Г., Иваников В.В. Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1984. 244 с.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48 (1). С. 5–21.
- Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы / ред. Н.В. Владыкин. Иркутск, 2005. С. 13–30.
- Врублевский В.В., Ревирдатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А. Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, центральная Сибирь: $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ – геохронология пенчугинского комплекса // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437, вып. 4. С. 514–519.
- Врублевский В.В., Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Колмаков Ю.В. Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов южного Заангарья, Енисейский Кряж // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320, № 1. С. 63–70.
- Гайдукова В.С., Здорик Т.Б. Минералы редких элементов в карбонатитах // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 86–117.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48 (1). С. 22–41.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Алдано-Забайкальская. Лист О-52 – Томмот. СПб., 2016.
- Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра, 1991. 260 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 2. 334 с.
- Когарко Л.Н., Хендерсон М., Фоланд К. Эволюция и изотопные источники Гулинского ультраосновного щелочного массива (Полярная Сибирь) // Доклады Академии наук. 1999. Т. 364, № 2. С. 235–237.
- Никифоров А.В., Лыхин А.В. Геохимия изотопов Sr и Nd в породах щелочно-ультраосновных массивов Восточно-Саянской провинции // Семинар «Геохимия щелочных пород» школы «Щелочной магматизм Земли». 2008. С. 24–27.
- Никифоров А.В., Лыхин Д.А. Источники рудных компонентов в породах щелочноультраосновных массивов Восточно-Саянской провинции: на основе изучения изотопного состава Sr и Nd // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2007. Вып. 5. С. 24–26.

- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.** Неопротерозойский рифтогенный и внутритропный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49 (7). С. 666–688.
- Панина Л.И., Подгорных Н.М.** Включения расплавов в минералах карбонатитов Белозиминского массива // Доклады Академии наук СССР. 1975. Т. 233, № 6. С. 1447–1450.
- Панина Л.И., Подгорных Н.М.** Температуры кристаллизации минералов в карбонатитах щелочно-ультраосновных комплексов // Проблемы глубинного магматизма. М. : Наука, 1979. С. 222–230.
- Пожарицкая Л.К.** Минералого-петрографические особенности карбонатитов // Геологические месторождения редких элементов. 1962. Вып. 17. С. 70–86.
- Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С.** Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М. : Наука, 1972. 268 с.
- Рассказов С.В., Ильясова А.М., Конев А.А., Ясныгина Т.А., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Демонтерова Е.И., Саранина Е.В.** Геохимическая эволюция Задойского щелочно-ультраосновного массива Присяня, юг Сибири // Геохимия. 2007. № 1. С. 3–18.
- Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.** Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17, № 1. С. 79–96.
- Рыцк Е.В., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Манеев А.Ф., Рилс Г.В.** Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
- Собаченко В.С., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А.** Рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов Татарско-Пенченгинской зоны (Енисейский кряж) // Доклады Академии наук СССР. 1986. Т. 287, Вып. 5. С. 1220–1224.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 (12). С. 1293–1334.
- Сомина М.Я.** Доломитовые и анкеритовые карбонатиты Восточной Сибири. М. : Недра, 1975. 191 с.
- Субботин В.В., Субботина Г.Ф.** Минералы группы пироклора в фоскоритах и карбонатитах кольского полуострова // Вестник МГТУ Станкин. 2000. Т. 3, № 2. С. 273–284.
- Фролов А.А.** Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М. : Недра, 1975. 161 с.
- Фролов А.А., Толстов А.Р., Белов С.В.** Карбонатитовые месторождения России. М. : НИИ Природа, 2003. 287 с.
- Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.** Распределение редкоземельных элементов в минералах из пород щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) // Геодинамика и минерагения северной и центральной Азии : V Всерос. науч.-практ. конф. 2017. С. 367–369.
- Чернышева Е.А., Конусова В.В., Смирнова Е.В., Чувашова Л.А.** Редкоземельные элементы в плутонической и дайковой сериях щелочных пород Нижнесаянского карбонатитового комплекса // Геохимия. 1994. № 11. С. 1591–1610.
- Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г., Хромова Е.А.** Nb-Fe-минералы группы цирконолита в кальцитовых карбонатитах Белозиминского массива (Восточный Саян) // Минералогия. 2016. № 4. С. 3–18.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Доклады Академии наук. 2001. Т. 379, № 1. С. 94–98.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.** Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.
- Andersen T., Taylor P.N.** Pb isotope geochemistry of the Fen carbonatite complex, S.E. Norway: Age and petrogenetic implications // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 209–215.
- Bell K.** Carbonatites: Relationships to mantle-plume activity // Geol. Soc. Amer. Spec. 2001. Paper 352. P. 267–290.
- Çimen O., Kuebler C., Simonetti S.S., Corcoran L., Mitchell R., Simonetti A.** Combined boron, radiogenic (Nd, Pb, Sr), stable (C, O) isotopic and geochemical investigations of carbonatites from the Blue River Region, British Columbia (Canada): Implications for mantle sources and recycling of crustal carbon Show affiliations // Chemical Geology. 2019. № 529. P. 119–240. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2019.07.015
- Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M.** Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania // Journal of Petrology. 1995. V. 36, № 3. P. 797–826. DOI: 10.1093/petrology/36.3.797
- Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladyskin N.V.** Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 26. P. 81–96. DOI: 10.1016/j.jseas.2015.11.011
- Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Klemd R., Khromova E.A., Izbrodin I.A.** Trace-element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation // Lithos. 2017. V. 284. P. 91–108. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.04.003
- Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S.** Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible 29 Cr-rich mantle xenoliths // Mineralogy and Petrology. 2007. V. 90. P. 19–49.
- Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S.** Magmatic graphite in dolomite carbonatite at Pogranichnoe, North Transbaikalia, Russia // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 153. P. 339–353. DOI: 10.1007/s00410-006-0150-z
- Khromova E.A., Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Izbrodin I.A.** Compositional Evolution of Pyrochlore-Group Minerals in Carbonatites of the Belaya Zima Pluton, Eastern Sayan // Geology of Ore Deposit. 2017. № 8. P. 752–764. DOI: 10.1134/S1075701517080037
- Kwon S.T., Tilton G.R., Grünenfelder M.H.** Lead isotope relationships in carbonatites and alkalic complexes: an overview // Carbonatites: Genesis and Evolution / K. Bell (ed.). London : Unwin Hyman, 1989. P. 360–387.
- Le Bas M.J.** Nephelinites and carbonatites // Alkaline Igneous Rocks / J.G. Fitton and B.G.J. Upton (eds.) // Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. № 30. P. 53–83. DOI: 10.1144/GSL.SP.1987.030.01.05
- McDonough W.F., Sun S.-s.** The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

- Morikiyo T., Takano K., Miyazaki T., Kagami H., Vladyskin N.V.** Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatite and per-alkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: evidence for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region // *Jour. Mineral. Petrol. Sci.* 2000. V. 95/ P. 162–172. DOI: 10.2465/jmps.95.162
- Prowatke S., Klemme S.** Trace element partitioning between apatite and silicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2006. V. 70. P. 4513–4527.
- Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V.** Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // *Lithos.* 2019. V. 338. P. 141–154. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.03.032
- Savatenkov V.M., Morozova I.M., Levsky L.K.** Behavior of the Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, and U-Pb isotopic systems during alkaline metasomatism: Fenites in the outer-contact zone of an ultramafic-alkaline intrusion // *Geochemistry International.* 2004. V. 42 (10). P. 899–920.
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A.** Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Prec. Res.* 2003. V. 22. P. 359–377. DOI: 10.1016/S0301-9268(02)00219-X
- Sun S.-s., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Veksler I.V., Nielsen T.F., Sokolov S.V.** Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 2015–2031. DOI: 10.1093/ptro/39.11-12.2015
- Veksler I.V., Tepteleev M.P.** Conditions for crystallization and concentration of perovskite-type minerals in alkaline magmas // *Lithos.* 1990. V. 26, № 1/2. P. 177–189. DOI: 10.1016/0024-4937(90)90047-5
- Vladyskin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T.** Geochemistry of Sr and Nd isotopes in 19 carbonatites of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // *Problems of sources of deep magmatism and plumes. Petropavlovsk-Kamchatsky–Irkutsk.* 2005. P. 19–35.
- Watson E.B., Green T.H.** Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium // *Earth and Planetary Science Letters.* 1981. V. 56. P. 405–421.
- Woolley A.R., Kempe D.R.C.** Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution // *Carbonatites: genesis and evolution.* London, 1989. P. 1–46.

Авторы:

Хромова Елена Александровна, младший научный сотрудник, лаборатория инструментальных методов анализа, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: lena.khromova.00@mail.ru

Дорошкевич Анна Геннадьевна, доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией рудоносности щелочного магматизма, Институт геологии и минералогии им. И.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Избродин Иван Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией петрологии, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: izbrodin@ginst.ru

Geosphere Research, 2020, 1, 33–55. DOI: 10.17223/25421379/14/3

E.A. Khromova¹, A.G. Doroshkevich^{1,2}, I.A. Izbrodin¹

¹ *Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

² *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

GEOCHEMICAL AND Sr-Nd-Pb ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF ALKALINE ROCKS AND CARBONATITE OF THE BELAYA ZIMA MASSIF (EASTERN SAYAN)

Belaya Zima alkaline carbonatite complex (East Sayan, Russia) is a multiphase intrusion of the central type. The carbonatite stock is exposed in the central part of the complex, which is composed of different mineralized carbonatite. Alkaline silicate rocks form ring-shaped bodies surrounding the central carbonatite and are represented by melteigites and ijolites, dyke-shaped bodies of alkaline syenites.

The article presents the results of Pb/Pb dating, petrological and geochemical studies, including radiogenic (Nd, Pb and Sr) isotopic data.

The age value of 631 ± 11 Ma, obtained from the Pb/Pb isochron line for all rocks of intrusion, is consistent with the previous age determinations [643 ± 3 Ma, Yarmolyuk et al. 2005 and 645 ± 6 Ma, Doroshkevich et al., 2016; 645 ± 6 Ma, Salnikova et al., 2019]. The age is in the range of 700–600 Ma, the interval of the formation of alkaline carbonatite complexes located along the edge of the Siberian craton (Aldan-Stanovoy shield, Yenisei Ridge, East Sayan). Emplacement of the complexes is associated with the final stage of the break-up of the Rodinia supercontinent [Yarmolyuk et al., 2005].

Melteigites are more magnesium (Mg # = 28–35) in comparison with ijolites (Mg # = 24–30) and alkaline syenites (Mg # = 15–29), which proves the lowest degree of differentiation of the former. The low total Mg # of the Belaya Zima alkaline silicate rocks, their low nickel and chromium concentrations confirm the fact that olivine crystallization has completed. Early crystallization of perovskite in melteigites led to depletion of the residual melt in REEs and Nb and formation of REE-depleted ijolites and nepheline syenites.

There are the evolution trend of HFSE and REEs from early calcite carbonatite to calcite-dolomite and ankerite carbonatites. The calcite and calcite-dolomite carbonatites have the highest contents of Nb-Ta and Zr-Hf and reflect the early crystallization of pyrochlore and zirconolite. Late ankerite carbonatites are enriched in REEs in comparison with calcite and calcite-dolomite carbonatites, are REEs are concentrated in rare earth carbonates and monazite (Ce).

Isotopic data ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.702672\text{--}0.703125$ and $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = 3.14\text{--}4.97$) for rocks of the Belaya Zima complex indicate that primary melts were formed from a heterogeneous, moderately depleted mantle source. The high concentration of incompatible elements in the rocks (Sr and Nb, La/Sm ratio), the presence of carbonatites in the complex indicate that the possible mantle metasomatic agent had a carbonate initial composition. This conclusion is confirmed by the results of melt inclusions study in minerals from the Belaya Zima ijolites [Andreeva et al., 2007]. A high Gd/Yb ratio (up to 7) in the rocks indicates that they were derivatives of primary melts formed by low degree of partial melting of a garnet-bearing source.

Keywords: Belaya Zima massif, carbonatites, alkaline silicate rocks, trace elements, Sr–Nd isotopic data, mantle source, Pb/Pb age, breakup of the Rodinia supercontinent.

REFERENCES

- Andreeva I.A. Carbonatitic melts in olivine and magnetite from rare-metal carbonatite of the Belaya Zima alkaline carbonatite complex (East Sayan, Russia) // *Doklady Earth Sciences*. 2014. V. 455. № 23. pp. 436–440.
- Andreeva I.A., Kovalenko V.I., Kononkova N.N. Chemical composition of magma (melt inclusions) of melilite-bearing nephelinite from the Belaya Zima Carbonatite Complex, Eastern Sayan // *Doklady Earth Sciences*. 2004. V. 394. № 1. pp. 116–119.
- Andreeva I.A., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Kononkova N.N. Compositions of magmas, formation conditions, and genesis of carbonate-bearing ijolites and carbonatites of the Belaya Zima alkaline carbonatite complex, Eastern Sayan // *Petrology*. 2007. V. 15. № 6. pp. 551–574.
- Arzamastsev A.A., Arzamastseva L.V. Geochemical indicators of the evolution of the ultrabasic-alkaline series of Paleozoic massifs of the Fennoscandian shield // *Petrology*. 2013. V. 21. pp. 249–279. Doi: 10.1134/S0869591113020021
- Bagdasarov Y.A. *O tipah tantalo-niobievykh rud i nekotorykh osobennostyakh ih razmeshheniya v karbonatitakh* [Types of tantalum-niobium ores and some features of their placement in carbonatites] // *Geology of Ore Deposit*. 1974. V. 16. № 5. pp. 15–24. In Russian
- Bagdasarov Y.A. *Redkometal'nyy rudnyy potencial magmaticheskikh i gidrotermal'no-metasomaticheskikh karbonatitov* [Rare-metal ore potential of magmatic and hydrothermal-metasomatic carbonatites] // *Geology of Ore Deposit*. 1994. № 4. pp. 326–335. In Russian
- Bagdasarov Y.A., Voronovsky S.N. *Novye dannye K–Ar-vozrasta ul'traosnovnykh - shhelochnykh karbonatitovykh kompleksov Vostochnogo Sajana i nekotorye voprosy ih obrazovaniya* [New K–Ar dating of ultrabasic-alkaline carbonatite massifs of the East Sayan and some questions of their formation] // *Doklady Sci. USSR*. 1980. V. 254. № 1. pp. 171–175. In Russian
- Berezina L.A. *Geokhimiya radioaktivnykh jelementov v redkometal'nykh karbonatitovykh kompleksakh (na primere odnogo iz massivov Sibiri)* [Geochemistry of radioactive elements in the rare-metal carbonatite complexes (on example of a massif in Siberia)] // *Geologiya mestorozhdenij redkikh jelementov*. Moscow: Nedra. 1972. pp. 154–174. In Russian
- Borodin L.S., Kapustin Ju.L. *Berbankit pervaja nahodka v USSR* [The first discovery of Burbankite in the USSR] // *Doklady Sci. USSR*. 1962. V. 147. № 2. pp. 462–465. In Russian
- Bulakh A.G., Ivanikov V.V. *Problemy mineralogii i petrologii karbonatitov* [Problems of mineralogy and petrology of carbonatites]. Leningrad: Izd-vo LGU, 1984. 244 p. In Russian
- Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Travin A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wingate M.T.D. A-type leucogranite magmatism in the evolution of continental crust on the western margin of the Siberian craton // *Russian Geology and Geophysics*. 2007. V. 1. P. 3–16.
- Vladykin N.V. Geochemistry of Sr and Nd isotopes in carbonatites of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // *Problems of sources of deep magmatism and plumes* (red. N.V. Vladykin). Irkutsk, 2005. pp. 19–38.
- Vrublevskii V.V., Reverdatto V.V., Izokh A.E., Gertner I.F., Yudin D.S., Tishin P.A. Neoproterozoic carbonatite magmatism of the Yenisei Ridge, Central Siberia: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Penchenga rock complex] // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 437. № 2. pp. 443–448.
- Vrublevskii V.V., Sazonov A.M., Gertner I.F., Tishin P.A., Kolmakov Ju.V. *Geokhronologiya i magmaticheskie istochniki shhelochnykh porod i karbonatitov juzhnogo Zaangar'ja, Enisejskij Krjazh* [Geochronology and magmatic sources of alkaline rocks and carbonatites of the southern Zaangarya, Yenisei Ridge] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. 2012. V. 320. № 1. pp. 63–70. In Russian
- Gaidukova V.S., Zdorik T.B. *Mineraly redkikh jelementov v karbonatitakh* [Minerals of rare elements in carbonatites] // *Geologiya mestorozhdenij redkikh jelementov*. Moscow: Gosgeoltekhizdat. 1962. pp. 86–117. In Russian
- Gladkochub D.P., Donckaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V., Ponomapchuk V.A. Signature of Precambrian extension events in the southern Siberian craton // *Russian Geology and Geophysics*. 2007. V. 48(1). pp. 17–31. Doi: 10.1016/j.rgg.2006.12.001
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Ros-siyskoy Federatsii* [State geological map of the Russian Federation]. Scale 1:1000000 (third generation). Series Aldan-Transbaikal. Sheet № O-52 – Tommot. St.-Petersburg: Cartographic factory VSEGEI. 2016. In Russian
- Egorov L.S. *Ijolit-karbonatitovyj plutonizm* [Ijolite-carbonatite plutonism]. Leningrad: Nedra, 1991. 260 p. In Russian
- Zonenshajn L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. *Tektonika litosfernykh plit territorii USSR* [Tectonics of lithospheric plates on the territory of the USSR] T. 2. Moscow: Nedra, 1990. 334 p. In Russian
- Kogarko L. N., Henderson M., Foland K. The Guli ultrabasic alkaline massif in polar Siberia: evolution and isotope sources // *Doklady Earth Sciences*. 1999. V. 364. pp. 88–90.
- Nikiforov A.V., Lyhin A.V. *Geokhimiya izotopov Sr i Nd v porodah shhelochno-ul'traosnovnykh massivov Vostochno-Sajanskoy provincii* [Geochemistry of Sr and Nd isotopes in rocks of alkaline-ultrabasic massifs of the Eastern Sayan province] // *Seminar "Geokhimiya alkali rock"*. 2008. pp. 24–27. In Russian
- Nikiforov A.V., Lyhin D.A. *Istochniki rudnykh komponentov v porodah shhelochnoul'traosnovnykh massivov Vostochno-Sajanskoy provincii: na osnove izuchenija izotopnogo sostava Sr i Nd* [Sources of ore components in the rocks of the alkaline-ultrabasic massifs of

- the Eastern Sayan province: based on the study of the isotopic composition of Sr and Nd] // Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). 2007. V. 5. pp. 24–26. In Russian
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Travin A.V., Ernst P.E. Neoproterozoic rift and within-plate magmatism in the Yenisei Ridge: implications for the breakup of Rodinia // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 49(7). pp. 503–519. Doi: 10.1016/j.rgg.2008.06.007
- Panina L.I., Podgorniy N.M. *Vkljuchenija rasplavov v mineralah karbonatitov Beloziminskogo massiva* [Melt inclusions in minerals of carbonatites of the Belaya Zima massif] // Doklady AS USSR. 1975. V. 233. № 6. pp. 1447–1450. In Russian
- Panina L.I., Podgorniy N.M. *Temperatury kristallizacii mineralov v karbonatitah shhelochno-ul'traosnovnykh kompleksov* [The temperatures of crystallization of minerals in carbonatites of alkaline-ultramafic complexes] / Problemy glubinnogo magmatizma. Moscow: Nauka, 1979. pp. 222–230. In Russian
- Pozharickaja L.K. *Mineralogo-petrograficheskie osobennosti karbonatitov* [Mineral and petrographic features of carbonatites] // Geologicheskie mestorozhdenija redkih jelementov. 1962. V. 17. pp. 70–86. In Russian
- Pozharickaja L.K., Samojlov B.C. *Petrologija, mineralogija i geohimija karbonatitov Vostochnoj Sibiri* [Petrology, mineralogy and geochemistry of carbonatites from East Siberia]. Moscow: Nauka, 1972. 268 p. In Russian
- Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Konev A.A., Yasnygina T.A., Maslovskaya M.N., Fefelov N.N., Demonterova E.I., Saranina E.V. Geochemical evolution of the Zadoi alkaline-ultramafic massif, Cis-Sayan area, southern Siberia // Geochemistry International. 2007. V. 45. pp. 1–14. Doi: 10.1134/S0016702907010016
- Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Posokhov V.F. Age of carbonatite magmatism of Transbaikalia // Petrology. 2009. V. 17. pp. 73–89. DOI: 10.1134/S0869591109010044
- Ryt'sk E.V., Shalaev V.S., Rizvanova N.G., Krymsky P.Sh., Maneev A.F., Rils G.V. *Olokitskaja zona Bajkal'ckoj kkladchatoj oblacti: novye izotopno-geoxponologicheskie i petpogeoximicheskie dannye* [Olokitsky zone of the Baikal folding region: new isotope-geochronological and petrogeochemical data] // Geotectonics. 2002. V. 1. pp. 29–41. In Russian
- Sobachenko V.S., Plyusnin G.S., Sandimirova G.P., Pakholchenko Yu.A. *Rubidij-stroncievyy vozrast prirazlomnykh shhelochnykh metosomatitov i granitov Tatarsko-Penchenginskoy zony (Enisejskij krjazh)* [Rubidium-strontium age of fracture alkaline metosomatites and granites of the Tatar-Penchenginsky zone (Yenisei Ridge)] // Doklady AS USSR. 1986. V. 287. pp. 1220–1224. In Russian
- Sobolev A.V., Sobolev S.V., Kuz'min D.V., Malich K.N., Petrunin A.G. Siberian meimechites: origin and relation to flood basalts and kimberlites // Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50. pp. 1293–1334. DOI: 10.1016/j.rgg.2009.11.002
- Somina M.Ya. *Dolomitovye i ankeritovye karbonatity Vostochnoj Sibiri*. [Dolomite and ankerite carbonatites of Eastern Siberia]. Moscow: Nedra, 1975. 191 p. In Russian
- Subbotin V.V., Subbotina G.F. *Mineraly grupy pirohlor v foskoritah i karbonatitah kol'skogo poluostrova* [Minerals of the pyrochlore group in phoscorites and carbonatites of the Kola Peninsula] // Vestnik MGTU Stankin. 2000. V. 3, № 2. pp. 273–284. In Russian
- Frolov A.A. *Struktura i orudenenie karbonatitovykh massivov* [The structure and mineralization of carbonatite massifs]. Moscow, Nedra, 1975. 161 p. In Russian
- Frolov A.A., Tolstov A.R., Belov S.V. *Karbonatitovye mestorozhdenija Rossii* [Carbonatite deposits of Russia]. Moscow: NIA Priroda. 2003. 287 p. In Russian
- Khromova E.A., Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A. *Raspredelenie redkozemel'nykh jelementov v mineralah iz porod shhelochnogo karbonatitovogo kompleksa Belaja Zima (Vostochnyy Sajon, Rossiya)* [Distribution of rare earth elements in minerals from the rocks of the Belaya Zima alkaline carbonatite complex (Eastern Sayan, Russia)] // V Scientific and practical conference: Geodynamics and Minerageny of North and Central Asia. 2017. pp. 367–369. In Russian
- Chernysheva E.A., Konusova V.V., Smirnova E.V., Chuvashova L.A. *Redkozemel'nye jelementy v plutonicheskoy i dajkovoj serijah shhelochnykh porod Nizhnesajanskogo karbonatitovogo kompleksa* [Rare Earth Elements in the plutonic and dike series of alkaline rocks of the Nizhnesajanskii carbonatite complex] // Geokhimiya. 1994. № 11. pp. 1591–1610. In Russian
- Sharygin V.V., Doroshkevich A.G., Khromova E.A. *Nb-Fe-mineraly grupy cirkonolita v kal'citovykh karbonatitah Beloziminskogo massiva (Vostochnyy Sajon)* [Nb-Fe - minerals of the zirconolite group in calcite carbonatites of the Belaya Zima massif (East Sayan)] // Mineralogy. 2016. V. pp. 3–18. In Russian
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Late Riphean breakup between Siberia and Laurentia: Evidence from intraplate magmatism // Doklady Earth Sciences. 2001, V. 379. pp. 525–528.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Salnikova E.B., Nikiforov A.V., Kotov A.B., Vladykin N. Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: data on geochronological studies of ultramafic alkaline complexes in the southern framing of the Siberian craton // Doklady Earth Sciences. 2005. V. 404, № 7. pp. 1031–1036.
- Andersen T., Taylor, P.N. Pb isotope geochemistry of the Fen carbonatite complex, S.E. Norway: Age and petrogenetic implications // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. 52. pp. 209–215.
- Bell K. Carbonatites: Relationships to mantle-plume activity // Geol. Soc. Amer. Spec. 2001. Paper 352. pp. 267–290.
- Çimen O., Kuebler C., Simonetti S.S., Corcoran L., Mitchell R., Simonetti A. Combined boron, radiogenic (Nd, Pb, Sr), stable (C, O) isotopic and geochemical investigations of carbonatites from the Blue River Region, British Columbia (Canada): Implications for mantle sources and recycling of crustal carbon Show affiliations // Chemical Geology. 2019. № 529. pp. 119–240. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2019.07.015
- Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M. Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania // Journal of Petrology. 1995. V. 36. № 3. pp. 797–826. doi.org/10.1093/petrology/36.3.797
- Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids. // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 26. pp. 81–96. doi.org/10.1016/j.jseas.2015.11.011
- Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Klemd R., Khromova E.A., Izbrodin I.A. Trace-element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation // Lithos. 2017. 284–285. pp. 91–108. doi: 10.1016/j.lithos.2017.04.003
- Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S. Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and

possible 29 Cr-rich mantle xenoliths // *Mineralogy and Petrology*. 2007. V.90. pp. 19–49.

Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S. Magmatic graphite in dolomite carbonatite at Pogranichnoe, North Transbaikalia, Russia // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2007. V.153. pp. 339–353. doi: 10.1007/s00410-006-0150-z

Khromova E.A., Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Izbrodin I.A. Compositional Evolution of Pyrochlore-Group Minerals in Carbonatites of the Belaya Zima Pluton, Eastern Sayan // *Geology of Ore Deposit*. 2017. №. 8. pp. 752–764. doi 10.1134/S1075701517080037

Kwon S.T., Tilton G.R., Grünenfelder M.H. Lead isotope relationships in carbonatites and alkalic complexes: an overview. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London. 1989. pp. 360–387.

Le Bas M.J. Nephelinites and carbonatites // *Alkaline Igneous Rocks*. Editors: Fitton J.G. and Upton B.G.J. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1987. № 30. pp. 53–83. doi 10.1144/GSL.SP.1987.030.01.05

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 1995. 120. pp. 223–253.

Morikiyo T., Takano K., Miyazaki T., Kagami H., Vladyskin N.V. Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: evidence for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region // *Jour.Mineral.Petrol.Sci.* 2000. V. 95, pp. 162–172. Doi: 10.2465/jmps.95.162

Prowatke S., Klemme S. Trace element partitioning between apatite and silicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2006. 70. pp. 4513–4527. doi 10.1016/j.gca.2006.06.162

Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // *Lithos*. 2019. V. 338. pp. 141–154. Doi: 10.1016/j.lithos.2019.03.032

Savatenkov V.M., Morozova I.M., Levsky L.K.. Behavior of the Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar, and U–Pb isotopic systems during alkaline metasomatism: Fenites in the outer-contact zone of an ultramafic-alkaline intrusion // *Geochemistry International*. 2004. 42(10). pp. 899–920.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Prec. Res.* 2003. V. 22. pp. 359–377. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00219-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00219-X)

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. 42. pp. 313–345. Doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Veksler I.V., Nielsen T.F., Sokolov S.V. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // *J. Petrol.* 1998. 39. pp. 2015–2031. doi 10.1093/ptroj/39.11-12.2015

Veksler I.V., Tepteleev M.P. Conditions for crystallization and concentration of perovskite-type minerals in alkaline magmas // *Lithos*. 1990. V. 26, № 1/2. pp. 177–189. doi 10.1016/0024-4937(90)90047-5

Vladyskin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T. Geochemistry of Sr and Nd isotopes in 19 carbonatites of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // *Problems of sources of deep magmatism and plumes, Petropavlovsk-Kamchatsky – Irkutsk*. 2005. pp. 19–35.

Watson E.B., Green T.H. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters*. 1981. V. 56. pp. 405–421.

Woolley A.R., Kempe D.R.C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution // *Carbonatites: genesis and evolution*. London. 1989. pp. 1–46.

Author's:

Khromova Elena A., Junior Researcher, Laboratory of instrumental methods of analysis, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: lena.khromova.00@mail.ru

Doroshkevich Anna G., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory of ore-bearing alkaline magmatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Izbrodin Ivan A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory of petrology, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: izbrodin@iginst.ru

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УДК 551.4.07

КОНТИНУАЛЬНО-ДИСКРЕТНЫЙ РЕЖИМ ДЕГРАДАЦИИ ЧУЙСКО-КУРАЙСКОГО ЛЕДОВО-ПОДПРУДНОГО ОЗЕРА

А.В. Поздняков^{1,2}, Ю.С. Пупышев¹

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия



Наблюдаемые на склонах Чуйской и Курайской впадин Горного Алтая абразионно-аккумулятивные уступы свидетельствуют о существовании в неоплейстоцене ледово-подпрудного озера. Впервые проведены инструментальные измерения и дешифрирование космических снимков, на основе которых определено количество абразионных террас и баров (201). На основе анализа изменения абсолютных и относительных высот абразионно-аккумулятивных террас установлено, что спуск озера был длительным и неравномерным, с пиковыми расходами воды более 2 200 м³/с.

Ключевые слова: континуально-дискретный расход воды, ледово-подпрудное озеро, абразионные террасы, неоплейстоцен.

Введение

Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро образовалось на границе неоплейстоцена и голоцена (ранний дриас) в пределах Чуйской и Курайской межгорных котловин юго-восточной части Горного Алтая. Согласно уточненным данным [Поздняков, Пупышев, 2019], в максимум наполнения до абсолютной отметки уровня 2 133 м, при объеме 753 км³, площадь акватории палеозера составляла 3 054 км², глубина 657 м. В формировании и разрушении этого феномена отражалось множество различных по генезису и динамике процессов, имеющих важное и теоретическое, и научно-познавательное, и практическое значение.

Современное состояние проблемы и постановка задач исследования. С момента открытия Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958] среди исследователей продолжают дискуссии по многим аспектам этого феномена, прежде всего в отношении имеющих принципиальное теоретическое и прикладное значение причин и механизма формирования ледовой плотины, ее длительной устойчивости, разрушения, а также определения расходов воды на этапе деградации озерного бассейна. Согласно постулируемым положениям, ледовая плотина сформировалась за счет подпруживания р. Чуя горно-долинными ледниками [Окишев, Бородавко, 2001], а ее разрушение осуществилось в течение нескольких часов или дней [Бутвиловский, 1993; Baker et al., 1993; Рудой, 2001; 2005; Зольников, Деев, 2013; Инишев и др., 2015].

В ряде исследований ставится под сомнение абразионный генезис террас – они трактуются как

формы флювиального генезиса [Зольников, Деев, 2013].

До сих пор не установлена степень упорядоченности распределения относительных высот террас. Определение их осуществлялось глазомерно или, в лучшем случае, с использованием GPS-приемников [Окишев, Бородавко, 2001; Бородавко, 2003].

Дискуссионным остается и вопрос максимальной абсолютной высоты ледово-подпрудного озера. У одних исследователей она оценивается в 2 100 м [Окишев, Бородавко, 2001; Herget, 2005], у других – 2 200–2 250 м [Рудой, 2005; Русанов, 2008].

Цель и задачи научного исследования. Важнейшим аспектом изучения ледово-подпрудного ультравысоконапорного [Поздняков, 2019] Чуйско-Курайского озера является определение расходов воды в период его деградации. Количественная оценка расходов воды такого палеоводоёма возможна лишь на основе анализа изменения относительных и абсолютных высот абразионно-аккумулятивных уступов, формировавшихся в процессе понижения его уровня. Поэтому в основу исследования были положены высокоточное инструментальное профилирование абразионно-аккумулятивного комплекса и его количественная морфометрическая характеристика, что сопровождалось разработкой цифровой модели рельефа котловин (ЦМР). Принципиальное значение имеет определение временной продолжительности формирования абразионно-аккумулятивных уступов. С этой целью рассчитаны скорости волновой переработки поверхности склонов и формирования абразионных уступов. Проведен анализ результатов экспедиционных и теоретических исследований, направленных на изучение структуры и грануломет-

рического состава абразионно-аккумулятивных отложений террас.

Исследование абразионно-аккумулятивной морфоскульптуры

Формы рельефа парагенетически связаны с коррелятивными отложениями волновой переработки делювиальных отложений и являются характерной чертой склоновой морфоскульптуры Чуйской и Курайской котловин. Их изучение позволяет определить динамику уровня озера в период его спуска и то, каким был спуск: скоротечным, равномерным или континуально-дискретным.

Определение количества абразионно-аккумулятивных террас. По морфологическим характери-

кам Чуйско-Курайский комплекс террас не отличается от так называемых «старых троп буйволов» – абразионно-аккумулятивных уступов, опоясывающих склоны долин р. Мисула в Северной Америке [Pardee, 1910], тоже формировавшихся в период раннего дриаса.

Террасы Чуйско-Курайской котловины по морфологическим и морфометрическим признакам делятся на два типа: бары на участках дна с уклоном менее 10° (отмелые берега) и террасы на более крутых, приглубых участках дна (рис. 1). Это связано с особенностями волновой деятельности, зависящей от количественного соотношения длины волн и глубины воды, что и определяет принципиальные различия в развитии абразионно-аккумулятивных процессов.

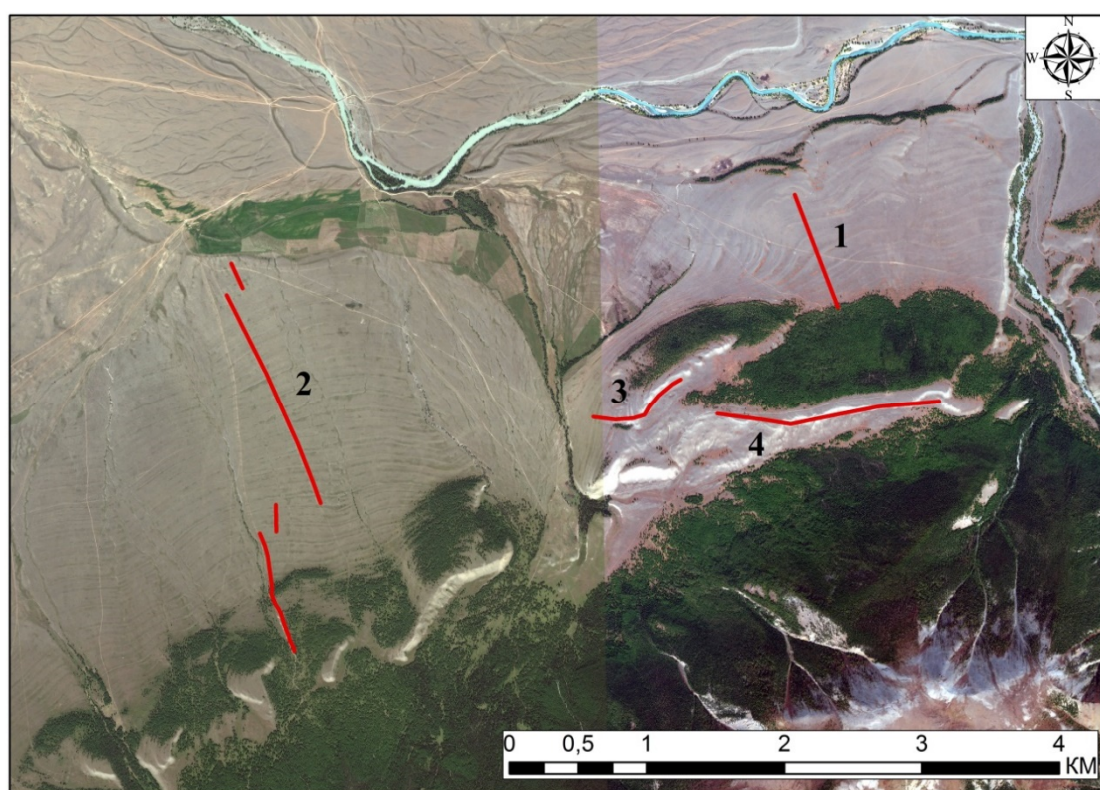


Рис. 1. Инструментальные нивелировочные профили абразионно-аккумулятивного рельефа на склонах междуречья левых притоков р. Чуя Балтырган и Арыджан, Курайская котловина

1 – нивелировочный профиль абразионно-аккумулятивных баров, абсолютная высота 1 610–1 646 м. Профили, характеризующие абразионно-аккумулятивные террасы на абсолютных высотах: 2 – 1 524–1 708 м; 3 – 1 626–1 748 м; 4 – 1 743–1 828 м

Fig. 1. Instrumental leveling profiles of abrasive-accumulative relief on the slopes of the interfluvium of the left tributaries of the Chuya Baltyrgan and Aryjan rivers, the Kuray basin

1 – leveling profile of abrasion-accumulating bars, absolute height 1610–1646 m. Profiles characterizing abrasion-accumulating terraces at absolute heights: 2 – 1 524–1 708 m; 3 – 1 626–1 748 m; 4 – 1 743–1 828 m

Для исследования закономерностей распределения относительных высот абразионных уступов нами проведено высокоточное инструментальное нивелирование с использованием оптического нивелира ADA Ruber-X32. Участки нивелирования расположены на левом борту Курайской котловины в

междуречье рек Балтырган и Арыджан, где абразионно-аккумулятивный террасовый комплекс морфологически выражен наиболее контрастно. Нивелирование баров и террас проводилось в диапазонах абсолютных высот 1 531–1 828 м по четырем пересекающим вкрест их простирания профилям (см. рис. 1).

В Чуйской котловине относительные превышения высот абразионно-аккумулятивных форм определены по результатам дешифрирования космических снимков сервисов Google Earth и Bing. Участок дешифрирования находится в северо-западной части Чуйской котловины в пределах абсолютной высоты поверхности 1 800–2 200 м.

Исследование сопровождалось маршрутными наблюдениями, направленными на выбор наиболее представительных участков абразионно-аккумулятивной морфоскульптуры и определение дешифровочных признаков для количественной оценки объектов абразионной морфоскульптуры по космическим снимкам и топографическим картам масштабов 1:50 000–1:100 000.

По результатам исследования установлена 201 морфологически выраженная абразионно-аккумулятивная терраса, из них 91 терраса – в результате инструментального нивелирования на склонах Курайской кот-

ловины, в диапазоне абсолютных высот 1 531–1 828 м и 110 террас – на основе дешифрирования космических снимков и экспедиционных исследований в Чуйской котловине, в диапазоне абсолютных высот 1 828–2 133 м.

