

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2021

№ 4

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
2021

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

Заместитель главного редактора: **Эрнст Ричард Эверетт**, профессор, Карлетонский университет, Оттава, Канада

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Гутиеррес-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

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

Deputy Editor-in-Chief: **Richard E. Ernst**, Professor, Carleton University, Ottawa, Canada

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

David Banks, CGeol, Holymoore Consultancy, Chesterfield, UK

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

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

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

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

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

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

EDITORIAL COUNCIL

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

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕТРОЛОГИЯ

- Врублевский В.В., Дорошкевич А.Г.** Изотопная систематика щелочных пород и карбонатитов в складчатых областях северной и западной Азии: обзор новейших данных 6
- Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Котляров А.В., Николенко Е.И.** Физико-химические условия кристаллизации интрузивных комплексов ультраосновной магматической провинции Сибирской платформы 27

МИНЕРАЛОГИЯ

- Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Семенова Д.В.** Полихронные цирконы из пород Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива и вопросы его генезиса (Центральная Тува) 37
- Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Орсов Д.А., Ходырева Е.В.** Пирогенит и манганоильменит в гранитоидах Хамнигадского массива (Центральное Забайкалье) 50

ГЕОХИМИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Борзенко С.В., Засухина Е.М., Фёдоров И.А., Летунов В.И., Комогорцева И.А.** Геохимические особенности поведения тербия, диспрозия и гольмия в водной среде в присутствии гуминовых кислот (экспериментальные данные) 62
- Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Кузевская И.В.** Ливни как природный риск и их экологические аспекты (на примере южной части Томской области) 73
- Махныкина А.В., Полосухина Д.А., Колосов Р.А., Прокушкин А.С.** Сезонная динамика эмиссии CO₂ с поверхности верхового болота Центральной Сибири 85

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

- Волкова М.А., Кузевская И.В., Барашкова Н.К., Нечепуренко О.Е., Пустовалов К.Н., Чурсин В.В.** Детерминирование зон обледенения воздушных судов на юго-востоке Западной Сибири 94
- Татарников В.О., Гаврилова Е.В., Азмухамбетова Д.Х.** Изменение увлажненности Прикаспийского региона России в связи с глобальным потеплением 103

ГИДРОЛОГИЯ

- Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Коломейцев А.А.** Сравнительный анализ условий формирования талого стока в репрезентативных равнинном (Касмала) и низкогорном (Майма) речных бассейнах верхней Оби 110

ЮБИЛЕЙНАЯ ДАТА

- Врублевский В.В., Асочакова Е.М.** Начало пути – журналу «Геосферные исследования» исполнилось пять лет (2016–2021 гг.) 122

CONTENTS

PETROLOGY

- Vrublevskii V.V., Doroshkevich A.G.** Isotope systematics of alkaline rocks and carbonatites in the Northern and Western Asia folded areas: a new data review 6
- Simonov V.A., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V., Nikolenko E.I.** Physicochemical conditions of crystallization of intrusive complexes of the ultrabasic magmatic province on the Siberian platform 27

MINERALOGY

- Oydup Ch.K., Lesnov F.P., Mongush A.A., Semenova D.V.** Polychron zircons from rocks of the Kalbakdag mafic-ultramafic massif and questions of its genesis (Central Tuva) 37
- Elbaev A.L., Gordienko I.V., Orsoev D.A., Khodyreva E.V.** Pyrophanite and manganoilmenite in the granitoids of the Khamnigadai massif (Central Transbaikalia) 50

GEOCHEMISTRY, GEOECOLOGY

- Borzenko S.V., Zasukhina E.M., Fedorov I.A., Letunov V.I., Komogortseva I.A.** Geochemical features of the behavior of Terbium, Dysprosium, and Holmium in aquatic medium in the presence of humic acids (experimental data) 62
- Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N., Kuzhevskaya I.V.** Rainfalls as a natural risk and their ecological aspects (on the example southern part of the Tomsk region) 73
- Makhnykina A.V., Polosukhina D.A., Kolosov R.A., Prokushkin A.S.** Seasonal dynamics of CO₂ emission from the surface of a raised bog in Central Siberia 85

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY

- Volkova M.A., Kuzhevskaya I.V., Barashkova N.K., Nechepurenko O.E., Pustovalov K.N., Chursin V.V.** Determination of in-flight icing zones in the southeast of Western Siberia 94
- Tatarnikov V.O., Gavrilova E.V., Azmukhambetova D.Ch.** Changes in the moisture of the Caspian region of Russia due to global warming 103

HYDROLOGY

- Lubenets L.F., Chernykh D.V., Kolomeizev A.A.** Comparative analysis of conditions for snowmelt runoff formation in representative lowland (Kasmala) and low-mountain (Maima) river basins of the Upper Ob 110

ANNIVERSARY DATE

- Vrublevskii V.V., Asochakova E.M.** The beginning of the journey – to the Journal "GEOSFERNYE ISSLEDOVANIYA-GEOSPHERE RESEARCH" is five years old (2016-2021) 122

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 550.42: 552.3

ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ СЕВЕРНОЙ И ЗАПАДНОЙ АЗИИ: ОБЗОР НОВЕЙШИХ ДАННЫХ



В.В. Врублевский¹, А.Г. Дорошкевич^{2,3}

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Обсуждаются современные данные по изотопному составу неопротерозойских, палеозойских и мезозойских щелочных пород и карбонатитов в горно-складчатых сооружениях Енисейского кряжа и западного сегмента Центрально-Азиатского орогенического пояса. Первичные отношения изотопов Nd, Sr и Pb в магматических комплексах свидетельствуют о гетерогенных источниках расплавов со смешением вещества умеренно деплетированного (PREMA/FOZO, HIMU) и обогащенного (EM) доменов сублитосферной мантии. Доля EM-компонента возрастает в производных позднепалеозойского и мезозойского магматизма. В условиях более мощной материковой коры воздействие плюмовых магм на субстрат метасоматизированной литосферной мантии могло приводить к образованию очагов гибридных расплавов. Одновременное обогащение щелочных пород и карбонатитов радиогенным ⁸⁷Sr и тяжелыми изотопами O, C и S указывает на вероятность верхнекоревой контаминации. По соотношению $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в пороодообразующем карбонате выделяется группа мантийно-коровых карбонатитов. Геодинамические обстановки магматизма отражают общий структурный стиль разных эпох тектогенеза. В неопротерозе проявлена взаимосвязь плюмовой активности и глубоко проникающих рифтов при расколе суперконтинента Родинии. Последующее развитие Палеоазиатского океана с формированием аккреционно-коллизийных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса в палеозое приводило к развитию магматизма в условиях взаимодействия мантийного плюма с бывшей активной окраиной континента. Происходившие в мезозое процессы рифтогенеза могли не достигать сублитосферного уровня, и плюмовая деятельность ограничивалась инициацией плавления континентальной литосферной мантии.

Ключевые слова: щелочные породы, карбонатиты, изотопная геохимия, плюм-литосферное взаимодействие

Введение

Формирование большинства ассоциаций изверженных щелочных пород и карбонатитов, как на континентах, так и в океанах, происходит во внутриплитной геодинамической обстановке и может быть связано с активностью мантийных плюмов [Simonetti et al., 1998; Bell, Tilton, 2001; Hoernle et al., 2002; Bell, Simonetti, 2010; Ernst, Bell, 2010]. При таком тектоническом режиме в процессах магмогенерации участвует вещество преимущественно глубоководных резервуаров. Возникающие расплавы обычно представляют собой продукты смешения материала из доменов умеренно деплетированной (HIMU, PREMA/FOZO) и обогащенной (EM) сублитосферной мантии [Bell, Tilton, 2001; Bell, Simonetti, 2010]. Присутствие мантийных компонентов в первичных магмах наиболее отчетливо прослеживается по вариациям изотопного состава Nd, Sr, Hf и Pb в изверженных породах [Stacey, Kramers, 1975; De Paolo, Wasserburg, 1979; Zartman, Doe, 1981; Zartman, Haines, 1988; Zindler et al., 1982; Zindler, Hart, 1986; Wilson, 1989; Salters, Hart, 1991; Hart et al., 1992; Bli-

chert-Toft, Albarède, 1997; Chauvel, Blichert-Toft, 2001; Hofmann, 2003; Stracke et al., 2005; Dickin, 2005; Bouvier et al., 2008; Chauvel et al., 2008].

Во многих случаях глубинный уровень магмогенерации также фиксируется по соотношению стабильных изотопов углерода (для карбонатной составляющей), кислорода, водорода и серы в пороодообразующих минералах [Taylor et al., 1967; Taylor, 1968; Conway, Taylor, 1969; Sheppard, 1986; Taylor, Sheppard, 1986; Кулешов, 1986; Deines, 1989; Keller, Hoefs, 1995; Santos, Clayton, 1995; Ray, Ramesh, 1999; Tappe et al., 2008; Farrell et al., 2010; Giuliani et al., 2014; Bell et al., 2015; Vladykin, Pirajno, 2021].

На основании соотношений радиогенных и стабильных изотопов в составе интрузий предлагаются различные диаграммы их систематики по источникам вещества, геодинамической обстановке формирования и особенностям петрогенезиса. Для сравнительного анализа разнородных магматических ассоциаций обычно применяются универсальные диаграммы $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$, $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$, $\epsilon_{\text{Hf}}-\epsilon_{\text{Nd}}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ или их модификации.

В складчато-глыбовых областях ювенильная природа магм нередко маскируется эффектами их коровой контаминации.

Показательным примером плюм-литосферного взаимодействия служат разновозрастные plutонические и вулканические ассоциации щелочных пород и карбонатитов на Енисейском кряже и в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – в Кузнецком Алатау, Горном Алтае, Западной и Юго-Восточной Туве, Саянах, Прибайкалье и Западном Забайкалье, Монголии и Южном Тянь-Шане [Покровский и др., 1998; Morikiyo et al., 2001; Никифоров и др., 2002, 2006, 2019; Врублевский и др., 2003а, 2003б, 2004, 2012, 2016, 2018а, 2019; Никифоров, Ярмолук, 2007; Сазонов и др., 2007; Воронцов и др., 2013; Крупчатников и др., 2015; Врублевский, 2015; Врублевский, Гертнер, 2021; Doroshkevich et al., 2012, 2016; Дорошкевич и др., 2018; Избродин и др., 2017; Vrublevskii et al., 2018, 2019а, 2019б, 2020, 2021, Nikiforov, Yarmolyuk, 2019; Vorontsov et al., 2021а, 2021б].

Проведенный нами сравнительный анализ изотопных данных, полученных преимущественно по К-На щелочным породам и карбонатитам этих регионов за последние 30 лет, позволяет определить источники и особенности изотопной эволюции первичных магм, а также характер и масштабы их взаимодействия с различными литосферными субстратами.

Краткая геологическая характеристика

Среди рассмотренных в обзоре ассоциаций изверженных щелочных пород и карбонатитов в складчатых областях Северной и Западной Азии выделяются производные неопротерозойского палеозойского и мезозойского магматизма (рис. 1). Их геолого-петрографические особенности приведены в таблице.