Закономерности распределения относительных высот абразионно-аккумулятивных уступов. График распределения относительных высот $H_n(Y)$ в зависимости от абсолютной высоты Y поверхности склонов, подвергавшихся волновой абразионно-аккумулятивной переработке, характеризует отчетливо выраженную периодичность их чередования, подобную сезонным трендам (рис. 2). Пики относительных высот террас в 6–7 м чередуются с понижениями их уровней в 1–3 м. Данный характер периодичности совпадает с установленным ранее [Поздняков, Хон, 2018] по независимым результатам измерения высот 34 абразионных уступов в Курайской части котловины с использованием GPS-приемника.

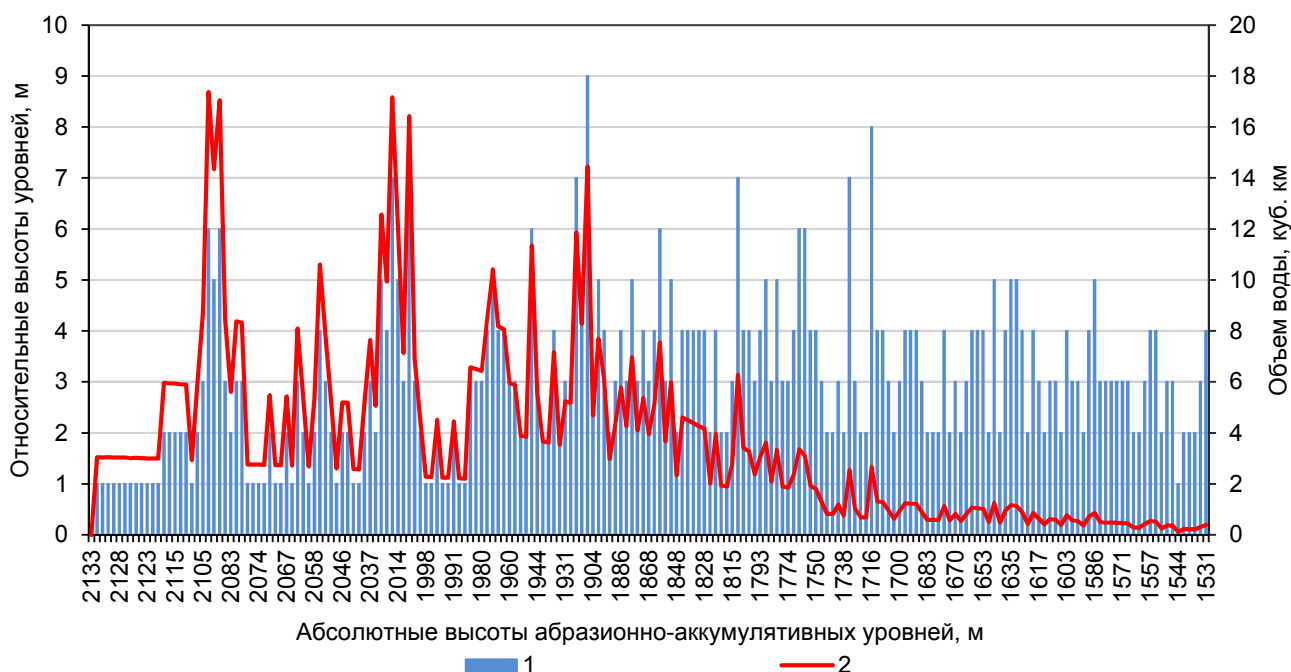


Рис. 2. Закономерности распределения относительных высот $H_n(Y)$ абразионно-аккумулятивных уступов (1) и объемов воды в слоях $m = (h_n - h_{n-1})$ (2) в зависимости от абсолютной высоты Y поверхности

Fig. 2. Regularities of distribution of relative heights $H_n(Y)$ of abrasive-accumulative terraces (1) and water volumes in layers $m = (h_n - h_{n-1})$ (2) depending on the absolute height Y of the surface

Очевидно, что относительная высота H_n абразионного уступа соответствует толщине m спущенного слоя воды из озерного бассейна. Данное обстоятельство позволяет провести количественную оценку объема V_n воды в слое m :

$$m = (Y_n - Y_{n-1}), \quad (1)$$

где Y_n – абсолютная высота террасы и, следовательно, уровня озера в начальный период, а Y_{n-1} – в последующий. При известной закономерности изменения площади поверхности акватории озера (Y) на

каждом соответствующем уровне абсолютной высоты Y_n объем V_n определяется как

$$V_n = S_n \times m_n. \quad (2)$$

Оценка скорости волновой переработки делювиальных склоновых отложений. Единственным источником информации для определения расходов Q при переливе ее через плотину является продолжительность времени формирования абразионно-аккумулятивных уступов и баров, относительная высота которых $H_n(t) = (Y_n - Y_{n-1})$ соответствует слою

$m = H_n$ воды. Задача решалась численными методами и практическим определением объема абразионно-аккумулятивной переработки делювиального материала на склонах озерного бассейна.

Применительно к характеристике абразионных процессов берегов водохранилищ энергия (E_v) ветровых волн определяется их высотой (h), длиной волны (λ) и весом (P) объема воды. За единицу измерения энергии волн в практике изучения абразионных процессов на водохранилищах [Качугин, 1975] обычно применяется тонна-метр в секунду. Для определения скорости размыва слагающих берега пород в одних методиках расчета используются коэффициенты устойчивости к размыву, а в других – коэффициенты размываемости K_p [Свод правил..., 1998], измеряемые для разного состава рыхлых пород в m^3 на тонна-метр работы волн.

Для определения секундного потока энергии волн используется формула полной энергии [Сафьянов, 1978]:

$$E = 1/16 \rho g \times h^2 \lambda / \tau, \quad (3)$$

где: ρ – плотность воды; g – ускорение свободного падения; h – высота волны; λ – длина волны; τ – период волны.

Для оценки E по формуле (3) приняты следующие количественные характеристики ветрового волнения:

ρ – плотность воды – 1 000 кг/м³;

g – ускорение свободного падения – 9,8 м/с²;

h – высота волны – 0,3 м;

λ – длина волны – 5 м;

τ – период волны – 1,9 с;

v – скорость волны, $v = \lambda / \tau$, определяемая зависимостью $v = 1,28 \sqrt{\lambda}$.

Данные количественные характеристики волнения приняты на основе многолетних наблюдений за

динамикой климатических характеристик [Научно-прикладной..., 1993], согласно которым установившаяся скорость ветра в котловинах не превышает 2–5 м/с, преобладающее направление ветра широтных румбов, а безветренные дни (штили) по количеству превосходят сумму всех других – 65%. В то же время наблюдаются шквалистые порывы ветра до 30–40 м/с, которые в расчет энергии ветровых волн не принимаются, поскольку они характеризуются кратковременным действием и потому высоких, полностью сформированных волн, достигающих максимальных характеристик, не образуют. Учитывая, что продолжительность безледового периода на озерах и реках составляет всего 5 месяцев, и 65% из этого времени характеризуется безветрием, можно принять суммарную длительность абразионной деятельности 95 дней. Наибольшей повторяемостью (10%) отличаются ветры со скоростью 2–5 м/с, создающие волну высотой $h = 0,3$ м при непрерывно действующем ветре в течение 10 ч, и только они характеризуются абразионно-аккумулятивной созидательностью. Остальные ветры создают волны незначительной высоты в силу их эпизодичности и малой энергии, быстро теряющейся на начальной стадии формирования прибрежной отмели. В соответствии с указанными условиями секундное поступление энергии E_v подходящих по нормали к берегу волн на один метр его длины составляло бы

$$\begin{aligned} E_v &= \frac{1}{16} \rho g \times h^2 \frac{\lambda}{\tau} = \\ &= \frac{1}{16} \left(1000 \times 9,8 \times 0,3^2 \times \frac{5}{1,9} \right) = \\ &= 145,07 \text{ кгмс} = 0,145 \text{ тмс}. \end{aligned} \quad (4)$$

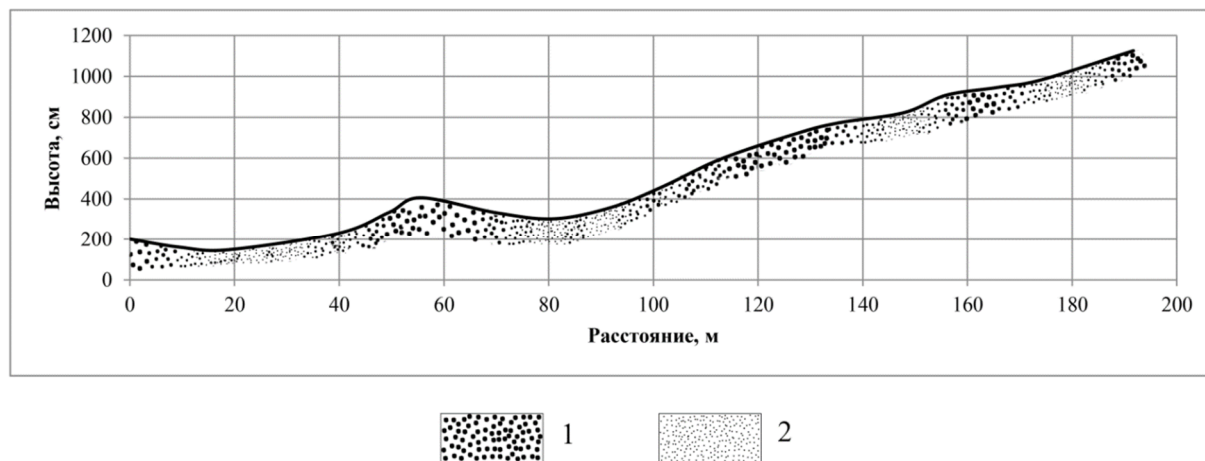


Рис. 3. Поперечный профиль бара; фрагмент профиля № 1 с детальным изучением коррелятных абразионно-аккумулятивных отложений

1 – галька от 2 до 6 см, слагающая вершины баров; 2 – тонкозернистый песок с примесью дресвы, слагающий межбаровые понижения

Fig. 3. Cross-section profile of the bar; fragment of profile № 1 with a detailed study of correlated abrasive-accumulative deposits.

1 – pebbles from 2 to 6 cm, composing the tops of bars; 2 – fine-grained sand with an admixture of gruss, composing interbar depressions

Такова размывающая энергия одной волны с ее указанными выше параметрами. Если полагать, что ветер с принятыми характеристиками действовал бы непрерывно в течение 820 800 с (10% от 95 суток) на одном уровне воды, то годовая энергия подходящих по нормали к берегу ветровых волн составила бы $E_p = 119\,016$ т на погонный метр берега.

Рыхлый покров на склонах Чуйско-Курайской котловины представлен флювиогляциальными песками с гравием и галькой, характеризующимися коэф-

фициентом устойчивости к размыву $K_p = 0,0003$ м³/тм [Качугин, 1975]. На таких участках объем абразионного размыва при тех же параметрах волн составлял бы $V = 35,7$ м³, а морфометрические характеристики абразионных уступов зависели бы от величины понижения уровня за один безледовый период – $T = 95$ сут.

Нами проведено определение реального объема обломочного материала, слагающего абразионно-аккумулятивный бар (рис. 3, 4).



Рис. 4. Галька 2–3 класса окатанности в абразионно-аккумулятивных отложениях системы баров (фрагмент инструментального профиля № 1)

Fig. 4. Pebbles of 2–3 roundness classes in abrasion-accumulating deposits of the bar system (fragment of instrumental profile № 1)

Установлено, что, при высоте бара 2,06 м и расстоянии между барами 55,6 м на 1 п.м береговой линии объем перераспределенного песчано-дресвяно-галечникового материала (см. рис. 3) составляет 57 м³ [Поздняков, Пупышев, 2018].

Расходы воды Чуйско-Курайского озера в период его деградации

Проведенные расчеты в основном подтверждают базисные положения гипотезы о том, что формирование одной абразионной террасы (бара) происходило в течение одного летнего сезона, а понижение абсолютной высоты $y(t)$ уровня озера и, соответственно, относительной высоты и абразионных уступов носило континуально-дискретный характер (см. рис. 2). Изоморфным ему было и изменение мощности m слоя воды при понижении уровня озера на величину $m = (y_n - y_{n-1})$. Для определения расхода q воды из Чуйско-Курайского озера на участке перелива через плотину построена цифровая модель рельефа (ЦМР; рис. 5), позволяющая рассчитать для любой заданной абсолютной высоты абразионно-аккумулятивного уровня, начиная с $y = 2\,133$ м и кончая $y = 1\,740$ м, соответствующую им площадь s акватории и объем v в слое $\delta m(t) = (y_n - y_{n-1})$.

Из графиков изменения расходов q воды (см. рис. 2), построенных на основе анализа комплекса проведенных исследований, следует вывод о том, что спуск озерного водоема характеризовался паводочным режимом. В начальный период спуска, когда площадь s акватории была максимальной (3 000–3 050 км²), а понижение уровня 1–2 м/год, расход воды составлял 370–730 м³/с (рис. 6).

Периодически повторявшиеся пиковые паводковые расходы воды, особенно хорошо выраженные на уровнях с абсолютной высотой 2 100–1 700 м, достигали 800–2 120 м³/с, что, видимо, было обусловлено климатическими флуктуациями. В целом спуск озера происходил неравномерно и с постепенным затуханием.

Паводковые расходы воды значительно превышали современные расходы в р. Чуя, что предопределило катастрофические изменения ландшафтов и морфоскульптуры долин Чуи и Катунь [Pozdnyakov, 2005; Pozdnyakov, Borodavko, 2015].

Наиболее вероятный алгоритм последовательности событий в течение года представляется следующим. В период оледенения долины горных рек были заполнены ледниками [Ивановский, 1981; Галахов, Самойлова, 2007, 2008], и, несомненно, расход воды

в р. Чуе на рассматриваемой территории был близким к нулю. Даже сейчас, в период потепления климата, зимние расходы на замыкающем в пределах Курайской котловины Чаган-Узунском створе составляют 4,88 м³/с. В период оледенения одновре-

менно происходило замораживание каналов стока на поверхности ледовой плотины и в стоках воды из озера тоже. Поэтому можно предполагать, что в течение зимнего времени составляющие баланса стоков воды «в озеро / из озера» были близкими к нулю.

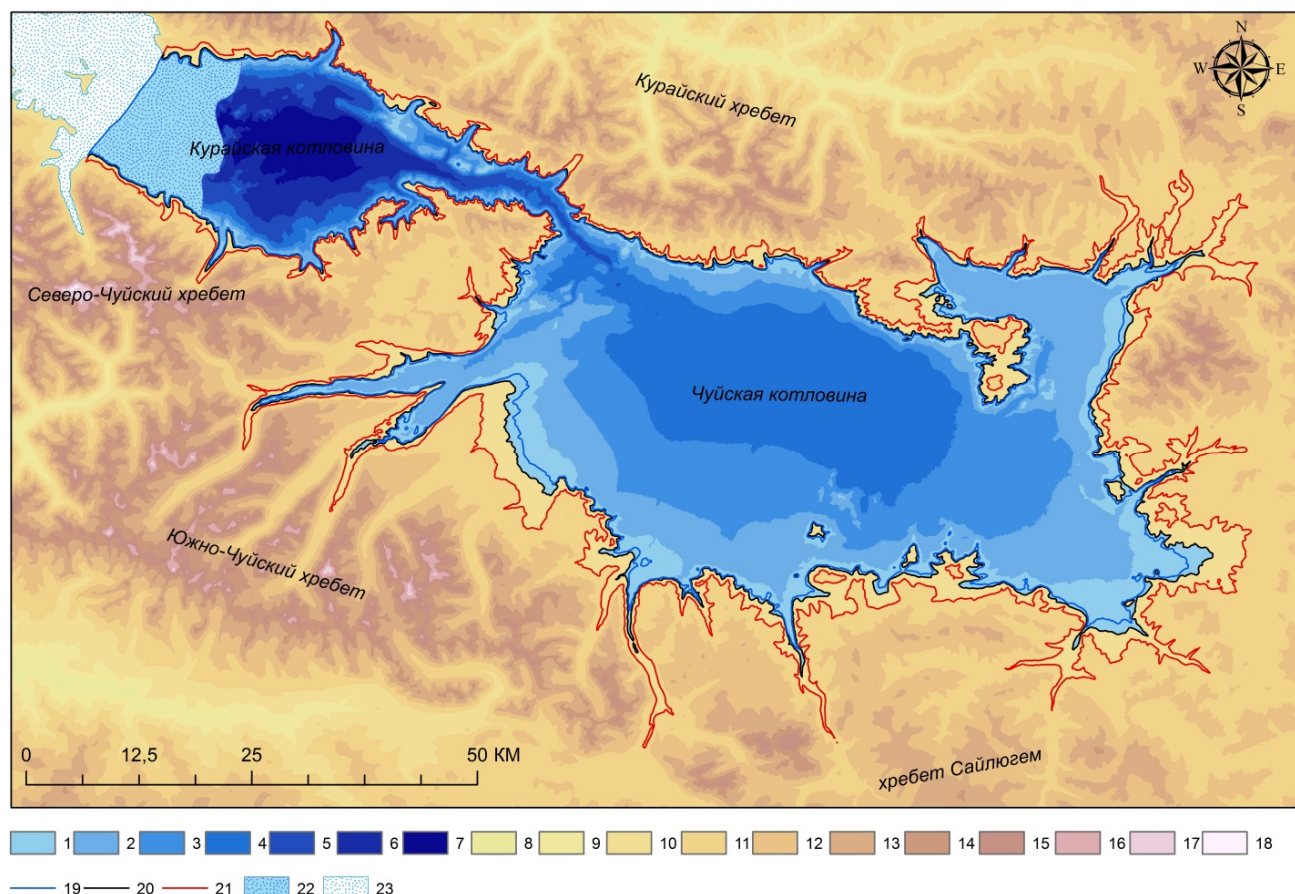


Рис. 5. Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро – цифровая модель рельефа (ЦМР)

Глубина Чуйско-Курайского озера, м: 1 – 0–100; 2 – 100–200; 3 – 200–300; 4 – 300–400; 5 – 400–500; 6 – 500–600; 7 – глубже 600. Абсолютная высота, м: 8 – 1 500–1 750; 9 – 1 750–2 000; 10 – 2 000–2 250; 11 – 2 250–2 500; 12 – 2 500–2 750; 13 – 2 750–3 000; 14 – 3 000–3 250; 15 – 3 250–3 500; 16 – 3 500–3 750; 17 – 3 750–4 000; 18 – выше 4 000. 19 – береговая линия озера по абс. высоте 2 100 м [Окишев, Бородавко, 2001]; 20 – береговая линия озера по абс. высоте 2 133 м (авторское обоснование); 21 – береговая линия озера по абс. высоте 2 250 м (по [Русанов, 2008]); 22 – ледовая ультравысоконапорная плотина (ледоем) на участке перелива воды из озера [Поздняков, 2019]; 23 – окончание ледовой подпруды

Fig. 5. Chuya-Kurai ice-dammed lake - digital elevation model (DEM)

The depth of Chuya-Kurai lake, m: 1 – 0–100; 2 – 100–200; 3 – 200–300; 4 – 300–400; 5 – 400–500; 6 – 500–600; 7 – deeper than 600. Absolute height, m: 8 – 1 500–1 750; 9 – 1 750–2 000; 10 – 2 000–2 250; 11 – 2 250–2 500; 12 – 2 500–2 750; 13 – 2 750–3 000; 14 – 3 000–3 250; 15 – 3 250–3 500; 16 – 3 500–3 750; 17 – 3 750–4 000; 18 – above 4 000. 19 – shoreline of the lake on abs. height of 2 100 m [Okishev, Borodavko, 2001]; 20 – shoreline of the lake on abs. height 2 133 m (author's justification); 21 – shoreline of the lake on abs. height of 2 250 m (according to [Rusanov, 2008]); 22 – ice ultra-high-pressure dam (ice reservoir) on the site of water overflow from the lake [Pozdnyakov, 2019]; 23 – the end of the ice sub-pond

Со второй половины июня происходило освобождение акватории от ледового покрова, начинались развитие абразионных процессов на склонах котловины и формирование уступов и баров. Нельзя отрицать возможность небольшого подъема уровня воды озера, происходившего за счет стока воды с поверхности ледников в процессе их абляции. Затем открывались и формировались новые каналы стока

через плотину, возобновлялся сток воды из озера и понижение его уровня. Эта стадия спуска озера продолжалась до сентября и завершалась быстрым формированием ледового покрова, подобно тому как это наблюдается на современных сибирских водохранилищах ГЭС [Бузин, Зиновьев, 2009], где ледовый покров формируется при средней температуре воздуха –2...–11°C в течение 3–10 суток.

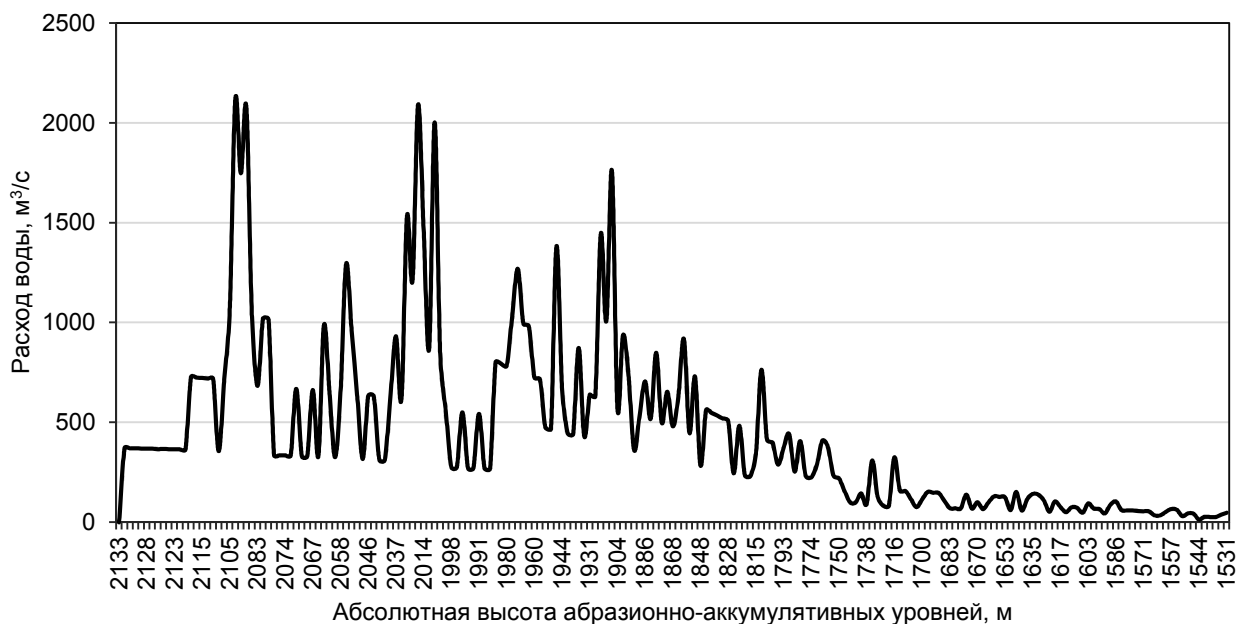


Рис. 6. Характеристика паводочного режима Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера в стадии его деградации

Fig. 6. The characteristic of the flood mode of the Chuya-Kurai ice-dammed lake at the stage of degradation

Закключение

Согласно проведенным исследованиям, спуск озера не мог быть мгновенным или кратковременным, как это постулировалось ранее: в результате прорыва ледово-подпрудной плотины Чуйско-Курайского озера образовался транзитный водный поток с расходом воды, достигавшим 4,5–10 млн м³/с [Инишев и др., 2015], или, как считали основоположники идеи о гиперболизированном водном потоке [Бутвиловский, 1993; Рудой, 2005], расходы были еще больше – до 18 млн м³/с, и весь этот объем воды был сброшен за три дня [Herget, 2005]. Анализ распределения относительных высот абразионных уступов на затоплявшихся склонах котловины свидетельствует, что спуск озера был многолетним и имел резко выраженный континуально-дискретный пиковый характер. Спуск озера не мог быть мгновенным, потому что в противном случае формирование абразионно-аккумулятивного морфолитогенетического комплекса было бы невозможным. Согласно результатам проведенного анализа, расходы воды на начальной стадии спуска озера в максимумах составляли 1 000–2 120 м³/с, а с учетом объема воды, накопившегося в ледовой

плотине и ледниках, спускавшихся в долину р. Чуи, они были больше.

Установленные количественные характеристики Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера позволяют вынести суждения о наиболее вероятной продолжительности его формирования. Имея в виду максимальный объем накопившейся в котловине воды (753 км³, без учета потерь на испарение и на накопление льда в плотине ниже створа), принимая во внимание современный расход воды в русле р. Чуи (измерения на гидрологических постах у сел Чаган-Узун и Белый Бом), можно сформулировать логически непротиворечивое суждение о ежегодных объемах поступающей воды в котловину и, таким образом, определить наиболее вероятную продолжительность формирования Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера. Летний среднееголетний максимальный расход воды (пост Чаган-Узун) составляет 20,7 м³/с, а минимальный зимний – 4,88 м³/с. Таким образом, по летнему варианту расходов воды наполнение котловины до максимальной абсолютной высоты 2 133 м могло произойти в течение 1 153 лет; при среднегодовом расходе 12,8 м³/с – за 1 868 лет, а общая продолжительность существования озерного бассейна составляла 2 068 лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородавко П.С. Эволюция Чуйско-Курайской лимносистемы в позднем неоплейстоцене : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск, 2003. 22 с.
- Бужин В.А., Зиновьев А.Т. Ледовые процессы и явления на реках и водохранилищах. Барнаул : Пять плюс, 2009. 168 с.
- Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1993. 253 с.

- Галахов В.П., Самойлова С.Ю.** Оледенение Чуйской котловины в максимум последнего похолодания (Юго-Восточный Алтай) // Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. 2007. С. 70–72.
- Галахов В.П., Самойлова С.Ю.** Древнее оледенение «сухих долин» Чуйской котловины (Юго-Восточный Алтай) // Известия Русского географического общества. 2008. Вып. 3. С. 35–39.
- Зольников И.Д., Деев Е.В.** Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII, № 4. С. 74–82.
- Ивановский Л.Н.** Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск : Наука, 1981. 172 с.
- Инишев Н.Г., Рудой А.Н., Земцов В.А., Вершинин Д.А.** Первая компьютерная модель течений в межгорной котловине при сбросе ледниково-подпрудного озера (на примере Курайской котловины, Горный Алтай) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461, № 2. С. 220–222.
- Качугин Е.Г.** Геологическое изучение динамики берегов водохранилищ. М. : Наука, 1975. 145 с.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А.** Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Труды БАГТ. 1958. Вып. 4. С. 79–91.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР.** Сер. 3. Многолетние данные. СПб., 1993. Ч. 1–6, вып. 20. 718 с.
- Окишев П.А., Бородавко П.С.** Реконструкции «флювиальных катастроф» в горах Южной Сибири и их параметры // Вестник Томского государственного университета. 2001. № 274. С. 3–13.
- Поздняков А.В., Хон А.В.** К методике оценки расходов воды в Чуйско-Курайском ледово-подпрудном озере в стадии деградации // Успехи современного естествознания. 2018. № 1. С. 130–135.
- Поздняков А.В., Пупышев Ю.С.** Динамика абразионно-аккумулятивных процессов в условиях непрерывного понижения уровня водного бассейна // XXXVI пленум Геоморфологической комиссии РАН : материалы Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием «Геоморфология – наука XXI века». Барнаул : Изд-во Алт. гос. ун-та, 2018. С. 314–319.
- Поздняков А. В.** Самонамораживание ледово-подпрудной плотины – алгоритм саморегуляции // География и природные ресурсы. 2019. № 2. С. 10–18.
- Поздняков А.В., Пупышев Ю.С.** Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро в стадиях формирования и деградации // Вестник СГУГиТ. Новосибирск : СГУГиТ, 2019. Т. 24, № 2. С. 238–247.
- Рудой А.Н.** Возможные гидравлические характеристики и геохронология гляциальных суперпаводков на Алтае // Известия Русского географического общества. 2001. Т. 133, вып. 5. С. 30–40.
- Рудой А.Н.** Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск : Изд-во Том. пед. ун-та, 2005. 224 с.
- Русанов Г.Г.** Максимальный уровень Чуйского ледниково-подпрудного озера в Горном Алтае // Геоморфология. 2008. № 1. С. 65–71.
- Свод правил** Проектирование морских берегозащитных сооружений : СП 32-103-97 / Корпорация «Трансстрой». М., 1998. URL: http://www.znaytovar.ru/gost/2/SP_3210397_Proektirovanie_mors.html (дата обращения: 20.10.2019).
- Сафьянов Г.А.** Береговая зона океана в XX веке. М. : Мысль, 1978. 263 с.
- Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N.** Palaeogidrolology of late Pleistocene Superflooding, Altay Mountains, Siberia // Science. 1993. V. 259. P. 348–350.
- Hergert Jü.** Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. The Geological society of America, Special Paper 386. Boulder, CO, 2005. 118 p.
- Pardee J.T.** The glacial Lake Missoula, Montana // J. Geol. 1910. V. 18. P. 376–386.
- Pozdnyakov A.V.** Synergetics of geosystems. Tomsk : Tomsk State University, 2005. 190 p.
- Pozdnyakov A.V., Borodavko P.S.** Algorithm of natural cataclysm in SE Altai at the Pleistocene/Holocene boundary and its effects on geosystems dynamics // Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution: Extended abstracts of International conference. Bar-naul : Publishing House of Altai State University, 2015. P. 55–60.

Авторы:

Поздняков Александр Васильевич, доктор географических наук, главный научный сотрудник, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: synergeia.pol@gmail.com

Пупышев Юрий Сергеевич, аспирант, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: pupyshev95@mail.ru

Geosphere Research, 2020, 1, 56–65. DOI: 10.17223/25421379/14/4

A.V. Pozdnyakov^{1,2}, Yu.S. Pupyshev¹

¹ *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia;*

² *National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

CONTINUOUS DISCRETE MODE OF DEGRADATION OF THE CHUYA-KURAY ICE-DAMMED LAKE

The abrasion-accumulative terraces observed on the sides of the Chuy and Kurai depressions of Gorny Altai indicate the existence of an ice-dammed lake in the Neopleistocene. During the descent of the lake along the sides of the basins in the range of absolute heights of 1531–2133 m, abrasive-accumulative terraces and bars (201 pcs) were formed that fixed the levels of shore abrasion processing. For each level of the lake, quantitative characteristics of the lake basin were obtained; at maximum filling, Chuisko-Kurai Lake had a depth of 673 m, an area of 3054 km², and a water volume of 753 km³.

Calculations to determine the speed of shore abrasion processing show that the minimum necessary time for the formation of one terrace is at least one warm season and, therefore, it can be assumed that the descent of Lake Chuisko-Kurai lasted for 200 years. An analysis of changes in the relative heights of the abrasion-accumulating terraces and the corresponding lake levels, based on the results of instrumental measurements and interpretation of satellite images, indicates a continually discrete and long-term process of descent of the lake. It was established that the seasonal trend of water discharge was characterized by a frequency of 5–10 years (with alternating large and small water discharge), which could be caused by climate fluctuations. At the initial stage of the descent of the lake, the water discharge varied between 1000–2120 m³/s.

Previously postulated provisions that the descent of the lake occurred as a result of the destruction of the dam within a few days or hours, accompanied by water consumption of 10 million m³/s, are unjustified erroneous conclusions.

The filling of the basin to a maximum absolute height of 2133 m could occur within 1153 years; with an average annual flow rate of 12.8 m³/s – 1868 years; and the most probable duration of the existence of the lake basin was 2068 years.

Keywords: continuous-discrete water flow, ice-dammed lake, mountain Altai, abrasion terraces, water discharge, catastrophic floods.

REFERENCES

- Borodavko P.S. *Evolutsiya Chuysko-Kurayskoy limnosistemy v pozdnem neopleystotsene* [The evolution of the Chuya-Kurai limn system in the Late Neopleistocene]: avtoref. ... kand.geogr. nauk. Tomsk, 2003. 22 p. In Russian
- Buzin V.A., Zinov'ev A.T. *Ledovye protsessy i yavleniya na rekakh i vodokhranilishchakh* [Ice processes and phenomena on rivers and reservoirs]. Barnaul: «Pyat' plus», 2009. 168 p. In Russian
- Butvilovskiy V.V. *Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golotsena Altaya: sobytiyno-katastroficheskaya model'* [Paleogeography of the last glaciation and Holocene of Altai: event-catastrophic model]. Tomsk: TSU, 1993. 253 p. In Russian
- Galakhov V.P., Samoylova S. Yu. *Oledenenie Chuyskoy kotloviny v maksimum poslednego pokholodaniya (Yugo-Vostochnyy Altay)* [Glaciation of the Chui basin in the maximum of the last cold snap (South-Eastern Altai)] // *Materialy V Sserossiyskogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Moscow, GEOS, 2007. pp. 70–72. In Russian
- Galakhov V.P., Samoylova S. Yu. *Drevnee oledenenie «sukhikh dolin» Chuyskoy kotloviny (Yugo-Vostochnyy Altay)* [Ancient glaciation of "dry valleys" of Chui basin (South-Eastern Altai)] // *Izvestiya RGO*. 2008. №3, pp. 35–39. In Russian
- Zol'nikov I.D., Deev E.V. *Glyatsial'nye superpavodki na territorii Gornogo Altaya v chetvertichnom periode: usloviya formirovaniya i geologicheskie priznaki* [Quaternary glacial superfloods at the Gorny Altai: formation conditions and geological features] // *Kriosfera Zemli*. 2013. XVII, №4, pp. 74–82. In Russian
- Ivanovskiy L. N. *Glyatsial'naya geomorfologiya gor* [Glacial geomorphology of mountains]. Novosibirsk: Nauka, 1981. 172 p. In Russian
- Inishev N.G., Rudoy A.N., Zemtsov V.A., Vershinin D.A. *Pervaya komp'yuternaya model' techeniy v mezhgornoy kotlovine pri sbroze lednikovo-podprudnogo ozera (na primere Kurayskoy kotloviny, Gornyy Altay)* [The first computer model of currents in the Kurai intermountain basin, Altai, under release of a glacial-dammed lake] // *Doklady Earth Sciences*. 2015. V. 461. № 1. pp. 283–285. In Russian
- Kachugin E.G. *Geologicheskoe izuchenie dinamiki beregov vodokhranilishch* [Geological study of the dynamics of the banks of reservoirs]. Moscow: Nauka, 1975. 145 p. In Russian
- Lungersgauzen G.F., Rakovets O.A. *Nekotorye novye dannye o stratigrafii tretichnykh otlozheniy Gornogo Altaya* [Some new data on stratigraphy of tertiary deposits of Gorny Altai] // *Trudy VAGT*. 1958. №4, pp. 79–91. In Russian
- Nauchno-prikladnaya spravochnik po klimatu SSSR. Seriya 3. Mnogoletnie dannye* [Scientific-applied reference on the climate of the USSR. Series 3. Perennial data.]. Part. 1–6. № 20. Saint Petersburg, 1993. 718 p. In Russian
- Okishev P.A., Borodavko P.S. *Rekonstruktsii «flyuvial'nykh katastrof» v gorakh Yuzhnoy Sibiri i ikh parametry* [Reconstructions of "fluvial catastrophes" in the mountains of Southern Siberia and their parameters] // *Tomsk State University Journal*. 2001. № 274, pp. 3–13. In Russian
- Pozdnyakov A.V., Khon A.V. *K metodike otsenki raskhodov vody v Chuysko-Kurayskom ledovo-podprudnom ozere v stadii degradatsii* [To the methodology of estimation of water expenditures in the Chuisko-Kurais ice-dammed lake in the stage of degradation] // *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. 2018. № 1. pp. 130–135. In Russian
- Pozdnyakov A.V., Pupyshv Yu.S. *Dinamika abraziionno-akkumulyativnykh protsessov v usloviyakh nepreryvnogo ponizheniya urovnya vodnogo basseyna* [The dynamics of abrasion-accumulative processes in the conditions of a continuous decrease in the level of the water basin] // XXXVI plenum Geomorfologicheskoy komissii RAN: materialy Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem «Geomorfologiya – nauka XXI veka». 2018. pp. 314–319. In Russian
- Pozdnyakov A.V. *Samonamorazhivanie ledovo-podprudnoy plotiny – algoritm samoregulyatsii* [Self-freezing of the ice dam: the self-regulation algorithm] // *Geography and Natural Resources*. 2019. № 2, pp. 10–18. In Russian
- Pozdnyakov A.V., Pupyshv Yu.S. *Chuysko-Kurayskoe ledovo-podprudnoe ozero v stadiyakh formirovaniya i degradatsii* [Chuya-Kurai ice-dammed lake at the stages of formation and degradation] // *Vestnik SGUGiT*. 2019. 24, №2, pp. 238–247. In Russian
- Rudoy A.N. *Vozmozhnye gidravlicheskie kharakteristiki i geokhronologiya glyatsial'nykh superpavodkov na Altaye* [Possible hydraulic characteristics and geochronology of glacial superfloods in Altai] // *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. 2001. T. 133. № 5, pp. 30–40. In Russian
- Rudoy A.N. *Gigantskaya ryab' techeniya (istoriya issledovaniy, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie)* [Gigantic ripples (history of research, diagnostics, paleogeographic significance)]. Tomsk: TSPU. 2005. 224 p. In Russian
- Rusanov G.G. *Maksimal'nyy uroven' Chuyskogo lednikovo-podprudnogo ozera v Gornom Altaye* [The maximum level of the Chuisky glacial dam lake in the Altai Mountains] // *Geomorfologiya*. 2008. № 1, pp. 65–71. In Russian
- Svod pravil Proektirovaniye morskikh beregozashchitnykh sooruzheniy SP 32–103–97 Korporatsiya «Transstroy»* [Set of rules Design of marine coastal protection structures SP 32–103–97 Transstroy Corporation]. Moscow, 1998. URL: http://www.znaytovar.ru/gost/2/SP_3210397_Proektirovaniye_mors.html. In Russian

- Safyanov G.A. *Beregovaya zona okeana v XX veke* [The coastal zone of the ocean in the twentieth century]. Moscow: «Mysl'», 1978. 263 p. In Russian
- Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N. Palaeogidrology of late Pleistocene Superflooding, Altay Mountains, Siberia // *Science*, 1993. V. 259. pp. 348–350.
- Herget Jü. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. The Geological society of America, Special Paper 386. Boulder, Colorado, USA. 2005. 118 p.
- Pardee J.T. The glacial Lake Missoula, Montana // *J. Geol.*, 1910. V. 18. pp. 376–386.
- Pozdnyakov A.V. Synergetics of geosystems. Tomsk: Tomsk State University, 2005. 190 p.
- Pozdnyakov A.V., Borodavko P.S. Algorithm of natural cataclysm in SE Altai at the Pleistocene/Holocene boundary and its effects on geosystems dynamics // *Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution: Extended abstracts of International conference*. Barnaul, Russia: Publishing House of Altai State University, 2015. pp. 55–60.