Неопротерозойские ассоциации. По изотопно-геохронологическим данным в неопротерозое (~ 730–610 млн лет) сформировались plutонические комплексы: пенченгинский фенит-карбонатитовый и среднетатарский (заангарский) ийолит-фойяитовый на Енисейском кряже [Свешникова и др., 1976; Врублевский и др., 2003б, 2011; Сазонов и др., 2007; Верниковский и др., 2008], зиминский ультраосновной щелочной в Восточном Саяне [Фролов и др., 2003; Doroshkevich et al., 2016; Хромова и др., 2020], а также карбонатитовые проявления Пограничное и Веселое в Северном Забайкалье (Байкало-Муйский пояс) [Дорошкевич и др., 2011]. Предполагается, что развитие внутриплитного щелочного и карбонатитового магматизма происходило в эпоху рифтогенного раскалывания Родинии [Ярмолук и др., 2005; Yarmolyuk et al., 2014; Ножкин и др., 2008; Кузьмин, Ярмолук, 2014]. В связи с этим его проявления приурочены к зонам глубинных разломов или грабеноподобным структурам среди метаморфизованных отложений протерозоя.

Палеозойские ассоциации. Формирование plutонических комплексов щелочных пород и карбонатитов в палеозое связано с геотектонической эволюцией каледонид в западной части ЦАСП. Наиболее ранними являются кембрийские (~ 510–490 млн лет) производные подобного магматизма. Они образуют интрузивные массивы в Кузнецком Алатау (Верхнепетропавловский) [Врублевский и др., 2003а; Врублевский, 2015], Горном Алтае (Эдельвейс) [Врублевский и др., 2012], Юго-Восточной Туве (Харлы, Баянкол, Дахунур, Чик) [Яшина, 1982; Сальникова и др., 2018; Врублевский и др., 2019; Vrublevskii et al., 2020] и Западном Забайкалье (Сайженский, Снежный, Нижнебурульзайский, Гулхенский) [Doroshkevich et al., 2012].

Силикатные породы в их строении в разной степени представлены субщелочными и щелочными габброидами и клинопироксенитами, ультраосновными и основными фойдолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами. Сходный петрографический состав имеют позднесилурийские (~ 426 млн лет) и девонские (~ 410–385 млн лет) щелочные интрузивы Прихубсугуля (СЗ Монголия) и Мариинской Тайги (северный сегмент Кузнецкого Алатау) соответственно [Врублевский и др., 2014; Vrublevskii et al., 2019а; Врублевский, Гертнер, 2021]. Среди более молодых (~ 310–265 млн лет) проявлений щелочного магматизма на Сангиленском (ЮВ Тува) и Витимском (Западное Забайкалье) нагорьях, в Кузнецком Алатау доминируют нефелиновые и щелочные сиениты [Яшина, 1982; Doroshkevich et al., 2012; Никифоров и др., 2019; Vrublevskii et al., 2021]. Считается, что генерация и внедрение первичных магм могут быть вызваны активностью мантийных плюмов и процессами континентального рифтообразования [Yarmolyuk et al., 2014]. При формировании раннепалеозойских ассоциаций рассматривается вероятность взаимодействия плюма с аккреционными литосферными комплексами [Врублевский, 2015; Vrublevskii et al., 2020; Врублевский, Гертнер, 2021].

Мезозойские ассоциации. В рассмотренных карбонатитосодержащих комплексах позднего триаса (Матчайский плутон, ~ 220 млн лет, Южный Тянь-Шань) и раннего мела (халютинский комплекс, Ошурковский массив, ~ 120–130 млн лет, Западное Забайкалье; комплекс Мушугай-Худук, ~ 130–140 млн лет, Южная Монголия) силикатные изверженные породы характеризуются повышенным содержанием K_2O и относятся к щелочно-базитовой (слюдяной пироксенит–шонкинит/тешенит/эссексит–щелочной сиенит) магматической серии [Никифоров и др., 2000; Дорошкевич, Рипп, 2009; Vrublevskii et al., 2018; Nikolenko et al., 2020]. Для карбонатитов Центральной Тувы (Карасугская и Улатайская рудные зоны, ~ 120 млн лет) характерно отсутствие видимой связи с щелочными изверженными породами, они образуют

группу автономных малых интрузий в краевой части девонского тектонического прогиба [Никифоров и др., 2006]. Для отмеченных проявлений магматизма предполагаются мантийные источники расплавов, процессы их фракционирования, коровой контаминации и флюидного взаимодействия.

Изотопный состав пород

По современным представлениям комплексы щелочных пород и карбонатитов характеризуются гетерогенными источниками вещества, различными условиями образования и внедрения первичных магм, а также механизмами их разделения на силикатные и карбонатные расплавы [Bell, 1989; Bell et al., 1998; Bell, Tilton, 2001; Mitchell, 2005; Bell, Simonetti, 2010; Jones et al., 2013]. При этом изотопные составы большинства

подобных изверженных пород на кратонах обладают изотопными сигнатурами мантийных производных. Наблюдаемые вариации трактуются как результат (I) смешения материала из разных доменов мантии; (II) контаминации непосредственно магматического источника, например при погружении слэба; (III) фракционирования расплавов. В отличие от платформ, при формировании карбонатитосодержащих комплексов в складчатых областях происходит более заметное плюм-литосферное взаимодействие с участием материала верхней коры [Врублевский и др., 2012; Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2018, 2019a; 2020, 2021; Vrontsov et al., 2021a, 2021b; Врублевский, Гертнер, 2021; Nikiforov et al., 2021]. Для генетической интерпретации рассмотренных в обзоре ассоциаций наиболее представительными являются выборки данных по изотопному составу C, O, Nd Sr в породах и минералах.

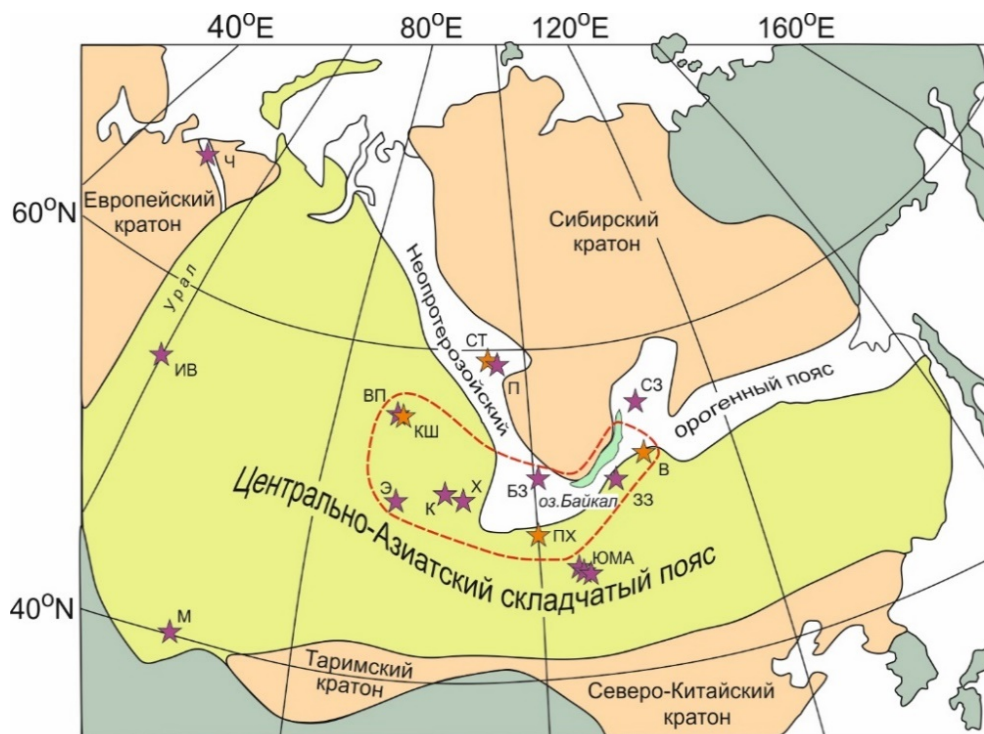


Рис. 1. Расположение центров щелочного и карбонатитового магматизма в складчатых областях Северной и Западной Азии (тектоническая схема по [Sengör et al., 1993])

Звездами сиреневого и оранжевого цвета отмечены комплексы щелочных пород и карбонатитов и комплексы щелочных пород с магматическим кальцитом соответственно: П = пенченгинский и СТ = среднетатарский (Заангарский плутон) на Енисейском кряже, БЗ = зиминский (плутон Белая Зима, Восточный Саян), СЗ = Северное Забайкалье (проявление Пограничное, Веселое), В = плутоны Витимской провинции, ЗЗ = Западное Забайкалье, ЮМА = Южно-Монгольский ареал, ПХ = плутоны Южного Прихубсугуля, Х = харлинский (ЮВ Тува), К = карасугский (Центральная Тува), Э = эдельвейс (Горный Алтай), ВП = верхнепетропавловский и КШ = кия-шалтырский (Кузнецкий Алатау), М = матчайский (Туркестано-Алай, Южный Тянь-Шань), ИВ = ильмено-вишневогорский (Южный Урал), Ч = четласский (Средний Тиман). Красной пунктирной линией оконтурен раннепалеозойский «след» Северо-Азиатского суперплюма [Yarmolyuk et al., 2014]

Fig. 1. Location of the alkaline and carbonatite magmatic centers in the folded areas of North and West Asia (tectonic scheme after [Sengör et al., 1993])

Lilac and orange stars mark complexes of alkaline rocks and carbonatites, and complexes of alkaline rocks with magmatic calcite, respectively: P = Penchenga and ST = Srednetatsky (Zaangarsky complex) on the Yenisei Ridge, BZ = Ziminsky (Belaya Zima complex, Eastern Sayan), NW = North Transbaikalia (Pogranichnoe, Veseloe), B = alkaline complexes of Vitim province, ZZ = West Transbaikalia, YMA = South Mongolian area, PX = South Prikhubsugul complexes, X = Kharlinsky (SE Tuva), K = Karasug (Central Tuva), E = Edelweiss (Gorny Altai), VP = Verkhne Petropavlovsk and KSh = Kiya-Shaltyrsky (Kuznetsk Alatau), M = Matchaisky (Turkестano-Alai, Southern Tien Shan), IV = Ilmeno-Vishnevogorsky (Southern Urals), Ch = Chetlasky (Timan). The red dashed line outlines the Early Paleozoic "sign" of the North Asian superplume [Yarmolyuk et al., 2014]