Author's:

Pozdnyakov Alexander V., Dr. Sci. (Geography), Chief Researcher, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: synergeia.pol@gmail.com

Pupyshev Yury S., graduate student, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: pupyshev95@mail.ru

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 91: 551.506 + 551.509

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРСКОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА



А.В. Игнатьева, Р.В. Кнауф

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

На основе данных о природных условиях развития опасных природных процессов проведена оценка перехода их в стадию чрезвычайных ситуаций. Установлено, что переход в стадию чрезвычайной ситуации зависит от силы проявления опасного природного явления и вызванного этим материального ущерба и числа погибших и пострадавших. Показаны пространственные и временные различия проявления чрезвычайных ситуаций природного характера.

Ключевые слова: чрезвычайные ситуации природного характера, Сибирский федеральный округ, риск, катастрофы, условия развития чрезвычайных ситуаций.

Введение

В течение последних 10 лет XX в. количество катастроф в мире почти удвоилось: с 110–130 до 288 в год. За последние 35 лет XX в. на Земле погибли 3,8 млн человек и пострадали 4,4 млрд человек, т.е. почти 3/4 человечества [Мазур, Иванов, 2004]. В России за тот же период, по неполным данным, погибли 4,5 тыс. человек и пострадали 540 тыс. человек [Мазур, Иванов, 2004; Государственный доклад..., 2017]. За период с 1965 по 2020 г. численность населения планеты увеличилась с 3,3 до 7,7 млрд человек [Департамент..., 2020]. Рост численности населения планеты способствует росту числа жертв от природных катастроф. Проблема изучения и прогнозирования опасных природных и техногенных процессов привлекает внимание исследователей в мире и в России в связи с ростом количества пострадавших и погибших, увеличением экономического ущерба от чрезвычайных ситуаций (ЧС) повсеместно. Не является исключением и территория Сибирского федерального округа (СФО), на которой происходят природные и техногенные ЧС. Разработанные и усовершенствованные методики по анализу ЧС дают возможность их прогнозировать.

Однако, несмотря на значительную проработанность, связанную с изучением вопросов природно-техносферной безопасности, не акцентируется внимание на следующих важных вопросах, касающихся природно-техногенной безопасности:

- недостаточно изучен переход «природное явление» – «опасное природное явление» в состояние чрезвычайной ситуации;

- не установлена степень уязвимости территорий, населения в условиях наличия потенциально опас-

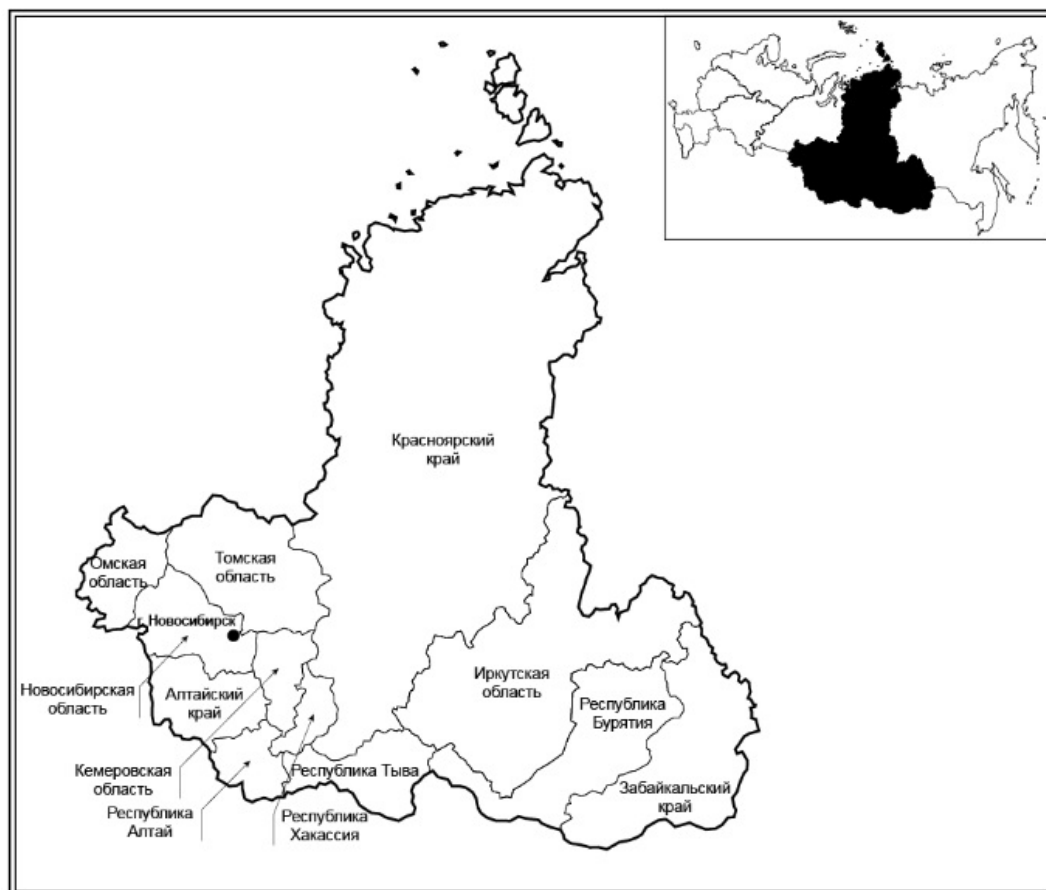
ных объектов на территории субъектов СФО, а также ряд других проблем.

Изучение таких вопросов будет способствовать решению теоретических и практических проблем обеспечения природно-техносферной безопасности, на что и будет направлено внимание при написании данной статьи.

Цель исследования – оценить природные условия возникновения, пространственные и временные закономерности развития ЧС на территории СФО.

Положение объекта исследования

Сибирский федеральный округ (СФО; рис. 1) был образован 13 мая 2000 г. В СФО вошли 12 субъектов РФ: Республика Алтай, Республика Бурятия, Республика Тыва, Республика Хакасия, 3 края – Алтайский, Красноярский, Забайкальский, 5 областей – Иркутская, Томская, Кемеровская, Новосибирская, Омская. С 1 января 2007 г. Таймырский (Долгано-Ненецкий) автономный округ и Эвенкийский автономный округ входят в состав объединенного Красноярского края. С 1 января 2008 г. Усть-Ордынский Бурятский автономный округ входит в состав объединенной Иркутской области. С 1 марта 2008 г. в результате объединения Читинской области и Агинского Бурятского автономного округа образован Забайкальский край [Регионы России, 2018]. Указ Президента РФ № 632 от 3 ноября 2018 г. «О внесении изменений в перечень федеральных округов, утвержденный указом Президента Российской Федерации от 13 мая 2000 г. № 849» вывел из состава Сибирского федерального округа Республику Бурятия и Забайкальский край [Указ Президента РФ № 632..., 2018].



**Рис. 1. Административно-территориальное деление территории
Сибирского федерального округа [Регионы России, 2018]**

Fig. 1. Administrative and territorial division of the Siberian Federal District [Regions of Russia, 2018]

Численность населения Сибирского федерального округа на 1 января 2019 г. составила 19 222 934 человек [Регионы России, 2018]. Несмотря на постоянное сокращение численности населения округа, большая часть этого населения подвергается риску воздействия природных и техногенных опасностей. При этом часть населения находится в зоне воздействия потенциально опасных объектов (ПОО). Соответственно, проблема оценки влияния природных и техногенных опасностей на население региона является актуальным вопросом многих дисциплин, в том числе и природно-техносферной безопасности.

Фактический материал, методы исследования, терминология

Основными источниками фактических данных явились материалы из государственных докладов и отчетов Министерства чрезвычайных ситуаций РФ (МЧС РФ), архив МЧС РФ, материалы многолетних исследований Ю.И. Шокина, В.А. Акимова, В.В. Лесных, Т.Л. Ляховец, Н.А. Махутова, И.Ю. Олтян, Н.Н. Радаева по изучению потенциальных источников ЧС различного генезиса на территории СФО

[Шокин и др., 2001; Акимов, Лесных, Радаев, 2004; Махутов и др., 2013; Олтян, Ляховец, 2016; Государственный доклад..., 2017; Регионы России, 2018]. К выполнению исследования привлекались также фактические материалы исследований соответствующей тематики, опубликованные в работах, посвященных изучению чрезвычайных ситуаций, их комплексной оценке и районированию [Государственный доклад..., 2017].

При описании чрезвычайных ситуаций была использована следующая терминология.

Чрезвычайная ситуация – совокупность условий и обстоятельств, создающих опасную для жизнедеятельности человека обстановку на конкретном объекте, территории (акватории), возникших в результате совершившейся аварии или катастрофы, опасного природного явления.

Чрезвычайная ситуация природная – обстановка на определенной территории или акватории, сложившаяся в результате стихийного природного бедствия, которое может повлечь или повлекло за собой человеческие жертвы, ущерб здоровью людей и окружающей среде, значительные материальные потери и нарушение условий жизнедеятельности людей.

Различают природные чрезвычайные ситуации по характеру источника и масштабам.

Риск – это вероятность наступления какого-то непредвиденного события. Существует множество определений риска, рожденных в различных ситуационных контекстах и различными особенностями применений. Отличия в определениях риска зависят от контекста потерь, их оценки и измерения; когда же потери являются ясными и фиксированными, например «человеческая жизнь», оценка риска фокусируется только на вероятности события (частоте события) и связанных с ним обстоятельств [Государственный доклад..., 2017].

Теоретико-методологической базой исследования явились разработки отечественных и зарубежных ученых в области прогноза, районирования и оценки воздействия чрезвычайных ситуаций, представленные в работах [Воробьев и др., 1997; Шойгу и др., 1997; Акимов и др., 2004; Баринов и др., 2009; Порфирьев, 2009; Олтян, Ляховец, 2016 и др.].

Для расчета коэффициента риска перехода опасного природного явления в чрезвычайную ситуацию

природного характера авторами предложена следующая формула:

$$K_{рчс} = \frac{N_{чс}}{N_{опа}}, \quad (1)$$

где $K_{рчс}$ – коэффициент риска возникновения ЧС природного характера; $N_{чс}$ – количество ЧС, %; $N_{опа}$ – количество опасных природных явлений, %.

Результаты исследования

Рассмотрим территориальные особенности природных аспектов произошедших природных чрезвычайных ситуаций. Ежегодно МЧС РФ публикует доклад [Государственный доклад..., 2017] о произошедших ЧС различного генезиса и их последствиях. После анализа обстановки с опасными природными явлениями в субъектах Сибирского федерального округа за период с 2000 по 2017 г. были получены следующие результаты, объединенные в таблицу по каждому субъекту в отдельности (табл. 1).

Таблица 1

Наиболее часто зарегистрированные опасные природные явления в субъектах Сибирского федерального округа

Table 1

The most frequently recorded natural hazards in the subjects of the Siberian Federal District

№ пп	Название субъекта Сибирского федерального округа	Наиболее часто зарегистрированные опасные природные явления различного генезиса в субъекте за период с 2000 по 2017 г.
1	Алтайский край Кемеровская область	Затопления; сильные продолжительные дожди; сильные ливни с грозами
2	Республика Алтай	Аномально низкие температуры
3	Республика Бурятия	Снежные лавины; атмосферные, почвенные засухи
4	Республика Тыва Республика Алтай Иркутская область	Землетрясения
5	Республика Хакасия	Сильные снегопады и метели
6	Новосибирская область	Заторы; ветер ураганной силы; сильные продолжительные дожди; сильные ливни с грозами
7	Красноярский край Омская область Республика Бурятия	Крупные лесные пожары
8	Томская область	Подъем воды выше критического уровня; сильные ветры и осадки
9	Забайкальский край	Стихийные гидрометеорологические явления; крупные лесные пожары; снежные лавины; атмосферные, почвенные засухи
10	Красноярский край	Аномально холодная погода
11	Иркутская область	Подъем воды выше критического уровня

Как правило, опасные природные явления связаны с быстро меняющимися погодными условиями. Это объясняется тем, что одна часть Сибирского федерального округа расположена в области континентального климата умеренного климатического пояса, а другая часть – в области резко континентального климата. Именно Восточная Сибирь, где наиболее часто встречаются опасные гидрометеорологические явления, расположена в области резко континентального климата.

По оценке Всемирного банка реконструкции и развития, ежегодный ущерб от воздействия опасных

гидрометеорологических явлений на территории России составляет 30–60 млрд руб. [Стратегический прогноз..., 2005].

Циклоны зимой в Сибири вызывают кратковременные потепления, усиление ветра, снегопады и метели. Особенно резкие (до положительных значений) потепления, интенсивные метели и снегопады вызывает зимой выход южных циклонов [Адам, Мамин, 2001].

В табл. 2 представлены природные условия, способствующие возникновению природных ЧС в субъектах СФО.

Таблица 2

Природные условия, способствующие возникновению природных ЧС в субъектах СФО

Table 2

Natural conditions conducive to the occurrence of natural emergencies in the subjects of the Siberian Federal District

№ пп	Природные условия, способствующие возникновению ЧС	Регионы Сибирского федерального округа	Наиболее часто возникающие ЧС природного характера в регионе, связанные с природными условиями
1	Горная местность; выпадение большого количества осадков; подстилающая поверхность, характеризующаяся большой пропускной способностью	Забайкальский край Республика Бурятия Алтайский край Республика Тыва Республика Алтай	Сели, оползни, землетрясения
2	Районы, которым характерны большие площади, занятые лесом, периоды засух; малое количество осадков в течение засушливого периода	Иркутская область Республика Бурятия Красноярский край	Высокая степень пожароопасности
3	Заболоченные территории, впоследствии подвергшиеся осушению; малое количество осадков в течение засушливого периода	Томская область Новосибирская область Омская область	Высокая вероятность возникновения торфяных пожаров
4	Наличие водоемов вблизи населенных пунктов; большое количество осадков, выпадающее весной и осенью	Новосибирская область Иркутская область Красноярский край Томская область Кемеровская область	Наводнения, половодье (весеннее, осеннее)
5	Пониженные формы рельефа; наличие водоемов вблизи населенных пунктов; большое количество осадков, выпадающее весной и осенью	Томская область Новосибирская область Омская область	Наводнения, половодье (весеннее, осеннее)
6	Смена циркуляции в атмосфере	Республика Бурятия Омская область Республика Тыва	Смерчи, вихри, шквалы, сильные ветры
7	Дефицит осадков, возникновение гроз	Алтайский край Республика Тыва Республика Алтай Республика Хакасия Красноярский край Иркутская область	Засухи Высокая степень пожароопасности
8	Средняя высота региона	Республика Алтай Республика Тыва Республика Бурятия	Эрозионные процессы, образование оврагов, оползни, обвалы, лавины,

Количество опасных природных процессов (явлений) в субъектах СФО почти всегда достигает высокого уровня, при этом наиболее часто здесь отмечаются стихийные гидрометеорологические явления, ветер ураганной силы, подъем воды в реках выше критического уровня, крупные лесные пожары и т.д.

По данным Росгидромета, в 2018 г. в целом на территории России отмечено 1 040 опасных гидрометеорологических явлений (ОЯ), включая агрометеорологические и гидрологические. Это на 133 явления больше, чем в 2017 г., когда их было 907. Из всех зарегистрированных опасных явлений в 2018 г. 465 нанесли значительный ущерб отраслям экономики и жизнедеятельности населения [Доклад об особенностях..., 2019].

Из всех федеральных округов наибольшее число ОЯ наблюдается в Сибирском федеральном округе (табл. 3), за исключением сильных ветров, сильных осадков и заморозков. Это связано с тем, что территория округа обладает наибольшими размерами и характеризуется очень активными атмосферными процессами [Доклад об особенностях..., 2019].

Наибольшую повторяемость метеорологические опасные явления и комплекс метеорологических явлений (КМЯ) имели в теплый период года (с октября по апрель) – 104 случая (68,9%). Периоды сильных морозов и аномально холодной погоды в 2018 г. отмечались в 9 случаях. Периодов с сильной жарой и аномально жаркой погодой в 2018 г. было 6. Жаркие периоды отмечались только с июня по август. В вегетационный период в 2018 г. наблюдалось 10 заморозков [Доклад об особенностях..., 2019].

Часть из этих опасных природных процессов переходят в ЧС. На рис. 2 представлена динамика ЧС природного характера на территории Сибирского федерального округа за период с 2000 по 2017 г.

Рисунок 2 демонстрирует снижение количества ЧС природного характера с 2009 г, только в 2012 г. отмечен резкий скачок количества ЧС в Забайкальском крае. Это можно объяснить наибольшим количеством лесных пожаров, которые произошли в данном году, в сравнении с другими субъектами. До 2009 г. среди лидеров по количеству ЧС природного характера выделяются Красноярский край, Респуб-

лика Бурятия, Забайкальский край, Кемеровская и Новосибирская области.

Проявление чрезвычайных ситуаций различного генезиса наносит экономический ущерб различных видов и размера. Далее проанализируем динамику материального ущерба в субъектах Сибирского федерального округа за период с 2000 по 2017 г. (рис. 3) [Государственный доклад..., 2017].

Согласно рис. 3 можно выделить периоды с наибольшими величинами ущерба (2008, 2012, 2014 гг.).

Так, в 2008 и 2012 гг. наибольший материальный ущерб отмечен в Красноярском крае, далее по величине располагается ущерб, нанесенный экономике в Омской области, Забайкальском крае. В 2014 г. наибольший материальный ущерб был нанесен Омской области, а в Красноярском крае ущерб был немного меньше.

Далее на диаграмме (рис. 4) представлено процентное распределение количества ЧС природного характера по субъектам СФО.

Таблица 3

Распределение метеорологических опасных явлений в 2018 г. по территории федеральных округов РФ

Table 3

Distribution of meteorological hazards in 2018 across the federal districts of Russian Federation

№	Явления	Федеральные округа								Всего
		СЗФО	ЦФО	ПФО	ЮФО	СКФО	УФО	СФО	ДФО	
1	Сильный ветер	5	3	18	11	7	13	55	17	129
2	Сильные осадки	1	11	8	38	24	11	21	23	137
3	Метель и снег	1	3	2	—	1	2	6	13	28
4	Смешанные осадки	—	—	—	2	1	—	1	3	7
5	Смерч	—	—	—	1	—	—	—	—	1
6	Сильный мороз	—	—	1	—	—	3	5	—	9
7	Аномально холодная погода	3	1	2	—	—	4	4	—	14
8	Сильная жара	—	9	2	4	4	—	3	—	22
9	Аномально жаркая погода	2	2	—	2	—	1	3	1	11
10	Град	—	—	4	7	5	1	3	—	20
11	Гололёдные явления	1	1	3	4	3	3	1	4	20
12	Заморозки	9	19	15	11	3	17	10	4	88
13	Туман	—	—	—	—	—	—	—	1	1
14	Комплекс метеорологических явлений	1	6	6	16	12	—	39	13	93
Всего – 2018		23	38	61	96	60	55	151	79	580
Всего – 2017		30	38	67	91	50	42	146	89	553

Примечание. СЗФО – Северо-западный федеральный округ; ЦФО – Центральный федеральный округ; ПФО – Приволжский федеральный округ; ЮФО – Южный федеральный округ; СКФО – Северо-Кавказский федеральный округ; УФО – Уральский федеральный округ; СФО – Сибирский федеральный округ; ДФО – Дальневосточный федеральный округ.

Note. СЗФО – Northwestern Federal District; ЦФО – Central Federal District; ПФО – Volga Federal District; ЮФО – Southern Federal District; СКФО – North Caucasian Federal District; УФО – Ural Federal District; СФО – Siberian Federal District; ДФО – Far Eastern Federal District.

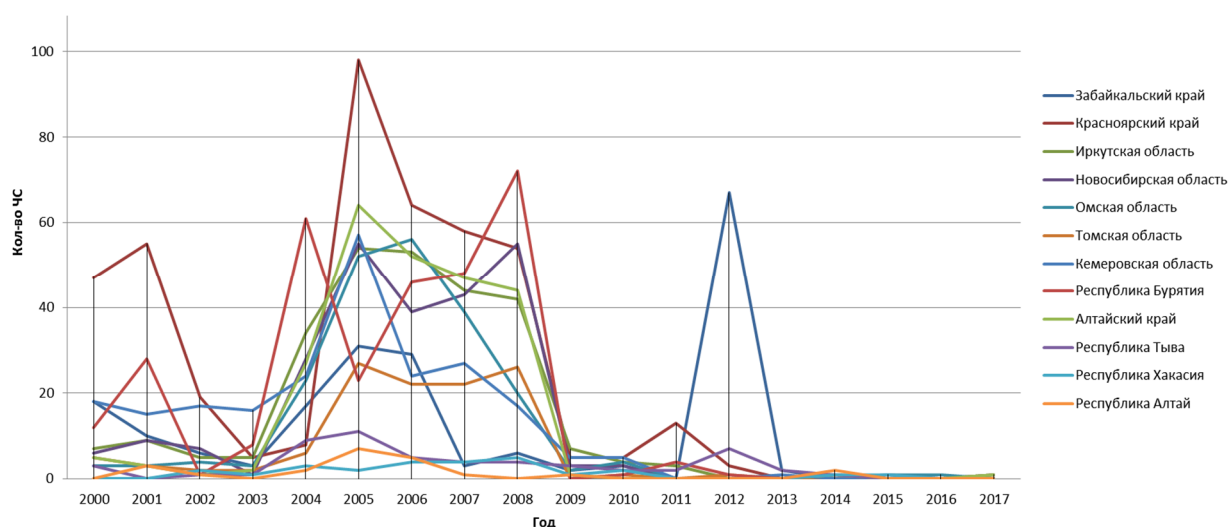


Рис. 2. Динамика ЧС природного характера на территории СФО

Fig.2. Dynamics of a natural emergency in the Siberian Federal District

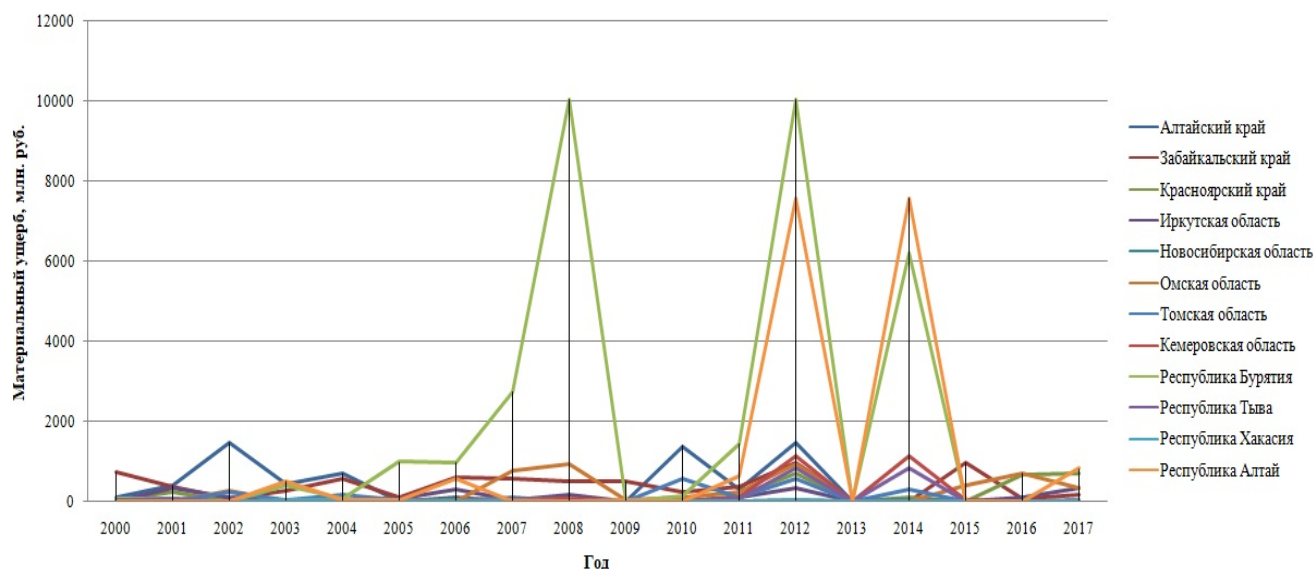


Рис. 3. Величина материального ущерба, нанесенного в результате возникновения ЧС различного генезиса, млн. руб.

Fig. 3. The amount of material damage caused as a result of emergencies of various genesis, million rubles



Рис. 4. Диаграмма процентного соотношения ЧС природного характера, произошедших на территории СФО

Fig. 4. Percentage diagram of natural disasters that occurred in the Siberian Federal District

Наибольшее количество ЧС природного характера, зафиксированных на территории Сибирского федерального округа, приходится на Красноярский край (18%), Республику Бурятию (13%), Иркутскую и Новосибирскую области, Алтайский край (по 11%). Далее по убыванию следуют Кемеровская область (10%), Омская область (9%), Забайкальский край (8%), Томская область (5%), Республика Тыва (2%), Республика Хакасия (1%), Республика Алтай (1%).

Также для анализа риска возникновения ЧС природного характера важно провести анализ опасных природных явлений, которые были зарегистрированы в регионах во времени. Такие явления могут переходить в ЧС, поэтому их анализ очень важен для оценки потенциальной угрозы для субъектов. В табл. 4 представлен график рисков возникновения чрезвычайных ситуаций в годовом цикле на территории СФО.

Таблица 4

График рисков возникновения чрезвычайных ситуаций в годовом цикле на территории СФО

Table 4

The schedule of risks of emergencies in the annual cycle on the territory of the Siberian Federal District

Источники возникновения ЧС	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Лесные пожары												
Гидрологическая обстановка												
Метели												
Грозы												
Град												

Около 70–85% опасных явлений погоды приходится на вегетационный период года (апрель–октябрь) [Евсеева, Ромашова, 2011; Доклад об особенностях ..., 2019]. В большинстве случаев средние сроки наступления периода природных чрезвычайных ситуаций, отображенных в табл. 3, не меняются. Для ряда территорий (районы Красноярского края, расположенные севернее 65° с.ш.) вегетационные периоды смещаются на май–сентябрь, в ряде случаев они начинаются в июле. Однако произошедшие осенние паводки в октябре 2019 г. в районе Новокузнецка Кемеровской области говорят не о смещении сроков паводков, а об изменении их *значимости*. Для большинства субъектов Сибирского федерального округа паводки имеют меньшую значимость, чем весеннее половодье. Однако масштаб октябрьского паводка заставляет задуматься над тем, что, возможно, в будущем на территории СФО зна-

чимось паводков будет возрастать. Одной из возможных причин этого может стать глобальное потепление.

Далее проведен расчет вероятности перехода опасных природных явлений в состояние ЧС. Согласно проведенным расчетам в субъектах СФО процент перехода опасных природных явлений в категорию ЧС природного характера варьирует от 0 до 100%. Среднее значение по субъектам следующее: в Забайкальском крае – 49,5%; в Красноярском крае – 57%; в Иркутской области – 70,6%; в Новосибирской области – 53,2%; в Омской области – 67,7%; в Томской области – 39,3%; в Кемеровской области – 60,2%; в Республике Бурятия – 46,8%; в Алтайском крае – 46%; в Республике Тыва – 53,4%; в Республике Хакасия – 55,6%; в Республике Алтай – 30,8%. Среднее значение по Сибирскому федеральному округу – 52,5%.

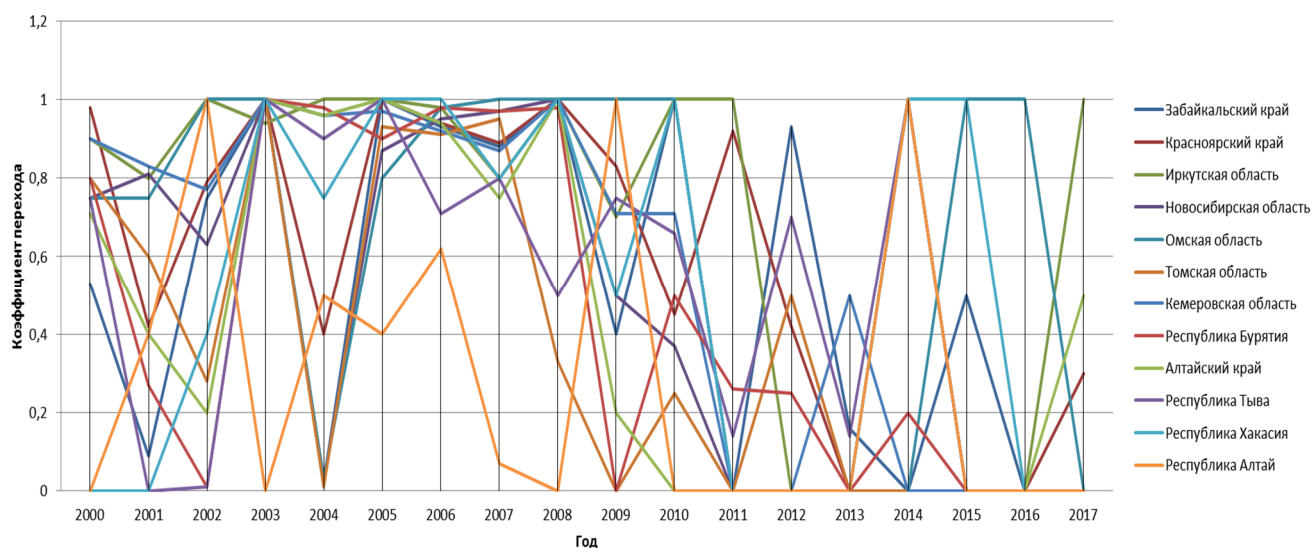


Рис. 5. Значения коэффициента риска возникновения ЧС природного характера из опасного природного явления

Fig. 5. Values of the risk factor for emergencies of a natural nature from a hazardous natural phenomenon

Согласно коэффициенту и полученным результатам субъекты были поделены на 4 группы:

- очень высокие значения уязвимости (Красноярский край, Республика Тыва);
- высокие значения (Забайкальский край, Республика Бурятия, Новосибирская область, Алтайский край);
- средние значения (Кемеровская, Иркутская области, Республика Хакасия);

– низкие значения (Омская, Томская области, Республика Алтай).

После проведения расчетов по формуле (1) было проведено районирование СФО по данному коэффициенту (рис. 6). Группировка субъектов проводилась в рамках следующих значений:

- до 0,5 – слабый риск;
- от 0,5 до 0,75 – средний риск;
- от 0,7 до 1 – сильный риск.

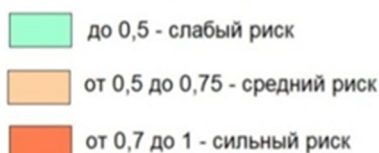


Рис. 6. Группировка субъектов СФО по величине коэффициента перехода опасного природного явления (ОПЯ) в состояние ЧС, средние значения за период с 2000 до 2017 г.

Fig. 6. Grouping of subjects of the Siberian Federal District according to the coefficient of transition of a natural hazard (NH) to the state of emergency, average values for the period from 2000 to 2017

Согласно полученным данным можно сделать следующие выводы:

- слабый риск перехода ОПЯ в состояние ЧС отмечается в Республике Бурятия, Забайкальском крае, Томской области, Республике Алтай, Алтайском крае;
- средний риск перехода ОПЯ в состояние ЧС отмечается в Республике Тыва, Красноярском крае, Республике Хакасия, Кемеровской, Новосибирской, Омской областях;
- сильный риск перехода ОПЯ в состояние ЧС отмечается в Иркутской области.

Обсуждение

Рассмотренный в статье 17-летний период динамики природных чрезвычайных ситуаций начиная с 2010-х гг. имеет тренд на снижение. Резкому снижению числа ЧС на территории СФО можно найти следующие объяснения. По мнению З. Кукала [Кукал, 1985], не важно собственно количество ЧС, их рост или сокращение, играет роль количество населения, проживающего на данной территории. Чем больше численность населения, тем больше вероятность, что количество пострадавших будет больше. Р.А. Нежиховский, Н.А. Алексеев [Нежиховский, 1988; Алексеев, 1988] считают, что сокращение общей водности территории приводит к росту количества пожаров, и наоборот, увеличение водности – причина роста числа паводков и наводнений, при этом сокращается число пожаров. С.Е. Байда полагает [Байда, 2013], что причиной роста или падения числа ЧС служит их синергетический характер, выражающийся в накоплении совместной энергии в периоды сокращения числа ЧС и их рост во время совместного синергетического протекания. Такое совместное протекание она назвала мегакатастрофами. Начиная с А.Л. Чижевского [Чижевский, 1924, 1973], ряд авторов, в том числе Н.В. Петров [Петров, 2015], ссылались на главенствующую роль солнечных ритмов в росте числа катастроф. В.И. Арнольд [Арнольд, 1990], являясь признанным авторитетом в теории катастроф, считал, что все природные явления, в своем развитии достигают точки бифуркации, когда их развитие или усиливается, или, наоборот, идет на спад. С.М. Мягков [Мягков, 1995] видел причину роста количества ЧС в загрязнении окружающей природной среды.

Авторы статьи являются сторонниками действия одновременно нескольких факторов. Ведь воздействие одного фактора может быть катализатором роста количества определенных ЧС (например, пожаров), но при этом являться препятствием для роста других ЧС (например, наводнений). Скорее всего, нет одного доминирующего фактора, который бы вызывал одновременный рост всех природных ЧС в совокупности.

Главным достоинством коэффициента перехода в стадию ЧС, по мнению авторов, является то, что он учитывает именно потери общества, экономики от действия неблагоприятного природного явления. Эти потери учитываются в соответствии с нормативно-правовым документом МЧС России [Приказ МЧС..., 2004]. Ведь по большому счету человеку и инфраструктуре все равно, как проходит течение природных процессов, если нет экономического ущерба, пострадавших и погибших. Таким образом, данный коэффициент показывает, насколько значительный урон наносится человеку и инфраструктуре в процессе перехода опасного природного явления в состояние ЧС.

Заключение

В результате проведенного исследования были сделаны следующие выводы:

1. Установлены наиболее часто регистрируемые опасные природные явления в субъектах СФО. Среди таких явлений выявлены: наводнения, половодья (весеннее, осеннее), высокая степень пожароопасности, вихри, шквалы, сильные ветры, смерчи, засухи, эрозионные процессы, образование оврагов, сели, оползни, землетрясения, обвалы, лавины.

2. Для каждого субъекта СФО установлены природные условия, способствующие возникновению природных ЧС; они были объединены с целью выявить группы условий, которые способны содействовать возникновению ЧС. Среди таких природных условий: горная местность; выпадение большого количества осадков, подстилающая поверхность, характеризующаяся большой пропускной способностью (характерны для Забайкальского края, Республики Бурятия, Алтайского края, Республики Тыва, Республики Алтай); большие площади, занятые лесом, периоды засух, малое количество осадков в течение засушливого периода (Иркутская область, Республика Бурятия, Красноярский край); заболоченные территории, впоследствии подвергшиеся осушению, малое количество осадков в течение засушливого периода (Томская, Новосибирская и Омская области)

3. Определены пространственные закономерности развития природных ЧС и установлены временные ограничения развития природных ЧС. Так, наводнения и пожары характерны для равнинных территорий, сели, оползни, землетрясения, обвалы и лавины – для горных. Эрозионные процессы, образование оврагов, а также вихри, шквалы и сильные ветры в равной степени характерны для всей территории СФО. Большинство опасных природных явлений преобладает в теплый период года: порядка 70–85% случаев в год. Для ряда территорий (районы Красноярского края, расположенные севернее 65° с.ш.) вегетационные периоды смещаются на май–сентябрь, в ряде случаев они начинаются в июле. Изменения

в природе субъектов СФО приводят к тому, что сезоны имеют тенденцию к изменениям. Это требует дополнительного изучения.

4. Определены значения коэффициента перехода опасного природного явления в состояние ЧС. Проведено районирование СФО по значениям данного коэффициента. К районам слабого риска относятся Томская, Омская области, Республики Алтай, Бурятия, Забайкальский край, при этом совокупное сочетание и действие природных факторов связано с низким коэффициентом перехода опасных природных явлений в состояние чрезвычайных ситуаций. К районам сильного риска относится Иркутская об-

ласть; по всей видимости, сильный риск связан с расположением данного региона в Байкальской природной зоне.

Полученные результаты могут быть использованы при проектировании расположения потенциально опасных объектов экономики, размещать такие объекты на территориях с высоким риском возникновения ЧС нецелесообразно. Полученные сведения о сроках возникновения тех или иных опасных природных явлений и их изменении в сезонах года позволят заблаговременно подготовиться к защите от их негативных последствий и более точно регулировать периоды проведения хозяйственных работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Адам А.М., Мамин Р.Г. Природные ресурсы и экологическая безопасность Западной Сибири. 2-е изд. М. : НИА Природа, 2001. 172 с.
- Акимов В.А., Лесных В.В., Радаев Н.Н. Риски в природе, техносфере, обществе и экономике. М. : Деловой экспресс, 2004. 352 с.
- Алексеев Н.А. Стихийные явления в природе: проявления, эффективность защиты. М. : Мысль, 1988. 254 с.
- Арнольд В.И. Теория катастроф. М. : Наука, 1990. 128 с.
- Байда С.Е. Природные, техногенные и биолого-социальные катастрофы: мониторинг и закономерности возникновения. М. : ВНИИ ГОЧС (ФЦ), 2013. 195 с.
- Баринов А.В., Седнев В.А., Шевчук А.Б. и др. Опасные природные процессы : учебник. М. : Академия ГПС МЧС России, 2009. 334 с.
- Воробьев Ю.Л., Шолох В.П., Шахрамьян М.А., Фалеев М.И., Локтионов Н.И., Шойгу С.К. Катастрофы и человек. М. : АСТ-ЛТД, 1997. Кн. 1: Российский опыт противодействия чрезвычайным ситуациям. 256 с.
- Государственный доклад «О состоянии защиты населения и территорий Российской Федерации от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2016 г.» / МЧС России. М. : ВНИИ ГОЧС (ФЦ), 2017. 370 с.
- Департамент экономики и социальных вопросов ООН. Динамика населения. URL: <https://population.un.org/wup/DataQuery/> (дата обращения: 14.02.2020).
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год. М., 2019. 79 с.
- Евсеева Н.С., Ромашова Т.В. Опасные метеорологические явления как составная часть природного риска (на примере юга Томской области) // Вестник Томского государственного университета. 2011. № 353. С. 199–204.
- Кукал З. Природные катастрофы. М. : Знание, 1985. 240 с.
- Мазур И.И., Иванов О.П. Опасные природные процессы : вводный курс : учебник. М. : Экономика, 2004. 702 с.
- Махутов Н.А., Лебедев М.П., Большаков А.М., Гаденин М.М. Научные основы анализа и снижения рисков чрезвычайных ситуаций в районах Сибири и Севера // Арктика: экология и экономика. 2013. № 4 (12). С. 4–15.
- Мягков С.М. География природного риска. М. : Изд-во МГУ, 1995. 223 с.
- Нежиховский Р.А. Наводнения на реках и озерах. Л. : Гидрометеиздат, 1988. 184 с.
- Олтян И.Ю., Ляховец Т.Л. Разработка терминологии и индикаторов прогресса в области реализации Сендайской рамочной программы по уменьшению риска бедствий на 2015–2030 годы // Технологии гражданской безопасности. 2016. Т. 13, № 1 (47). С. 22–26.
- Петров Н.В. Решение проблемы природно-техногенной безопасности на основе закона сохранения жизни // Устойчивое инновационное развитие: проектирование и управление : электрон. науч. изд. 2015. Т. 11, № 4 (29). URL: <http://www.pypravlenie.ru/?p=2897> (дата обращения: 19.09.2019).
- Порфирьев Б.Н. Финансовые механизмы управления природными рисками // Экономика и управления. 2009. № 2 (41). С. 7–15.
- Приказ МЧС России от 08.07.2004 № 329 (ред. от 24.02.2009) «Об утверждении критериев информации о чрезвычайных ситуациях».
- Регионы России. Основные характеристики субъектов Российской Федерации. 2018 : стат. сб. / Росстат. М., 2018. 751 с.
- Стратегический прогноз изменений климата РФ на период 2010–2015 гг. и их влияние на отрасли экономики / под ред. А.И. Бедрицкого. М. : Росгидромет, 2005. 30 с.
- Указ Президента РФ от 03.11.2018 № 632 «О внесении изменений в перечень федеральных округов, утвержденный указом Президента Российской Федерации от 13 мая 2000 г. № 849».
- Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. М. : Мысль, 1973. 352 с.
- Чижевский А.Л. Физические факторы исторического процесса. Калуга, 1924. 72 с.
- Шокин Ю.И., Махутов Н.А., Москвичев В.В. Природно-техногенная безопасность регионов Сибири: состояние проблемы и направления действий // Труды Международной конференции RDAMM–2001. 2001. Т. 6, ч. 2, спец. вып. С. 427–436.
- Шойгу С.К., Воробьев Ю.Л., Владимиров В.А. Катастрофы и государство. М. : Энергоатомиздат, 1997. 512 с.

Авторы:

Игнатьева Анна Владимировна, аспирант, ассистент, кафедра природопользования, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: anna_tomsktsu@mail.ru

Кнауб Роман Викторович, кандидат географических наук, доцент, кафедра природопользования, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: knaybrv@mail.ru

Geosphere Research, 2020, 1, 66–77. DOI: 10.17223/25421379/14/5

A.V. Ignateva, R.V. Knaub

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

NATURAL CONDITIONS OF DEVELOPMENT OF EMERGENCY SITUATIONS IN THE TERRITORY OF THE SIBERIAN FEDERAL DISTRICT

On the basis of data on natural conditions of development of dangerous natural processes the transition to the stage of emergency situations was assessed. It is established that the transition to the emergency stage depends on the force of manifestation of a dangerous natural phenomenon and the resulting material damage and the number of dead and affected population. As a result of the study, it was established that a weak risk of transition of a dangerous natural phenomenon to the state of emergency is observed in the following subjects of the Siberian Federal District: the Republic of Buryatia, Transbaikalian Territory, Tomsk Region, the Republic of Altai and Altai Territory. The average risk of transition of a natural hazard to an emergency situation is observed in the Republic of Tuva, Krasnoyarsk Territory, Republic of Khakassia, Kemerovo Region, Novosibirsk Region and Omsk Region. Strong risk of transition of the dangerous natural phenomenon to an emergency situation is noted in the following subjects: Irkutsk region. Spatial and temporal differences in the manifestation of natural disasters are shown. According to the data on the territory of the Siberian Federal District, the number of natural disasters was recorded in generalized form for the period under consideration: Krasnoyarsk Territory (18%), the Republic of Buryatia (13%), the Irkutsk Region (11%), the Novosibirsk Region (11%), the Altai Krai (11%), the Kemerovo Region (10%), the Omsk Region (9%), the Transbaikalian Territory (8%), the Tomsk Region (5%), the Republic of Tyva (2%), the Republic of Khakassia (1%) and the Republic of Altai (1%). It is established that about 70-80% of hazardous natural phenomena occur in the warm season. The main advantage of the coefficient of transition to the emergency stage, according to the authors, is that it takes into account the loss of society and the economy from the adverse effects of natural phenomena. These losses are taken into account in accordance with the regulatory document of the Ministry of Civil Defense, Emergencies and Elimination of Consequences of Natural Disasters of the Russian Federation.

Keywords: *natural emergencies, Siberian Federal District, risk, disaster, emergency conditions.*

REFERENCES

- Adam A.M., Mamin R.G. *Prirodnyye resursy i ekologicheskaya bezopasnost' Zapadnoy Sibiri. 2-e izdaniye* [Natural resources and environmental safety of Western Siberia. 2nd edition]. Moscow: NIA-Priroda, 2001. 172 p. In Russian
- Akimov V.A., Lesnykh V.V., Radaev N.N. *Riski v prirode, tekhnosfere, obshchestve i ekonomike* [Risks in nature, the technosphere, society and the economy]. Moscow: Delovoy Express, 2004. 352 p. In Russian
- Alekseev N.A. *Stikhiynnye yavleniya v prirode: proyavleniya, effektivnost' zashchity* [Natural phenomena in nature: manifestations, protection effectiveness]. Moscow: Mysl', 1988. 254 p. In Russian
- Arnold V.I. *Teoriya katastrof* [Catastrophe theory]. Moscow: Nauka, 1990. 128 p. In Russian
- Baida S.E. *Prirodnyye, tekhnogennyye i biologo – sotsial'nyye katastrofy: monitoring i zakonmernosti vozniknoveniya* [Natural, technological and biological – social disasters: monitoring and patterns of occurrence]. Moscow: FSBI VNII GOCHS (FC), 2013. 195 p. In Russian
- Barinov A. V., Sednev V. A., Shevchuk A. B. et al. *Opasnyye prirodnyye protsessy: Uchebnik* [Hazardous natural processes: Textbook]. Moscow: Academy of the State Fire Service of the Ministry of Emergencies of Russia, 2009. 334 p. In Russian
- Vorobyov Yu.L., Sholokh V.P., Shahramanyan M.A., Faleev M.I., Loktionov N.I., Shoigu S.K. *Katastrofy i chelovek. Kniga 1. Rossiyskiy opyt protivodeystviya chrezvychaynym situatsiyam* [Disasters and man. Book 1. Russian experience in emergency response]. Moscow: Publishing house AST-LTD. 1997. 256 p. In Russian
- Gosudarstvennyy doklad «O sostoyanii zashchity naseleniya i territoriy Rossiyskoy Federatsii ot chrezvychaynykh situatsiy prirodnogo i tekhnogennogo kharaktera v 2016 g.» [State report "On the state of protection of the population and territories of the Russian Federation from natural and man-made emergencies in 2016"] / EMERCOM of Russia. Moscow : FSBI VNII GOCHS (FC), 2017. 370 p. In Russian
- Departament ekonomiki i sotsial'nykh voprosov OON. *Dinamika naseleniya* [United Nations Department of Economics and Social Affairs. Population dynamics]. URL: <https://population.un.org/wup/DataQuery/> (Date of access: 02/14/2020).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiyskoy Federatsii za 2018 god [Report on climate features in the Russian Federation for 2018.] Moscow, 2019. 79 p.
- Evseeva N.S., Romashova T.V. *Opasnyye meteorologicheskiye yavleniya kak sostavnaya chast' prirodnogo riska (na primere yuga Tomskoy oblasti)* [Hazardous meteorological phenomena as an integral part of natural risk (for example, the south of the Tomsk region)] // Tomsk State University Bulletin. 2011. No. 353. pp. 199–204. In Russian
- Kukal Z. *Prirodnyye katastrofy* [Natural disasters]. Moscow : Knowledge, 1985. 240 p. In Russian
- Mazur I.I., Ivanov O.P. *Opasnyye prirodnyye protsessy. Vvodnyy kurs: uchebnik* [Hazardous natural processes. Introductory course: textbook]. Moscow: Economics, 2004. 702 p. In Russian
- Makhutov N.A., Lebedev M.P., Bolshakov A.M., Gadenin M.M. *Nauchnyye osnovy analiza i snizheniya riskov chrezvychaynykh situatsiy v rayonakh Sibiri i Severa* [The scientific basis of the analysis and reduction of emergency risks in the regions of Siberia and the North] // Arctic: ecology and economics. No. 4 (12). 2013. pp. 4–15. In Russian

- Myagkov S.M. *Geografiya prirodnogo riska* [Geography of natural risk]. Moscow: Publishing House of Moscow State University, 1995. 223 p. In Russian
- Nezhikhovskiy R.A. *Navodneniya na rekakh i ozërahkh* [Floods on rivers and lakes]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988. 184 p. In Russian
- Oltyan I. Yu., Lyakhovets T.L. *Razrabotka terminologii i indikatorov progressa v oblasti realizatsii Sendayskoy ramochnoy programmy po umen'sheniyu riska bedstviy na 2015–2030 gody* [Development of terminology and indicators of progress in the implementation of the Sendai Framework for Disaster Risk Reduction for 2015–2030] // *Civil Security Technologies*. T. 13, No. 1 (47). 2016. pp. 22–26. In Russian
- Petrov N.V. *Resheniye problemy prirodno – tekhnogennoy bezopasnosti na osnove zakona sokhraneniya zhizni* [The solution to the problem of natural and technological safety based on the law of life preservation] // Electronic scientific publication "Sustainable innovative development: design and management" T. 11, No. 4 (29). 2015. – URL: <http://www.rpravlenie.ru/?p=2897> (accessed: 09/19/2019). In Russian
- Porfiriev B.N. *Finansovyye mekhanizmy upravleniya prirodnymi riskami* [Financial mechanisms of natural risk management] // *Economics and Management* No. 2 (41). 2009. pp. 7–15. In Russian
- Prikaz MCHS Rossii ot 08.07.2004 N 329 (red. ot 24.02.2009) «Ob utverzhdenii kriteriyev informatsii o chrezvychaynykh situatsiyakh»* [Order of the Ministry of Emergencies of Russia of 08.07.2004 N 329 (as amended on 24.02.2009) "On the approval of the criteria for information on emergency situations"]. In Russian
- Regiony Rossii. Osnovnyye kharakteristiki sub'yektov Rossiyskoy Federatsii* [Regions of Russia. The main characteristics of the constituent entities of the Russian Federation]. 2018. Stat. Sat /Rosstat. Moscow, 2018. 751 p. In Russian
- Strategicheskii prognoz izmeneniy klimata RF na period 2010–2015 gg. i ikh vliyaniye na otrasli eko* [Strategic forecast for climate change in the Russian Federation for the period 2010–2015 and their influence on economic sectors] / ed. A.I. Bedritsky. Moscow: Roshydromet. 2005. 30 p. In Russian
- Ukaz Prezidenta RF № 632 ot 3 noyabrya 2018 goda «O vnesenii izmeneniy v perechen' federal'nykh okrugov, utverzhennykh ukazom Prezidenta Rossiyskoy Federatsii ot 13 maya 2000 g. № 849* [Decree of the President of the Russian Federation No. 632 of November 3, 2018 "On Amending the List of Federal Districts, approved by Decree of the President of the Russian Federation of May 13, 2000 No. 849"]. In Russian
- Chizhevsky A. L. *Zemnoye ekho solnechnykh bur'* [Earth echo of solar storms]. Moscow: Mysl', 1973. 352 p. In Russian
- Chizhevsky A.L. *Fizicheskiye faktory istoricheskogo protsessa* [Physical factors of the historical process]. Kaluga. 1924. 72 p. In Russian
- Shokin Yu.I., Makhutov N.A., Moskvichev V.V. *Prirodno-tekhnogennaya bezopasnost' regionov Sibiri: sostoyaniye problemy i napravleniya deystviy* [Natural and technological safety of the regions of Siberia: state of the problem and course of action] // *Proceedings of the International Conference RDAMM*. 2001. T. 6, Part 2, Special edit. 2001. pp. 427–436. In Russian
- Shoigu S.K., Vorobyov Yu.L., Vladimirov V.A. *Katastrofy i gosudarstvo* [Disasters and the state]. Moscow: Energoatomizdat, 1997. 512 p. In Russian

Author's:

Ignateva Anna V., post-graduate student, Assistant, Department of Nature Management, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: anna_tomsktsu@mail.ru

Knaub Roman V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Nature Management, Geology and geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: knaybrv@mail.ru

УДК 911.52

ОЦЕНКА ТРАНСФОРМАЦИИ ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ОСУШЕННЫХ ВЕРХОВЫХ БОЛОТ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.А. Синюткина

Сибирский институт сельского хозяйства и торфа – филиал
Сибирского федерального научного центра агробиотехнологий РАН, Томск, Россия



Представлены результаты оценки интенсивности торфонакопления и степени трансформации верхних горизонтов торфяной залежи осушенных в 1980-х гг. верховых болот юго-восточной части Западной Сибири на основе анализа физико-технических свойств и ботанического состава торфа. Увеличение зольности и плотности торфа, смена ботанического состава являются индикаторами границы горизонтов торфяной залежи, сформированных до и после осушения. Выявлено, что мощность слоя торфа, сформированного после проведения осушительной мелиорации, изменяется от 0 до 25–30 см на разных ключевых участках. На шести из восьми изученных участков наблюдается процесс современной аккумуляции торфа, на двух участках скорость торфонакопления минимальна или оно полностью отсутствует.

Ключевые слова: осушительная мелиорация, восстановление болот, Томская область, влажность, зольность, степень разложения, ботанический состав, насыпная плотность.

Введение

Водно-болотные угодья являются ценными природными ресурсами, предоставляющими множество экологических услуг для флоры и фауны. В последнее время водно-болотные угодья стали популярной темой в дискуссиях об изменении климата, поскольку они включают 12% глобального углеродного пула [Anami et al., 2018]. В результате понижения уровня болотных вод при осушении болота становятся источником выбросов углекислого газа в атмосферу вследствие активизации микробиологических процессов в торфяной залежи [Bacon et al., 2017]. В настоящее время наблюдается повышение внимания к оценке более широкого спектра услуг, предоставляемых болотами, включая защиту биоразнообразия, регулирование стока и баланса парниковых газов, таких как диоксид углерода и метан, и становится общепризнанным, что восстановление нарушенных болот, в том числе путем блокировки каналов, является единственным способом возобновления их биосферных функций [Бамбалов, Ракович 2007; Knox et al., 2017; Williamson et al., 2017]. Поэтому становится все более важным измерять и моделировать накопление углерода в торфяных почвах и проводить оценки динамики запасов торфа, чтобы обеспечить регулирование изменений углеродного цикла во времени в контексте мероприятий по смягчению последствий изменения климата [Keaney et al., 2013; Walter et al., 2016].

Для территории таежной зоны Западной Сибири, и в частности для Томской области, является актуальной проблема оценки состояния и процессов самовосстановления осушенных болот. Согласно данным дешифрирования космических снимков Landsat, осушенные с целью лесомелиорации и добычи торфа болота в пределах Томской области занимают более

500 км². Пространственное распределение осушенных болот по территории неравномерно, наибольшая их часть сосредоточена в южной части области. Самый северный участок гидrolесомелиорации на верховом болоте расположен в окрестностях г. Колпашево. Большая часть осушенных верховых болот находится в пределах северо-восточных отрогов Большого Васюганского болота [Синюткина, 2013]. В настоящее время большинство осушенных болот не используется. Отсутствие ремонта дренажной сети способствовало ее заторфовыванию и зарастанию, что привело к частичному перекрытию каналов и развитию неконтролируемых процессов самовосстановления верховых болот. Неоднозначность оценок последствий как осушения, так и восстановления болот с точки зрения эмиссии парниковых газов и скорости современной аккумуляции торфа, потенциальной пожароопасности болот и динамики биоразнообразия [Синюткина и др., 2018] делает необходимым проведение исследований в области изучения современного состояния и тенденций самовосстановления биосферных функций осушенных верховых болот подзоны южной тайги Западной Сибири. В частности, целью данной работы является оценка интенсивности торфонакопления и степени трансформации торфяной залежи осушенных верховых болот юго-восточной части Западной Сибири на основе анализа физико-технических свойств и ботанического состава торфа.

Объекты и методы

Объекты исследования. Объектами исследования являются пять ключевых участков на осушенных и аналогичном естественном верховых болотах (рис. 1, табл. 1) в пределах междуречных равнин в бассейне

р. Чаи, левобережной надпойменной террасы р. Бакчар и правобережной второй надпойменной террасы р. Оби. Водораздельные равнины сложены песчано-глинистыми отложениями нижнечетвертичного и среднечетвертичного возраста демьяновской, тобольской, самаровской свит и отложениями ширтинского и тазовского горизонтов. Мощность отложений достигает 60 м. В пределах водораздельных равнин отложения болот залегают на плотных водонепроницаемых глинистых отложениях ширтинского и тазовского горизонтов. Абсолютные высоты поверхности изменяются в пределах 110–120 м. Поверхность равнин ровная, повсеместно интенсивно заболоченная. Террасы р. Бакчар вложены в среднечетвертичные отложения самаровской свиты и отложения ширтинского и тазовского горизонтов. Террасы сложены глинами, суглинками, песками. Поверхность террас ровная, сильно заболоченная. Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы р. Оби залегают на среднечетвертичных отложениях тобольской свиты и сложены мелко и крупнозернистыми песками, галечниками, суглинками и глинами. Для правобережной террасы характерно преобладание песчаных отложений. Абсолютные высоты поверхности изменяются в пределах 70–80 м. Рельеф минеральной поверхности характеризуется наличием многочисленных понижений, занятых верховыми болотами,

сильной заболоченностью отличается тыловая часть террасы вдоль уступа третьей надпойменной террасы [Геолого-гидрогеологическое строение, 1964, 1965]. Климат исследуемой территории континентальный с длинной холодной зимой и коротким теплым летом. Средняя годовая температура в пределах изучаемой территории изменяется в интервале $-0,53$ до $0,09^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков от 475 до 519 мм [Булыгина, Ракович, 2007], суммарное годовое испарение достигает 350 мм [Возобновляемые..., 2007].

Территория исследования относится к подзоне южной тайги Западной Сибири. Растительный покров всех ключевых участков представлен сосново-кустарничково-сфагновым фитоценозом, иногда с примесью кедра и березы. Видовой состав характеризуется доминированием *Pinus sylvestris*, *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calculata*, сфагновых мхов. Осушение участков проведено в 1980-х гг. сетью открытых каналов с целью лесомелиорации и добычи торфа. Отсутствие лесопосадочных работ и ремонта дренажной сети привело к развитию процессов самовосстановления осушенных болот. В зависимости от исходной нормы осушения и современного состояния дренажной сети болота находятся на разной стадии самовосстановления растительного покрова. В качестве объекта сравнения выбран ключевой участок в бассейне р. Ключ.

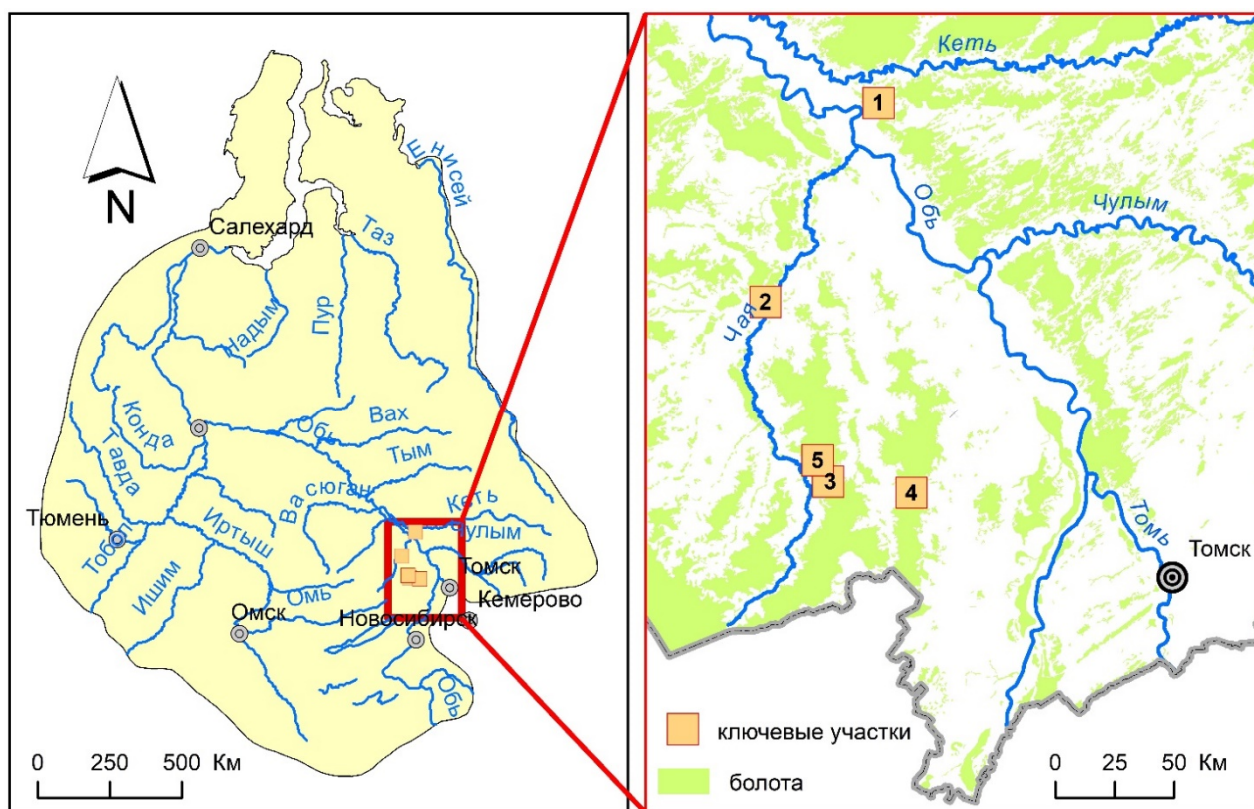


Рис. 1. Схема расположения объектов исследования
Цифрами обозначены номера ключевых участков (см. табл. 1)

Fig. 1. Study area map
Numbers indicate the numbers of key sites (see table 1)

Таблица 1

Характеристика ключевых участков

Table 1

Key sites characteristics

Ключевой участок	Номер площадки	Координаты	Уровень болотных вод, см	Геоморфологический уровень	Антропогенная нагрузка
1 Колпашево (К)	1	58°19'07"N 83°06'37"E	–100	терраса р. Кеть	гидролесомелиорация
	2	58°19'10"N 83°06'36"E	–100		
2 Усть-Бакcharское болото (УБ)	1	57°34'41"N 82°16'26"E	–42	терраса р. Бакchar	осушение для добычи торфа
	2	57°34'33"N 82°16'22"E	–27		
3 Бакcharский болотный массив (ББ)	1	56°53'29"N 82°40'47"E	–26	междуречье Бакchar-Икса	гидролесомелиорация
	2	56°53'48"N 82°40'56"E	–11		
4 Иксинский болотный массив (ИБ)	1	56°50'25"N 83°15'18"E	–27	междуречье Икса-Шегарка	гидролесомелиорация
	2	56°51'15"N 83°15'55"E	–23		
5 Бакcharский болотный массив (фон)	1	56°58'24"N 82°36'41"E	–11	междуречье Бакchar-Икса	естественный участок

Ключевой участок № 1 (Колпашево) расположен на второй надпойменной террасе р. Оби в окрестностях г. Колпашево Томской области и включает верховое болото площадью 11 км². Осушенный участок площадью около 3,4 км² расположен в юго-западной части болота. Расстояние между осушительными каналами изменяется от 80–100 м на южной окраине болота и увеличивается до 400 м по направлению к центральной части. Полевые исследования проведены в южной части болота в пределах кедрово-соснового кустарничково-сфагнового (площадка К1) и сосново-кустарничково-сфагнового (площадка К2) микроландшафтов. Мощность торфяной залежи в пределах площадки К1 составила 1,5 м. Залежь сложена преимущественно древесно-травяно-моховыми торфами, степень разложения увеличивается с глубиной от 10 до 50%. Мощность торфяной залежи на площадке К2 составляет 2,35 м. Верхние горизонты торфяной залежи до глубины 0,80 м сложены преимущественно сфагновым, ниже распространены древесно-травяно-моховые торфы. Степень разложения увеличивается с глубиной от 3 до 50%. Торфяная залежь подстилается песчаными отложениями.

Ключевой участок № 2 расположен в пределах болота Усть-Бакcharское на левобережной террасе р. Бакchar. Площадь болота составляет 3,5 км², в том числе осушенная часть – 1,6 км². Болото осушено с целью добычи торфа, расстояние между осушительными каналами составляет 40 м. Полевые исследования проведены в осушенной центральной части болота в пределах сосново-кустарничкового (УБ1) и березово-соснового кустарничково-сфагнового (УБ2) микроландшафтов. Мощность торфяной залежи на площадке УБ1 составляет 3 м, до глубины 1,75 м

сложена верховым сфагновым торфом со степенью разложения 5–15%, ниже следуют слои травяно-мохового и древесно-травяно-мохового торфов со степенью разложения до 40%. Торфяная залежь на площадке УБ2 общей мощностью 1,7 до глубины 1 м сложена сфагновым торфом со степенью разложения 5–15%. Ниже следуют слои пушицево-сфагнового и древесно-травяно-мохового торфов, степень разложения увеличивается до 50%. Минеральное дно болота сложено тяжелым суглинком.

Ключевой участок № 3 расположен в пределах осушенной части Бакcharского болотного массива (отрог Большого Васюганского болота) на Бакchar-Иксинской водораздельной равнине. Площадь болотного массива около 2 600 км², осушенный с целью гидролесомелиорации участок площадью 77 км² расположен в центральной части болотного массива к югу от трассы Томск–Бакchar. Полевые исследования проведены в пределах сосново-кустарничково-сфагновых микроландшафтов на двух площадках в бассейне р. Гавриловка. Мощность торфяной залежи площадки ББ1 составляет 2,5 м. Залежь до глубины 1,75 м сложена сфагновым торфом со степенью разложения 5–25%. Ниже следуют слои травяно-сфагнового, травяного и древесно-травяного торфов, степень разложения увеличивается до 50% в придонном слое. Верхние слои торфяной залежи площадки ББ2 до глубины 1,25 м сложены сфагновым торфом со степенью разложения 5–20%. Ниже следуют слои древесно-травяного торфа, степень разложения увеличивается с глубиной до 40%.

Ключевой участок № 4 расположен в пределах осушенной части Иксинского болотного массива (отрог Большого Васюганского болота) на Икса-

Шегарской водораздельной равнине. Площадь болотного массива составляет около 1 700 км², в том числе осушенная часть занимает около 70 км² в центральной части болотного массива по обе стороны от трассы Томск–Бакчар. Полевые исследования проведены в пределах сосново-кустарничково-сфагновых микроландшафтов на двух площадках к югу от трассы. Мощность торфяной залежи на площадке ИБ1 составляет 3,3 м, до глубины 2,9 м сложена сфагновым торфом со степенью разложения 5–30%. Придонные слои сложены древесно-сфагновым и древесно-травяным торфами, степень разложения увеличивается до 50%. На площадке ИБ2 мощность торфяной залежи снижается до 1,3 м, сложена сфагновым, древесно-сфагновым и травяно-сфагновым торфами. Степень разложения изменяется в пределах 15–40%.

Ключевой участок № 5 расположен в естественной части Бакчарского болотного массива в пределах сосново-кустарничково-сфагнового микроландшафта. Мощность торфяной залежи составляет 2,4 м, до глубины 1 м сложена сфагновым торфом со степенью разложения 5–20%. Ниже по профилю слои торфа сменяются в следующем порядке: травяно-сфагновый, древесно-моховой, травяно-моховой, степень разложения повышается до 30%.

Методы полевых исследований. Полевые исследования и отбор образцов торфа проведены в период с 23 июля до 8 августа 2019 г. Полевые исследования включали в себя:

1. Определение мощности торфяной залежи, выделение стратиграфических горизонтов по видам и степени разложения торфа визуальным методом [von Post, 1922; Тюремнов, 1976] по всей мощности торфяной залежи. Определение степени разложения проведено путем характеристики пластических свойств торфа, содержания растительных остатков, количества и цвета выжимаемой воды. Вид торфа определялся по составу видимых растительных остатков, цвету и степени разложения образцов торфа.

2. Отбор образцов торфа с шагом 5 см до глубины 90 см с использованием торфяного бура для лабораторного определения ботанического состава и физико-технических характеристик торфа. Всего отобрано 162 образца. Глубина отбора образцов обусловлена однородным ботаническим составом торфяной залежи на всех участках до глубины 90 см.

3. Определение уровня болотных вод относительно средней поверхности болота с использованием метода линейной таксации [Наставления, 1990].

Методы лабораторных исследований. Лабораторный анализ торфа включал определение следующих характеристик: ботанический состав, степень разложения [ГОСТ 28245–89], зольность [ГОСТ 11306–83], влажность [ГОСТ 11305–2013], насыпная плотность [Chambers et al., 2011]. Оценка значимости различий физико-технических свойств торфа осушенных и естественного болот проведена с ис-

пользованием теста Mann–Whitney (U-test). Классификация площадок по критериям физико-технических свойств торфа выполнена методом кластерного анализа.

Результаты

Ботанический состав торфа. Значения физико-технических показателей определяются ботаническим составом торфа. Наименьшие значения насыпной плотности (0,05 г/см³), зольности (1,9%) и степени разложения (11%) и наибольшая влажность (92%) характерны для фускум торфа. Наличие древесных остатков способствуют увеличению зольности до 6% и уменьшению влажности до 83% при содержании древесины более 50%. Максимальная плотность характерна для древесного и травяного видов торфа (0,1 г/см³). Ботанический состав верхних горизонтов торфа естественного участка до глубины 65 см характеризуется преобладанием балтикум и магелланикум торфов. Последствия осушительной мелиорации проявляются в смене видового состава мхов и увеличении доли древесных остатков в составе верхних горизонтов торфяной залежи. Выявлены различия в характере трансформации ботанического состава торфа, отложившегося до и после осушения между ключевыми участками. На площадках ББ1, К2 отмечена смена балтикум и магелланикум торфов на фускум торф на глубине 25 см. Для площадки УБ2 характерно появление в составе торфа верхних горизонтов гипновых мхов с максимальной долей их присутствия на глубине 15–20 см. Ряд площадок (ИБ2, К1) характеризуется формированием древесного торфа в верхних горизонтах при практически полном отсутствии здесь остатков сфагновых мхов, что может являться индикатором практически полного отсутствия процесса современной аккумуляции торфяной залежи. На остальных площадках трансформация видового состава растений-торфообразователей не выявлена.

Влажность торфа. Среднее значение влажности торфа на всех осушенных участках составило 91,1%. Минимальная влажность (73%) наблюдается в верхнем слое торфа на площадке К1. Кроме того, низкие значения влажности (менее 80%) характерны для слоя торфа 25–35 см площадки К2. Максимальные значения влажности, превышающие 95%, отмечены на площадке ББ1 в слое торфа 30–70 см. Значимые различия влажности торфа между осушенными и естественными болотами характерны для всех ключевых участков, за исключением площадки ББ1 (U-test, $p < 0,05$) (рис. 2).

Минимальное значение средней влажности торфа верхнего горизонта торфяной залежи (до 30 см), составляющее 84%, наблюдается на площадке К1. Более высокие значения влажности верхних горизонтов (84–88%) характерны для площадок К2, УБ1,2, ИБ2. Минимальные значения средней влажности по

глубине 0–90 см отмечены на обеих площадках ключевого участка Колпашево, что объясняется просыханием торфяной залежи на значительную глубину при низком уровне болотных вод (см. табл. 1). Большие значения средней влажности по глубине 0–90 см (92–94%), близкие к естественному участку (95,4%), отмечены на площадках ББ1,2, ИБ1. Для всех объектов, за исключением площадки ББ2, характерно повышение значений влажности с глубиной в верхних слоях до глубины 20–30 см, ниже на большинстве участков наблюдается стабилизация значений влажности.

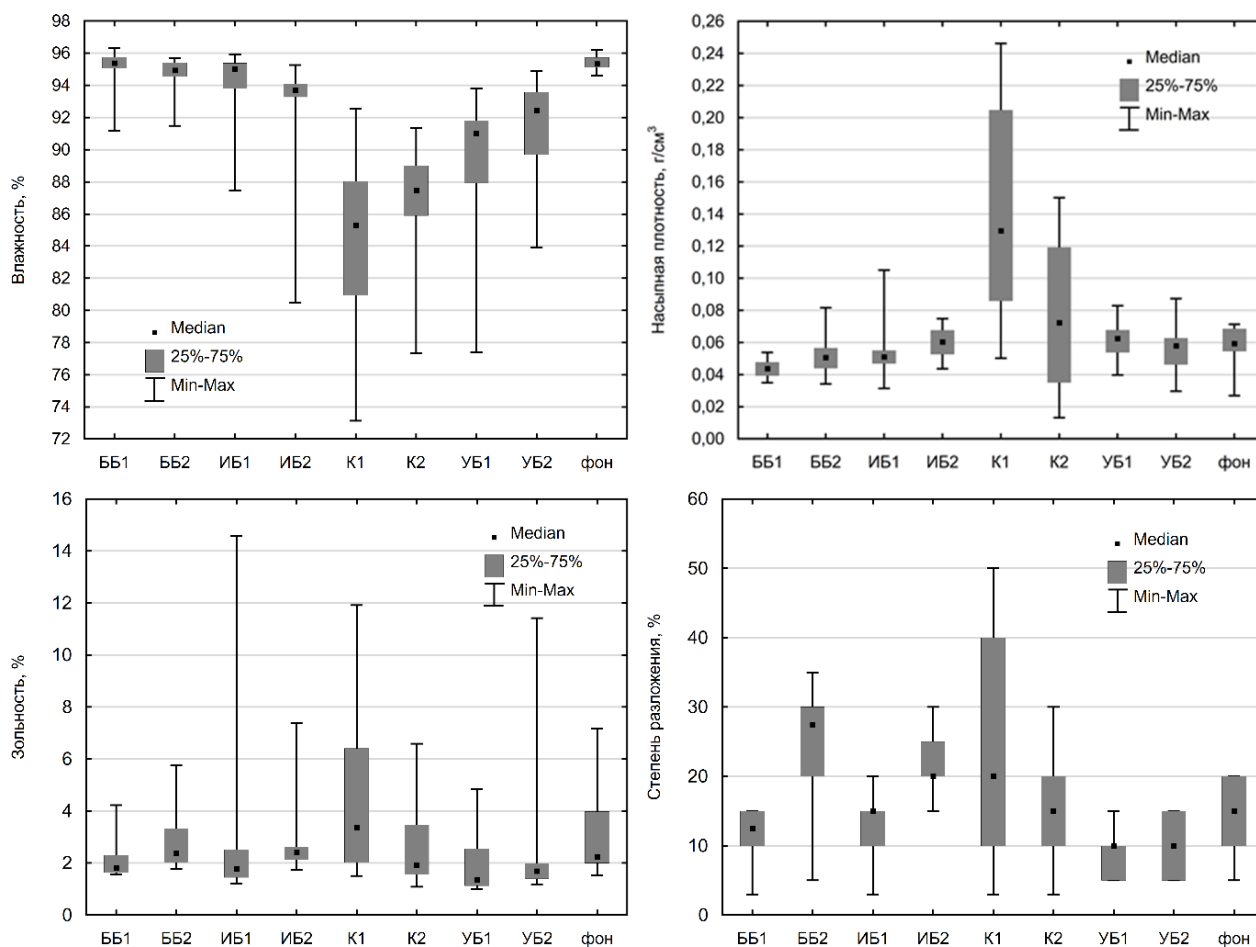


Рис. 2 Сравнение свойств торфа между ключевыми участками

Fig. 2 Comparison of peat properties between key sites

Насыпная плотность торфа. Плотность торфа осушенных болот изменяется в пределах 0,01–0,25 г/см³. По результатам кластерного анализа (см. рис. 3) в отдельную группу выделяются обе площадки ключевого участка Колпашево, для которого характерны высокие значения и максимальные амплитуды колебаний плотности торфа (0,13–0,20 г/см³). Отмечено значимое превышение средней плотности над фоновым участком в 2,3 раза. При этом в приповерхностном слое торфяной залежи (5–10 см) на площадке К2 отмечено минимальное зна-

чение плотности среди ключевых участков, что, вероятно, объясняется высокой продуктивностью сфагновых мхов. Максимальные значения плотности наблюдаются на площадке К1 на глубинах 65–90 см. Это объясняется увеличением доли древесных остатков в ботаническом составе торфа на данной глубине, а также может быть связано с продолжающимся уплотнением торфяной залежи не только приповерхностных горизонтов, но и в более глубоких слоях в связи с низкими значениями уровня болотных вод.

Второй кластер объединяет все остальные площадки, включая фоновый участок. Значимые различия в значениях плотности в слое торфа 0–90 см между фоновыми и осушенными участками характерны для площадок ББ1,2, ИБ 1, К1. При этом плотность может отличаться как в большую, так и меньшую сторону (см. рис. 2). Меньшая плотность торфа на осушенных болотах в сравнении с фоновым может объясняться меньшей плотностью фукум торфа в сравнении с магелланикум и балтикум.

На осушенных болотах в верхнем слое торфа отмечаются тенденции к увеличению значений плотности от поверхности в среднем до глубины 25 см. Горизонты максимальных значений плотности в пределах верхних слоев торфяной залежи различаются между участками и в большинстве случаев соответствуют глубинам 15–25 см. Увеличение плотности на данных глубинах на одних ключевых участках соответствует слою торфа с увеличением доли древесных остатков в составе сфагнового торфа

(например, ИБ1), на других увеличение плотности объясняется сменой сфагнового торфа на гипновый, вероятно, отложившийся во время максимального влияния осушительной мелиорации в первые годы после осушения (например УБ2). На площадках ключевого участка ББ увеличение плотности торфа на глубинах 15–25 см не связано с существенным изменением ботанического состава торфа и, вероятно, произошло путем механического уплотнения торфяной залежи в период низкого уровня болотных вод в первые годы после осушения. На площадках УБ1 и ИБ2 максимальные значения плотности отмечены в поверхностном слое и на глубине 5–10 см соответственно, что может свидетельствовать об отсутствии процессов современной аккумуляции торфа или их минимальной скорости. На естественном болоте слой торфа с повышенной плотностью не выделяется, плотность здесь закономерно увеличивается с глубиной от 0,02 г/см³ в приповерхностном слое до 0,065 г/см³ на глубине 70–90 см.