Общая характеристика реперных щелочных и карбонатитовых комплексов

General characteristics of reference alkaline and carbonate complexes

Регион	Комплекс (массив)	Возраст, млн лет, (изотопный метод)	Магматическая ассоциация (серия)	Тип и форма тел карбонатитов	Главные, второстепенные и акцессорные минералы карбонатитов	Изверженные силикатные породы ассоциации	Литературные ссылки
Неопротерозойские ассоциации							
Енисейский край	Пенчегинский	Криогений, 726 (Ag–Ar)	Фенил-карбонатитовая	Доломитовые; пластоинтообразные залежи	Ферродоломит, магнезиоарфведсонит, флогопит, апатит, пироксенол, магнетит, пирротин	Не установлены	Врублевский и др., 2003б, 2011; Vrublevskii et al., 2019b
	Среднетатарский (Зангарский)	Криогений, 711–700 (U–Pb)	Щелочная основная	Нет данных	Нет данных	Основные фойдолиты, фойбиты	Сазонов и др., 2007; Верниковский и др., 2008
Северное Забайкалье	Пограничный	Эдиакарий, 625 (Ag–Ar)	Карбонатиты с реакционными фенитами	Доломитовые; дайкообразное тело	Доломит, магнетит, апатит, эпирин, ортоклаз, флогопит, арфведсонит, кальцит, графит, пироксенол	Не установлены	Рипп и др., 2009; Doroshkevich et al., 2007a, 2007b
	Веселый	Эдиакарий, 593 (U–Pb)	Карбонатиты с зонами глиммеритов	Доломитовые; дайки	Доломит, апатит, кальцит, рутил, магнетит, рибекит, циркон	Не установлены	Фролов и др., 2003; Ярмолюк и др., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Sahnko-va et al., 2019
Восточный Саян	Заминский (Белозиминский)	Эдиакарий, 650–640 (U–Pb, Ag–Ar)	Щелочная ультраосновная	Кальцитовые, доломитовые анкеритовые; штокообразное и жильные тела	Ca-Mg-Fe карбонаты, Fe-Mg силикаты, магнетит, апатит, Ta-Nb оксиды, REE-F-карбонаты, бадделит, циркон, бурбанкит, монацит, барит, пирит	Фойдолиты, фойбиты	
Палеозойские ассоциации							
Горный Алтай	Эдельвейс	Средний кембрий, 507 (Ar–Ar)	Щелочная основная	Кальцитовые; дайки, жилы	Кальцит, флогопит, апатит, доломит, пироксенол, пирит	Щелочной клинопиксенит, щелочной сиенит	Врублевский и др., 2009, 2012
Кузнецкий Алатау	Верхнепетропавловский	Средний кембрий, 509 (Sm–Nd)	Щелочная основная	Кальцитовые; жилы	Кальцит, клинопиксен, флогопит, монтицеллит, апатит, магнетит, пирротин	Субщелочное габбро, тералит, фойдолиты, ювит, фойбит	Врублевский, 2015
	Кия-Шалтырь, Кургуеуол, Белогорский, Дедовогорский	Ранний-средний девон, 410–385 (U–Pb, Sm–Nd)	Щелочная основная	Нет данных	Нет данных	Субщелочное габбро, тералит, фойдолиты, ювит, фойбит	Врублевский и др., 2014, 2016; Врублевский, Гертнер, 2021
	Горячегорский	Поздняя пермь, 265 (U–Pb)	Щелочная основная	Нет данных	Нет данных	Основные фойдолиты, фойбиты	Vrublevskii et al., 2021
Юго-Восточная Тува	Харлинский	Поздний кембрий, 500–490 (U–Pb, Sm–Nd)	Щелочная основная	Кальцитовые; жилы	Кальцит, Fe-Mg силикаты, K-Na полевые шпаты, нефелин, апатит, Ti-гранат, сфен, магнетит, ильменит, карбоцернаит	Якупирангит-мельтейгит, ийолиты, уртит, ювит, фойбиты	Сальникова и др., 2010, 2018; Врублевский и др., 2019; Vrublevskii et al., 2020
	Сангиленский (?)	Ранняя пермь, 310–295 (K–Ar, U–Pb)	Щелочная салическая	Нет данных	Нет данных	Щелочные и нефелиновые сиениты	Яшина, 1982; Никифоров и др., 2019;
Палеозойские ассоциации							
Северо-Западная Монголия	Овермарагт-Гол	Поздний силур, 426 (U–Pb)	Щелочная ультраосновная-основная	Нет данных	Нет данных	Щелочное габбро, фойдолиты, нефелиновые сиениты	Яшина, 1982; Vrublevskii et al., 2019a

Регион	Комплекс (массив)	Возраст, млн лет, (изотопный метод)	Магматическая ассоциация (серия)	Тип и форма тел карбонатитов	Главные, второстепенные и акцессорные минералы карбонатитов	Изверженные силикатные породы ассоциации	Литературные ссылки
Западное Забайкалье	Сайжа, Гулхен, Снежный, Ниж Бурульзай	Средний кембрий-ранний ордовик, 520–486 (U-Pb)	Щелочная ультраосновная-основная	Нет данных	Нет данных	Клинопироксениты, фойдиты, щелочные и нефелиновые сиениты	Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2014
	Мухальский, Верх Бурульзай	Поздний карбон-пермь, 310–290 (U-Pb)	Щелочная ультраосновная-основная	Нет данных	Нет данных	Клинопироксениты, фойдиты, щелочные и нефелиновые сиениты	Doroshkevich et al., 2012
	Зимовечинский, Тучинский, Кома	Поздний карбон-пермь, 310–280 (U-Pb)	Щелочная саллическая	Нет данных	Нет данных	Щелочные сиениты, нефелиновые сиениты	Izbrodin et al., 2020
	Амалатский, Сириктинский	Поздняя пермь, 265–255 (Ar-Ar)	Щелочная саллическая	Нет данных	Нет данных	Щелочные сиениты, нефелиновые сиениты	Дорошкевич и др., 2018
Мезозойские ассоциации							
Южный Тянь-Шань	Матчинский	Поздний триас, 220 (Ar-Ar, Rb-Sr)	Щелочная основная	Доломит-кальцитовые; дайки, жилы, линзы	Кальцит, доломит, Fe-Mg силикаты, микроклин, альбит, апатит, магнетит, ильменит, пиррохлор, сфен, циркон, монацит, пирротин, бадалейт, стронцианит, барит	Щелочное габбро и сиениты, нефелиновые сиениты	Vnublevskii et al., 2018
Западное Забайкалье	Халютинский, Аршанский, Ошурковский, Торейский, Южный	Ранний мел, 130–110 (U-Pb, Rb-Sr)	Щелочная основная	Кальцитовые; покровы, дайки, линзы, жилы	Кальцит, доломит, флогопит, апатит, рихтерит, магнетит, пиррохлор, сфен, ортит, циркон, монацит, флюорит, REE-F-карбонаты, баритоцелестин, барит, стронцианит	Субщелочное габбро, шонкинит, тефриты, сиениты щелочные и нефелиновые, фонолиты	Никифоров и др., 2002; Рипп и др., 2009; Doroshkevich et al., 2010
Южная Монголия	Мушугай-Худук, Баян-Хушу, Улугей-Хил, Лугин-Гол	Триас, 245 (Лугин-Гол); ранний мел, 145–120 (Rb-Sr, Ar-Ar)	Щелочная основная	Кальцитовые, нейки, дайки, штокверки, жилы	Кальцит, апатит, магнетит, флогопит, ильменит флюорит, REE-F-карбонаты, стронцианит, барит, целестин, кварц	Щелочное габбро, монациты, сиениты, трахиты, нефелиновые сиениты, фонолиты	Baatar et al., 2013; Nikolenko et al., 2020; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019
Центральная Тува	Карасутский, Улагайский	Ранний мел, 130–110 (Rb-Sr, Ar-Ar, U-Pb, Sm-Nd)	Карбонатитовая	Анкерит-кальцитовые; сидеритовые, диагреды, дайки, жилы, штокверки	Кальцит, анкерит, сидерит, апатит, мусковит, пирит, молибденит, гематит, кварц, монацит, бастнезит, паризит, барит, флюорит	Не установлены	Никифоров и др., 2006; Sahnikova et al., 2010; Prokoryev et al., 2016; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019

Углерод и кислород. Изотопный состав CO_2 в неизмененных эндогенных карбонатах варьирует в узких пределах (рис. 2). По разным оценкам, область значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в первичном кальците и доломите из карбонатов (PIC = primary igneous carbonates) ограничивается интервалами от -8 до -4 ‰ для $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и от $+6$ до $+10$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ [Conway, Taylor, 1969; Keller, Hoefs, 1995].

мате из карбонатов (PIC = primary igneous carbonates) ограничивается интервалами от -8 до -4 ‰ для $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и от $+6$ до $+10$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ [Conway, Taylor, 1969; Keller, Hoefs, 1995].

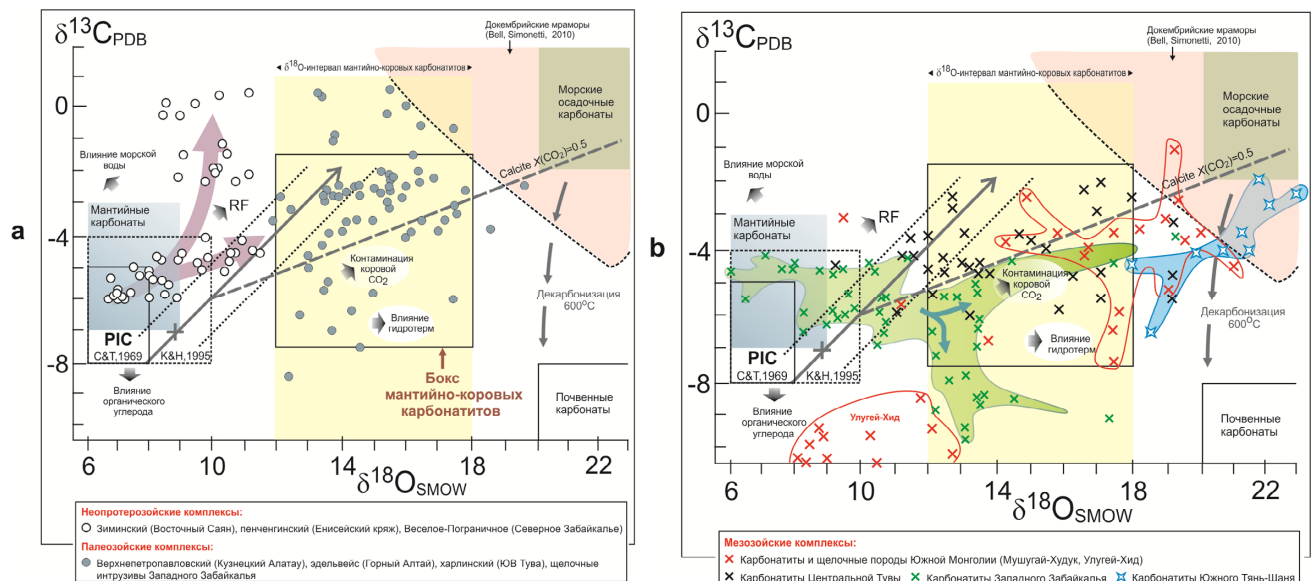


Рис. 2. Изотопный состав углерода и кислорода изверженных щелочных пород и карбонатов докембрия и палеозоя (а), мезозоя (б) в складчатых областях Северной и Западной Азии

а – неопротерозой: Енисейский кряж, Восточный Саян, Северное Забайкалье [Лалин и др., 1987; Врублевский и др., 2003b; Vrublevskii et al., 2019b; Дорошкевич и др., 2011; Дорошкевич, 2013; Doroshkevich et al., 2016; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019]. Палеозой: Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, ЮВ Тува (Сангилен), Западное Забайкалье [Врублевский и др., 2012, 2015, 2019; Врублевский, Гертнер, 2021; Vrublevskii et al., 2020, 2021; Doroshkevich et al., 2012; Nikiforov et al., 2021]. **б** – мезозой: Западное Забайкалье, Центральная Тува, Южная Монголия, Южный Тянь-Шань [Баскина и др., 1977; Кулешов, Первов, 1982; Никифоров и др., 2000, 2006; Дорошкевич, Рипп, 2009; Vrublevskii et al., 2018; Nikolenko et al., 2020; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019]. Показаны составы магматогенных карбонатов PIC (C & T = Conway, Taylor, 1969; K & H = Keller, Hoefs, 1995), мантийных карбонатов (модифицировано по Tappe et al., 2008; Giuliani et al., 2014), морских осадочных и почвенных карбонатов, по [Покровский, 2000]; направление изотопных сдвигов при рэлеевском фракционировании и коровой контаминации карбонатного расплава, влиянии поздних гидротерм, морской воды и органического углерода, по [Demeny et al., 1998], реакции декарбонизации [Nikiforov et al., 2021]. Элементы модели рэлеевского изотопного фракционирования (Rayleigh isotopic fractionation model) первоначального карбонатного расплава (крест) с вариациями состава $\pm 1\%$ $\delta^{18}\text{O}$ (сплошная и точечные линии) и молярного соотношения $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2 = 0,9$ при 700°C , по [Ray, Ramesh, 2000]. Пунктир-линия соответствует изотопным изменениям кальцита при взаимодействии магматического флюида с известняком [Bowman, 1998] с различным значением отношения флюид/порода и мольной доли $\text{XCO}_2 = 0,5$ во флюиде, по [Smith et al., 2015]. Применялись стандарты: PDB = Belemnite of the Cretaceous Peedee formation (Калифорния), замена на NBS-18 (carbonatite) и NBS-19 (marine limestone); SMOW = Standard Mean Ocean Water, замена на V-SMOW

Fig. 2. Carbon and oxygen isotopic composition of the Neoproterozoic and Paleozoic (a), Mesozoic (b) alkaline silicate rocks and carbonatites in the folded areas of North and West Asia

а – Neoproterozoic: Yenisei Ridge, Eastern Sayan, North Transbaikalia [Lapin et al., 1987; Vrublevskii et al., 2003b; Vrublevskii et al., 2019b; Doroshkevich et al., 2011; Doroshkevich, 2013; Doroshkevich et al., 2016; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019]. Paleozoic: Kuznetsk Alatau, Gorny Altai, SE Tuva (Sangilen), West Transbaikalia [Vrublevskii et al., 2012, 2015, 2019; Vrublevskii, Gertner, 2021; Vrublevskii et al., 2020, 2021; Doroshkevich et al., 2012; Nikiforov et al., 2021]. **б** – Mesozoic: West Transbaikalia, Central Tuva, South Mongolia, Southern Tien Shan [Baskina et al., 1977; Kuleshov, Pervov, 1982; Nikiforov et al., 2000, 2006; Doroshkevich, Ripp, 2009; Vrublevskii et al., 2018; Nikolenko et al., 2020; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019]. The compositions of primary igneous carbonates (PIC) (C & T = Conway, Taylor, 1969; K & H = Keller, Hoefs, 1995), mantle carbonates (modified after Tappe et al., 2008; Giuliani et al., 2014), marine and soil carbonates [Pokrovskii, 2000] are shown; and the main schematic isotope shifts during Rayleigh fractionation and crustal contamination of carbonate melt, the influence of late hydrothermal fluids, seawater and organic carbon [Demeny et al., 1998], the decarbonation reaction [Nikiforov et al., 2021]. The Rayleigh isotopic fractionation model of the initial carbonate melt (cross) with compositional variations $\pm 1\%$ $\delta^{18}\text{O}$ (solid and dotted lines) and molar ratio $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2 = 0.9$ at 700°C , according to [Ray, Ramesh, 2000]. The dotted line corresponds to isotopic changes during the magmatic fluid-limestone interaction [Bowman, 1998] with different values of the fluid/rock ratio and mole fraction $\text{XCO}_2 = 0.5$ in the fluid, according to [Smith et al., 2015]. Used standards: PDB = Belemnite of the Cretaceous Peedee formation (California), substitution for NBS-18 (carbonatite) and NBS-19 (marine limestone); SMOW = Standard Mean Ocean Water, substitution for V-SMOW

Сходный состав ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от -7 до -3 ‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от $+6$ до $+10$ ‰) имеют мантийные карбонаты, которые являются порообразующими минералами кимберлитов и аилликов [Tappe et al., 2008; Giuliani et al., 2014; Wang et al., 2021]. Считается, что более значительные отклонения в той или иной степени могут быть обусловлены рэлеевским изотопным фракционированием или коровой контаминацией карбонатитового расплава, а также влиянием морской воды, органического углерода, нагретых метеорных вод и низкотемпературных гидротерм [Demeny et al., 1998; Giuliani et al., 2014].

Интервал величин $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim$ от -6 до -4 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim$ от $+7$ до $+11$ ‰) в карбонатах из рассмотренных неопротерозойских комплексов Восточного Саяна и Енисейского кряжа обычно соответствует мантийному диапазону (см. рис. 2, а). Наблюдаемая прямая корреляция изотопных отношений сопоставима с трендом высокотемпературного (700 °C) рэлеевского фракционирования модельного карбонатного расплава. Если допустить, что карбонатиты Северного Забайкалья имели сходный источник, то возрастание в них содержания тяжелых изотопов ^{13}C и ^{18}O могло быть вызвано влиянием вмещающих мраморов докембрия.

Для большинства первичных карбонатов из палеозойских щелочных пород и карбонатитов Алтае-Саянской складчатой области и Западного Забайкалья отмечаются более широкие вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim$ от $-7,5$ до $-1,5$ ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim$ от $+12$ до $+18$ ‰), которые группируются на диаграмме $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ в области между составами гипогенных и осадочных карбонатов (рис. 2, а). Наиболее неоднородным изотопным С–О составом обладают порообразующие карбонаты в магматических ассоциациях мезозоя. При максимальных сдвигах величины $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim$ от -11 до -1 ‰) наблюдаемые вариации $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim$ от $+6$ до $+23$ ‰) полностью перекрывают диапазон этих отношений от мантийных до морских осадочных карбонатов (рис. 2, б). Несмотря на изотопное отличие карбонатитов из разных комплексов, значительная часть их составов попадает в интервал значений $\delta^{18}\text{O}$, характерных для аналогичных производных палеозойского магматизма.

Неодим и стронций. Изотопный Nd–Sr состав изверженных пород, в том числе карбонатитов, является важным индикатором процессов магмо- и петрогенезиса [De Paolo, Wasserburg, 1979; Zindler, Hart, 1986; Bell et al., 1998; Dickin, 2005; Bell, Simonetti, 2010]. В связи с отсутствием фракционирования радиогенных изотопов допускается, что первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах/расплавах могут свидетельствовать о природе их протолита. При этом щелочной и карбонатитовый магматизм обычно связывается с плюмовой активностью и смешением вещества деплетированной (PREMA/FOZO/HIMU-типы) и обогащенной (EM1/EM2-типы) мантии.

За редким исключением первичные изотопные параметры щелочных пород и карбонатитов позднедокембрийских комплексов Восточного Саяна, Енисейского кряжа и Северного Забайкалья изменяются в диапазоне значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx$ от 0 до $+5,5$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) \approx 0,702$ – $0,7043$ (рис. 3, а). Состав ассоциаций раннего и среднего палеозоя характеризуется сходными вариациями $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx$ от 0 до $+8,7$, но более широким интервалом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) \approx 0,703$ – $0,7074$. Изотопная эволюция щелочного магматизма в позднем палеозое имеет региональные особенности. При этом, если состав комплексов Кузнецкого Алатау и Тувы ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx$ от $+1,5$ до $+5,5$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) \approx 0,705$ – $0,707$) в целом подобен ранним производным, то породы Западного Забайкалья нередко обогащены радиогенным стронцием ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) \approx$ до $0,707$ – $0,714$) и менее деплетированы по соотношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx$ от $+1$ до $-9,5$) (рис. 3, а). В мезозойских вулканоплутонических ассоциациях наблюдается корреляция между значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ ($\sim 0,7033$ – $0,7096$) и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($\sim$ от $+6$ до $-10,5$). Масштабы их вариаций наиболее сопоставимы с изотопными параметрами продуктов палеозойского магматизма (рис. 3, б).

Роль источников вещества и мантийно-коровое взаимодействие в эволюции щелочного и карбонатитового магматизма

Характер изотопной неоднородности щелочных пород и карбонатитов в складчато-глыбовых областях свидетельствует об изначально мантийной природе родительских магм. Вместе с тем генерация расплавов и их эволюция могла происходить как при смешении различного сублитосферного вещества, так и при взаимодействии первичных магм с литосферным субстратом.

Мантийные резервуары. Согласно изотопным Nd–Sr данным, наиболее гомогенный магматический источник имеют позднедокембрийские комплексы Восточного Саяна, Енисейского кряжа и Северного Забайкалья (рис. 3, а). Как и в подобных породах Восточно-Европейского, Сибирского, Таримского, Северо-Американского кратонов и их обрамления [Bell, 1989; Kramm, Kogarko, 1994; Когарко и др., 1999; Morikiyo et al., 2001; Dunworth, Bell, 2001; Brassinnes et al., 2003; Владыкин, 2005; Lee et al., 2006; Cheng et al., 2017; Wang et al., 2021; Nedosekova et al., 2021], преобладающее в нем вещество сопоставимо с умеренно деплетированной мантией PREMA/FOZO или HIMU-типа и содержит незначительную примесь более обогащенного субстрата, сходного с BSE (Bulk Silicate Earth) или EM1. Более широкие вариации $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в изверженных породах палеозойских ассоциаций Алтае-Саянского региона и Западного Забайкалья позволяют предпола-

гать, что наряду с производными этих мантийных доменов в расплавах возрастает доля вещества ЕМ-типа. Для изотопного состава Nd мезозойских ком-

плексов сохраняется аналогичная зависимость, но уже с доминантой материала обогащенной мантии (рис. 3, б).