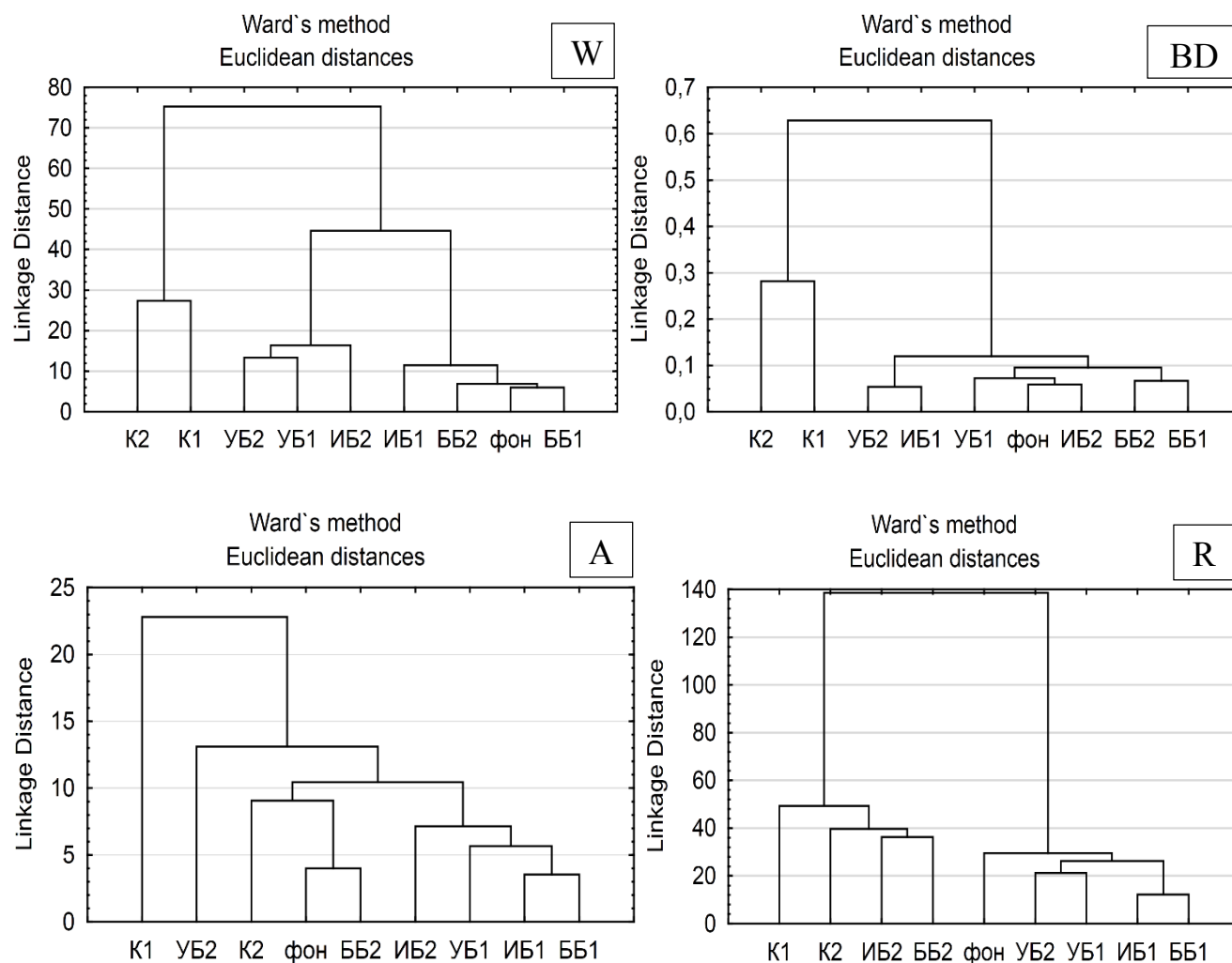


Рис. 3 Результаты кластерного анализа по показателям физико-технических свойств торфа

W – влажность, BD – насыпная плотность, A – зольность, R – степень разложения

Fig. 3 Results of cluster analysis by indicators of physical and technical peat properties

W – water content, BD – bulk density, A – ash content, R – peat decomposition degree

Зольность торфа. Среднее значение зольности для осушенных болот ключевых участков составляет 2,7% и изменяется в пределах от 1,0 (К2 на глубине 5–10 см) до 12% (К1 на глубине 75–80 см). Значимые различия между значениями зольности осушенных и фоновых участков характерны для площадок ИБ1, УБ1,2 (см. рис. 2). По результатам кластерного анализа в отдельный кластер объединяются площадки УБ2 и ИБ1, отличающиеся большими амплитудами колебаний зольности по глубине в сравнении с остальными участками. Площадка К1, характеризующаяся максимальным средним значением зольности по глубине (4,1%), не вошла ни в один из выделенных кластеров. В один подкластер с фоновым участком вошла площадка ББ2. Для большинства осушенных участков является характерным увеличение зольности на глубине от 10 (ИБ 2) до 35 см (К2). На площадке УБ1 максимальное значение зольности отмечено в поверхностном слое торфа, что является индикатором отсутствия процесса современной аккумуляции торфа (см. рис. 3).

Степень разложения. Степень разложения торфа осушенных болот изменяется в пределах 3–45% со средним значением 16%. Максимальные значения степени разложения характерны для слоя торфа глубже 75 см на отдельных ключевых участках и согласуются со сменой ботанического состава торфа со сфагнового на древесно-сфагновый. Для всех участков отмечено увеличение степени разложения с глубиной. Резкое увеличение степени разложения с 3–5 до 15–20% происходит в слое торфа на глубине 20–30 см. Значимые превышения степени разложения осушенных болот над естественным характерны только для площадок УБ1,2 и К1. На остальных болотах отмечаются незначимые различия в степени разложения как в большую, так и в меньшую сторону в сравнении с фоновой площадкой (см. рис. 2).

Обсуждение

Осушение болот приводит к изменению структуры и физических свойств торфяной залежи. В результате снижения уровня болотных вод значительная часть отложений попадает в зону аэрации, происходят осадка и уплотнение торфа, увеличение насыпной плотности в первую очередь верхних горизонтов залежи [Иванов, 1975]. Усиленное разложение органического вещества может привести к изменению питательного режима и видового состава растительного покрова, увеличению выбросов углекислого газа в атмосферу [Zajac et al., 2018]. Пониженное содержание влаги в верхнем слое торфа тормозит развитие сфагновых мхов, являющихся основными растениями-торфообразователями, в результате чего аккумуляция торфяной залежи на осушенных болотах снижается [Mäkilä et al., 2018].

Основными характеристиками, отражающими трансформацию торфяной залежи в результате осушения, являются насыпная плотность, степень разложения, влажность и зольность торфа. В частности, определение насыпной плотности торфа имеет важное значение для исследований, требующих количественного определения компонентов биогеохимического цикла. Плотность органического вещества (беззольная насыпная плотность) является индикатором процессов разложения торфа и прошлых условий влажности поверхности. Хорошо сохранившийся торф имеет тенденцию к низкой плотности органического вещества, и отложения такого торфа, вероятно, происходили во влажных условиях, способствующих быстрому захоронению органического вещества [Chambers et al., 2011]. Для естественных верховых болот является характерным увеличение зольности, степени разложения и плотности торфа с глубиной [Романов, 1961]. На осушенных и самовосстанавливающихся болотах данные закономерности нарушаются.

Результаты исследования показали, что наименьшими значениями влажности характеризуется ключевой участок Колпашево, средними – Усть-Бакчар, высокими – Бакчарский и Иксинский болотные массивы. Влажность торфа главным образом определяется расстоянием между осушительными каналами и удаленностью площадки от магистрального канала. Наиболее близкое состояние к естественному болоту по критерию влажности торфа характерно для ключевого участка в пределах осушенной части Бакчарского болотного массива. Насыпная плотность торфа характеризует скорость аккумуляции торфа и находится в прямой зависимости с зольностью и степенью разложения. Увеличение плотности в слое торфа на глубинах до 25 см соответствует периоду формирования свойств верхнего горизонта торфяной залежи во время максимального влияния осушения и связанной с ним осадки торфяной залежи в слоях торфа, расположенных выше уровня болотных вод. Динамика значений зольности по глубине с максимальным значением в слое 15–35 см является индикатором трансформации слоя торфа, находящегося на поверхности в период первых лет после осушения и в целом согласуется с закономерностями изменения плотности по глубине.

По результатам исследования выявлено, что слой торфа, сформированный после проведения осушительной мелиорации, изменяется от 0 до 25–30 см на разных ключевых участках. Анализ закономерностей изменения показателей плотности и зольности с глубиной показал, что на шести из восьми рассмотренных осушенных площадок наблюдается процесс современной аккумуляции торфа, ее максимальная скорость характерна для площадок ББ1, ИБ1, УБ2. Максимальное значение плотности и зольности в поверхностном слое, наличие в нем значительной

доли древесных остатков могут свидетельствовать об отсутствии современной аккумуляции торфа и даже продолжающейся деградации торфяной залежи, что наиболее выражено на площадке УБ1 и в меньшей степени проявляется на площадке ИБ2, где максимальные значения плотности и зольности отмечены на глубине 5–10 см.

Заключение

В результате исследования показано, что оценка скорости аккумуляции возможна путем определения глубины слоя торфа, сформированного в период после осушения, на основе анализа физико-технических характеристик и ботанического состава торфа. Индикаторами данного слоя являются повышение значений зольности и плотности торфа относительно средних значений по глубине 0–90 см, смена видового состава мхов в ботаническом составе торфяной залежи, связанная с появлением менее влаголюбивых видов сфагновых и гипновых мхов, а также увеличение доли древесных остатков в слое торфа, сформированного после осушения. Анализ трансформации физико-технических свойств торфа осушенных болот в пределах ключевых участков показал,

что состояние торфяной залежи, наиболее близкое к естественному болоту, характерно для ключевых участков в пределах Иксинского и Бакчарского болотных массивов, большие различия характерны для Усть-Бакчарского и болота в окрестностях г. Колпашево. Отмечено, что в пределах одного болотного массива могут наблюдаться значительные различия в характере трансформации в результате осушения, что может быть связано с исходным состоянием болот и расположением площадок в пределах осушительной сети. Данная особенность наиболее выражена на ключевых участках Усть-Бакчарское и Колпашево.

Полученные в рамках выполнения исследования результаты будут использованы для выявления взаимосвязей между характеристиками растительного покрова и верхним горизонтом торфяной залежи, разработки классификации ключевых участков по степени нарушенности и интенсивности самовосстановления функций болот как основы для создания обучающих выборок для дешифрирования осушенных болот и проведения геоинформационного моделирования процессов аккумуляции / деградации торфяной залежи.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 19-77-00010.

ЛИТЕРАТУРА

- Бамбалов Н.Н., Ракович В.А.** Геоэкологическое обоснование восстановления природных и хозяйственных функций нарушенных болот // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2007. № 1. С. 28–38.
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швеи Н.В.** Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России : свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620394.
- Возобновляемые** ресурсы тепловлагообеспеченности Западно-Сибирской равнины и динамика их характеристик / И.В. Карнацевич, О.В. Мезенцева, Ж.А. Тусупбеков, Г.Г. Бикбулатова; под общ. ред. О.В. Мезенцевой. Омск : Изд-во ОмГАУ, 2007. 268 с.
- Геолого-гидрогеологическое строение** и полезные ископаемые листа О-44-29. Томск, 1964. Т. 1. 527 с.
- Геолого-гидрогеологическое строение** и полезные ископаемые Колпашевского Приобья. Томск, 1965. Т. 1. 403 с.
- ГОСТ 11305–2013.** Торф и продукты его переработки. Методы определения влаги. М. : Стандартинформ, 2014. 8 с.
- ГОСТ 11306–83.** Торф и продукты его переработки. Методы определения зольности. М. : Гос. стандарт Союза ССР, 1983. 8 с.
- ГОСТ 28245–89.** Торф. Методы определения ботанического состава и степени разложения. 2-е изд. М. : Стандартинформ, 2006. 7 с.
- Иванов К.Е.** Водобмен в болотных ландшафтах. Л. : Гидрометеиздат, 1975. 280 с.
- Наставления** гидрометеорологическим станциям и постам. Л. : Гидрометеиздат, 1990. Вып. 8: Гидрометеорологические наблюдения на болотах. 360 с.
- Романов В.В.** Гидрофизика болот. Л. : Гидрометеиздат, 1961. 360 с.
- Синюткина А.А.** Оценка состояния и пространственного размещения антропогенно измененных болотных геосистем Томской области // География и геоэкология на службе науки и инновационного образования : материалы VIII Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием (Красноярск, 25–26 апреля 2013 г.). Красноярск, 2013. С. 85–88
- Синюткина А.А., Гашкова Л.П., Малолетко А.А., Магур М.Г., Харанжевская Ю.А.** Трансформация поверхности и растительного покрова осушенных верховых болот юго-востока Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2018. № 43. С. 196–223.
- Тюремнов С.Н.** Торфяные месторождения. М. : Недра, 1976. 488 с.
- Amani M., Salehi B., Mahdavi S., Brisco B.** Spectral analysis of wetland using multi-source optical satellite imagery // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 2018. 144. P. 119–136.
- Bacon K.L., Baird A.J., Blundell A., Bourgault M.-A., Chapman P.J., Dargie G., Dooling G.P., Gee C., Holden J., Kelly T., McKendrick-Smith K.A., Morris P.J., Noble A., Palmer S.M., Quillet A., Swindles G.T., Watson E.J., Young D.M.** Questioning ten common assumptions about peatlands // Mires and Peat. 2017. Vol. 19 (12). P. 1–23. DOI: 10.19189/Map.2016.OMB.253
- Chambers F.M., Beilman D.W., Yu Z.** Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeoecological studies of climate and peatland carbon dynamic // Mires and Peat. 2011. V. 7. Article 07. P. 1–10.
- Keaney A., McKinley J., Graham C., Robinson M., Ruffell A.** Spatial statistics to estimate peat thickness using airborne radiometric data // Spatial Statistics. 2013. V. 5. P. 3–24.

Knox S.H., Dronova I., Sturtevant C., Oikawa P.Y., Matthes J.H., Verfaillie J., Baldocchi D. Using digital camera and Landsat imagery with eddy covariance data to model gross primary production in restored wetlands // *Agricultural and Forest Meteorology*. 2017. V. 237. P. 233–245.

Mäkilä M., Säävuori H., Grundström A., Suomi T. Sphagnum decay patterns and bog microtopography in south-eastern Finland // *Mires and Peat*. 2018. V. 21. Article 13. P. 1–12.

Walter J., Hamann G., Lück E., Klingenfuss C., Zeitz J. Stratigraphy and soil properties of fens: Geophysical case studies from northeastern Germany // *Catena*. 2016. V. 142. P. 112–125.

Williamson J., Rowe E., Reed D., Ruffino L., Jones P., Dolan R., Buckingham H., Norris D., Astbury S., Evans C.D. Historical peat loss explains limited short-term response of drained blanket bogs to rewetting // *Journal of Environmental Management*. 2017. № 188. P. 278–286. DOI: 10.1016/j.jenvman.2016.12.018

von Post L. The Swedish Revolution of the Geological Survey, and some of its findings // *The Swedish Mosque Society Association's Journal*. 1922. V. 1. P. 1–27.

Zajac E., Zarzycki J., Ryzek M. Substrate quality and spontaneous revegetation of extracted peatland: case study of an abandoned Polish mountain bog // *Mires and Peat*. 2018. V. 21. Article 12. P. 1–14.

Автор:

Синюткина Анна Алексеевна, кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиала СФНЦА РАН, Томск, Россия.

E-mail: ankalaeva@yandex.ru

Geosphere Research, 2020, 1, 78–87. DOI: 10.17223/25421379/14/6

A.A. Sinyutkina

*Siberian Research Institute of Agriculture and Peat-branch of Siberian Federal Scientific Centre
of Agro-BioTechnologies of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia*

ESTIMATION OF THE RAISED BOGS PEAT DEPOSIT TRANSFORMATION OF WEST SIBERIA SOUTH-EASTERN PART

The research was carried out with the financial support of the RSF in the framework of the scientific project No. 19-77-00010.

The estimates ambiguity of the consequences of both mires drainage and restoration in terms of greenhouse gas emissions and the rate of modern peat accumulation, potential fire hazard, and biodiversity dynamics makes it necessary to conduct research on the current state and trends of self-recovery of biosphere functions of drained raised bogs in the southern taiga subzone of West Siberia. The goal of this work is to assess the intensity of peat accumulation and the degree of transformation of peat deposits within the drained raised bogs the South-Eastern part of West Siberia based on the analysis of the physical properties and botanical composition of peat.

The objects under study are 8 key sites in drained and similar natural pine-shrub-sphagnum raised bog. The species composition is characterized by the dominance of *Pinus sylvestris*, *Ledum palustre*, *Chamaedaphne caliculata* and sphagnum mosses. The area under study were drained in 1980 by a network of open channels for the purpose of forest melioration and peat extraction. The lack of planting and repair of the drainage network has led to the development of self-recovery processes in drained mires.

Field studies of the sites included the access of peat deposit depths, selecting stratigraphic layer by type and degree of decomposition of peat by visual method; sampling peat in steps of 5 cm to a depth of 90 cm using a Russian peat corer. Laboratory analysis of peat included determination of the following characteristics: Botanical composition, degree of decomposition, ash content, water content, bulk density. We take analyzed a total of 162 peat samples. The significance of differences in the physical properties of peat in drained and natural bogs was assessed using the Mann-Whitney test (U-test). Classification of sites by criteria of physical properties of peat was performed by cluster analysis.

The consequences of drainage are manifested in a change in the species composition of mosses and an increase in the proportion of wood residues in the peat deposit upper layer. On two sites, the change of balticum and magellanicum peat to fuscum peat at a depth of 25 cm was noted. The other site is characterized by the appearance of upper layer of green mosses in the peat composition with a maximum share of their presence at a depth of 15–20 cm. Two sites are characterized by the formation of wood peat in the upper layer, with almost complete absence of sphagnum moss residues here, which can be an indicator of the almost complete absence of the process of peat deposits modern accumulation.

As a result of the study, it is shown that the bulk density of peat characterizes the rate of accumulation of peat and is directly related to the ash content and the degree of decomposition. The increase in density in the peat layer at depths up to 25 cm corresponds to the period of peat accumulation during the maximum effect of drainage. The change in ash content with depth and a maximum value in the layer of 15–35 cm is an indicator of the transformation of the peat layer located on the surface during the first years after drainage, and is generally consistent with the laws of bulk density changes in depth.

According to the results of the study, it was found that the peat layer formed after drainage reclamation changes from 0 to 25–30 cm in different key sites. In 6 of the 8 studied sites, the process of modern peat accumulation is observed; in two sites, the rate of peat accumulation is minimal or completely absent.

Keywords: *hydromelioration, bog self-restoration, Tomsk region, water content, ash content, degree of peat decomposition, plant macrofossil, bulk density.*

REFERENCES

- Bambalov N.N., Rakovich V.A. *Geoekologicheskoe obosnovanie vosstanovleniya prirodnnykh i khozyaystvennykh funktsiy narushennykh bolot* [Geoecological justification of restoration of natural and economic functions of disturbed mires] // Environmental Geoscience. 2007. № 1. pp. 28–38. In Russian
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Shvets N.V. «*Opisanie massiva dannykh mesyachnykh summ osadkov na stantsiyakh rossii*». *Svidetel'stvo o gosudarstvennoy registratsii bazy dannykh* № 2015620394 [Description of the data array of monthly precipitation amounts at Russian stations". Certificate of state registration of the database]. In Russian
- Vozobnovlyаемыe resursy teplovlagooobespechennosti Zapadno-Sibirskoy ravniny i dinamika ikh kharakteristik* [Renewable resources of heat and water supply in the West Siberian plain and dynamics of their characteristics]: I.V. Karnatsevich, O.V. Mezentsева, Zh.A. Tusupbekov, G.G. Bikbulatova; edit by. O.V. Mezentsevoy. Omsk: FGOU VPO OmGAU Publ., 2007. 268 p. In Russian
- Geologo-gidrogeologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye lista O-44-29* [Geological and hydrogeological structure and minerals of the o-44-29 sheet]. V. 1. Tomsk, 1964. 527 p. In Russian
- Geologo-gidrogeologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye Kolpashevskogo Priob'ya* [Geological and hydro-geological structure and mineral resources of the Kolpashevo Ob]. V. 1. Tomsk, 1965. 403 p. In Russian
- GOST 11305–2013. Torf i produkty ego pererabotki. Metody opredeleniya vlagi* [GOST 11305–2013 Peat and products of its processing. Methods for determining moisture content]. Moscow: Standartinform Publ., 2014. 7 p. In Russian
- GOST 11306–83. Torf i produkty ego pererabotki. Metody opredeleniya zol'nosti* [GOST 11306–83 Peat and products of its processing. Methods for determining ash content]. Moscow: State standard of the USSR, 1983. 7 p. In Russian
- GOST 28245–89. Torf. Metody opredeleniya botanicheskogo sostava i stepeni razlozheniya* [GOST 28245–89 Peat. Methods for determining the Botanical composition and degree of decomposition]. 2nd ed. Moscow: Standartinform Publ., 2006. 7 p. In Russian
- GOST 28245-89 Peat. Methods for determining the Botanical composition and degree of decomposition. 2nd ed. Moscow: Standartinform Publ., 2006. 7 p. In Russian*
- Ivanov K.E. *Vodoobmen v bolotnykh landshaftakh* [Water exchange in the mire landscapes]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1975. 280 p. In Russian
- Nastavleniya gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam. Gidrometeorologicheskie nablyudeniya na bolotakh* [Manual for hydrometeorological stations and centers. V. 8. Hydro-meteorological observations in the mires]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ.; 1990. 360 p. In Russian
- Romanov V.V. *Gidrofizika bolot* [Hydrophysics of mires]. Leningrad: Hydrometeorological Publ., 1961. 360 p. In Russian
- Sinyutkina A.A. *Otsenka sostoyaniya i prostranstvennogo razmeshcheniya antropogennno izmenennykh bolotnykh geosistem Tomskoy oblasti* [Assessment of the state and spatial location of anthropogenic disturbed mire geosystems in the Tomsk region] // *Geografiya i geoekologiya na sluzhbe nauki i innovatsionnogo obrazovaniya: materialy VIII Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem* [Geography and geoecology in the service of science and innovative education: materials of the VIII all-Russian scientific and practical conference with international participation] (Krasnoyarsk, 25-26 April 2013). Krasnoyarsk. 2013. pp. 85–88. In Russian
- Sinyutkina A.A., Gashkova L.P., Maloletko A.A., Magur M.G., Kharanzhevskaya Y.A. Transformation of the surface and vegetation cover of drained bogs in Tomsk region. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya* = Tomsk State University Journal of Biology. 2018. V. 43. PP. 196-223. doi: 10.17223/19988591/43/10. In Russian
- Tyuremnov S.N. *Torfyanye mestorozhdeniya* [Peatlands]. Moscow: Nedra Publ, 1976, 488p. In Russian
- Amani M., Salehi B., Mahdavi S., Brisco B. Spectral analysis of wetland using multi-source optical satellite imagery // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2018. 144. pp. 119–136.
- Bacon K.L., Baird A.J., Blundell A., Bourgault M-A., Chapman P.J., Dargie G., Dooling G.P., Gee C., Holden J., Kelly T., McKendrick-Smith K.A., Morris P.J., Noble A., Palmer S.M., Quillet A., Swindles G.T., Watson E.J., Young D.M. Questioning ten common assumptions about peatlands // *Mires and Peat*. 2017. V. 19 (12). pp. 1–23. doi: 10.19189/MaP.2016.OMB.253.
- Chambers F. M., Beilman D. W., Yu Z. Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamic // *Mires and Peat*, 2011. V. 7. Article 07 pp. 1–10.
- Keaney A., McKinley J., Graham C., Robinson M., Ruffell A. Spatial statistics to estimate peat thickness using airborne radiometric data. 2013. *Spatial Statistics*. 5. pp. 3–24.
- Knox S.H. Dronova I., Sturtevant C., Oikawa P.Y., Matthes J.H., Verfaillie J., Baldocchi D. Using digital camera and Landsat imagery with eddy covariance data to model gross primary production in restored wetlands // *Agricultural and Forest Meteorology*. 2017. 237-238. pp. 233–245.
- Mäkilä M., Säävuori H., Grundström A. Suomi T. Sphagnum decay patterns and bog microtopography in south-eastern Finland // *Mires and Peat*. 2018. V. 21. Article 13. pp. 1–12.
- Walter J., Hamann G., Lück E., Klingenfuss C., Zeitz J. Stratigraphy and soil properties of fens: Geophysical case studies from northeastern Germany *Catena*. 2016. 142. pp. 112–125.
- Williamson J., Rowe E., Reed D., Ruffino L., Jones P., Dolan R., Buckingham H., Norris D., Astbury S., Evans C.D. Historical peat loss explains limited short-term response of drained blanket bogs to rewetting // *Journal of Environmental Management*. 2017. № 188. pp. 278–286. doi.org/10.1016/j.jenvman.2016.12.018.
- von Post L. The Swedish Revolution of the Geological Survey, and some of its findings // *The Swedish Mosque Society Association's Journal*. 1922 V. 1. pp. 1–27.
- Zajac E., Zarzycki J., Ryzek M. Substrate quality and spontaneous revegetation of extracted peatland: case study of an abandoned Polish mountain bog // *Mires and Peat*. 2018. V. 21. Article 12, pp. 1–14.

Author:

Sinyutkina Anna Alekseevna, Cand. Sci. (Geography), Senior Researcher, Siberian Research Institute of Agriculture and Peat-branch of Siberian Federal Scientific Centre of Agro-BioTechnologies of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia.
E-mail: ankalaeva@yandex.ru

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

УДК 551.574.42

НАЗЕМНОЕ ОБЛЕДЕНЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Н.К. Барашкова, Л.И. Кижнер, М.А. Волкова, О.В. Носырева

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия



На основе анализа данных метеорологических наблюдений на территории Томской области в последние 20 лет получены новые климатические характеристики пространственно-временного изменения гололедно-изморозевых явлений. Приводится информация об интенсивности видов отложений (большой диаметр, вес), продолжительности фазы нарастания и в целом явления, имеющей важное значение для транспортной и энергетической отраслей. Выявленные метеорологические и синоптические условия образования различных видов наземного обледенения необходимы как для более уверенного их диагноза, так и для усовершенствования способов их прогноза.

Ключевые слова: гололед, зернистая и кристаллическая изморозь, мокрый снег, гололедица, повторяемость, продолжительность, интенсивность.

Введение

Под наземным обледенением (синонимы: гололедно-изморозевые явления – ГИЯ, гололедно-изморозевые отложения – ГИО) понимается покрытие предметов или поверхности Земли льдом любой структуры или мокрым снегом. Основными видами покрытия являются гололед, зернистая и кристаллическая изморозь, отложение мокрого снега, замерзшее отложение мокрого снега, замерзшая вода, замерзшая роса, твердый налет, иней [Наставление..., 1985]. В зависимости от причины образования льда А.Д. Заморский [Заморский, 1951] разделял их на три группы. К первой группе относятся иней, кристаллическая изморозь, твердый налет и другие явления, образование которых обусловлено отрицательной температурой предмета, более низкой, чем температура воздуха. Во вторую группу объединены гололед и плотная изморозь, определяемые главным образом преобразованием в лед капельной воды, находящейся в воздухе. В третью группу входят замерзшая вода, замерзшая роса, оледенелый мокрый снег, т.е. те виды, образование которых происходит вследствие замерзания обычной непереохлажденной воды при переходе от положительных значений температуры воздуха к отрицательным. В эту группу входит и «брызговый лед», который возникает на набережных, портовых сооружениях, судах вследствие намерзания брызг воды, приносимых сильным штормовым ветром с водоема при температуре воздуха ниже 0°C. ГИО являются также гололедица (лед или обледеневший снег на поверхности земли, дорожном покрытии) и снежный накат, т.е. уплотнение и обледенение снега в результате движения автомобильного транспорта. Заметим, что гололедица

(ГЛД) наблюдается только на поверхности земли и образуется вследствие намерзания дождя, мороси, капель густого тумана, мокрого снега, талой воды [Наставление..., 1985]. Явление формируется после оттепели или дождя в результате похолодания, а также вследствие намерзания мокрого снега, дождя или мороси при соприкосновении с сильно охлажденной поверхностью [Российский..., 2008].

ГИЯ относятся к числу опасных для функционирования многих хозяйственных отраслей (энергетика, транспорт, сельское хозяйство), а также для населения. Наиболее опасными считаются отложения в виде гололеда (ГЛ), оледенелого мокрого снега (ОМС), зернистой (ИЗ) и кристаллической изморози (ИК). Возникновение их связано с определенными метеорологическими условиями, которые формируются на атмосферных фронтах и в однородных воздушных массах [Дробышев и др., 1979; Коршунов, Филиппов, 2002; Андреева, 2006].

В настоящей статье авторы не дают описания структуры видов наземного обледенения, физики их возникновения, которые приводятся в учебной, методической и научной литературе. Отметим лишь, что существующее в настоящее время разделение явлений по видам отложения льда, основанное на физических закономерностях фазовых преобразований воды в атмосфере, создавалось постепенно с конца XIX и до начала XX столетий. Обзор по истории развития представлений о ГИЯ и факторах, влияющих на повторяемость и интенсивность отложений, не потерявший своей актуальности и подготовленный при участии К.Г. Абрамович, одного из наиболее компетентных отечественных ученых по проблеме обледенения, приводится в [Гаголка, 1975].

Fig. 1. Location of GI observation stations on the territory of the Tomsk Region in the data sets used: 1 – 2000–2017, 2 – 2007–2012, 3 – 2013–2018

В этой информации особенно заинтересованы энергетическая и транспортная отрасли региона. С целью получения такой информации авторами проанализирован массив данных наблюдений за гололедом, зернистой и кристаллической изморозью, гололедицей за период 2000–2017 гг. по 8 метеорологическим станциям, используемым для оценки климатических изменений и представленным в архиве ВНИИГМИ-МЦД [Всероссийский..., 2019]. Полученные «фоновые» результаты уточнены:

– по данным инструментальных наблюдений на всех метеорологических станциях области за ГЛ, ОМС, ИЗ и ИК в 2007–2012 гг. (рис. 1) [Метеорологический..., 2007–2012];

– по данным визуальных наблюдений за 2013–2018 гг. из Банка штормовых оповещений, предоставленных Томским центром по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Росгидромета. Привлеченные три массива информации анализировались как отдельно, так и совместно по некоторым видам наземного обследования.

Результаты и обсуждение

Массив данных за 2000–2017 гг. Анализировалась информация по метеорологическим станциям Колпашево, Бакчар, Первомайское, Томск, Усть-Озерное, Пудино, Средний Васюган, Напас, имеющим продолжительные (более полувека) периоды

наблюдений без изменения местоположения. Ряды метеорологических наблюдений можно считать однородными, что позволяет использовать их для общеклиматической характеристики территории по явлениям: гололед, зернистая изморозь, кристаллическая изморозь, гололедица. Отметим, что все виды снежно-ледяных отложений на покрытиях автомобильных дорог снижают коэффициент сцепления с колесами транспортных средств и способствуют возникновению зимней скользкости [Самодурова, 2003]. Явления инструментально фиксировались в период с ноября по апрель. Сводная информация о повторяемости гололеда, зернистой и кристаллической изморози по территории представлена в табл. 1.

Анализ годовых данных выявил большую пространственно-временную изменчивость ГИО, практически не связанную с расстоянием между станциями. Наибольшая частота явлений отмечена в 2000, 2005, 2006, 2012, 2015, 2016 гг., и они чаще фиксировались на ст. Колпашево, Бакчар, Напас, наименьшее количество дней отмечено на ст. Усть-Озерное.

На всей территории наиболее часто образовывалась кристаллическая изморозь (от 30 до 80 дней за год), повторяемость остальных видов не превышает нескольких дней: число дней с гололедом изменялось от 1 до 6, с зернистой изморозью – от 1 до 7. Представление о типичном соотношении отдельных видов ГИО и их динамике дает рис. 2, построенный для ст. Колпашево.

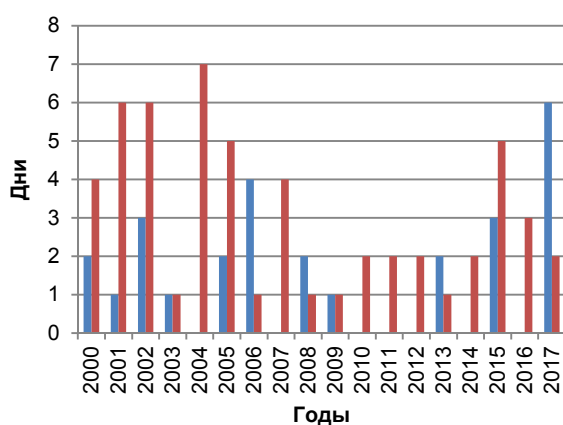
Таблица 1

Повторяемость (суммарное число дней) гололедно-изморозевых явлений ГИЯ за период 2000–2017 гг.

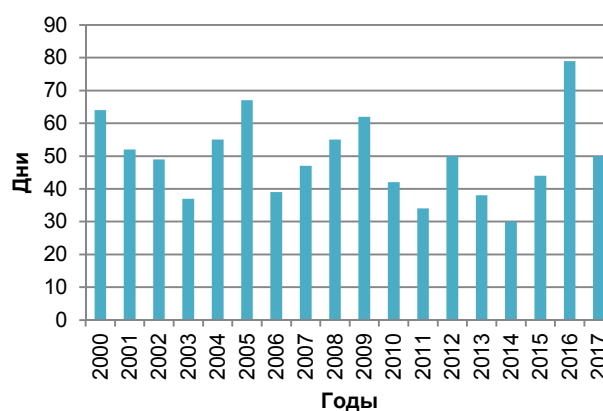
Table 1

Repeatability (total number of days) of GI phenomena for the period 2000–2017

Явления	Станции								
	Колпашево	Первомайское	Томск	Бакчар	Напас	Средний Васюган	Пудино	Усть-Озерное	Сумма
ГЛ	27	34	25	41	51	39	35	3	255
ИЗ	55	10	11	81	68	29	6	7	267
ИК	894	347	355	782	664	383	142	91	3658
Сумма	976	391	391	904	783	451	183	101	4180



a



b

Рис. 2. Повторяемость (число дней) ГЛ (синий цвет) и ИЗ (красный) (a); ИК на ст. Колпашево (b)

Fig. 2. Repeatability (number of days) G (blue color) and GR (red) (a), CR at Kolpashevo (b)

Важными характеристиками, которые отражаются в климатических справочниках, являются *среднее и наибольшее за период число дней с обледенением*,

которые для района исследования приводятся в табл. 2, там же для сравнения представлена климатическая информация из [Научно-прикладной..., 1993].

Таблица 2

Годовое среднее и наибольшее число дней с ГИО за 2000–2017 гг. (числитель)
и климатические данные (знаменатель)

Table 2

The annual average and the largest number of days with GI for 2000–2017 (numerator)
and climate data (denominator)

Станции	Гололед		Зернистая изморозь		Кристаллическая изморозь	
	1	2	1	2	1	2
Колпашево	1,5/5	6/11	3,1/0,6	7/8	49,7/25	79/55
Первомайское	1,9/1	6/4	0,6/0,2	3/3	19,3/13	26/46
Томск	1,4/2,0	6/7	0,6/2,0	3/13	19,7/37	39/69
Бакчар	2,3/5	6/16	4,5/0,3	13/2	43,4/35	66/62
Напас	2,8/3,0	7/18	3,8/0,5	20/3	36,9/20,0	67/83
Средний Васюган	2,2/3,0	7/9	1,6/0,2	6/6	21,3/20,0	52/40
Пудино	1,9/3	7/14	0,3/0,6	3/6	7,9/12,0	18/34
Усть-Озерное	0,2/0,1	3/5	0,4/0,2	2/2	5,1/19,0	18/62

Примечание. 1 – среднее число дней, 2 – наибольшее число дней.

Note. 1 – average number of days, 2 – most days.

Среднее число дней с гололедом не превышает на всех станциях 3, наибольшее – 7 дней за год, и на большинстве станций эти показатели незначительно *уменьшились* в XXI в. Это может быть обусловлено не только изменением климата, но и разной длительностью периодов наблюдений на станциях, использованных для получения данных в [Научно-прикладной..., 1993]. В Томске повторяемость явления мало изменилась и имеет тенденцию к уменьшению.

Зернистая изморозь отмечается не на всех станциях ежегодно, наиболее часто она фиксируется в центральной части области (Бакчар, Напас, Колпашево). Максимальное количество дней (20) отмечено на ст. Напас в 2005 г. Многолетняя динамика характеризуется преимущественно тенденцией *увеличения* повторяемости зернистой изморози, особен-

но на станциях с большой повторяемостью ГИО (Колпашево, Бакчар, Напас), но в Томске повторяемость явления *уменьшилась*.

Кристаллическая изморозь – наиболее частое и изменчивое по территории явление со средним числом дней по территории – от 5 (Усть-Озерное) до 50 (Колпашево).

На ст. Колпашево, Напас наблюдается тенденция к увеличению ее повторяемости, в Томске, Усть-Озерном – к уменьшению. Непрерывная продолжительность явления в 76% случаев составляла около суток (рис. 3). Продолжительность явления с вероятностью 90% не превышает 50 ч (2 суток), с вероятностью 99,5% – 187 ч (около 8 суток), наибольшая непрерывная продолжительность составила 248 ч.

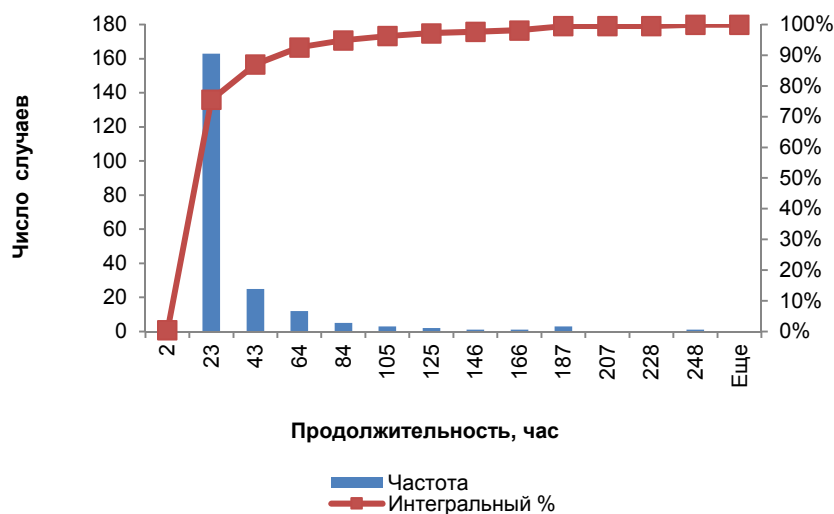


Рис. 3. Распределение непрерывной продолжительности кристаллической изморози на ст. Томск

Fig. 3. Distribution of continuous duration of CR at Tomsk station

Анализ данных о гололедице (является прямой угрозой для автотранспорта, с ней связано больше 50% дорожно-транспортных происшествий) был возможен только для ст. Первомайское, на которой отмечается наибольшая повторяемость этого опасного явления. На других станциях она отмечалась лишь в

отдельные годы, а на ст. Бакчар явление за рассматриваемый период вообще не фиксировалось, что не позволило сформировать репрезентативные ряды для анализа. На рис. 4 даны характеристики этого явления на ст. Первомайское. Повторяемость гололедицы в разные годы изменялась от 14 до 122 дней.