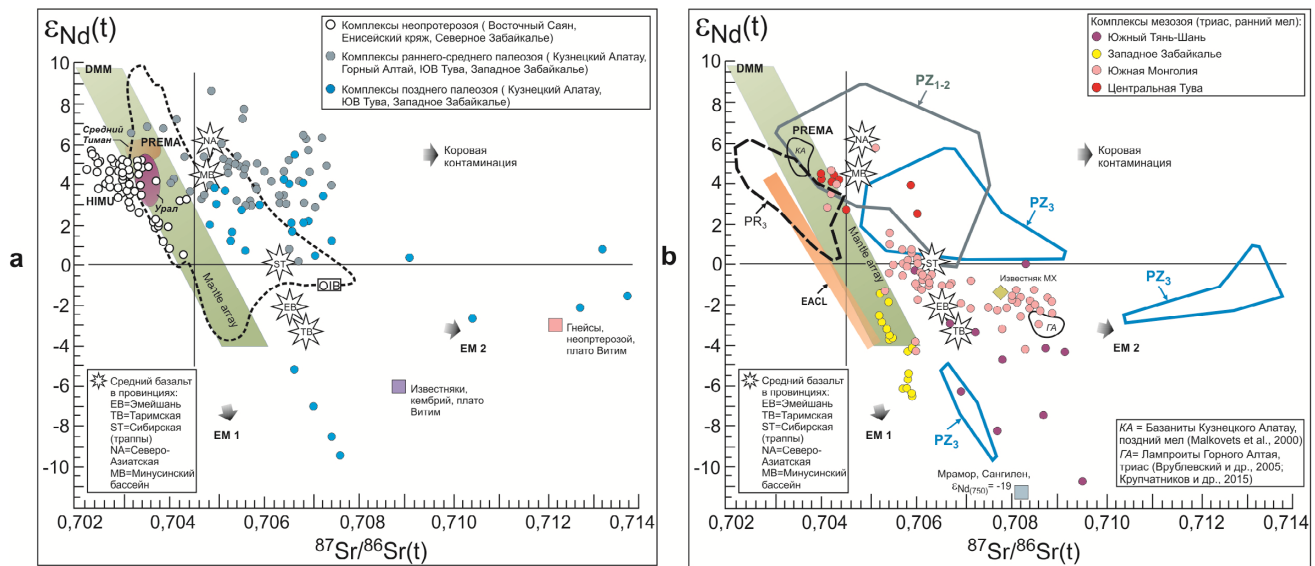


Рис. 3. Изотопный состав неодиима и стронция изверженных щелочных пород и карбонатитов докембрия и палеозоя (а), мезозоя (б) в складчатых областях Северной и Западной Азии

а – неопротерозой: Енисейский кряж, Восточный Саян, Северное Забайкалье [Врублевский и др., 2003б; Владыкин, 2005; Сазонов и др., 2007; Дорошкевич, 2013; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019; Хромова и др., 2020]. Палеозой: Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, ЮВ Тува (Сангилен), Западное Забайкалье [Врублевский и др., 2012, 2015, 2018а, 2019; Врублевский, Гертнер, 2021; Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2020, 2021; Izbrodin et al., 2020; Nikiforov et al., 2021]. **б** – мезозой: Западное Забайкалье, Центральная Тува, Южная Монголия (Мушугай-Худук, Баян-Хушу, Улугей-Хид, Лугин-Гол), Южный Тянь-Шань [Никифоров и др. 2002, 2006; Владыкин, 2005; Дорошкевич, Рипп, 2009; Baatar et al., 2013; Vrublevskii et al., 2018; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019; Nikolenko et al., 2020]. EACL (East Africa carbonatite line) = меловые и кайнозойские карбонатиты Восточно-Африканского рифта [Bell, 1989]; OIB = базальты океанских островов [Zindler, Hart, 1986; White, 2010]. Составы базальтов Эмейшаньской, Таримской и Сибирской провинций, Северо-Азиатского плюма и Минусинского девонского рифта, по [Lightfoot et al., 1993; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Zhang et al., 2010; Li et al., 2012, 2015; Воронцов и др., 2013; Wei et al., 2014]; щелочных пород и карбонатитов Ильмено-Витимского и четлаасского комплексов Урала и Среднего Тимана, по [Nedosekova et al., 2013, 2021]; известняков и гнейсов Витимского плато, по [Дорошкевич, 2013]; мраморов по [Врублевский и др., 2019]; вмещающего известняка Мушугай-Худука (MX), по [Nikolenko et al., 2020]. Область «Mantle array», современные резервуары DMM (MORB), PREMA, HIMU, EM 1 и EM 2, по [Zindler, Hart, 1986; Stracke et al., 2005]. Применялись стандарты La Jolla (для Nd) и SRM-987 (для Sr)

Fig. 3. Nd and Sr isotopic compositions of the Neoproterozoic and Paleozoic (a), Mesozoic (b) alkaline silicate rocks and carbonatites in the folded areas of North and West Asia

а – Neoproterozoic: Yenisei Ridge, Eastern Sayan, North Transbaikalia [Vrublevskii et al., 2003b; Vladikin, 2005; Sazonov et al., 2007; Doroshkevich, 2013; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019; Khromova et al., 2020]. Paleozoic: Kuznetsk Alatau, Gornyy Altai, SE Tuva (Sangilen), West Transbaikalia [Vrublevskii et al., 2012, 2015, 2018a, 2019; Vrublevskii, Gertner, 2021; Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2020, 2021; Izbrodin et al., 2020; Nikiforov et al., 2021]. **б** – Mesozoic: West Transbaikalia, Central Tuva, South Mongolia (Mushugai-Khuduk, Bayan-Khushu, Ulugei-Khid, Lugin-Gol), Southern Tien Shan [Nikiforov et al., 2002, 2006; Vladikin, 2005; Doroshkevich, Ripp, 2009; Baatar et al., 2013; Vrublevskii et al., 2018; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019; Nikolenko et al., 2020]. EACL (East Africa carbonatite line) = Cretaceous and Cenozoic carbonatites of the East African Rift [Bell, 1989]; OIB = basalts of oceanic islands [Zindler, Hart, 1986; White, 2010]. The basalt compositions of the Emeishan, Tarim and Siberian provinces, the North Asian plume and the Minusinsk Devonian rift after [Lightfoot et al., 1993; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Zhang et al., 2010; Li et al., 2012, 2015; Vorontsov et al., 2013; Wei et al., 2014]; alkaline rocks and carbonatites of the Ilmeno-Vishnevogorsk and Chetlaskii complexes of the Urals and Timan after [Nedosekova et al., 2013, 2021]; limestones and gneisses of the Vitim plateau after [Doroshkevich, 2013]; marble after [Vrublevskii et al., 2019]; the host limestone Mushugai-Khuduk (MH) after [Nikolenko et al., 2020]. Mantle array, modern DMM (MORB), PREMA, HIMU, EM 1 and EM 2 mantle components after [Zindler, Hart, 1986; Stracke et al., 2005]. La Jolla (for Nd) and SRM-987 (for Sr) standards were applied

Как видно, развитие разновозрастного магматизма происходит при участии глубинного вещества наподобие источников базальтовых расплавов мантийной последовательности. Эта взаимосвязь особенно отчетливо прослеживается для палеозойских

щелочно-основных/ультраосновных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, ЮВ Тувы, Западного Забайкалья и Южного Урала, а также для некоторых мезозойских карбонатитосодержащих комплексов Южной Монголии, в которых

изотопные отношения Nd и Sr частично совпадают с параметрами базальтов океанских островов (см. рис. 3). Установленная закономерность является характерной чертой состава многих разновозрастных, в том числе докембрийских, карбонатитовых комплексов, на основании чего утверждается их происхождение из сублитосферных мантийных (плюмовых) источников FOZO, HIMU и EM1 [Bell, Simonetti, 2010]. По-видимому, транспорт таких компонентов, как и сама инициация ОИВ-вулканизма, дол-

жен был осуществляться через систему горячей точки – «мантийной струи». Учитывая изотопно-геохимическое сходство рассмотренных магматических ассоциаций с производными ОИВ-типа, модель с участием мантийного плюма в их формировании выглядит предпочтительной и косвенно подтверждается наличием изотопной зависимости между составами щелочных пород и карбонатитов палеозоя–мезозоя и плюмовыми базальтами крупных изверженных провинций (рис. 3).

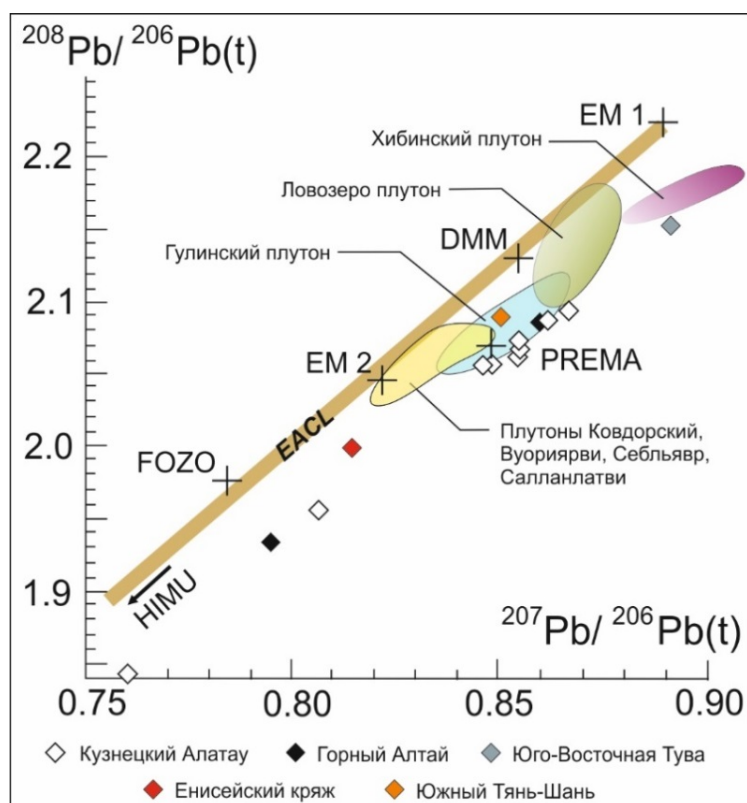


Рис. 4. Изотопный состав свинца в минералах (микроклин, пирротин, пирит) и породах щелочных и карбонатитовых комплексов

Данные по щелочным породам и карбонатитам Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Юго-Восточной Тувы, Южного Тянь-Шаня и Енисейского края по [Врублевский, Гертнер, 2021; Vrublevskii et al., 2018, 2019b]. Мантийные компоненты (современные изотопные резервуары): PREMA (преобладающая мантия), FOZO (мантия фокусной зоны), HIMU (мантия с высоким значением μ), DMM (деплетированная MORB мантия), EM1 (обогащенная мантия 1) и EM2 (обогащенная мантия 2), по [Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005]. Допускается возможное сходство изотопных параметров разновозрастных мантийных субстратов. EACL – East African Carbonatite Line, по [Bell, Tilton, 2001]. Составы щелочных пород и карбонатитов Европейского (Ловозерский, Хибинский, Ковдорский массивы) и Сибирского (Гулинский массив) кратонов, по [Когарко, Зартман, 2011; Зартман, Когарко, 2014; Lee et al., 2006]; галенита из карбонатитов Кольской провинции (массивы Себляяр, Салланлатви, Вуориярви, Ковдор), по [Bell et al., 2015]

Fig. 4. Pb isotopic composition in minerals (microcline, pyrrhotite, pyrite) and rocks of alkaline and carbonatite complexes

Alkaline rocks and carbonatites data of the Kuznetsk Alatau, Gorny Altai, SE Tuva, Southern Tien Shan and Yenisei Ridge after [Vrublevsky, Gertner, 2021; Vrublevskii et al., 2018, 2019b]. Mantle components (modern isotope reservoirs): PREMA (dominant mantle), FOZO (focal zone mantle), HIMU (high μ mantle), DMM (depleted MORB mantle), EM1 (enriched mantle 1), and EM2 (enriched mantle 2) according to [Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005]. Similarity of isotopic parameters for different-aged mantle sources is possible. EACL - East African Carbonatite Line after [Bell, Tilton; 2001]. Pb isotopic compositions of the alkaline rocks and carbonatites from European (Lovozero, Khiby, Kovdor) and Siberian (Guli) cratons [Kogarko, Zartman, 2011; Zartman, Kogarko, 2014; Lee et al., 2006] and carbonatites of the Kola province (Seblyavr, Sallanlatvi, Vuoriyarvi, Kovdor) [Bell et al., 2015] are shown for comparison

Наряду с вариациями изотопов Nd и Sr, на возможное смещение вещества сублитосферных расплавов указывает измеренный нами изотопный состав свинца в щелочных породах и карбонатитах [Врублевский, Гертнер, 2021; Vrublevskii et al., 2018, 2019b, 2020]. Его значения образуют тренд, аналогичный общеизвестной «карбонатитовой линии» Восточно-Африканского рифта (EACL), демонстрирующей гетерогенность мантийных источников для сближенных в пространстве меловых и кайнозойских вулканоплутонов (см. рис. 4). Сопоставимые первичные изотопные отношения Pb характерны для карбонатитсодержащих щелочных плутонов Европейского и Сибирского кратонов, образование которых также связывают с плюмовой активностью [Lee et al., 2006; Когарко, Зартман, 2011; Зартман, Когарко, 2014; Bell et al., 2015].

Процессы генерации и подъема мантийных карбонатитовых и карбонатизированных щелочных магм являются важным звеном в планетарном глубинном углеродном цикле (deep carbon cycle) [Добрецов, Шацкий, 2012; Yaxley et al., 2020]. По современным данным мантийные карбонаты имеют относительно «легкий» изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C} \approx$ от -7 до -3 ‰ [Deines, 2002; Tappe et al., 2008; Giuliani et al., 2014]. Сходными значениями обладают первичные магматические карбонаты, которые содержат глубинную уголекислоту с $\delta^{13}\text{C}$ от -8 до -4 ‰ и $\delta^{18}\text{O}$ $6-10$ ‰ [Conway, Taylor, 1969; Keller, Hoefs, 1995]. В обсуждаемых ассоциациях только карбонаты докембрийских пород вполне соответствуют этому критерию, а наблюдаемые в их составе вариации могут быть вызваны рэлеевским изотопным фракционированием или незначительной коровой контаминацией расплавов (см. рис. 2). В большинстве породообразующих карбонатов из более молодых магматических центров значения $\delta^{18}\text{O}$ заметно выше (до $\sim 12-23$ ‰), что не позволяет отождествлять их только с мантийными производными.

Коровая контаминация расплавов и поздне-/постмагматические эффекты. Как уже отмечалось, неоднородность изотопных составов Nd и Sr в изученных комплексах можно интерпретировать как результат смешения вещества различных мантийных субстратов. Однако высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ ($>0,706$) во многих палеозойских и мезозойских изверженных породах свидетельствуют о контаминации первичных расплавов радиогенным ^{87}Sr в верхних частях литосферы. Наблюдаемая корреляция между изотопными отношениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в уголекислоте карбонатов также указывает на вероятное участие разнородного вещества в их генезисе, что позволяет выделять своеобразные мантино-коровые карбонатиты с параметрами ($\delta^{13}\text{C}$ $-7,5$ до $-1,5$ ‰ и $\delta^{18}\text{O}$ $12-18$ ‰) (рис. 2, а).

По сравнению с мантийным интервалом ($\delta^{18}\text{O} = 5,5 \pm 0,5$ ‰) [Taylor, Sheppard, 1986], более тяжелым изотопным составом кислорода обладают многие породообразующие силикаты, апатит, иногда магнетит ($\delta^{18}\text{O} \sim 7-17$ ‰). За исключением редких инверсированных парагенезисов значения $\delta^{18}\text{O}$ соответствуют изотопно-равновесному фракционированию между ассоциирующими минералами и их способности накапливать ^{18}O в кристаллической решетке [Врублевский и др., 2012, 2015; Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2018, 2020]. Предполагается, что в этом случае поступление корового компонента происходило непосредственно в расплав [Врублевский, Гертнер, 2021]. Одновременное увеличение значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (до $\sim +5-13$ ‰), а также признаки смешения уголекислоты осадочного происхождения с изотопно-легкой ювенильной CO_2 в породах палеозойских и мезозойских изверженных комплексах западной части ЦАСП вполне согласуются с моделью коровой контаминации фракционированных мантийных магм. Мы допускаем вероятность подобного процесса с учетом эволюции щелочного магматизма в аккреционно-коллизийных террейнах раннего палеозоя ЦАСП.

Изменение состава изотопов С и О в карбонатах мезозойских и, частично, палеозойских комплексов согласуется с моделью взаимодействия породы и магматогенного водного (карботермального) флюида при различном соотношении флюид/порода и широком диапазоне концентраций XCO_2 в растворе (рис. 2). При этом наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ могут быть обусловлены влиянием поздних низкотемпературных гидротерм. В карбонатитах и щелочных породах приразломных зон (фенит-карбонатитовая ассоциация на Енисейском кряже, Белозиминский ультраосновной массив в Восточном Саяне) [Врублевский и др., 2003б; Doroshkevich et al., 2016; Vrublevskii et al., 2019b] и субвулканических обстановок (комплексы халютинский и аршанский в Западное Забайкалье, Мушугай-Худук в Южной Монголии) [Никифоров и др., 2000, 2002; Doroshkevich et al., 2008; Nikolenko et al., 2020] также наблюдается нарушение изотопного равновесия между минералами под воздействием нагретых метеорных вод. Инверсия состава отчетливо фиксируется в виде пониженных значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ в сосуществующих флогопите и амфиболе ($\delta\text{D} \sim$ от -150 до -60 ‰; $\delta^{18}\text{O} \sim 3-7$ ‰), магнетите и пирохлоре ($\delta^{18}\text{O} \sim$ от -7 до $+1,5$ ‰). Однако на примере щелочных комплексов эдельвейс в Горном Алтае и матчайский в Южном Тянь-Шане видно, что происшедшая коровая контаминация расплавов не повлияла на характер фракционирования водорода и дейтерия в породообразующих слюдах и амфиболах (δD от -85 до -41 ‰ при значениях $\delta^{18}\text{O} \sim 8-16$ ‰) [Врублевский и др., 2012; Vrublevskii et al., 2018].

В сходном диапазоне (δD от -90 до -40 ‰) обычно варьирует состав флогопита мантийных ксенолитов и кимберлитов, «нормально-магматической» воды в свежих стеклах MORB [Покровский, 2000].

Особенности геодинамических обстановок магматизма. На основании выявленных геохимических особенностей предполагается, что первичным источником вещества рассмотренных вулканоплутонических комплексов являлась сублитосферная мантия. По-видимому, в периоды плюмовой активности происходило смешение материала ее отдельных доменов PREMA/FOZO, HIMU и EM 1, что привело к формированию изотопно-неоднородных ассоциаций пород с различным соотношением мантийных компонентов. В производных неопротерозойского щелочного и карбонатитового магматизма Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Северного Забайкалья, связанных с глубоко проникающими рифтогенными разломами на окраине Сибирского палеоконтинента, преобладает вещество умеренно деплетированной мантии. Как известно, сходную плюмовую природу имеют аналогичные магматические проявления на докембрийских кратонах.

Изотопные особенности пород в центрах палеозойского и мезозойского щелочного магматизма ЦАСП свидетельствуют о том, что в своем развитии сублитосферные расплавы взаимодействуют с различными литосферными субстратами [Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2018; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019; Izbrodin et al., 2020; Врублевский, Гертнер, 2021]. Подобное смешение может происходить в обстановке активной континентальной окраины, где дополнительными факторами являются дегидратация слэба и плавление надсубдукционного мантийного клина [Добрецов, 2010; Ярмолук и др., 2013; Martynov et al., 2017; Kimura et al., 2018; Гордиенко, 2019].

Согласно модели каледонид ЦАСП [Yarmolyuk et al., 2014], для палеозойских комплексов Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и ЮВ Тувы нами допускается вероятность взаимодействия мантийного плюма с материалом ранее сформировавшихся раннекембрийских аккреционных комплексов [Врублевский и др., 2012, 2014, 2018б, 2019; Врублевский, Гертнер, 2021; Vrublevskii et al., 2020, 2021]. Наряду с верхнекоровыми компонентами, в составе пород мезозоя и, частично, позднего палеозоя доминирует уже вещество литосферной мантии, метасоматизированной плюмовыми расплавами и слэб-флюидами [Nikolenko et al., 2020]. Таким образом, для развития внутриплитного магматизма складчатых областей в позднем палеозое-мезозое можно предположить очаговое переплавление литосферного субстрата под действием локальных «фингер-плюмов». Вариации изотопов Nd и Sr, скорее всего, отражают разную степень гибридности и коровой контаминации глубинных расплавов.

Выводы

1. Формирование неопротерозойских, палеозойских и мезозойских комплексов щелочных пород и карбонатитов в складчатых областях Северной и Западной Азии могло происходить при смешении вещества из различных магматических источников. Вариации изотопного состава Nd, Sr и Pb первичных расплавов обусловлены взаимодействием материала умеренно деплетированного (PREMA/FOZO, HIMU) и обогащенного (ЕМ) доменов сублитосферной мантии. Степень участия ЕМ-компонента заметно возрастает в производных позднепалеозойского и мезозойского магматизма. Согласно плюмовой модели, это исключает существование строго изолированных изотопно-гомогенных мантийных резервуаров, самостоятельно продуцирующих карбонатитовые и CO_2 -насыщенные щелочные силикатные расплавы.

2. Подъем первичных глубинных магм может сопровождаться их взаимодействием с субстратом метасоматизированной литосферной мантии и образованием гибридных расплавов. Одновременное обогащение щелочных пород и карбонатитов радиогенным ^{87}Sr и тяжелыми изотопами O, C и S свидетельствует о вероятной верхнекоровой контаминации. По соотношению $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в породообразующем карбонате выделяется группа мантийно-коровых карбонатитов. Однако влияние на состав минерала дополнительных процессов высокотемпературного рэлеевского фракционирования солевого расплава, магматогенных и метеорных флюидов, низкотемпературных гидротерм не позволяет определить конкретный доменный источник в деплетированной или обогащенной мантии.

3. Геодинамические обстановки щелочного и карбонатитового магматизма складчатых областей отражают общий стиль различных эпох тектогенеза. В позднем докембрии внедрение плюмовых магм контролировалось глубоко проникающими рифтинговыми структурами, связанными с расколом суперконтинента Родинии. На палеозойском этапе развития Палеоазиатского океана и формирования аккреционно-коллизонных комплексов ЦАСП магматизм проявляется в условиях вероятной суперпозиции мантийного плюма и бывшей активной окраины континента. В мезозое плюмовая активность приводила к плавлению литосферной мантии и образованию очагов гибридных магм. Скорее всего, подъем подобных расплавов осуществлялся благодаря рифтогенным процессам, которые происходили на более мощной континентальной коре и не достигали сублитосферного уровня.