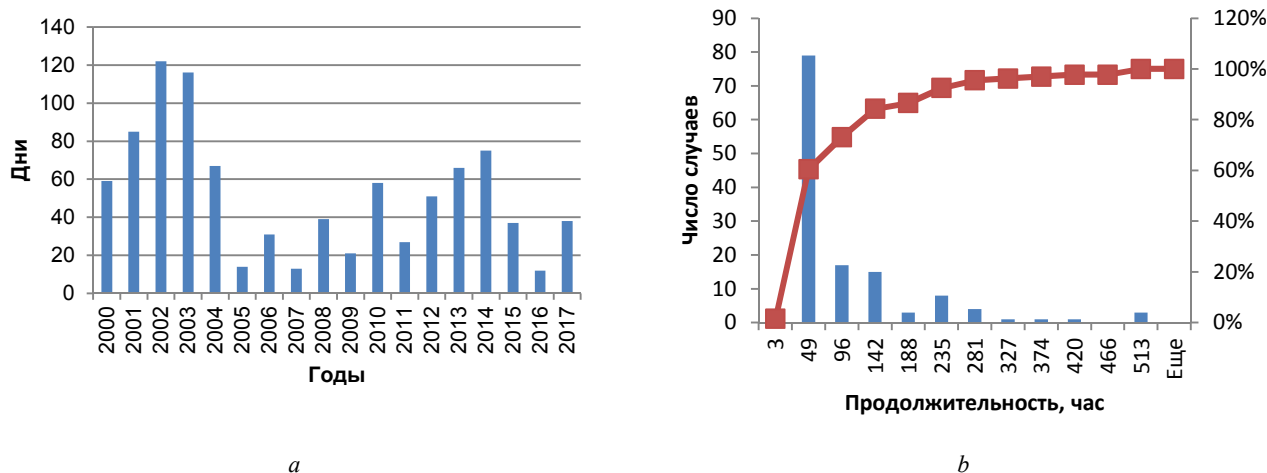


Рис. 4. Число дней (а) и распределение непрерывной продолжительности (б) гололедицы на ст. Первомайское

Fig. 4. The number of days (a) and distribution of continuous duration (b) of ICG at station Pervomaiskoe

Продолжительность гололедицы в 60% случаев составляла 49 ч (рис. 4, б), в 92% случаев не превышала 235 ч (10 суток). Наибольшая продолжительность гололедицы составила 1 392 ч (58 суток). Отметим, что общение с наблюдателями на метеорологических станциях выявило определенную неоднозначность наблюдений за гололедицей – на всех станциях, где учитываются только замерзшие осадки и вода на поверхности земли, отмечается очень маленькая повторяемость ГЛД. На ст. Первомайское, где наблюдатели дополнительно учитывают лед на проезжей части дороги, которая находится в окрестности станции, число дней с гололедицей неизмеримо больше по сравнению с другими пунктами наблюдений. Дополнительную климатическую информацию по ГЛД, по нашему мнению, можно получить, используя «показатель скользкости», рассчитываемый по сочетанию значений температуры воздуха и атмосферных осадков [Самодурова, 2003]. Эту возможность мы проверили для ст. Первомайское, для которой получено следующее уравнение регрессии:

$$A = 1,236 \times C + 3,96,$$

где A – число дней гололедицы, C – число дней со скользкостью. Соответственно, в Томске, находящемся в аналогичных физико-географических условиях, дней с благоприятными для гололедицы условиями должно наблюдаться ежегодно от 11 до 30.

Выполненный на данном этапе исследования анализ позволяет сделать следующие выводы:

- число дней с обледенением всех видов существенно изменяется по территории на порядок, а по годам – в 6–7 раз по гололеду и зернистой изморози, до 2,5 раз по кристаллической изморози. Максимальная повторяемость явлений отмечается в центральной части (ст. Колпашево), минимальная – в восточной части области (ст. Усть-Озерное);

- наиболее часто гололед отмечается на ст. Напас, зернистая изморозь – на ст. Бакчар, кристаллическая изморозь – на ст. Колпашево;

- ситуация по ГИЯ в Томске за последний период улучшилась – уменьшилось среднее и наибольшее число дней со всеми видами ГИО, особенно с зернистой и кристаллической изморозью;

- наблюдается тенденция дальнейшего увеличения числа дней с явлениями на станциях с наибольшей повторяемостью ГИО (Колпашево, Бакчар, Напас),

- повторяемость всех видов ГИО на ст. Усть-Озерное значительно меньше, чем на других станциях, хотя характеристики влажности, температуры воздуха, ветра здесь не выделяются на фоне других станций. Возможно, это объясняется качеством наблюдений.

Массив данных за 2007–2012 гг. Массив включает информацию о 1 585 случаях обледенения (табл. 3) по 21 метеорологической станции области и позволяет оценить нагрузки, исследовать метеорологические и синоптические условия возникновения явлений. Полученные характеристики полезны для отраслей, в технологиях которых есть «проводная» компонента, а также для прогноза ГИЯ.

Таблица 3

Повторяемость ГИЯ по территории Томской области, число случаев

Table 3

GI repeatability in the Tomsk Region, number of cases

Вид отложения	Годы						Сумма
	2007	2008	2009	2010	2011	2012	
ИК	202	258	298	174	170	240	1342
ИЗ	28	7	20	4	8	17	84
ОМС	25	16	14	4	5	7	71
ГЛ	12	37	22	4	4	9	88
Сумма	267	317	353	185	187	273	1585

Отмечается большая изменчивость повторяемости явлений, но с общей тенденцией *уменьшения* к концу рассматриваемого периода. Так, если в 2008 г. наблюдалось 37 случаев ГЛ, то в 2010 и 2011 гг. – по 4 случая. Повторяемость ГЛ, ИЗ, ОМС – примерно одного порядка, ИК – на порядок больше. Возникновение отложений возможно с октября по апрель. ГЛ чаще всего отмечается в ноябре, ОМС – в октябре–ноябре, марте–апреле, ИЗ – марте, ИК – январе–феврале (рис. 5).

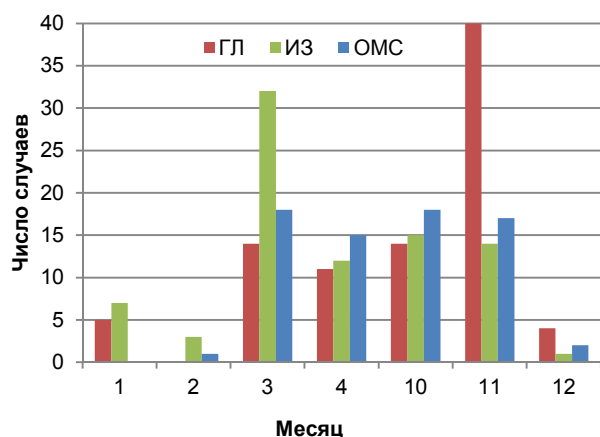
Продолжительность фазы нарастания отложения более чем в половине случаев составляет менее 5 ч, в 20% случаев она достигает 13 ч и более. Продол-

жительность одного случая обледенения в 80% находится в пределах одних суток, ИК может сохраняться до 4 и более суток (табл. 4).

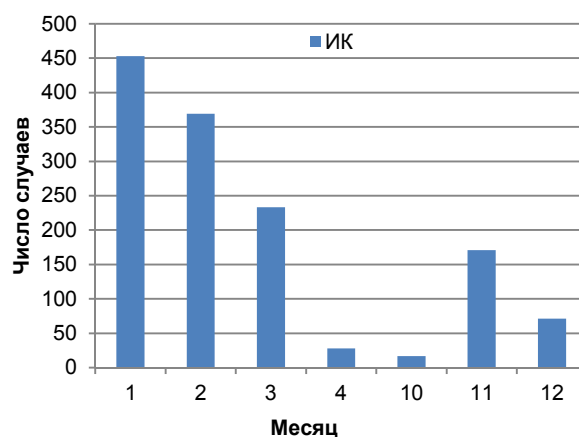
Интенсивность ГИО характеризуется большим диаметром отложения и весом.

По этим параметрам определяется класс явления – опасный (ОЯ) или не опасный. Сильным (ОЯ) считается отложение на проводах:

- гололеда с диаметром не менее 20 мм,
- сложного отложения или мокрого снега не менее 35 мм,
- изморози не менее 50 мм [Наставление..., 2009].



а



б

Рис. 5. Внутригодовая динамика повторяемости гололеда, зернистой изморози, оледенелого мокрого снега (а) и кристаллической изморози (б)

Fig. 5. Intra-annual dynamics of glaze, grained rime, moist snow (a) and crystal rime (b)

Таблица 4

Повторяемость продолжительности обледенения, в числе случаев

Table 4

Repeatability of GI duration, in cases

Вид отложения	Продолжительность, часы							
	Наращение			Случай отложения				
	≤5	6...12	≥13	≤12	13...24	25...48	49...96	≥96
ГЛ	79	9	0	68	16	4	0	0
ИК	795	227	320	649	435	139	72	47
ИЗ	67	16	1	60	16	8	0	0
ОМС	57	10	4	38	19	9	4	1
Сумма	998	262	325	815	486	160	76	48

В нашем исследовании используются диапазоны диаметра: для ГЛ и ОМС ≤ 16 мм, 17–24 мм, 25–43 мм, ≥ 44 мм.; ИЗ 0–4, 5–9; для ИК 0–4, 5–9, 10–14, 15–9, ≥ 20 мм; вес – ≤ 40 г/п.м, 41–80 г/п.м. По величине большого диаметра подавляющее число случаев ГЛ и ОМС попадает в градацию ≤ 16 мм (151 случай), на остальные диапазоны приходится 1–3 случая, но наблюдались отложения и до 44 мм (ст. Александровское, Томск, Первомайское). Вес отложений преимущественно составил ≤ 40 г/п.м, в одном случае – 41–80 г/п.м.

Зернистая изморозь чаще характеризовалась градацией 0–4 мм (68 случаев), реже – 5–9 мм (16 случаев). Кристаллическая изморозь в 88% случаев имела большой диаметр в пределах 0–4 мм, по весу лишь один случай (ст. Бакчар) попадал в градацию 41–80 г/п.м, все остальные случаи – в градацию ≤ 40 г/п.м.

С видом ГИО тесно связан его удельный вес, определяющий реальную нагрузку проводов и тросов воздушных линий электропередачи, связи и других сооружений. Для рассматриваемого массива данных на основе методических рекомендаций [Басарская, Руднева, 1967] рассчитаны параметры нагрузки для всех случаев ГЛ (83 случая), ОМС (69) и ИЗ (77), а для ИК (91) – с максимальной величиной отложения. Объемный вес отложения принимался равным для гололеда – $0,75$ г/см³, оледенелого мокрого снега – $0,2$ г/см³, зернистой изморози – $0,111$ г/см³, кристаллической изморози – $0,05$ г/см³.

Для ГЛ максимальный вес отложения составил $27,7$ г/см (ст. Александровское, Бакчар), минимальный – $2,9$ г/см. Максимальный вес ОМС зафиксирован на ст. Александровское ($222,16$ г/см), ИЗ – на

ст. Средний Васюган ($16,41$ г/см). ИК с максимальным весом $40,23$ г/см наблюдалась на ст. Александровское, при этом диаметр составлял 30 мм, толщина – 25 мм. Минимальный вес отложения кристаллической изморози, равный $0,67$ г/см, наблюдался на ст. Молчаново. Уменьшение веса по сравнению с климатическими данными заметно на ст. Александровское и Бакчар. Таким образом, подтвердилась информация о достаточно редком, по данным метеорологических станций, возникновении в Томской области опасных по интенсивности ГИЯ. Отметим, что в Сибирском федеральном округе ежегодное число таких явлений в последние 10 лет составляло от 1 (2018 г.) до 5 (2016 г.) [Изменение..., 2018]. В период времени, охватываемый данным массивом, их было в 2008 и 2011 гг. по 2 случая, в 2009 г. – 3 случая, в 2010, 2012 гг. – по 4 случая.

Метеорологические условия, при которых отмечалось обледенение, в целом соответствуют известным из теоретических и экспериментальных исследований [Драневич, 1971]: наличие переохлажденных жидких осадков, отрицательные температуры у поверхности земли, небольшие скорости ветра. Так, температурный режим характеризуется диапазоном от $+5$ до -30°C и ниже. Диапазоны и их повторяемость для отдельных видов обледенения представлены в табл. 5.

Образованию ГЛ благоприятствуют южные и юго-западные потоки, ОМС и ИЗ – северные и северо-восточные. Для ИК нет явно преобладающего направления ветра. Скорость ветра в основном находится в интервале от штиля до 2 м/с, ОМС и ГЛ в единичных случаях сопровождалась ветром со скоростью до 6 м/с (табл. 6).

Таблица 5

Температура воздуха в начале обледенения (число случаев)

Table 5

Вид отложения	Температура воздуха, диапазон, $^\circ\text{C}$						Сумма
	5...0,1	0...-4,9	-5...-9,9	-10...-19,9	-20...-29,9	-30 и ниже	
ИЗ	0	29	52	3	0	0	84
ОМС	32	38	1	0	0	0	71
ГЛ	0	64	24	0	0	0	88
ИК	3	2	1	605	505	226	1342

Таблица 6

Скорость ветра при достижении максимального размера, число случаев

Table 6

Вид отложения	Скорость, м/с			Сумма
	0...1	2...5	6...9	
ИЗ	51	33	0	84
ОМС	23	42	6	71
ГЛ	13	71	4	88
ИК	907	434	1	1342

Синоптические условия (барическое поле и атмосферные фронты) ГИО определялись по информации с приземных синоптических карт. Барическое поле классифицировалось как циклоническое или антициклональное с уточнением интенсивно-

сти, стадии развития, его сектора над рассматриваемой территорией. При обнаружении над областью атмосферных фронтов учитывался их тип, географическая классификация. Возникновение ГИО наблюдалось как в циклонических, так и антицик-

лональных барических полях: в первых преобладают гололед, оледенелый мокрый снег, во вторых – кристаллическая и зернистая изморозь. В 77,3%

случаев отложения относится к внутримассовым, на атмосферных фронтах наблюдалось 22,7% случаев (табл. 7).

Таблица 7

Повторяемость (число случаев) фронтальных и внутримассовых ГИО

Table 7

Синоптическая ситуация	Вид отложения					
	ГЛ	ИЗ	ИК	ОМС	Сумма	%
Фронтальные	39	34	261	26	360	22,7
Внутримассовые	49	50	1081	45	1225	77,3
Сумма	88	84	1342	71	1585	100

Внутримассовые отложения (особенно ИК) наиболее часто возникают в антициклонах в максимальной стадии развития либо малоградиентных антициклонных полях, но отмечались случаи и в разрушающемся либо регенерирующем антициклоне. Редко наблюдался ГЛ в тыловых частях циклонов и малоградиентных циклонических полях, ОМС – в антициклоне. Явления ИЗ и ОМС чаще возникают при прохождении теплых, а ГЛ – холодных участков арктических фронтов. ИК носит преимущественно

внутримассовый характер. В период с октября по декабрь образование ГЛ, ИЗ, ОМС, ИК связано, как правило, с прохождением холодного участка арктического фронта (рис. 6).

В январе–феврале отложения носили преимущественно внутримассовый характер, с марта по апрель их образование в большинстве случаев наблюдалось на теплом участке арктического фронта. Фронтальные случаи ИК чаще наблюдались на теплом арктическом фронте (рис. 7).

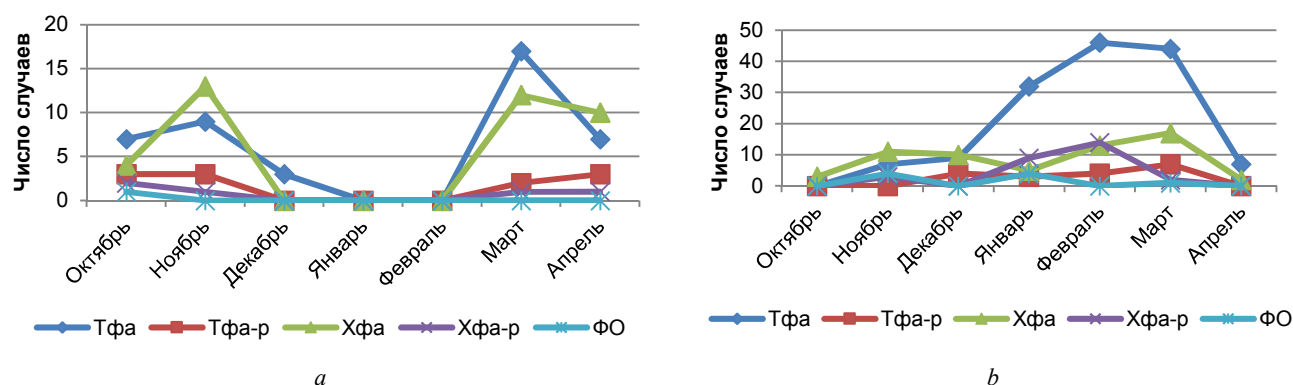


Рис. 6. Внутрисезонная динамика суммарной повторяемости гололеда, зернистой изморози, оледенелого мокрого снега (а) и кристаллической изморози (b) на атмосферных фронтах

Тфа – теплый фронт арктический, Тфа-р – теплый фронт арктический размытый, Хфа – холодный фронт арктический, Хфа-р – холодный фронт арктический размытый, ФО – фронт окклюзии

 Fig. 6. Intra-seasonal dynamics of the total repeatability of G, GR, MS (a) and CR (b) at atmospheric fronts
Tfa – warm Arctic front, Tfa-r – warm Arctic front blurred, Hfa – Arctic cold front, Khfa-r – Arctic cold front blurred, FO – front occlusion


Рис. 7. Повторяемость ГИО на разных типах атмосферных фронтов

а – гололед, зернистая изморозь, оледенелый мокрый снег; б – кристаллическая изморозь. Обозначения на рис. 6

Fig. 7. Repeatability of GIO on different types of atmospheric fronts

а – G, GR, MS; б – CR. Designations in Fig. 6

Таким образом, в течение гололедного сезона ГИО преимущественно наблюдались при прохождении по территории области теплого участка арктического фронта.

Меньше всего случаев ГЛ, ИЗ и ОМС отмечено на фронте окклюзии и холодном участке размытого арктического фронта, ИК – на фронте окклюзии и теплом участке размытого арктического фронта.

Сравнение результатов за 2007–2012 гг. с климатическими данными указывает на тенденцию уменьшения повторяемости отложений ИК и ГЛ, увеличения – ОМС и ИЗ.

Массив данных за 2013–2018 гг. Визуальные наблюдения этого периода привлекались для уточнения климатических показателей ГИО, в первую очередь, востребованных авиацией. Гололедные отложения могут серьезно осложнить деятельность авиации: возникают проблемы при подготовке воздушных судов к полету, приеме и выпуске самолетов и вертолетов на аэродроме [Шакина, Иванова, 2016]. При отложении льда на поверхности воздушного судна на земле взлет такого судна запрещается. При покрытии гололедом взлетно-посадочной полосы (ВПП) или рулежных дорожек происходит значительное уменьшение трения колес шасси о бетон, что затрудняет как разбег, так и пробег самолета. При посадке на обледенелую полосу при боковом ветре

создается опасность уклонения самолета от нужного направления движения и выкатывания его за пределы ВПП. В Томской области в настоящее время действуют аэропорт Богашево (Томск), внутрирегиональные аэропорты Стрежевой, Кедровый, площадки областного значения (в том числе вертолетные) в Пионерном, Колпашево, Александровском, Новом Васюгане. Освоение газо- и нефтедобывающих территорий правобережья р. Оби потребует открытия там новых объектов для осуществления авиаперевозок.

На материале массива рассчитано число дней и случаев с явлениями наземного обледенения, непрерывная продолжительность явлений по градациям: ≤ 6 ч, 7–12 ч, 13–24 ч, 25–48 ч, 49–96 ч, > 96 ч, исследован их внутригодовой и суточный ход для календарного года и для периода (сентябрь–май). Особенностью визуальных наблюдений является отсутствие разделения изморози (И) на зернистую и кристаллическую, что соответствует терминологии метеорологического прогноза, где указываются следующие явления: гололед, изморозь, отложение мокрого снега и гололедица. В результате этого изморозь оказалась наиболее часто встречающимся видом наземного обледенения, на ее долю приходится 84% случаев, на отложения мокрого снега – 9%, гололеда – 7%. Максимальное количество случаев ГИЯ (439) отмечено в холодный сезон 2017/2018 гг. (рис. 8).



Рис. 8. Динамика ГИЯ на территории Томской области за период сентябрь–май

Fig. 8. GI dynamics in the Tomsk region for the period September–May

Изморозь чаще всего наблюдается в ноябре и январе–феврале, ОМС – в октябре, ноябре, марте, ГЛ – с октября по декабрь. В суточном ходе максимум повторяемости случаев изморози приходится на промежуток с 12 до 18 ч поясного декретного времени (ПДВ), гололед и отложения мокрого снега не имеют выраженного суточного хода.

По территории повторяемость (среднее годовое число дней) изморози изменяется в широком диапазоне: от 2 (ст. Усть-Озерное) до 47 дней (ст. Александровское), увеличиваясь в северных районах и на юго-западе обла-

сти. Отложения мокрого снега чаще (6–7 дней) отмечались на севере и юго-востоке области, на остальной территории – в среднем 1,5 дня. Максимальная повторяемость гололеда зафиксирована на ст. Каргасок – 3,7 дня, Александровское и Новый Васюган – по 3,2 дня, к югу она уменьшается до одного дня и менее, а на ст. Батурино, Тегульдет и Усть-Озерное в рассматриваемый период гололед не наблюдался (рис. 9).

Наиболее часто встречающаяся непрерывная продолжительность отложений изморози находится в пределах 7–12 ч, ГЛ и ОМС – 6 ч (рис. 10).

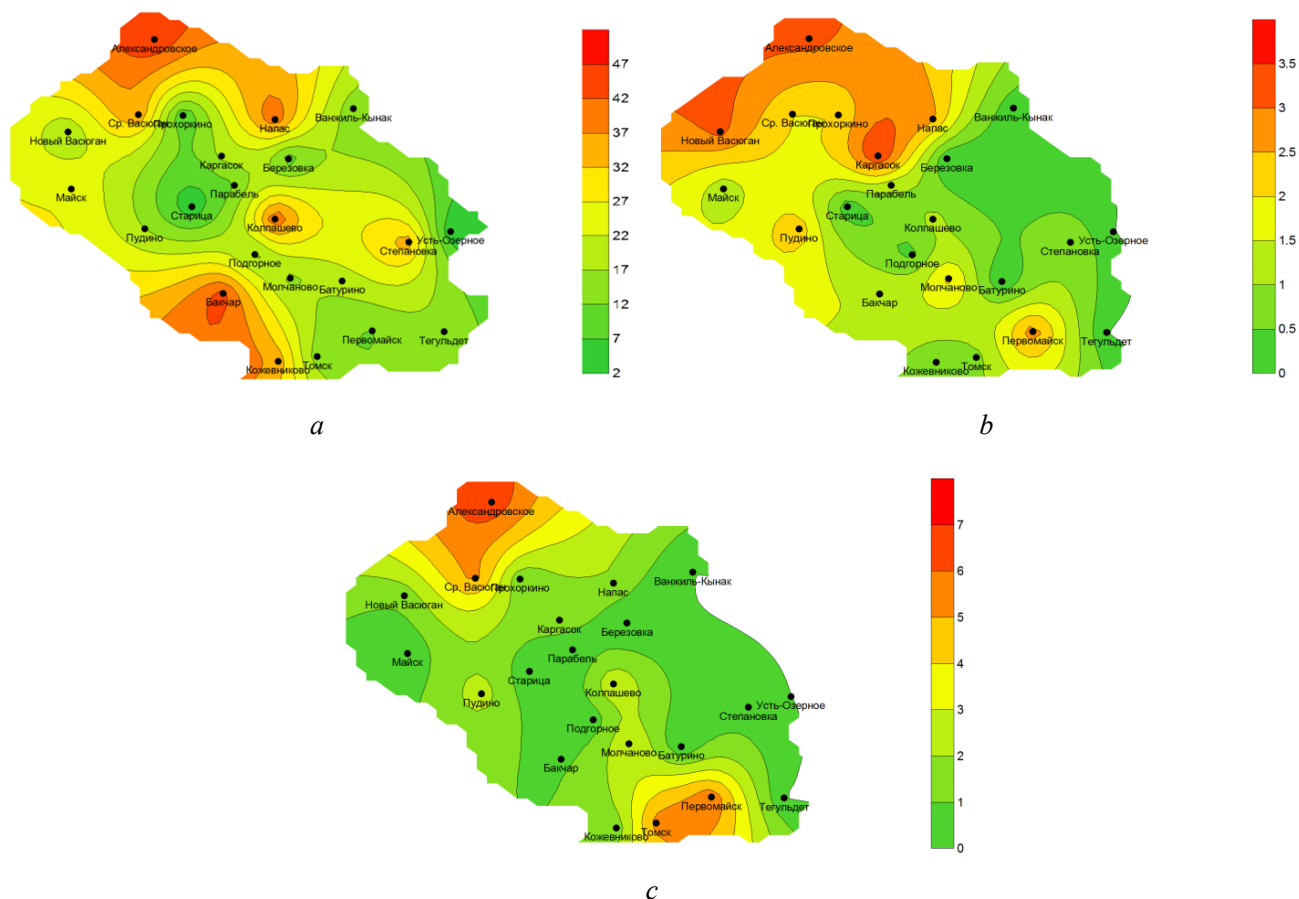


Рис. 9. Пространственное распределение среднего числа дней с изморозью (а), гололедом (б) и оледенелым мокрым снегом (с)

Fig. 9. Spatial distribution of the average number of days (a) with rime (R), (b) with G and (c) with MS

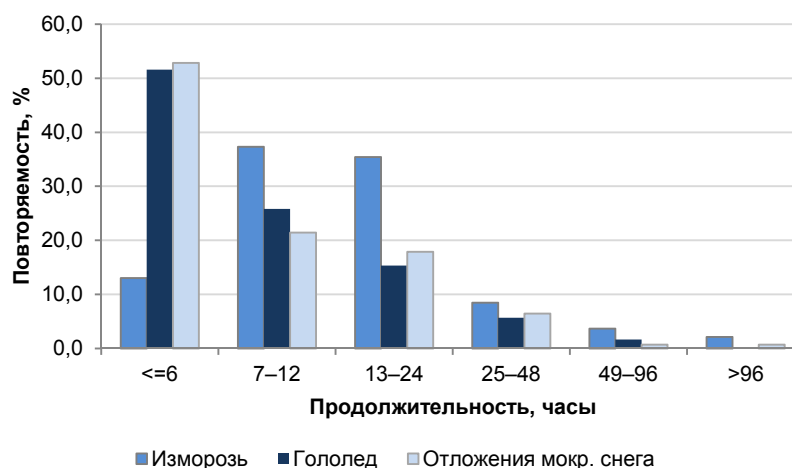


Рис. 10. Непрерывная продолжительность случаев ГИЯ

Fig. 10. Non-stop duration of GI cases

Таким образом, ГИЯ наиболее часто возникают в северной, исключительно малодоступной в транспортном отношении, части области. В непосредственной близости от расположенных там метеорологических станций Александровское, Напас и

Средний Васюган функционируют 2 аэропорта – Стрежевой и Пионерный. Наземные службы этих и других аэропортов области в период с октября по март должны быть готовы обслуживать авиацию в условиях возможного появления ГИО.

Сравнительный анализ результатов по массивам данных

Использованные массивы данных позволили провести сравнение качества инструментальных и визуальных наблюдений на исследуемой территории. Результаты сравнения на примере гололеда представлены в табл. 8.

Так, по количеству дней с явлением различие незначительное: гололед, фиксируемый с помощью гололедного станка, отмечается несколько чаще, чем по визуальным наблюдениям. Определенная

нестыковка данных может быть связана и с особенностями передачи штормовых оповещений (не в Томск, а непосредственно в региональный центр Новосибирск).

Различаются и периоды возникновения явлений (табл. 9):

Прослеживается влияние погодных условий отдельных лет, а также расположения и числа станций. Так, в 2013–2018 гг. зафиксированы ГИЯ (ГЛ, ОМС и изморозь) уже в сентябре, а последние случаи (изморозь и ГЛ) – в мае. Подобных ситуаций не наблюдалось в предшествующий период (2007–2012 гг.).

Таблица 8

Число дней с гололедом по инструментальным (числитель) и визуальным (знаменатель) наблюдениям

Table 8

The number of days with G on instrumental (numerator) and visual (denominator) observations

Год	Колпашево	Первомайское	Томск	Бакчар	Напас	Средний Васюган	Пудино	Усть-Озерное
2013	2/1	2/2	0/0	2/0	7/7	3/1	1/1	0/0
2014	0/0	3/3	2/2	1/2	4/2	3/3	1/1	0/0
2015	3/1	2/2	1/2	6/5	1/0	6/1	5/4	0/0
2016	0/0	0/0	1/1	1/0	0/0	0/0	0/0	0/0
2017	6/4	5/7	0/0	1/1	2/1	2/0	5/5	0/0

Таблица 9

Границы периодов с наземным обледенением используемых массивов

Table 9

GI period boundaries on used datasets

Массив	Виды обледенения	Период, месяц
2000–2017	ГЛ, ИЗ, ИК, ГЛД	IX–IV
2007–2012	ГЛ, ИЗ, ИК, ОМС	X–IV
2013–2018	ГЛ, ОМС, ИЗ+ИК	IX–V

Другими словами, ни один массив в отдельности не позволяет дать качественную климатическую информацию по повторяемости и динамике явлений наземного обледенения. Этот факт подтверждает правомерность реализованной авторами методологии исследования явлений. В результате потребитель получает более полную и достоверную картину распределения и динамики ГИЯ.

Заключение

Выявлен большой разброс повторяемости ГИО по территории – на порядок и более, а по годам – от 2 до 7 раз. Наименьшее число ГИО отмечается в юго-восточных районах области.

В последние годы скорость изменения повторяемости разных ГИО имеет разные знаки: зернистая изморозь – незначительно возрастает на большинстве станций, гололед – уменьшается, кристаллическая изморозь также уменьшается. В Томске повторяемость всех видов ГИО в последние годы уменьшается.

Непрерывная продолжительность гололеда и зернистой изморози в большинстве случаев не превышает 1 сут, максимальная – 2 сут, кристаллической

изморози и отложений мокрого снега – 2 и 4 сут соответственно, для гололедицы аналогичные характеристики составляют 2 и 10 сут.

Интенсивность ГЛ и ОМС чаще всего не превышает 16 мм, максимум – 44 мм, интенсивность ИЗ и ИК не превышает 4 мм с максимумом до 9 мм.

Подтверждены сложность и неоднозначность визуальных наблюдений за ГИЯ, в большой степени определяемых квалификацией наблюдателя. Косвенно на это обращается внимание и в [Наставление..., 1985], где указывается, что существуют трудности в визуальном определении отличий зернистой изморози от кристаллической.

Отдельный вопрос остается по качеству наблюдений за гололедицей. Как нам представляется, ГЛД по своему происхождению является атмосферным явлением, и в этом случае ее повторяемость в Томской области надо признать заниженной. В то же время, исходя из определения [Российский... 2008], гололедицей является также лед на дорогах, образовавшийся в результате уплотнения снежного наката колесами автомобилей, другими словами, репрезентативные наблюдения за этим явлением возможны только при наличии в окрестности станции дорожных покрытий. Общение с наблюдателями на метео-

рологических станциях Томск и Первомайское подтвердило неоднозначность наблюдений за гололедами: на всех станциях, где учитываются только замерзшие осадки и вода на поверхности земли, отмечается очень маленькая повторяемость ГЛД. Дополнительную информацию по ГЛД можно получить, рассчитав по набору метеорологических параметров «показатель скользкости».

Кроме того, необходимо отметить явно недостаточное число пунктов наблюдений (не более 23) за явлениями для качественного обслуживания хозяйственного комплекса области с общей площадью

314 391 км², особенно с учетом стратегии развития нефтегазовой отрасли и ее дорожного, трубопроводного и электрического обеспечения. Возникновение внутримассовых ГИЯ могло быть не зафиксировано такой редкой сетью гидрометеорологических станций.

Считаем, что результаты исследования могут быть использованы в различных прикладных задачах при уточнении климатических характеристик ГИО, а также в прогнозировании явлений наземного обледенения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-45-700010 p_a).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева Е.С. Опасные явления погоды юга России / под ред. Л.Н. Карлина. СПб. : РГГМУ, ВВМ, 2006. 216 с.
- Барашкова Н.К., Волкова М.А., Кужевская И.В. Современный климатический режим атмосферных осадков на территории Томской области // Труды ГГО. 2015. Вып. 576. С. 129–152.
- Барашкова Н.К., Кужевская И.В., Носырева О.В. Климатические характеристики режимов устойчивого перехода температуры воздуха через определенные пределы на юге Западной Сибири // Известия РАН. Сер. географическая. 2015. № 1. С. 87–97.
- Басарская Т.А., Руднева А.В. Гололедные нагрузки на провода. Л. : Гидрометеиздат, 1967. 9 с.
- Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных. Специализированные массивы. Атмосферные явления (сроки). URL: <http://www.meteo.ru> (дата обращения: 15.02.2019).
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под ред. В.В. Ясюкевич, В.А. Говоркова. М. : Росгидромет, 2014. 1009 с. URL: <https://cc.voeikovmgo.ru/images/dokumenty/2016/od2/od2full.pdf> (дата обращения: 15.02.2019).
- Гаголка Н.К. Некоторые особенности пространственно-временного распределения гололедно-изморозевых явлений в Томской области // Гляциология Сибири : сб. ст. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1981. № 1 (16). С. 16–23.
- Гаголка Н.К. Условия образования и прогноз гололедно-изморозевых отложений в Хабаровском крае и Амурской области : дис. ... канд. геогр. наук. М., 1975. 154 с.
- Драневич Е.П. Гололед и изморозь. Л. : Гидрометеиздат, 1971. 227 с.
- Дробышев А.Д., Кошинский С.Д., Корулина Л.Г., Лучицкая И.О. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала / под ред. С.Д. Кошинского. Л. : Гидрометеиздат, 1979. Ч. 1: Алтайский край, Кемеровская, Новосибирская и Томская области. 383 с.
- Заморский А.Д. Иней. Изморозь. Гололед. Л. : Гидрометеиздат, 1951. 64 с.
- Изменение климата России. Ежегодные данные о состоянии климата // Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (ИГКЭ). 2005–2018. URL: http://climatechange.igce.ru/index.php?option=com_docman&Itemid=73&gid=27&lang=ru
- Коршунов А.А., Филиппов И.А. Опасные гидрометеорологические явления и неблагоприятные условия погоды: некоторые результаты анализа статистики // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2002. Вып. 169. С. 134–147.
- Метеорологический ежемесячник. Зап.-Сиб. УГМС, 2007–2012. Вып. 20, ч. 2: Западная Сибирь.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л. : Гидрометеиздат, 1985. Вып. 3, ч. 1. 301 с.
- Наставление по краткосрочным прогнозам погоды РД 52.27.724–2009. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2009. 51 с.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. СПб. : Гидрометеиздат, 1993. Ч. 1–6, вып. 20. 720 с.
- Орлова В.В. Климат СССР. Л. : Гидрометеиздат, 1962. Вып. 4: Западная Сибирь. 360 с.
- Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / под ред. А.И. Бедрицкого. СПб. ; М. : Летний сад, 2008. Т. 1. 336 с.
- Самодурова Т.В. Метеорологическое обеспечение зимнего содержания автомобильных дорог. М. : ТИМР, 2003. 183 с.
- СП 20.13330.2016. Нагрузки и воздействия. Актуализированная ред. СНиП 2.01.07–85* (с изм.). Дата введения: 04.06.2017. URL: <http://docs.cntd.ru/document/456044318>
- Тунаев Е.Л., Горбатенко В.П., Поднебесных Н.В. Особенности циклогенеза над территорией Западной Сибири за период 1976–2015 гг. // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2017. № 364. С. 81–92.
- Шакина Н.П., Иванова Р.А. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. М. : Триада лтд. 2016. 312 с.

Авторы:

Барашкова Надежда Константиновна, кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: nkbar@sibmail.com

Кижнер Любовь Ильинична, кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: kdm@mail.tsu.ru

Волкова Марина Александровна, кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: mv2101@mail.ru

Носырева Ольга Владимировна, кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: ov_nosyreva@mail.ru

Geosphere Research, 2020, 1, 88–101. DOI: 10.17223/25421379/14/7

N.K. Barashkova, L.I. Kizhner, M.A. Volkova, O.V. Nosyreva

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

GROUND ICING IN THE TOMSK REGION (WESTERN SIBERIA)

Based on the analysis of meteorological observations on the territory of the Tomsk region in the last 20 years, new climatic characteristics of the spatio-temporal changes in **ground icing (GI)** have been obtained. Information is provided on the intensity of the types of deposits (large diameter, weight), the duration of the growth phase and, in general, a phenomenon that is important for the transport and energy industries. The revealed meteorological and synoptic conditions for the formation of various types of ground icing are necessary both for a more confident diagnosis and for improving the methods for predicting them.

A large variation in the frequency of occurrence of **GI** is observed across the territory – ten or more times, and over the years – from two to seven times. The smallest number of **GI** is noted in the southeastern part, most often occur in the northern part of the region, which is extremely inaccessible for transport. In recent years, the rate of change in the repeatability of types **GI** has different signs: **grained rime (GR)** – slightly increases at most stations, **glaze (G)** – decreases; **crystal rime (CR)** also decreases. The recurrence of all types of **GI** in Tomsk has been declining.

The non-stop duration of **glaze** and **grained rime** in most cases does not exceed one day, **crystal rime**, **moist snow (MS)** and **ice-crusted ground (ICG)** – two days. The maximum duration of **ice-crusted ground** is ten days, for other types of **GI** – up to two days. The intensity of **G** and **MS** most often does not exceed 16 mm, a maximum of 44 mm; **GR** and **CR** – respectively, does not exceed 4 mm with a maximum of up to 9 mm.

The occurrence of **GI** was observed both in cyclonic and anticyclone baric fields: in the first, **GI** and **MS** prevail, and secondly, **CR** and **GR**. **GI** in 77,3% of cases were observed in homogeneous air, 22,7% – on atmospheric fronts. The homogeneous air mass **GI** (especially **CR**) most often occur in anticyclones at the maximum developmental stage, or in low-gradient anticyclone fields, but there are cases in decaying or regenerating anticyclones. **G** was rarely observed in the rear parts of cyclones and low-gradient cyclonic fields, and **MS** in an anticyclone. The **GR** and **MS** often occur during the passage of warm, and **G** – cold sections of the Arctic fronts. **CR** was predominantly in homogeneous air mass.

It is necessary to note the insufficient number of observation stations for the phenomena for high-quality service of the regional economic complex, especially taking into account the development strategy of the oil and gas industry and its road, pipeline and electricity supply. The emergence of intramass **GI** could not have been detected by such a rare network of hydrometeorological stations. We think that the results of the research can be used in various applications to clarify the climatic characteristics of **GI**, as well as in predicting the effects of ground icing.

Keywords: *glaze, grained and crystal rime, moist snow, ice-crusted ground, repeatability, duration, intensity.*

REFERENCES

- Andreeva E.C. *Opasnye javleniya pogodi yuga Rossii* [Dangerous weather phenomena of south of Russia] / Pod red. Karlina L.N. St. Petersburg: VVM.com.Ltd Publishing. 2006. 216 p. In Russian
- Barashkova N.K., Kuzhevskaja I.V., Nosyreva O.V. *Klimaticheskie charakteristiki rezhimov ustoychivogo perehoda temperaturi vosducha cherez opredelenie predeli na juge Sapadnoi Sibiri* [Climatic characteristics of modes of the stable transition of air temperature through key bounds in the south of Western Siberia] // *Izvestia RAN. Seriya Geograficheskaya*. Moscow: Nauka. 2015. № 1. pp. 87–97. In Russian
- Barashkova N.K., Volkova M.A., Kuzhevskaja I.V. *Sovremennii klimaticheskii rezhim atmosfernih osadkov na territorii Tomskoi oblasti* [Contemporary climate regime of precipitation in the Tomsk region] // *Proceedings of MGO*. 2015. V. 576. pp. 129–152. In Russian
- Basarskaya T.A., Rudneva A.V. *Golodnyye nagruzki na provoda* [Ice loads on wires]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1967. 9 p. In Russian
- Vserossiiskii nauchno-issledovatel'skii institut gidrometeorologicheskoi informatsii – Mirovoi zentr dannich. Specializirovannye massivi. Atmosfernye javleniya (sroki)* [All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information - World Data Center. Specialized arrays. Atmospheric phenomena (timing).] URL: <http://www.meteo.ru> (accessed 15.02.2019). In Russian
- Vtoroi ozenozhnyi dolad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata I ich posledstviyakh na territorii Rossiiskoi Federatsii. Technicheskoe resyume* [Second Roshydromet assessment report on climate change and its consequences in Russian Federation]. Moscow. 2014. 1009 p. URL: <https://cc.voeikovmgo.ru/images/dokumenty/2016/od2/od2full.pdf> (accessed 15.02.2019). In Russian
- Gagolka N.K. *Nekotorye osobennosti prostranstvenno-vremennogo raspredeleniya golodno-izmorozevich javlenii v Tomskoi oblasti* [Some features of the spatio-temporal distribution of icy-hoar-frost phenomena in the Tomsk Region] // *Proceedings of Glaziologia Sibiri*. Tomsk: Isd-vo Tomsk state university. 1981. № 1 (16). pp. 16–23. In Russian
- Gagolka N.K. *Uslovia obrazovaniya i prognos golodno-izmorozevich otlozenii v Chabarovskom krae I Amurskoi oblasti* [Formation conditions and forecast of ice-frost-frost deposits in the Khabarovsk Territory and Amur Region] / Thesis for the degree of candidate of geographical sciences. Moscow, 1975. 154 p. In Russian
- Dranevich E.P. *Golod i izmoroz* [Ice and frost]. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1971. 227 p. In Russian
- Drobyshev A.D., Koshinskiy S.D., Korulina L.G., Luchitskaya I.O. *Opasnyye javleniya pogody na territorii Sibiri i Urala / Pod red. S.D. Koshinskogo. CH. 1: Altayskiy kray, Kemerovskaya, Novosibirskaya i Tomskaya oblasti* [Dangerous weather phenomena in

Siberia and the Urals / Ed. S.D. Koshinsky. Part 1: Altai Territory, Kemerovo, Novosibirsk and Tomsk Regions]. Leningrad: Hydrometeoizdat. 1979. 383 p. In Russian

Izmenenie klimata v Rossii. Ezhegodnie Dannye o sostojanii klimata [Climate change in Russia. Annual climate data]. FBU. 2005–2018 gg. Institut globalnogo klimata i ekologii Rosgidrometa I RAN (IGKE). URL: http://climatechange.igce.ru/index.php?option=com_docman&Itemid=73&gid=27&lang=ru (accessed 15.02.2019). In Russian

Korshunov A.A., Filippov I.A. *Opasnyye gidrometeorologicheskiye yavleniya i neblagopriyatnyye usloviya pogody: nekotoryye rezul'taty analiza statistiki* [Hazardous hydrometeorological phenomena and adverse weather conditions: some results of the analysis of statistics.] // Trudy VNIIGMI-MTSD, 2002. V. 169. pp. 134–147. In Russian

Meteorologicheskij yezhemesyachnik. Vypusk 20. Chast' 2. Zapadnaya Sibir' [Meteorological monthly. V. 20. Part 2. Western Siberia]. Publisher: West-Siberian UGMS. 2007–2012. In Russian

Nastavleniye gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam [Manual to hydrometeorological stations and posts]. V. 3. Part 1. Leningrad.: Gidrometeoizdat. 1985. 301 p. In Russian

Nastavleniye po kratkosrochnym prognozom pogody RD 52.27. 724-2009 [Manual on short-term weather forecasts RD 52.27. 724–2009] Obninsk: IG-SOTSIN. 51 p. In Russian

Nauchno-prikladnoy spravochnik po klimatu SSSR. Seriya 3. Mnogoletniye dannyye [Scientific-applied reference on the climate of the USSR. Series 3. Long-term data]. Part 1–6. V. 20. St. Petersburg: Hydrometeoizdat. 1993. 720 p. In Russian

Orlova V.V. *Klimat SSSR. Vyp. 4. Zapadnaya Sibir'* [The climate of the USSR. V. 4. Western Siberia.] Leningrad: Gidrometeoizdat. 1962. 360 p. In Russian

Rossiyskiy gidrometeorologicheskij entsiklopedicheskij slovar'. Pod red. A.I. Bedritskogo. [Russian hydrometeorological encyclopedic dictionary. Ed. A.I. Bedritsky.] St-Petersburg: Summer Garden. 2008. T. 1. 336 p. In Russian

Samodurova T.V. *Meteorologicheskoye obespecheniye zimnego soderzhaniya avtomobil'nykh dorog* [Meteorological support for the winter maintenance of roads] Moscow: TIMR. 2003. 183 p. In Russian

Samorskii A.D. *Inei. Izmoros. Gololed* [Frost. Frost. Ice]. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1951. 64 p. In Russian

SP 20.13330.2016 *Nagruzki i vozdeystviya. Aktualizirovannaya redaktsiya SNIIP 2.01.07-85* (s Izmeneniyami). Data vvedeniya 2017-06-04.* [SP 20.13330.2016 Loads and impacts. Updated edition of SNIIP 2.01.07-85 * (as amended). Date of introduction 2017-06-04. [Electronic resource]: URL: <http://docs.cntd.ru/document/456044318> (accessed 10.09.2019)] In Russian

Tunayev Ye.L., Gorbatenko V.P., Podnebesnykh N.V. *Osobennosti tsiklogeneza nad territoriyey Zapadnoy Sibiri za period 1976–2015 gg.* [Distinctive features of cyclogenesis over the territory of western Siberia during 1976–2015] // Proceedings of the Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation. 2017. № 364. pp. 81–92. In Russian

Shakina N.P., Ivanova R.A. *Prognozirovaniye meteorologicheskikh usloviy dlya aviatsii* [Weather forecasting for aviation]. Moscow: Triad Ltd. 2016. 312 p. In Russian

Author's:

Barashkova Nadezhda K., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: nkbar@sibmail.com

Kizhner Lubov I., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: kdm@mail.tsu.ru

Volkova Marina A., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: mv2101@mail.ru

Nosyreva Olga N., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ov_nosyreva@mail.ru

УДК 551.324 + 551.501.776

РАДИАЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТООБРАЗОВАНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ В ПЕРИОД СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА



В.В. Севастьянов

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Радиационные характеристики атмосферы являются одним из основных факторов формирования климата. В Алтае-Саянской горной стране по данным наблюдений актинометрических станций рассмотрены составляющие радиационного баланса. Выполнена пространственно-временная оценка региональных потенциальных ресурсов для нужд гелиоэнергетики. Рассмотрены современные тенденции изменения суммарной солнечной радиации и радиационного баланса и их влияние на современные изменения климата.

Ключевые слова: солнечная радиация, альbedo, радиационный баланс, актинометрия, орография.

Введение

Горные районы Южной Сибири играют большую роль в хозяйственной жизни России. Они характеризуются высокой концентрацией запасов полезных ископаемых и других природных ресурсов.

Климатические ресурсы, в частности тепла и влаги, создают перспективные возможности развития сельского хозяйства, особенно животноводства. В низкогорных районах климатические условия позволяют выращивать разнообразные сельскохозяйственные культуры.

До настоящего времени режим солнечной радиации в горных районах Сибири изучен недостаточно. В обобщающих работах по радиационному климату России и сопредельных государств [Пивоварова, 1977; Атлас..., 1997; Научно-прикладной..., 1990, 1993] использованы материалы наблюдений по 1980 г. Приведенные в монографических изданиях карты потоков лучистой энергии характеризуют лишь фоновое распределение радиации на равнинной территории России до высоты 800 м над уровнем моря. В горных районах действует крайне редкая сеть актинометрических станций.

Для характеристики режима солнечной радиации в Алтае-Саянской горной области использованы материалы многолетних наблюдений (1965–2015 гг.) актинометрических станций в Саянах, на Алтае и на ближайших актинометрических станциях, расположенных на равнине. Дополнительно использовались результаты экспедиционных актинометрических наблюдений в горноледниковых бассейнах Актуру (Северо-Чуйский хребет), Мульты (Катунский хребет), опубликованных в разрозненных научных трудах [Тронов и др., 1965; Голещин, 1985; Ледники Актуру, 1987; Севастьянов, 2009; Природные..., 2018 и др.]. Перспективы

дальнейшего освоения горных территорий требуют учета их климатических ресурсов для наиболее рационального и эффективного использования в хозяйственной деятельности. В современный период особенно актуальным становится использование возобновляемых источников энергии, в частности гелиоэнергетики, для чего необходима оценка региональных потенциальных ресурсов солнечной радиации.

Используемый материал и методика исследования

Материалом для исследования потоков лучистой энергии в Алтае-Саянской горной области послужили данные из следующих источников:

- из актинометрических ежемесячников;
- из архива актинометрических данных Западно-Сибирского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (г. Новосибирск);
- из архивов актинометрических наблюдений Главной геофизической обсерватории (г. Санкт-Петербург);
- из материалов из справочников по климату СССР [Справочник по климату..., 1965–1970] и научно-прикладных справочников по климату СССР [Научно-прикладной справочник..., 1990–1993];
- из результатов метеорологических и актинометрических наблюдений Алтайских гляциологических экспедиций в бассейне Актуру (Северо-Чуйский хребет) в период проведения работ по программам Международный Геофизический Год (МГГ), Международное Гидрологическое Десятилетие (МГД), Международная Гидрологическая Программа (МГП) и в долинах Мульты, Аккема, Кочурлы (Катунский хребет).

Список актинометрических станций и экспедиционных пунктов наблюдений приведен в табл. 1.

Таблица 1

Актинометрические станции в пределах Алтае-Саянской горной области

Table 1

Actinometric stations within the Altai-Sayan mountain region

Станции	Широта северная, градусы	Долгота восточная, градусы	Высота над уровнем моря, м	Местоположение
Хакасская	53,8	91,5	250	Минусинская котловина
Кызыл	51,7	94,4	626	Тувинская котловина
Хомутово	52,5	104,4	454	Восточные Саяны
Ильчир	52,1	101,1	2083	Восточные Саяны
Кузедеево	53,3	87,2	291	Горная Шория
Кош-Агач	50,0	88,6	1758	Чуйская котловина
Буран	48,0	85,2	409	Зайсанская котловина
Актру	50,1	87,7	2150	Северо-Чуйский хребет
Мульта	49,7	86,0	1750	Катунский хребет

В работе использованы современные методы климатической обработки показателей солнечной радиации, методы математической статистики, регрессионного и корреляционного анализа. Оценивались показатели статистической значимости коэффициентов корреляции относительно нуля, коэффициентов линейных трендов сумм солнечной радиации и радиационного баланса с помощью t-критерия Стьюдента.

Обсуждение результатов

Солнечная радиация практически определяет развитие всех процессов, происходящих в географической оболочке Земли, в том числе и энергетику системы Земля–атмосфера. Солнечная радиация играет огромную роль в жизни растений, без нее невозможно выяснить генезис высотно-ландшафтных поясов, режим и динамику снежно-ледовых образований. Все

это определяет необходимость учета влияния большого числа факторов, влияющих на радиационный режим в горных условиях Сибири.

Прозрачность атмосферы

Одним из важнейших показателей, характеризующих режим солнечной радиации, является прозрачность атмосферы. Изменение прозрачности атмосферы влияет на интенсивность солнечной радиации, изменчивость ее суточных, месячных и годовых сумм, которые подвержены как периодическим, так и непериодическим колебаниям. Вопросу изучения прозрачности атмосферы в Алтае-Саянской области посвящено очень мало работ [Ревякин и др., 1979; Голещихин, 1985; Севастьянова, Никольченко, 2012].

Средние многолетние за месяц и за год величины коэффициента прозрачности атмосферы на Алтае и в Саянах показаны в табл. 2.

Таблица 2

Коэффициенты прозрачности атмосферы (P) в полдень, при солнечной постоянной (S_0), равной 1,37 кВт/м². Масса атмосферы равна 2

Table 2

Atmospheric transparency coefficients (P) at noon, at the solar constant (S_0), equal to 1,37 kW/m². The mass of the atmosphere is 2

Станции	Высота, м	Месяц				Среднее за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	0,728	0,756	0,721	0,779	0,746
Ильчир	2083	0,822	0,766	0,730	0,802	0,781
Кызыл	626	0,795	0,782	0,735	0,798	0,778
Кош-Агач	1757	0,820	0,792	0,765	0,807	0,799
Буран	409	0,801	0,779	0,759	0,810	0,786
Хомутово	454	0,822	0,764	0,750	0,799	0,783
Мульта	1750	0,829	0,773	0,778	0,829	0,803
Р _{сред.} 50°		0,805	0,759	0,757	0,785	0,775

Из анализа таблицы следует, что на всех горных станциях коэффициент прозрачности воздуха принимает максимальные значения в зимние месяцы и минимальные – летом. В зимний период максимальная прозрачность атмосферы объясняется низким влажностью и уменьшенным количеством аэрозолей в воздухе по сравнению с летним периодом.

С увеличением высоты увеличивается прозрачность атмосферы, а также отмечается постепенное уменьшение амплитуды годового хода коэффициента прозрачности. Это объясняется уменьшением с высотой доли аэрозольной и влажной составляющих в общем ослаблении солнечной радиации в атмосфере.

Отметим, что прозрачность атмосферы в высокогорных районах довольно высока (рис. 1), выше, чем средняя прозрачность (P_0) для северной широты 50° .

Другой характеристикой прозрачности атмосферы принят фактор мутности Линке, который отражает соотношение между прозрачностью реальной и «идеальной» атмосферы, в которой ослабление солнечной радиации связано лишь с молекулярным рассеянием [Руководство..., 1973]. Фактор мутности исключает эффект зависимости от массы атмосферы,

связанный с избирательностью молекулярного рассеяния, что необходимо учитывать при сравнении прозрачности атмосферы в горных условиях [Кондратьев, 1965]. Этот показатель изменяется в течение года зеркально по отношению к годовому ходу коэффициента прозрачности атмосферы. С увеличением высоты уменьшаются сезонные различия фактора мутности. Его максимум приходится на летние месяцы, когда увеличиваются влагосодержание воздуха и загрязнение пылью и другими аэрозольными частицами.

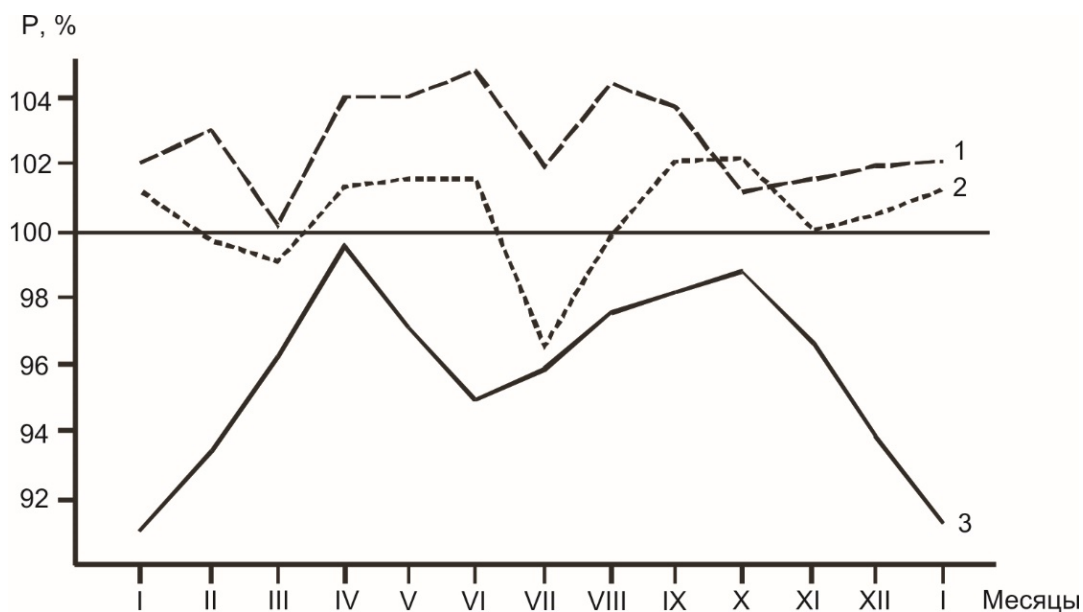


Рис. 1. Годовой ход отношения коэффициента прозрачности (P) на станциях к средним значениям (P_0), рассчитанным для 50° с.ш., %
1 – Кош-Агач; 2 – Ильчир; 3 – Хакасская

Fig. 1. Annual progress of the ratio of the transparency coefficient (P) at stations to the average values (P_0) calculated for 50° n.l., %
1 – Kosh-Agach; 2 – Ilchir; 3 – Khakasskaya

По результатам актинометрических наблюдений на станциях сделан анализ влияния абсолютной высоты местности на общее ослабление солнечной радиации атмосферой. Получены соотношения влияния каждого из ослабляющих компонент, а именно: молекулярного, аэрозольного ослабления и ослабления за счет водяного пара. Величина общего ослабления солнечной радиации определялась по следу-

ющей формуле, предложенной в работе [Пивоварова, 1977]:

$$\Delta S_{\text{общ}} = \Delta S_{\text{м}} + \Delta S_{\text{в}} + \Delta S_{\text{а}}, \quad (1)$$

где $\Delta S_{\text{м}}$ – молекулярное рассеяние, Вт/м²; $\Delta S_{\text{в}}$ – ослабление водяным паром, Вт/м²; $\Delta S_{\text{а}}$ – ослабление аэрозолями, Вт/м².

Характеристики фактора мутности на станциях Алтае-Саянской горной области приведены в табл. 3.

Таблица 3

Фактор мутности атмосферы, T

Table 3

Atmospheric turbidity factor, T

Станции	Высота, м	Месяц				Среднее за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	3,17	2,80	3,27	2,50	2,93
Ильчир	2083	1,94	2,66	3,12	2,22	2,47
Кызыл	626	2,30	2,46	3,08	2,26	2,53
Кош-Агач	1757	1,98	2,34	2,66	2,14	2,24
Буран	409	2,22	2,50	2,76	2,10	2,42

Для оценки общего ослабления солнечной радиации и его составляющих в атмосфере в горных районах Сибири использовались результаты наблюдений за прямой солнечной радиацией. Общее уменьшение солнечной радиации атмосферой $\Delta S_{\text{общ}}$ находилось как разность между величиной солнечной постоянной и измеренными значениями прямой солнечной радиации:

$$\Delta S_{\text{общ}} = S_0 - S, \quad (2)$$

где S_0 – солнечная постоянная, Вт/м²; S – прямая солнечная радиация, поступающая на перпендикулярную поверхность, Вт/м².

Для получения сравнимых показателей на станциях, расположенных на разных высотах, проводилось приведение интенсивности прямой солнечной радиации к одной и той же массе атмосферы ($m = 2$).

Интенсивность прямой солнечной радиации в «идеальной» (чистой и сухой) атмосфере ослабляется лишь за счет рассеяния на молекулах газов. Эта величина (ΔS_m) составляет 0,22–0,26 кВт/м² при массе атмосферы, равной 2 [Сивков, 1968; Руководство..., 1973; Теплово..., 1985]. Поглощение радиации водяным паром ΔS_v рассчитывалось по следующей формуле [Зверева, 1969]:

$$\Delta S_v = 0,184 \cdot (m \cdot w)^{0,27}, \quad (3)$$

где m – масса атмосферы; w – количество водяного пара в единичном воздушном столбе (сконденсированная влага), см.

Высота слоя сконденсированной воды определялась по формуле [Смирнов, 2017]

$$w = 0,23 \cdot e, \quad (4)$$

где w – слой сконденсированной воды, см; e – парциальное давление водяного пара у поверхности земли, гПа.

Влагосодержание атмосферы до уровня 300 гПа определялась по методу, предложенному О.А. Дроздовым [Дроздов, 1966]. Удельная влажность воздуха в атмосфере над горными районами определялась по данным аэрологических наблюдений [Новый аэрологический..., 1986].

Аэрозольное ослабление радиации ΔS_a находилось как остаточный член из уравнения (1):

$$\Delta S_a = \Delta S_{\text{общ}} - \Delta S_m - \Delta S_v, \quad (5)$$

В годовом ходе общего ослабления солнечной радиации $\Delta S_{\text{общ}}$ и его составляющих на разных высотах прослеживаются особенности, а также выделяется зависимость от высоты местности (табл. 4). В зимние месяцы на всех актинометрических станциях отмечаются минимальные значения общего ослабления солнечной радиации. В летний период значения $\Delta S_{\text{общ}}$ достигает максимума вследствие увеличения запыленности и влагосодержания атмосферы. В высокогорных районах наблюдаются более резкие различия в поглощении потоков лучистой энергии в зимний и летний сезоны по сравнению с предгорными и низкогорными районами.

Таблица 4

Общее ослабление солнечной радиации атмосферой ($\Delta S_{\text{общ}}$), Вт/м²

Table 4

General attenuation of solar radiation by the atmosphere ($\Delta S_{\text{общ}}$), W/m²

Станции	Высота, м	Месяцы				Среднее за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	649	593	665	543	614
Ильчир	2083	447	572	6423	495	538
Кызыл	626	510	536	635	503	544
Кош-Агач	1757	450	518	572	482	503
Буран	409	497	545	586	475	524

Поглощение солнечной радиации водяным паром ΔS_v уменьшается с высотой местности. Средние значения ΔS_v колеблются в пределах 80–210 Вт/м², уменьшаясь в среднем за год при подъеме на 1,5 км

на 14–17% (табл. 5). Значения солнечной радиации, поглощенной водяным паром, зависят от особенностей распределения влагосодержания атмосферы и уменьшаются с высотой от 150 до 120 Вт/м².

Таблица 5

Ослабление солнечной радиации водяным паром (ΔS_v), Вт/м²

Table 5

Attenuation of solar radiation by water vapor (ΔS_v), W/m²

Станции	Высота, м	Месяцы				Среднее за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	119	155	218	160	171
Ильчир	2083	97	133	188	133	140
Кызыл	626	75	149	207	151	161
Кош-Агач	1757	84	140	181	140	133
Буран	409	112	163	213	161	162

В годовом ходе аэрозольной мутности (ΔS_a) наблюдается асимметрия. Поглощение солнечной радиации аэрозолями осенью меньше, чем весной. Особенностью годового хода аэрозольной мутности в атмосфере в предгорьях является тот факт, что максимальные ее

значения фиксируются летом, тогда как в высокогорье максимум мутности отмечается весной. Это связано со значительным вымыванием аэрозоля в горах на больших высотах в летние месяцы, когда выпадает наибольшее количество осадков.

Таблица 6

Ослабление солнечной радиации аэрозолями (ΔS_a), Вт/м²

Table 6

Attenuation of solar radiation by aerosols (ΔS_a), W/m²

Станции	Высота, м	Месяц				Среднее за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	302	202	209	148	207
Ильчир	2083	112	202	217	127	162
Кызыл	626	197	151	192	116	147
Кош-Агач	1757	133	140	155	106	127
Буран	409	146	145	137	78	126

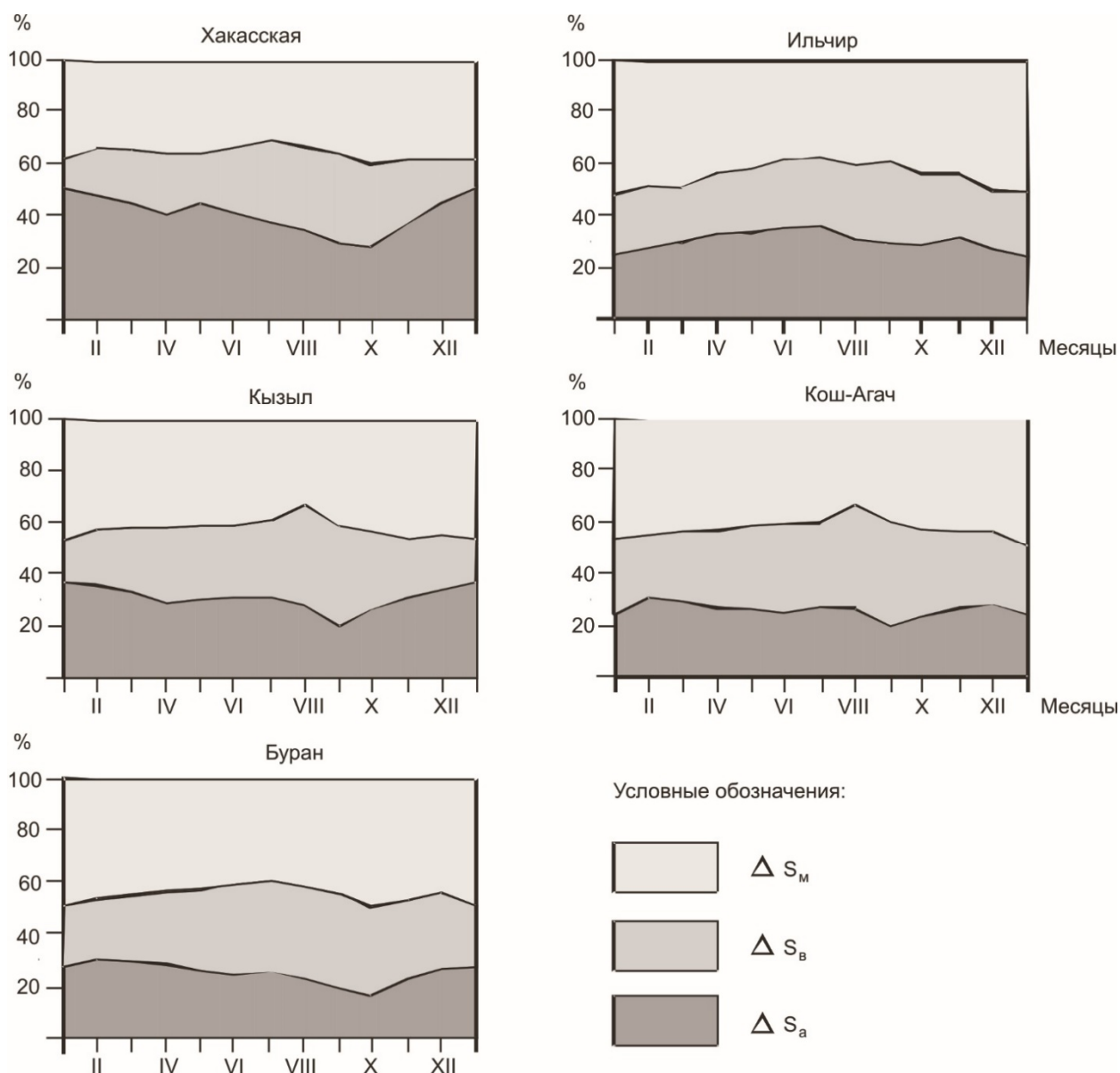


Рис. 2. Ослабление прямой солнечной радиации в атмосфере за счет рассеяния: молекулярного – ΔS_m , водяным паром – ΔS_v , аэрозолями – ΔS_a

Fig. 2. Attenuation of direct solar radiation in the atmosphere due to scattering: molecular – ΔS_m , water vapor – ΔS_v , aerosols – ΔS_a

Средние месячные значения и годовое значение аэрозольного помутнения (ΔS_a) на разных станциях приведены в табл. 6. С высотой аэрозольное помутнение значительно уменьшается; в среднем за год при подъеме на 1,5 км оно снижается на 9–11%. Отмечается уменьшение амплитуды аэрозольного помутнения с высотой.

Изменение относительной доли ослабляющих радиацию компонентов в общем ослаблении солнечной радиации атмосферой представлено на рис. 2.

В среднем за год за счет ослабления на молекулах газов (ΔS_m) солнечная радиация уменьшается в горных районах на 37–53%. С увеличением высоты уменьшаются абсолютные значения, но увеличивается процентный вклад в $\Delta S_{\text{общ}}$ в результате ослабления аэрозольной и влажной составляющих.

Доля поглощения солнечной радиации водяным паром (ΔS_v) составляет в среднем за год 24–30% от $\Delta S_{\text{общ}}$, постепенно увеличиваясь в летнее время.

Доля солнечной радиации за счет аэрозольного ослабления (ΔS_a) уменьшается от 20 до 30% в течение года. Наименьшее ее влияние приходится на осенний период.

Прозрачность атмосферы над Алтае-Саянской горной областью выше, чем в среднем для соответствующих широт в северном полушарии. Это подтверждает приводимые ранее сведения, что над горными районами прозрачность атмосферы выше, чем на той же высоте в свободной атмосфере [Кондратьев, 1965]. Этому способствует увеличенное, как правило, количество осадков в горах по сравнению с равнинами. Осадки способствуют уменьшению количества аэрозолей в атмосфере в горах.

Изучение пространственного распределения фактора мутности (T) в пределах Алтае-Саянской горной области показало, что он большую часть года возрастает с юга на север в среднем на 0,1 на 100 км. Данный факт отличается от выводов, сделанных К.Я. Кондратьевым [Кондратьев, 1965. С. 267], что прозрачность атмосферы понижается к югу. Это связано с тем, что северная часть предгорий Алтае-Саянской горной области более освоена в промышленном отношении, в то время как на юге территории наблюдается сочетание больших абсолютных высот, засушливости климата и ненарушенных комплексов горных ландшафтов.

Фактор мутности уменьшается в направлении с запада на восток в среднем на 0,01/100 км по мере увеличения высоты местности.

Повышенные значения прозрачности атмосферы в горных районах Алтая и Саян во многом определяют увеличение потенциальных возможностей прихода лучистой энергии.

Прямая солнечная радиация

Алтае-Саянская горная область располагается между 48–56° с.ш. и характеризуется относительно

большой высотой солнца летом (до 66°) и продолжительным светлым временем суток (до 17 ч). Это определяет значительные суммы солнечной радиации в летние месяцы. Зимой приход солнечной радиации значительно меньше (высота солнца только 13–16°).

Большие размеры горной страны в направлении с юга на север определяют существенные различия в приходе радиации. Высота солнца в полдень на северной границе горной области на 8° ниже, чем на южной. Широтные различия продолжительности светлого времени суток увеличивают период инсоляции на 1,5–2,0 ч в южных районах горной области по сравнению с северными. Максимальная продолжительность солнечного сияния наблюдается в юго-западных предгорьях Алтая. На ст. Буран отмечается в среднем 2 778 ч за год. Очень много часов солнечного сияния отмечается в высокогорных котловинах юго-восточного Алтая. На ст. Кош-Агач этот показатель равен 2 634 ч [Научно-прикладной..., 1993]. Значительно меньшие суммы часов продолжительности солнечного сияния наблюдаются на других горных станциях. Увеличенное количество облачности, разная степень закрытости горизонта на большинстве станций ограничивают продолжительность солнечного сияния за год до 1 800–2 200 ч.

Приход прямой солнечной радиации определяется облачностью, степенью закрытости горизонта, прозрачностью атмосферы. Потенциальные возможные годовые суммы прямой радиации при отсутствии облачности на этих широтах могут достигать 5 030–5 870 МДж/м². При действительной облачности годовые суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность в пределах Алтае-Саянской горной области изменяются в очень больших пределах: от 2 120 до 3 654 МДж/м² (табл. 7).

Наибольшие суммы прямой солнечной радиации наблюдаются на ст. Буран (Зайсанская котловина), наименьшие суммы – в северных предгорьях Саян. В высокогорных котловинах (станция Кош-Агач) также наблюдаются большие суммы прямой радиации, хотя и меньшие, чем в южных предгорьях.

На высокогорных станциях (Актру, Ильчир) приход прямой радиации составляет 2 271–2 564 МДж/м² из-за значительного ослабления ее облачностью и закрытости горизонта.

Значительные различия в суммах прямой радиации объясняются не только широтой местности и разностью высот, но и различной продолжительностью солнечного сияния, местными циркуляционными условиями, степенью закрытости горизонта. Для горных районов важным является представление об изменении потоков лучистой энергии с высотой. Использование данных сетевых актинометрических станций для этих целей в большинстве случаев не подходит, так как они расположены довольно редко. Очень ценными в этом отношении являются относительно кратковременные экспедиционные актино-

метрические наблюдения. В период экспедиционных работ определялся вертикальный градиент интенсивности прямой солнечной радиации в разных близлежащих пунктах наблюдений с большим перепадом высот в горноледниковом бассейне Актру [Тронов и др., 1965], а также в бассейнах Мульты и Аккема

[Голешихин, 1985]. Средняя величина вертикального градиента прямой солнечной радиации составляет около 7 (Вт/м²)/100 м. Величина этого показателя в разных горных районах примерно совпадает и изменяется в пределах точности измерений интенсивности прямой солнечной радиации.

Таблица 7

**Средние месячные и годовые суммы прямой солнечной радиации
на горизонтальную поверхность, МДж/м²**

Table 7

Average monthly and annual amounts of direct solar radiation to a horizontal surface, MJ/m²

Станции	Высота, м	Месяцы				Сумма за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	21	232	382	88	2120
Кузедеево	290	30	240	396	75	2144
Ильчир	2083	86	318	284	167	2564
Кызыл	626	42	313	414	147	2812
Кош-Агач	1757	103	410	462	224	3623
Актру	2150	0	294	341	117	2271
Буран	409	92	385	528	210	3654

Величины вертикальных градиентов годовых сумм прямой радиации имеют ограниченное применение. В литературе, посвященной изучению лучистой энергии в горах, отмечено, что существует большой разброс в величинах этих градиентов. Например, в восточной части Закавказья средняя величина вертикального градиента составляет 40 (МДж/м²)/100 м [Шихлинский, 1966], в Карпатах – 80 (МДж/м²)/100 м [Тепловой..., 1985]. На Алтае и в Саянах в зависимости от выбранных пар станций значения вертикального градиента годовых сумм прямой радиации могут меняться от 15 до 73 (МДж/м²)/100 м. Найти пары станций, расположенных на разных высотах, в сходных условиях рельефа и находящихся близко друг к другу, невозможно при современной плотности сети станций. Поэтому следует отметить ограниченные возможности использования расчетных методов для оценки сумм поступающей прямой солнечной радиации. В реальных условиях необходимо проведение специализированных микроклиматических наблюдений.

Рассеянная радиация

Вклад рассеянной радиации является существенным в общем поступлении солнечной энергии. В вы-

сокогорных областях в среднем за год эта доля составляет около 36–40%. Суммы рассеянной радиации отличаются относительно большой изменчивостью. Максимальные значения рассеянной радиации на большинстве станций наблюдаются в летние месяцы. На высокогорных станциях (Актру, Ильчир) наибольшие ее значения наблюдаются весной. Наименьшие значения рассеянной радиации отмечаются в зимний период (табл. 8). Годовые суммы рассеянной радиации на исследуемой территории изменяются в пределах 1 816–2 432 МДж/м². Это примерно на 10–20% больше, чем на равнине, что объясняется увеличением облачности в горных условиях.

По мере увеличения высоты местности суммы рассеянной радиации имеют тенденцию к увеличению. Это связано прежде всего с возрастанием степени открытости горизонта, большим количеством облаков на небосводе, более длительным залеганием снежного покрова, которое способствует вторичному отражению потоков лучистой энергии за счет повышенных значений альbedo подстилающей поверхности.

Относительно малые значения сумм рассеянной радиации фиксируются в горных котловинах из-за уменьшенной облачности над ними и малых сумм осадков. В котловинах, как правило, наблюдается малая высота снежного покрова.

Таблица 8

Средние месячные и годовые суммы рассеянной солнечной радиации, МДж/м²

Table 8

Average monthly and annual amounts of scattered solar radiation, MJ/m²

Станции	Высота, м	Месяцы				Сумма за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	55	212	230	104	1816
Кузедеево	290	73	254	265	113	2108
Ильчир	2083	77	324	287	148	2432
Кызыл	626	85	214	268	126	2148
Кош-Агач	1757	86	236	263	127	2099
Актру	2150	59	261	248	130	2062
Буран	409	93	203	237	115	1962

На интенсивность рассеянной радиации оказывает большое влияние облачность, причем не только количество, но и ее форма. В среднем при ясной погоде величина рассеянной радиации составляет около 10% от величины прямой радиации. При облачности верхнего и среднего ярусов ее величина значительно возрастает, более чем в два раза. При сплошной низкой облачности ее интенсивность вновь уменьшается и лишь немного превышает значения при ясном небе.

В ясную погоду при малых значениях рассеянной радиации особенно заметно влияние различной экспозиции склонов на приход солнечной радиации.

Наибольшие значения интенсивности рассеянной радиации наблюдаются при наличии облачности и снежного покрова. Они могут достигать в летнее время в условиях высокогорья 630 Вт/м².

В ясные дни интенсивность рассеянной радиации убывает с высотой вследствие уменьшения массы атмосферы и, следовательно, рассеивающих элементов. Такая же закономерность наблюдается на Кавказе

[Борзенкова, 1965], в Заилийском Алатау [Ледник Туюксу, 1984] и в других горных странах. Суточные суммы рассеянной радиации колеблются в очень больших пределах: от 4 МДж/м² в абсолютно ясную или пасмурную ненастную погоду до 17–18 МДж/м² в дни с облачностью 5–6 баллов.

Суммарная радиация

Величина сумм суммарной солнечной радиации тесно связана с аналогичными показателями прямой солнечной радиации, так как именно она вносит основной вклад в суммарную. Суммы прямой солнечной радиации имеют большую изменчивость по территории, чем суммы рассеянной радиации.

Для Алтае-Саянской горной области доля прямой солнечной радиации составляет 53–64% от величины суммарной радиации. В северных предгорьях Саян это соотношение составляет 46–50%. Средние месячные и годовые суммы суммарной радиации приведены в табл. 9.