Рукопись подготовлена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках Государственного задания НИ ТГУ (проект 0721–2020–0041), Государственного задания ИГМ СО РАН и ГИН СО РАН (проекты 0330–2016–0002, АААА–А16–116122110027–2).

ЛИТЕРАТУРА

- Баскина В.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Ярмолюк В.В.** Провинция калиевых щелочно-основных и щелочных вулканитов Южной Монголии // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1977. № 10. С. 88–106.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенов А.М.** Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады Академии наук. 2008. Т. 419 (1). С. 90–94.
- 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. Иркутск : Институт географии СО РАН, 2005. С. 13–29.
- Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В.** Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr–Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. Т. 54 (9). С. 1283–1313.
- Врублевский В.В.** Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56 (3). С. 488–515.
- Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П., Поляков Г.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И.** Источники магм триасовых лампроитов Горного Алтая и Таймыра: (Sr, Nd)-изотопные свидетельства плюм-литосферного взаимодействия // Доклады Академии наук. 2005. Т. 405 (5). С. 658–660.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф.** Палеозойские щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, их источники и условия образования расплавов // Петрология. 2021. Т. 29 (1). С. 31–63.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутierrez-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А.** Изотопная (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55 (11). С. 1598–1614.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А.** Sm–Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Доклады Академии наук. 2003а. Т. 391 (3). С. 378–382.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко Н.Н.** Ar–Ar-изотопный возраст лампроитовых даек чуйского комплекса, Горный Алтай // Доклады Академии наук. 2004. Т. 399 (4). С. 516–519.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Чугаев А.В.** Источники вещества высокоглиноземистых щелочных магм по данным изотопной (Nd, Sr, Pb, O) геохимии пород Кыя-Шалтырского габбро-уртитового интрузива девонского возраста, Южная Сибирь // Доклады Академии наук. 2018а. Т. 479 (6). С. 666–672.
- Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В.** Геохимия, изотопная (Nd–Sr–O) триада и ^{40}Ar – ^{39}Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57 (3). С. 592–602.
- Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И.** Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar – ^{39}Ar -геохронологическое свидетельство комплекса эдельвейс // Доклады Академии наук. 2009. Т. 427 (1). С. 96–100.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э.** Возраст, петрологические и геохимические условия формирования когтаховского габбро-монцонитового комплекса Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2018б. Т. 59 (7). С. 900–930.
- Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф.** Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2012. Т. 53 (8). С. 945–963.
- Врублевский В.В., Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Козулина Т.В.** Мантийно-коровая природа раннепалеозойских щелочных интрузий Центрального Сангилен, Тува (по Nd, Sr, Pb, C, O изотопным данным) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60 (5). С. 591–605.
- Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н.** Вещественный состав и возраст пенчугинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский край // Петрология. 2003б. Т. 11 (2). С. 145–163.
- Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А.** Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского края, Центральная Сибирь: ^{40}Ar – ^{39}Ar геохронология пенчугинского комплекса // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437 (4). С. 514–519.
- Гордиенко И.В.** Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10 (2). С. 405–457.
- Добрецов Н.Л.** Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология. 2010. Т. 18 (1). С. 88–110.
- Добрецов Н.Л., Шацкий А.Ф.** Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53 (11). С. 1455–1475.
- Дорошкевич А.Г.** Петрология карбонатитовых и карбонатитосодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Улан-Удэ, 2013. 31 с.
- Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Рампилов М.О., Рипп Г.С., Ласточкин Е.И., Хубанов В.Б.** Пермотриасовый этап щелочного магматизма Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59 (9). С. 1325–1344.
- Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С.** Изотопная характеристика пород халютинского карбонатитового комплекса (Западное Забайкалье) // Геохимия. 2009. № 12. С. 1279–1293.
- Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Саватенков В.М.** Источники карбонатитового магматизма Северного Забайкалья в позднем рифее: геохимические и изотопно-геохимические данные // Геохимия. 2011. № 12. С. 1271–1283.
- Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А., Сергеев С.А., Травин А.В.** Геохронология Гулхенского массива Витимской щелочной провинции, Западное Забайкалье // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457 (6). С. 687–691.
- Зартман Р.Э., Когарко Л.Н.** Изотопный состав свинца агпайтовых нефелиновых сиенитов и редкометальных руд Ловозерского массива (Кольский полуостров, Россия) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 454 (1). С. 77–80.

- Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Рипп Г.С., Ласточкин Е.И., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Владыкин Н.В.** Возраст, минералогическая и геохимическая характеристики пород Чининского щелочного массива (Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 2017. Т. 58 (8). С. 1135–1156.
- Когарко Л.Н., Фоланд К., Хендерсон М.** Эволюция и изотопные источники Гулинского ультраосновного-щелочного массива (Полярная Сибирь) // *Доклады Академии наук*. 1999. Т. 364 (2). С. 235–237.
- Когарко Л.Н., Зартман Р.Э.** Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплумом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // *Геохимия*. 2011. № 5. С. 462–472.
- Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н.** Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды юго-востока Горного Алтая: геохимия, Sr–Nd изотопный состав, источники расплавов // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56 (6). С. 1057–1079.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55 (2). С. 153–184.
- Кулешов В.Н.** Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986. 124 с.
- Кулешов В.Н., Первов В.А.** Изотопный состав углерода и кислорода апатит-кальцитовых пород района Улугей-Хид (Южная Монголия) // *Известия АН СССР. Серия геологическая*. 1982. № 10. С. 44–51.
- Лапин А.В., Плоско В.В., Малышев А.А.** Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже // *Геология рудных месторождений*. 1987. № 1. С. 30–45.
- Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугоракова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А.** Геохимия изотопов (О, С, S, Sr) и Rb–Sr-возраст карбонатитов Центральной Тувы // *Геология рудных месторождений*. 2006. Т. 48 (4). С. 296–319.
- Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сугоракова А.М., Анисимова И.В.** Раннепермский возраст нефелиновых сиенитов Коргоретабинского массива (Сангиленское нагорье, Тува) // *Доклады Академии наук*. 2019. Т. 485 (2). С. 194–197.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В.** Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогольского и Хушагольского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Доклады Академии наук*. 2007. Т. 412 (1). С. 81–86.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // *Петрология*. 2002. Т. 10 (2). С. 168–188.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлев Д.З., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Коршунов В.В.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (О, С, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // *Петрология*. 2000. Т. 8 (3). С. 309–336.
- 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 внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49 (7). С. 666–688.
- Покровский Б.Г.** Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.
- Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М.** Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // *Петрология*. 1998. Т. 6 (3). С. 259–273.
- Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.** Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // *Петрология*. 2009. Т. 17 (1). С. 79–96.
- Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Федорова А.В., Гавриленко В.В., Звягина Е.А., Леонтьев С.И.** Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb–Sr-, Sm–Nd-изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии // *Доклады Академии наук*. 2007. Т. 413 (6). С. 798–802.
- Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Сугоракова А.М., Врублевский В.В.** Гранаты ряда андрадит-морimotoит – потенциальные минералы-геохронометры для U–Pb датирования ультраосновных щелочных пород // *Доклады Академии наук*. 2018. Т. 480 (5). С. 583–586.
- Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Никифоров А.В., Котов А.Б., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Сугоракова А.М., Плоткина Ю.В.** Бастнезит: перспективный минерал-геохронометр для U–Pb-геохронологических исследований // *Доклады Академии наук*. 2010. Т. 430 (3). С. 386–388.
- Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.М.** Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука, 1976. 80 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.** Геохимическая и Sr–Nd–Pb изотопная характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // *Геосферные исследования*. 2020. № 1. С. 33–55.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Петрология*. 2003. Т. 11 (6). С. 556–586.
- 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.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.** Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54 (12). С. 1831–1850.
- Яшина Р.М.** Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 274 с.
- Baatar M., Ochir G., Kynicky J., Iizumi S., Comin-Chiaramonti P.** Some notes on the Lugin Gol, Mushgai Khudag, and Bayan Khoshuu alkaline complexes, southern Mongolia // *International Journal of Geosciences*. 2013. V. 4. P. 1200–1214.
- Bell K.** Carbonatites: Genesis and Evolution (Ed.). London: Unwin-Hyman, 1989. 610 p.
- Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A.** Carbonatites – into the twenty-first century (Preface) // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39 (11/12). P. 1839–1845.
- Bell K., Simonetti A.** Source of parental melts to carbonatites – critical isotopic constraints // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. P. 77–89.
- Bell K., Tilton G.R.** Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 1927–1945.