Таблица 9

Средние месячные и годовые суммы суммарной солнечной радиации, МДж/м²

Table 9

Average monthly and annual amounts of total solar radiation, MJ/m²

Станции	Высота, м	Месяцы				Сумма за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	77	444	612	192	3936
Кузедеево	290	103	494	661	188	4250
Ильчир	2083	163	642	571	315	4790
Кызыл	626	127	556	683	273	4997
Кош-Агач	1757	188	646	725	352	5724
Актру	2150	59	555	589	247	4331
Буран	409	186	585	764	324	5615

Следует отметить, что в высокогорных районах отмечается большая изменчивость сумм суммарной радиации. В горных долинах можно выделить склоны, на которых образуется локальная конвективная или слоистая облачность. Эти участки склонов получают значительно меньше солнечной радиации по сравнению с окружающей территорией. В таких местах уменьшение прихода солнечной радиации благоприятствует сохранению снежников и ледников (например, снежник и ледник Учитель в бассейне Актру), в то время как другие ледники в этом районе отступали [Севастьянов, 1978].

По данным многолетних актинометрических наблюдений были рассчитаны значения градиентов средних месячных сумм суммарной радиации в широтном и меридиональном направлениях. Значения суммарной радиации на разных станциях были приведены к 500 м абсолютной высоты. Горизонтальные градиенты найдены методом наименьших квадратов с учетом корреляционных зависимостей между суммарной радиацией и географическими широтой и долготой. Значения горизонтальных градиентов средних месячных сумм суммарной радиации за центральные месяцы сезонов года приведены в табл. 10.

Таблица 10

Горизонтальные градиенты месячных сумм суммарной радиации (МДж/м²/100 км) с запада на восток (А) и с юга на север (В)

Table 10

Horizontal gradients of monthly totals of total radiation (MJ/m²)/100 km from west to east (A) and from south to north (B)

Горизонтальные градиенты	Месяц			
	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
Градиент А	–9	–13	–20	–16
Градиент В	–19	–39	–16	–34

Анализ характеристик полей суммарной радиации показал, что наименьшие значения горизонтального градиента с юга на север наблюдаются в летний период. В июле его величина составляет минус -16 (МДж/м²)/100 км. В январе величина градиента увеличивается до -19 (МДж/м²)/100 км. В переходные сезоны года уменьшение суммарной радиации в направлении с юга на север происходит вдвое быстрее.

Значения горизонтального градиента сумм суммарной радиации с запада на восток изменяются в течение года несколько меньше, чем в меридиональном направлении. В течение всего года западные районы Алтае-Саянской горной области получают больше суммарной радиации, чем восточные. Знак «минус» значений градиентов означает убывание сумм суммарной радиации с юга на север и с запада на восток соответственно.

Для оценки погрешностей расчетов сравнивались расчетные суммы и действительные значения суммарной радиации по независимым данным. На ст. Кош-Агач средняя величина погрешностей составила около 3% (наибольшая в январе – 6% и минимальная в июле – 0,5%). Это позволяет сделать вывод, что погрешности расчетов не превышают точности измерений.

В высокогорных долинах Актру и Мульта действительные величины суммарной радиации на 25–35% меньше, чем расчетные. Завышенные результаты расчетных сумм суммарной радиации в долинах закономерны в связи с увеличенным количеством облаков и закрытостью горизонта.

Самые большие различия наблюдаются зимой. Так, на ст. Актру в декабре и январе солнце совсем не показывается из-за высоких крутых вершин и склонов. При этом прямая солнечная радиация не поступает на дно долины, а рассеянная радиация очень мала. Следовательно, выявленные пространственные закономерности распределения сумм суммарной радиации в пределах региона распространяются на открытые относительно ровные пространства. Для характеристики радиационного режима в долинах, на склонах необходимо учитывать степень закрытости горизонта и особенности развития локальной облачности.

Альбедо

Альбедо подстилающей поверхности в Алтае-Саянской горной области, так же как и в других районах с умеренным климатом, имеет ярко выраженный годовой ход. Минимальные значения альбедо наблюдаются в летнее время и в начале осеннего периода и чаще всего не превышают 22%. Наибольшие значения альбедо наблюдаются зимой: 66–70%. Основное влияние на временной ход значений альбедо оказывает продолжительность устойчивого снежного покрова. С увеличением абсолютной высоты в горах возрастает количество твердых осадков, способствующих увеличению средних значений альбедо, а следовательно, и возрастанию доли отраженной солнечной радиации.

Таблица 11

Альбедо различных поверхностей склонов и дна типичной высокогорной долины в теплый период, %

Table 11

Albedo of various surfaces of slopes and bottom of a typical high-mountain valley during the warm period, %

Типы подстилающей поверхности	Альбедо
Трава на дне долины	22–27
Кустарник (ивы, карликовые березы)	16–20
Альпийские луга	17–22
Сглаженные скалы	12–15
Каменистые склоны с редкой травой	13–14
Осыпи с крупным обломочным материалом	12–16

Для Алтае-Саянской горной области свойственны различные ландшафтные зоны: хвойные леса, степи, снежно-ледовый пояс, в котором на снежных и каменистых поверхностях круглогодично преобладает снежный покров. Средние величины отражающей способности склонов и днищ горных долин в летний период приведены в табл. 11.

Поглощенная радиация

Величины поглощенной солнечной радиации являются важной характеристикой, необходимой для исследования составляющих теплового баланса и решения научных и прикладных задач. Поглощенная радиация

представляет собой приходную часть радиационного баланса, его изменение с высотой во многом определяет формирование ландшафтно-климатических зон.

Величина поглощенной солнечной радиации распределяется в границах Алтае-Саянской горной области неравномерно. В зимний период в северных районах горной области суммы поглощенной радиации меняются в пределах 26–29 МДж/м². В высокогорных районах значения поглощенной радиации изменяются в пределах 21–29 МДж/м² (ст. Актру, Мульта). В юго-западных районах Алтая (Зайсанская котловина, ст. Буран) в связи с более южным положением величина поглощенной радиации увеличивается до 70–80 МДж/м².

Летом наблюдаются наибольшие величины поглощенной радиации. Их значения достигают 500–600 МДж/м² в месяц. В переходные сезоны года величины поглощенной радиации на северных окраинах горной области составляют 260–270 МДж/м² (ст. Хакасская, Кузедеево). В юго-западном районе Горного Алтая на ст. Буран – до 400 МДж/м².

Эффективное излучение

Минимальные значения эффективного излучения за год приходится на зимний период, наибольшие потери радиационного баланса за счет эффективного излучения наблюдаются летом (табл. 12).

Суммы эффективного излучения за год изменяются в сравнительно небольших пределах (1 421–2 166 МДж/м²). Прослеживаются закономерности изменения величин эффективного излучения с высотой.

Летние и годовые суммы эффективного излучения увеличиваются до высоты 1 700–1 800 м, а выше

они начинают медленно уменьшаться. В зимний период увеличение эффективного излучения продолжается до большей высоты.

На севере Алтае-Саянской области отмечаются наименьшие годовые суммы эффективного излучения. Это связано с тем, что в данных районах наблюдается активная циклоническая деятельность с увеличенной облачностью, повышенной влажностью воздуха, значительными осадками. В южных районах Алтая длинноволновое излучение подстилающей поверхности значительно больше. Годовая величина эффективного излучения в Зайзанской котловине на ст. Буран составляет 1 945 МДж/м².

Наибольшие значения эффективного излучения отмечаются в высокогорных котловинах, например, в Чуйской степи на ст. Кош-Агач – 2 166 МДж/м². Этому благоприятствуют уменьшенная плотность атмосферы на больших высотах, небольшая облачность, малое количество жидких и твердых атмосферных осадков.

Таблица 12

Средние месячные и годовые суммы эффективного излучения, МДж/м²

Table 12

Average monthly and annual amounts of effective radiation, MJ/m²

Станции	Высота, м	Месяцы				Сумма за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	55	164	194	127	1543
Ильчир	2083	139	181	156	135	1817
Кызыл	626	39	164	169	143	1421
Кош-Агач	1757	93	248	227	177	2166
Буран	409	91	188	227	152	1945

В теплый период года в горноледниковых бассейнах величина эффективного излучения существенно меньше. Так, на ст. Мульта оно не превышает 82–90 МДж/м² [Голецких, 1985]. Еще меньше его значения на поверхностях снежно-ледовых образований – 40–60 МДж/м².

Радиационный баланс

Величина радиационного баланса является очень изменчивым показателем в горах. Его измерение представляет наибольшие трудности на актинометрических станциях. В настоящее время на многих станциях этот показатель совсем не измеряется из-за

отсутствия приборов [Максютова, 2002; Севастьянов, Севастьянова, 2007; Пигольцина и др., 2011]. Тем не менее радиационный баланс является одним из основных климатообразующих факторов. Его величиной определяется в значительной мере распределение температуры почвы и воздуха. Годовые суммы радиационного баланса в пределах Алтае-Саянской области меняются в пределах 1 279–2 095 МДж/м² (табл. 13).

В северных районах Алтая и Саян величина радиационного баланса за год не превышает на ст. Кузедеево 1 480 МДж/м². В степях и высокогорных долинах его значения возрастают до 2 014 МДж/м² (Кызыл), но на водоразделах уменьшаются.

Таблица 13

Средние месячные и годовые суммы радиационного баланса, МДж/м²

Table 13

Average monthly and annual amounts of the radiation balance, MJ/m²

Станции	Высота, м	Месяцы				Сумма за год
		I	IV	VII	X	
Хакасская	250	–33	222	360	47	1739
Кузедеево	290	–50	171	356	35	1480
Ильчир	2083	–82	223	286	9	1279
Кызыл	626	–12	268	370	72	2014
Кош-Агач	1757	–43	241	338	66	1741
Буран	409	–24	269	386	106	2095

Период с отрицательными значениями радиационного баланса на всех станциях продолжается с начала ноября по конец февраля. В верхнем поясе гор период с отрицательной величиной радиационного баланса может продолжаться дольше.

Изменение солнечной радиации

В последние десятилетия большое внимание уделяется региональному мониторингу метеорологических величин с целью исследования современного изменения климата. Особенно большое внимание привлекает изменение режима температуры воздуха. Можно однозначно говорить о повышении температуры как в глобальном масштабе, так и в Сибири. Особенно отчетливо этот факт прослеживается в холодный период года. Делаются попытки объяснить повышение температуры антропогенными и природными факторами.

Определенный интерес представляет выявление взаимных региональных связей между тенденцией роста температуры воздуха и динамикой радиационного режима в горных районах Сибири.

Для анализа современного изменения характеристик солнечной радиации были использованы данные о прямой, рассеянной и суммарной радиации за период с 1965 по 2015 г. по некоторым сетевым актинометрическим станциям южной части Сибири.

Исследование колебаний солнечной радиации затруднено не только редкой сетью станций, но и тем,

что в наличии имеются относительно короткие ряды наблюдений, которые не позволяют в полной мере выявить долгопериодные колебания.

В ряде исследований [Сивков, 1968; Севастьянов, Севастьянова, 2007; Пигольцина и др., 2011] выявлены статистически значимые зависимости между потоками лучистой энергии и продолжительностью солнечного сияния, которая, в свою очередь, зависит от количества облачности и особенностей циркуляции атмосферы.

Наличие тесных достоверных связей позволяет с высокой степенью надежности восстановить величины месячных сумм прямой, рассеянной и суммарной радиации по данным о продолжительности солнечного сияния, что дает возможность удлинить ряды наблюдений за солнечной радиацией.

В теплый период приход солнечной радиации от года к году меняется в более широких пределах, чем в холодный период. Наибольшие колебания испытывает прямая солнечная радиация. На всех станциях годовые суммы суммарной радиации испытывают периодические колебания, но в целом имеют тенденцию к уменьшению. Средняя величина линейного тренда суммарной радиации приведена в табл. 14. Существенно убывают суммы прямой радиации, при этом несколько возрастают суммы рассеянной радиации. Сходные выводы сделаны из анализа динамики потоков лучистой энергии для южной части Восточной Сибири [Густокашина, 2003].

Таблица 14

Коэффициенты наклона линейных трендов месячных и годовых сумм суммарной радиации за 10 лет, МДж/м²

Table 14

Slope coefficients of linear trends of monthly and annual amounts of total radiation for 10 years, MJ/m²

Станции	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Кош-Агач	-2,5	-3,2	-3,6	0,7	-3,3	-0,6	-3,7	-7,0	-2,2	-3,2	-2,8	-2,0	-4,5
Актру	1,1	-3,8	-5,3	-8,9	-7,2	1,2	-0,8	-1,6	-0,4	-1,9	-4,6	-1,3	-8,0

Таблица 15

Коэффициенты наклона линейных трендов месячных и годовых сумм радиационного баланса за год, МДж/м²

Table 15

Slope coefficients of linear trends of monthly and annual amounts of the radiation balance for the year, MJ/m²

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Кузедеево	1,0	0,5	0,2	0,8	-1,3	-1,5	-1,1	-0,1	0,0	0,6	0,6	1,0	-0,6
Кош-Агач	0,2	0,7	3,2	2,7	2,1	2,7	1,4	2,5	2,5	0,9	0,3	0,6	19,8

Статистический анализ коэффициентов наклона линейных трендов месячных и годовых сумм суммарной солнечной радиации показал, что они статистически незначимы на уровне значимости 0,05, т.е. изменение солнечной радиации в исследуемый период находилось в пределах ее естественной изменчивости. Аналогичные выводы были получены и для других районов,

например для Москвы [Абакумова, 2000], для большей части территории Предбайкалья [Густокашина, 2003].

Изменения радиационных потоков на разных равнинных станциях в целом совпадают. Отмеченные колебания годовых сумм потоков лучистой энергии близки по продолжительности к одиннадцатилетним циклам солнечной активности.

Исследование временной изменчивости месячных и годовых сумм радиационного баланса подстилающей поверхности проводилось для ст. Кузедеево и Кош-Агач. Были определены линейные тренды радиационного баланса, которые позволяют установить наличие положительной или отрицательной тенденции в многолетнем ходе сумм радиационного баланса. Значения коэффициентов наклона линейного тренда месячных и годовых сумм радиационного баланса, характеризующих скорость его изменения в рассматриваемый период, приведены в табл. 15.

Анализ коэффициентов наклона линейного тренда величин радиационного баланса показал, что они по-разному проявляются в различных частях Алтае-Саянской области.

Выводы

Территория Алтае-Саянской горной области отличается высокой прозрачностью атмосферы, что в сочетании с южным положением способствует приходу повышенных сумм суммарной радиации, особенно над горными котловинами. Максимальные суммы суммарной радиации наблюдаются в юго-западной части Горного Алтая. Ее величина уменьшается в восточном направлении в течение всего года. Особенно быстро суммы суммарной радиации уменьшаются в летний и осенний периоды, что связано с особенностями циркуляции атмосферы. В меридиональном направлении наибольшая изменчивость суммарной радиации наблюдается в переходные сезоны. Горные долины получают суммарной ради-

ации на 25–30% меньше, чем котловины из-за закрытости горизонта и большей облачности.

Распределение потоков лучистой энергии в пределах Алтае-Саянской горной страны носит достаточно пестрый характер в связи со сложным влиянием рельефа и связанными с ним мезо- и микроклиматическими особенностями разных местностей.

Выявлена региональная особенность показателей прозрачности атмосферы в горных районах Сибири. В частности, степень прозрачности воздуха имеет тенденцию роста ее значений в направлении с севера на юг.

Современные тенденции уменьшения прихода годовых сумм суммарной радиации над Западной Сибирью не приводят к понижению температуры воздуха. Наблюдающееся повышение температуры в настоящее время в Сибири позволяет сделать предположение, что оно связано, прежде всего, с динамикой циркуляционных процессов.

В высокогорных котловинах (ст. Кош-Агач) в течение всего года наблюдается положительный значимый тренд сумм радиационного баланса, причем темпы роста его значений в теплый период года значительно выше, чем в холодный. В Горной Шории (ст. Кузедеево) в холодный период года наблюдаются положительные тенденции радиационного баланса, а в теплое время года отмечается уменьшение его величин. В целом имеется тенденция уменьшения годовых сумм радиационного баланса, но величина изменений находится в пределах его естественной изменчивости.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-45-7000 р-а).

ЛИТЕРАТУРА

- Абакумова Г.М. Тенденция многолетних изменений прозрачности атмосферы, облачности, солнечной радиации и альбедо подстилающей поверхности в Москве // Метеорология и гидрология. 2000. № 9. С. 51–63.
- Атлас ветрового и солнечного климатов России / под ред. М.М. Борисенко, В.В. Стадник. СПб., 1997. 173 с.
- Борзенкова И.И. К методике расчета суммарной радиации для условий горного плато // Тр. / ГГО. 1965. Вып. 179. С. 98–107.
- Голещихин В.П. Радиационный режим внутриконтинентальной горной области (Алтай, Саяны) Ч. 2 // Гляциология Сибири. Томск, 1985. Вып. 2 (17). С. 14–74.
- Густокашина Н.Н. Многолетние изменения основных элементов климата на территории Предбайкалья. Иркутск : Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. 107 с.
- Дроздов О.А. О расчетных формулах влагосодержания атмосферы // Тр. / ГГО. 1966. Вып. 198. С. 27–29.
- Зверева С.В. Об ослаблении солнечной радиации в полярных районах // Тр. / ААНИИ. 1969. Вып. 287. С. 171–187.
- Кондратьев К.Я. Актинометрия. Л. : Гидрометеиздат, 1965. 691 с.
- Ледники Актру (Алтай) / В.П. Галахов, Ю.К. Нарожный и др.; под ред. Д.А. Буракова. Л. : Гидрометеиздат, 1987. 118 с.
- Ледник Туяксу (Северный Тянь-Шань) / К.Г. Макаревич, Е.Н. Вилесов, Р.Г. Головкина и др. Л. : Гидрометеиздат, 1984. 171 с.
- Максютова Е.В. Особенности радиационного режима Минусинской котловины // География и природные ресурсы. 2002. № 3. С. 76–83.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. СПб. : Гидрометеиздат, 1990–1993. Ч. 1–6, вып. 18, 20–23.
- Новый аэроклиматический справочник пограничного слоя атмосферы над СССР. М. : Гидрометеиздат, 1986. Т. 1–2, кн. 1–10.
- Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. Л. : Гидрометеиздат, 1977. 335 с.
- Пигольцина Г.Б., Зиновьева Н.А., Савкина А.О. Микроклиматическая изменчивость радиационного баланса в условиях горного рельефа (на примере территории проведения зимних олимпийских игр «Сочи–2014») // Общество. Среда. Развитие. СПб. : Астерион, 2011. С. 216–219.
- Природные ресурсы Республики Тыва. Новосибирск : Гарамонд, 2018. Т. 1. 488 с.

- Ревякин В.С., Галахов В.П., Голещихин В.П. Горноледниковые бассейны Алтая. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1979. 309 с.
- Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. Л. : Гидрометеиздат, 1973. 223 с.
- Севастьянов В.В. Опыт изучения локальных свойств облачности в горноледниковом бассейне Актру // Гляциология Алтая. Томск, 1978. Вып. 14. С. 125–129.
- Севастьянов В.В., Севастьянова Л.М. Зависимость радиационного баланса в Сибири от климатических и географических факторов // Седьмое Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу : материалы рос. конф. Томск, 2007. С. 113–116.
- Севастьянов В.В. Климатические ресурсы Горного Алтая и их прикладное использование. Томск : Изд-во ТГПУ, 2009. 252 с.
- Севастьянова Л.М., Никольченко Ю.Н. Потенциальные ветро- и гелиоэнергетические ресурсы в Алтайском крае // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 365. С. 187–193.
- Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л. : Гидрометеиздат, 1968. 231 с.
- Смирнов Б.М. Физика глобальной атмосферы. Парниковый эффект, атмосферное электричество, эволюция климата. Долгопрудный : Интеллект, 2017. 256 с.
- Справочник по климату СССР : в 34 вып., в 5 ч. Л. : Гидрометеиздат, 1965–1970. Вып. 18, 20–23.
- Тепловой и водный режим Украинских Карпат / под ред. Л.И. Сакали. Л. : Гидрометеиздат, 1985. 363 с.
- Тронов М.В., Тронова Л.Б., Белова Н.И. Основные черты климата горно-ледникового бассейна Актру // Гляциология Алтая. Томск, 1965. Вып. 4. С. 3–49.
- Шихлинский Э.М. О тепловом балансе Кавказа // Современные проблемы климатологии. Л. : Гидрометеиздат, 1966. С. 130–146.

Автор:

Севастьянов Владимир Вениаминович, доктор географических наук, профессор, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: vvsl87@mail.ru

Geosphere Research, 2020, 1, 102–155. DOI: 10.17223/25421379/14/8

V.V. Sevastyanov

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

RADIATION FACTORS CLIMATE FORMATION IN THE ALTAI-SAYAN MOUNTAIN REGION IN MODERN CLIMATE CHANGE PERIOD

Long-term (1965–2015) observations of actinometric stations were used to characterize the solar radiation regime in the Altai-Sayan Mountain Region. The paper presents the results of expedition actinometric observations in the Aktru Mountain Glacial Basin (the North-Chui Ridge) and the Multa Basin (the Katun Ridge). It is necessary to take into account climate resources for the development of mountain areas in Siberia and effective use in economic activities. The use of renewable sources of solar energy is becoming relevant for economic activities in the modern period. The regional feature of the indicators of atmospheric transparency in the mountainous regions of Siberia is revealed. The transparency of the air increases in the direction from north to south. Distribution's regularities the sums of direct, scattered, total solar radiation, effective radiation and radiation balance are considered.

The Altai-Sayan Region is characterized by a high transparency of the atmosphere. This factor is combined with the position of the region in the south of Russia, and contributes to the arrival of increased amounts of total radiation. The annual total radiation in the northern regions of the Altai and the Sayan mountains is 3900 MJ/m² per year, in the southern regions – 5600–5700 MJ/m² per year. Maximum values of total radiation are observed in mountain basins. Mountain valleys receive 25–30% less total radiation than basins due to the closed horizon and greater cloud cover. Average monthly amounts of total radiation decrease from west to east. The greatest changes are observed in summer and autumn. This is due to the features of atmospheric circulation. The largest increase in monthly amounts of total radiation in the north-south direction is observed in the spring and autumn.

The article deals with current trends in the incoming solar radiation. In the modern period, the amount of direct radiation decreases, but the amount of scattered radiation increases. There is a tendency to decrease the annual total radiation amounts at all actinometric stations. In mountain valleys, a positive significant trend in the amount of radiation balance is observed throughout the year. In the warm period of the year, the growth rate of its values is much higher than in the cold period. In the Gornaya Shoria, positive trends in the radiation balance are observed during the cold period of the year. In the warm season, there is a decrease in the values of the radiation balance. There is a tendency to decrease the annual amounts of the radiation balance in the Altai-Sayan Region. The magnitude of trends in the radiation balance is within the limits of natural variability.

Keywords: solar radiation, albedo, radiation balance, actinometry, orography.

REFERENCES

- Abakumova G.M. Trends of Atmospheric Transparency, Cloudiness, Solar Radiation, and Surface Albedo in Moscow // *Meteorologiya i gidrologiya*. 2000. № 9. pp. 51–63. In Russian
- Atlas vetrovogo i solnechnogo klimatov Rossii* [Atlas of wind and solar climates of Russia] / edit by M.M. Borisenko, V.V. Stadnik. St-Petersburg: 1997. 173 p. In Russian

- Borzenkova I.I. *K metodike rascheta summarnoj radiacii dlya uslovij gornogo plato* [On the methodology for calculating the total radiation for mountain plateau conditions] // Tr. GGO. 1965. Vyp. 179. pp. 98–107. In Russian
- Goleshchihin V.P. *Radiacionnyj rezhim vnutrikontinental'noj gornoj oblasti (Altaj, Sayany)* Ch. 2. [The radiation regime of the inland mountain region (Altai, Sayan Mountains)] // Glyaciologiya Sibiri. Tomsk. 1985. Vyp. 2 (17). pp. 14–74. In Russian
- Gustokashina N.N. *Mnogoletnie izmeneniya osnovnykh elementov klimata na territorii Predbajkal'ya* [Long-term changes in the basic elements of climate in the territory of the Prebaikalia]. Irkutsk: Izd-vo In-ta geografii SO RAN, 2003. 107 p. In Russian
- Drozhdov O.A. *O raschetnykh formulakh vlagosoderzhaniya atmosfery* [About the calculated formulas of atmospheric moisture content] // Tr. GGO. 1966. Vyp. 198. pp. 27–29. In Russian
- Zvereva S.V. *Ob oslablenii solnechnoj radiacii v polyarnykh rajonah* [On the weakening of solar radiation in the polar regions] // Tr. AANIL. 1969. Vyp. 287. pp. 171–187. In Russian
- Kondrat'ev K.Ya. *Aktinometriya* [Actinometry]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965. 691 p. In Russian
- Ledniki Aktru (Altaj) [Glaciers Aktru (Altai)] / V.P. Galahov, Yu.K. Narozhnyj i dr.; edit by D.A. Burakova. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987. 118 p. In Russian
- Lednik Tuyuksu (Severnij Tyan'-Shan') [Tuyuksu Glacier (Northern Tien Shan)] / K.G. Makarevich, E.N. Vilesov, R.G. Golovkova i dr. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984. 171 p. In Russian
- Maksyutova E.V. *Osobennosti radiacionnogo rezhima Minusinskoj kotloviny* [Features of the radiation regime of the Minusinsk depression] // Geografiya i prirodnye resursy. 2002. № 3. pp. 76–83. In Russian
- Nauchno-prikladnoj spravocnik po klimatu SSSR. Seriya 3. *Mnogoletnie dannye* [Scientific-applied reference on the climate of the USSR. Series 3. Perennial data] Ch. 1–6. Vyp. 18, 20–23. St-Petersburg: Gidrometeoizdat, 1990–1993. In Russian
- Novyj aeroklimaticheskij spravocnik pogranichnogo sloya atmosfery nad SSSR [A new aeroclimatic guide to the atmospheric boundary layer over the USSR.]. Moscow: Gidrometeoizdat, 1986. T. 1–2, kn. 1–10. In Russian
- Pivovarov Z.I. *Radiacionnye harakteristiki klimata SSSR* [Radiation characteristics of the climate of the USSR]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1977. 335 p. In Russian
- Pigol'cina G.B., Zinov'eva N.A., Savkina A.O. *Mikroklimaticheskaya izmenchivost' radiacionnogo balansa v usloviyah gornogo rel'efa (na primere territorii provedeniya zimnih olimpijskih igr «Sochi–2014»)* [Microclimatic variability of the radiation balance in mountainous terrain (on the example of the territory of the Sochi-2014 Winter Olympic Games)] // Obshchestvo. Sreda. Razvitie. St-Petersburg: CNTI «Asterion» 2011. pp. 216–219. In Russian
- Prirodnye resursy Respubliki Tyva. Tom I [Natural resources of the Republic of Tuva. Volume I.]. Novosibirsk: Izd-vo «Garamond», 2018. 488 p. In Russian
- Revyakin V.S., Galahov V.P., Goleshchihin V.P. *Gornolednikovye bassejny Altaya* [Altai Glacial Pools]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1979. 309 p. In Russian
- Rukovodstvo gidrometeorologicheskimi stanciyam po aktinometricheskimi nablyudeniyam [Guide to hydrometeorological stations for actinometric observations]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1973. 223 p. In Russian
- Sevastyanov V.V. *Opyt izucheniya lokal'nykh svoystv oblachnosti v gornolednikovom bassejne Aktru* [The experience of studying the local properties of clouds in the Aktru mountain-glacial basin] // Glyaciologiya Altaya. Tomsk. 1978. Vyp. 14. pp. 125–129. In Russian
- Sevastyanov V.V., Sevastyanova L.M. *Zavisimost' radiacionnogo balansa v Sibiri ot klimaticheskikh i geograficheskikh faktorov* [Dependence of the radiation balance in Siberia on climatic and geographical factors] // Sed'moe Sibirskoe soveshchanie po klimatologicheskomu monitoringu: Mat-ly Ros. konf. Tomsk. 2007. pp. 113–116. In Russian
- Sevastyanov V.V. *Klimaticheskie resursy Gornogo Altaya i ih prikladnoe ispol'zovanie* [Climatic resources of the Altai Mountains and their application]. Tomsk: Izd-vo TGPU, 2009. 252 p. In Russian
- Sevastyanova L.M., Nikol'chenko Yu.N. Potential wind and solar power resources in Altai Krai // Tomsk State University Journal. 2012. № 365. pp. 187–193. In Russian
- Sivkov S.I. *Metody rascheta harakteristik solnechnoj radiacii* [Methods for calculating the characteristics of solar radiation]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1968. 231 p. In Russian
- Smirnov B.M. *Fizika global'noj atmosfery. Parnikovyyj effekt, atmosfernoe elektrichestvo, evolyuciya klimata* [Physics of the global atmosphere. Greenhouse effect, atmospheric electricity, climate evolution]. Dolgoprudny: Izd-vo «Intellekt», 2017. 256 p. In Russian
- Spravocnik po klimatu SSSR: V 34 vyp., v 5 ch [Handbook of the USSR Climate: In 34 issues, in 5 parts]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965–1970. Vyp. 18, 20–23. In Russian
- Teplovoj i vodnyj rezhim Ukrainskih Karpat [Thermal and water regime of the Ukrainian Carpathians] / edit by L.I. Sakali. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985. 363 p. In Russian
- Tronov M.V., Tronova L.B., Belova N.I. *Osnovnye cherty klimata gornolednikovogo bassejna Aktru* [The main climate features of the Aktru mountain-glacial basin] // Glyaciologiya Altaya. Tomsk. 1965. Vyp. 4. pp. 3–49. In Russian
- Shihlinskij E.M. *O teplovom balanse Kavkaza* [About the heat balance of the Caucasus] // Sovremennye problemy klimatologii. Leningrad: Gidrometeoizdat 1966. pp. 130–146. In Russian

Author:

Sevastyanov Vladimir V., Dr. Sci. (Geography), Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: vvs187@mail.ru

ПАМЯТНАЯ ДАТА

УДК 910.4

НЕТ МАРШРУТОВ ОКОНЧАНИЯ...

К 100-летию со дня рождения выдающегося исследователя природы Сибири, доктора географических наук, профессора А.А. Земцова



Н.С. Евсеева, И.В. Козлова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Публикация посвящена 100-летию со дня рождения выдающегося исследователя природы Сибири, доктора географических наук, профессора А.А. Земцова.

Ключевые слова: юбилей, исследователь природы Сибири.



Профессор А.А. Земцов (1920–2001 гг.)
Professor A.A. Zemtsov (1920–2001)

23 февраля 2020 года исполняется 100 лет со дня рождения выдающегося ученого-географа, исследователя Сибири, доктора географических наук, профессора, заслуженного работника высшей школы РФ Алексея Анисимовича Земцова, имя которого широко известно среди геоморфологов, геологов-четвертичников, мерзлотоведов, палеогляциологов и географов высшей школы.

А.А. Земцов окончил географический факультет Томского государственного университета по специальности «география с уклоном геоморфология» в 1945 г. Его учителями были профессора Г.Г. Григор, В.А. Хахлов, доценты Н.А. Нагинский, Л.Н. Ивановский, начальник геологической партии ЗСГУ С.Б. Шацкий. В 1958 г. Алексей Анисимович защитил кандидатскую диссертацию «Четвертичные от-

ложения и геоморфология бассейнов рек Таза и Турухана», в 1974 г. – докторскую диссертацию «Экзогенное рельефообразование и проблемы палеогеографии Западно-Сибирской равнины».

Профессор А.А. Земцов не совершал кругосветных путешествий, не открывал новых материков и не покорял безымянных горных вершин. Всю свою жизнь он посвятил геолого-геоморфологическим исследованиям заболоченной тайги и тундры Западно-Сибирской равнины. Его величие было в том, что он безмерно любил Западную Сибирь и служил ей до конца своих дней.

Свою первую экспедицию он совершил в 1945 г. в бассейн р. Васюган, сведения о природе которого практически отсутствовали. За ней последовали другие экспедиции.

С середины XX в. территория Западной Сибири с каждым годом все гуще и гуще окутывалась паутиной экспедиционных маршрутов А.А. Земцова. Вскоре им уже стало тесно в пределах Томской области, и они, перекинувшись через Сибирские увалы, стали оплетать самые отдаленные северные участки Тюменской области и Красноярского края. С каждым годом рабочий стол А.А. Земцова попол-

нялся новыми полевыми дневниками с подробнейшими описаниями географии, геоморфологии, четвертичной геологии многочисленных белых пятен севера Западной Сибири. Экспедиционные маршруты А.А. Земцова (таблица), по воспоминаниям ученого, проходили порой по таким местам, куда не хотели идти даже проводники из местного коренного населения.

Экспедиции А.А. Земцова по Западной Сибири

Expeditions A.A. Zemtsova in Western Siberia

Годы	Районы проведения экспедиционных исследований
1945	Верховья р. Васюган (Томская область)
1946	Бассейн р. Парабель (Томская область)
1947	Средне-Сургутская низменность, бассейн р. Аган (ХМАО – Югра)
1948	Тазовско-Пурская низменность, низовья р. Пур (Ямало-Ненецкий АО)
1949	Тазовско-Пурская низменность, низовья рек Таз, Турухан (Ямало-Ненецкий АО, Красноярский край)
1949	Восточная часть Сибирских увалов, бассейн р. Дубчес (Красноярский край)
1951	Тазовско-Пурская низменность, бассейн р. Турухан (Красноярский край)
1953	Средне-Сургутская низменность, междуречье рек Тромъёган и Аган (ХМАО – Югра)
1954	Тазовско-Пурская низменность, междуречье рек Таз и Енисей (Красноярский край)
1959	Бассейн р. Вах (ХМАО – Югра)
1959–1960	Аганский увал, верховья р. Колекъёган (ХМАО – Югра)
1963–1964	Бассейн р. Чая (Томская область)
1965	Бассейн р. Васюган (Томская область)
1966	Тазовско-Пурская низменность, верховья р. Мессояха (Ямало-Ненецкий АО)
1968–1969	Бассейн р. Ларьёган (Томская область)
1970	Тазовско-Пурская низменность, верховья р. Большая Хета (Красноярский край)
1972–1976	Бассейн среднего течения р. Кеть (Томская область)
1978	Долина р. Обь от г. Сургут до с. Октябрьское (ХМАО – Югра)
1980–1983	Бассейн среднего течения р. Чулым (Томская область)
1981	Озеро Хантайское, оз. Пясино (Красноярский край)
1983–1987	Обь-Тымская низменность, бассейн среднего течения р. Тым (Томская область)

Многочисленные экспедиции в практически не изученных географами регионах Западной Сибири привели к научным открытиям, что произвело настоящий фурор в научных кругах! Занимаясь историей развития рельефа Западно-Сибирской равнины, А.А. Земцов в 1957 и 1960 гг. опубликовал работы, в которых впервые описал глубокозалегающие реликтовые многолетнемерзлые породы (РМП). Реакция исследователей на его публикации была различной. Установление реликтовой мерзлоты, по мнению Н.А. Граве, «представляет собою научное открытие, так как до сих пор единственными надежными свидетелями древнего происхождения вечной мерзлоты были находки неразложившихся мамонтов и волосатых носорогов, сохранившихся в последне-никовых, т.е. значительно более молодых отложениях» [Граве, 1968]. А.А. Земцов по этому поводу вспоминал: «Эти сведения оказались настолько необычными и не укладывались в общепринятые представления, что автору много раз приходилось доказывать их достоверность» [Земцов, 1976. С. 184]. Позднее было установлено площадное распространение РМП, выделены зоны со свойственными им строением и залеганием мерзлых пород, определена южная граница многолетнемерзлых пород и прове-

дено районирование с выделением трех зон (северной, центральной и южной), описаны характеризующие их мезо- и микрорельеф и особенности термокарстовых процессов.

Кроме того, пионерными являются и работы А.А. Земцова по исследованию древних и современных эоловых процессов рельефообразования в таежной зоне Западно-Сибирской равнины. Он обратил внимание на роль антропогенного рельефа в активизации эоловых процессов (лесные пожары, сплошные вырубki леса, перевыпас оленьих пастбищ).

Вскоре теории профессора А.А. Земцова становятся классическими, и до сих пор ни одна крупная статья или монография по природе Западной Сибири не выходит без ссылок на его работы.

Говорят, что если человек талантлив, то он талантлив во всем. Эти слова в полной мере относятся и к Алексею Анисимовичу. Бог дал ему, кроме научного, еще талант организатора, талант педагога, талант любви и уважения к окружающим. Это и позволило в свое время создать на кафедре географии сплоченный коллектив единомышленников, увлечь географической наукой способных молодых людей. Алексей Анисимович был настоящим наставником молодежи, мудрым и тактичным, с уважением отно-

сился к начинающим исследователям, всегда сначала хвалил работу, а затем давал рекомендации по ее исправлению и доработке. Многие из выпускников кафедры, теперь уже доктора и кандидаты наук, с гордостью считают себя учениками профессора А.А. Земцова.

Алексей Анисимович Земцов ушел из жизни 12 ноября 2001 года. В памяти его учеников он остался дорогим и строгим учителем, старшим наставником и коллегой, выдающимся ученым.

ЛИТЕРАТУРА

Граве Н.А. Мерзлые толщи земли // Природа. 1968. № 1. С. 53.

Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (Северная и центральная части). Томск : Изд-во Том. ун-та, 1976. 344 с.

Авторы:

Евсеева Нина Степановна, доктор географических наук, профессор, заведующая кафедрой географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: geography@ggf.tsu.ru

Козлова Инга Владимировна, старший преподаватель, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ingrid_k@mail.ru

Geosphere Research, 2020, 1, 116–118. DOI: 10.17223/25421379/14/9

N.S. Evseeva, I.V. Kozlova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

NO END ROUTES...

The publication is dedicated to the 100th anniversary of the birth of the outstanding researcher of the nature of Siberia, doctor of geographical Sciences, Professor Aleksey Anisimovich Zemtsov.

Keywords: anniversary, researcher of the nature of Siberia.

REFERENCES

Grave N.A. *Merzlye tolshchi zemli* [Frozen strata of the Earth] // Priroda, 1968, № 1. p. 53. In Russian

Zemtsov A.A. *Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoy ravniny (Severnaya i Tsentral'naya chasti)* [Geomorphology of the West Siberian Plain (Northern and Central parts)]. Tomsk: Publishing house Tom. University, 1976. 343 p. In Russian

Author's:

Evseeva Nina S., Dr. Sci. (Geogr.), Professor, Head of the Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: geography@ggf.tsu.ru

Kozlova Inga V., Senior Lecturer, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ingrid_k@mail.ru

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2020. № 1

Редактор Е.Г. Шумская
Оригинал-макет Е.Г. Шумской
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 07.04.2020 г. Формат 60х84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 15,0; усл. печ. л. 14,0.
Тираж 50 экз. Заказ № 4295. Цена свободная.

Дата выхода в свет 10.04.2020 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательского Дома 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