- Bell K., Zaitsev A.N., Spratt J., Frojdo S., Rukhlov A.S.** Elemental, lead and sulfur isotopic compositions of galena from Kola carbonatites, Russia – implications for melt and mantle evolution // *Mineralogical Magazine*. 2015. V. 79 (2). P. 219–241.
- Blichert-Toft J., Albarede F.** The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 148. P. 243–258.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.** The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 273. P. 48–57.
- Bowman J.R.** Stable-isotope systematics in skarns // In: *Mineralized intrusion-related skarn systems* (ed. D.R. Lentz). Mineralogical Association of Canada Short Course. 1998. V. 26. P. 1–49.
- Brassinnes S., Demaiffe D., Balaganskaya E., Downes H.** New mineralogical and geochemical data on the Vuorijarvi ultramafic, alkaline and carbonatitic complex (Kola Region, NW Russia) // *Periodico di Mineralogia*. 2003. V. 72. P. 79–86.
- Chauvel C., Lewin E., Carpentier M., Arndt N.T., Marini J-C.** Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf–Nd mantle array // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1. P. 64–67.
- Chauvel C., Blichert-Toft J.** A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 190. P. 137–151.
- Cheng Z.G., Zhang Z.C., Hou T., Santosh M., Chen L.L., Ke S., Xu L.J.** De-coupling of Mg–C and Sr–Nd–O isotopes traces the role of recycled carbon in magnesio-carbonatites from the Tarim Large Igneous Province // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 202. P. 159–178.
- Conway C.H., Taylor H.P.** 18O/16O and 13C/12C ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // *Journal of Geology*. 1969. V. 77 (5). P. 618–626.
- De Paolo D.J., Wasserburg G.J.** Petrogenetic mixing models and Nd–Sr isotope patterns // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1979. V. 43. P. 615–627.
- Deines P.** Stable isotope variations in carbonatites // In: *Carbonatites. Genesis and Evolution*. London Unwyn Hyman, 1989. P. 301–359.
- Deines P.** The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // *Earth-Science Reviews*. 2002. V. 58. P. 247–278.
- Démeny A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W.** Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): A C, O, H isotope study // *Lithos*. 1998. V. 44. P. 101–115.
- Dickin A.P.** Radiogenic isotope geology. New York: Cambridge University Press, 2005. 492 p.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M.** Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // *Lithos*. 2012. V. 152. P. 157–172.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R.** Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba–Sr carbonatite complex (West Transbaikalia, Russia) // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98 (1–4). P. 245–268.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Viladkar S.G., Vladyskin N.V.** The Arshan REE carbonatites, southwestern Transbaikalia: mineralogy, paragenesis and evolution // *The Canadian Mineralogist*. 2008. V. 46. P. 807–824.
- 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 // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 116. P. 81–96.
- Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S.** Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths // *Mineralogy and Petrology*. 2007b. V. 90. P. 19–49.
- Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S.** Magmatic graphite in dolomite carbonatite at Pogranichnoe, North Transbaikalia, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007a. V. 153. P. 339–353.
- Dunworth E.A., Bell K.** The Turiy massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 377–405.
- Ernst R.E., Bell K.** Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. P. 55–76.
- Farrell S., Bell K., Clark I.** Sulphur isotopes in carbonatites and associated silicate rocks from the Superior Province, Canada // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. P. 209–226.
- Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Fiorentini M.L., Farquhar J., Kendrick M.A.** Stable isotope (C, O, S) compositions of volatile-rich minerals in kimberlites: a review // *Chemical Geology*. 2014. V. 374. P. 61–83.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A.** Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*. 1992. V. 256. P. 517–520.
- Hoernle K., Tilton G., Le Bas M.J., Duggen S., Garbe-Schönberg D.** Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 142. P. 520–542.
- Hofmann A.W.** Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Ltd., 2003. V. 2. P. 61–101.
- Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Elbaev A.L., Rampilov M.O., Ripp G.S.** Late Paleozoic alkaline magmatism in Western Transbaikalia, Russia: Implications for magma sources and tectonic settings // *Geoscience Frontiers*. 2020. V. 11. P. 1289–1303.
- Jones A.P., Genge M., Carmody L.** Carbonate Melts and Carbonatites // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2013. V. 75. P. 289–322.
- Keller J., Hoefs J.** Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // *Carbonatite vulcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites* / eds. by K. Bell, J. Keller. 1995. IAVCE I. V. 4. P. 113–123.
- Kimura J.-I., Sakuyama T., Miyazaki T., Vaglarov B.S., Fukao Y., Stern R.J.** Plume–stagnant slab–lithosphere interactions: origin of the Late Cenozoic intra-plate basalts on the East Eurasia margin // *Lithos*. 2018. V. 300–301. P. 227–249.
- Kramm U., Kogarko L.N.** Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apaitic centres, Kola alkaline province, Russia // *Lithos*. 1994. V. 32. P. 225–242.
- Lee M.J., Lee J.I., Hur S.D., Kim Y., Moutte J., Balaganskaya E.** Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, Kola Peninsula, NW Russia // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 250–261.
- Li H., Zhang Z., Ernst R., Lu L., Santosh M., Zhang D., Cheng Z.** Giant radiating mafic dyke swarm of the Emeishan large igneous province: identifying the mantle plume centre // *Terra Nova*. 2015. V. 27. P. 247–257.
- Li Z., Li Y., Chen H., Santosh M., Yang S., Xu Y., Langmuir C. H., Chen Z., Yu X., Zou S.** Hf isotopic characteristics of the Tarim Permian large igneous province rocks of NW China: Implication for the magmatic source and evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 49. P. 191–202.

- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W.** Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. P. 171–188.
- Malkovets V.G., Ionov D.A., Agashev A.M., Litasov Yu.D., Orihashi Yu., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.** Structure and composition of the mantle beneath the Minusinsk region SW of the Siberian Craton: A Sr-Nd isotope and trace element study // *Abstr. 10th Annual Goldschmidt Conference*. Oxford, UK, 2000. V. 5 (2). P. 662–663.
- Martynov, Y.A., Khanchuk, A.I., Grebennikov, A.V., Chashchin A.A., Popov V.K.** Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the east Sikhote-Alin area (Russian Far East): a new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 358–371.
- Mitchell R.H.** Carbonatites and carbonatites and carbonatites // *The Canadian Mineralogist*. 2005. V. 43 (6). P. 2049–2068.
- Moriyaki T., Miyazaki T., Kagami H., Vladyskin N.V., Chernysheva E.A., Panina L.I., Podgornych N.M.** Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources* / ed. by N.V. Vladyskin. *Proceeding of International Workshop*. Irkutsk, 2001. P. 69–84.
- Nedosekova I., Vladyskin N., Udoratina O., Belyatsky B.** Ore and geochemical specialization and substance sources of the Ural and Timan carbonatite complexes (Russia): Insights from trace element, Rb–Sr, and Sm–Nd isotope data // *Minerals*. 2021. V. 11. Article 711.
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatsky B.V., Baynova T.B.** Origin and evolution of the Il'meny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): Insights from trace-elements compositions, Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb and Lu–Hf isotope data // *Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 107. P. 101–123.
- Nikiforov A.V., Dubinina E.O., Polyakov N.A., Sugorakova A.M., Khertek A.K.** Influence of Host Marble Rocks on the Formation of Intrusive Alkaline Rocks and Carbonatites of Sangilen (E. Siberia, Russia) // *Minerals*. 2021. V. 11. Article 666.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V.** Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // *Gondwana Research*. 2019. V. 69. P. 56–72.
- Nikolenko A.M., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Redina A.A., Prokopyev I.R., Vladyskin N.V., Nikolaeva I.V.** Ar–Ar geochronology and petrogenesis of the Mushgai–Khudag alkaline-carbonatite complex (southern Mongolia) // *Lithos*. 2020. V. 372–373. Article 105675.
- Prokopyev I.R., Borisenko A.S., Borovikov A.A., Pavlova G.G.** Origin of REE-rich ferrocarnatites in southern Siberia (Russia): implications based on melt and fluid inclusions // *Mineralogy and Petrology*. 2016. V. 110. P. 845–859.
- Ray J.S., Ramesh R.** Evolution of carbonatite complexes of the Deccan flood basalt province: stable carbon and oxygen isotopic constraints // *Journal of Geophysical Research*. 1999. V. 104 (B12). P. 29471–29483.
- Ray J.S., Ramesh R.** Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64 (2). P. 299–306.
- 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.
- Salters V.J.M., Hart S.R.** The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs: the Hf-isotope connection // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 104. P. 364–380.
- Santos R.V., Clayton R.N.** Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59 (7). P. 1339–1352.
- Şengör A.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.** Evolution of the alaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–306.
- Sheppard S.M.F.** Characterization and isotopic variations in natural waters // *Reviews in Mineralogy*. 1986. V. 16. P. 165–183.
- Simonetti A., Goldstein S.L., Schmidberger S.S., Viladkar S.G.** Geochemical and Nd, Pb, and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes – inferences for mantle sources and plume-lithosphere interaction // *Journal of Petrology*. 1998. V. 11&12. P. 1847–1864.
- Smith M.P., Campbell L.S., Kynicky J.** A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe–REE–Nb deposits, Inner Mongolia, China: multistage processes and outstanding questions // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 64. P. 459–476.
- Stacey J.C., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26. P. 207–221.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R.** FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. V. 6 (5). Article Q05007.
- Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Heaman L.M., Stracke A., Jenner G.A.** Between carbonatite and lamproite – Diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 3258–3286.
- Taylor H.P.** The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1968. V. 19 (1). P. 1–71.
- Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T.** Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and Alnö district, Sweden // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1967. V. 31 (3). P. 407–430.
- Taylor H.P. Jr., Sheppard S.M.F.** Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // *Reviews in Mineralogy*. 1986. V. 16. P. 227–271.
- Vladyskin N.V., Pirajno F.** Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources // *Lithos*. 2021. V. 386–387. Article 105982.
- Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T.** Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. 2021a. V. 89. P. 193–219.
- Vorontsov A.A., Izokh A.E., Yarmolyuk V.V., Komaritsyna T.Y., Nikiforov A.V., Perfilova O.Y., Dril S.I., Rizvanova N.G., Dushkin E.P.** Evolution of syenite magmas: insights from the geology, geochemistry and O–Nd isotopic characteristics of the Ordovician Saibar intrusion, Altai-Sayan area, Russia // *Minerals*. 2021b. V. 11. Article 473.
- Vrublevskii V.V., Bukharova O.V., Nebera T.S., Sveshnikova V.L.** Composition and origin of rare-metal (Nb–Ta, REE) and sulfide mineralization in magnesiocarbonatites from the Yenisei Ridge, Central Siberia // *Ore Geology Reviews*. 2019b. V. 111. Article 102949.

- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E., Izokh A.E., Vishnevskii A.V.** The Overmarat-Gol alkaline pluton in Northern Mongolia: U–Pb age and preliminary implications for magma sources and tectonic setting // *Minerals*. 2019a. V. 9. Article 170.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Mustafayev A.** Multiple intrusion stages and mantle sources of the Paleozoic Kuznetsk Alatau alkaline province, Southern Siberia: geochemistry and Permian U–Pb, Sm–Nd ages in the Goryachegorsk ijolite-foyaite intrusion // *International Geology Review*. 2021. V. 63 (18). P. 2215–2231.
- Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko S.I.** Mineralogy and geochemistry of Triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkestan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 153. P. 252–281.
- Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V.** Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline-carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. V. 188. Article 104163.
- Wang C., Zhang Z., Giuliani A., Cheng Z., Liu B., Kong W.** Geochemical and O–C–Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenetic link between aillikites and carbonatites in the Tarim large igneous province // *Journal of Petrology*. 2021. V. 62 (5). egab017.
- Wei X., Xu Y.-X., Feng Y.-X., Zhao J.-X.** Plume/lithosphere interaction in the generation of the Tarim large igneous province, NW China: Geochronological and geochemical constraints // *American Journal of Science*. 2014. V. 314. P. 314–356.
- White W.M.** Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective // *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2010. V. 38. P. 133–160.
- Wilson D.M.** Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Netherlands : Springer, 1989. 466 p.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E.** Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 93. P. 158–179.
- Yaxley G.M., Ghosh S., Kiseeva E.S., Mallik A., Spandler C., Thomson A.R., Walter M.J.** CO₂-rich melts in Earth // *Deep carbon: Past to Present* (Eds. B.N. Orcutt, I. Daniel, R. Dasgupta). Cambridge : Cambridge University Press, 2020. P. 129–162.
- Zhang Y., Liu J., Guo Z.** Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: Implications for plume–lithosphere interaction // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. P. 596–610.
- Zartman R.E., Doe B.R.** Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. P. 135–162.
- Zartman R.E., Haines S.M.** The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bi-directional transport // *Geochimica et cosmochimica acta*. 1988. V. 52. P. 1327–1339.
- Zindler A., Hart S.R.** Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. V. 14. P. 493–571.
- Zindler A., Jagoutz E., Goldstein S.** Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective // *Nature*. 1982. V. 298 (5). P. 519–523.

Авторы:

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

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

E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2021, 4, 6–26. DOI: 10.17223/25421379/21/1

V.V. Vrublevskii¹, A.G. Doroshkevich^{2,3}

¹ *National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

² *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

³ *Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

ISOTOPE SYSTEMATICS OF ALKALINE ROCKS AND CARBONATITES IN THE NORTHERN AND WESTERN ASIA FOLDED AREAS: A NEW DATA REVIEW

This review paper discusses current isotopic data of Neoproterozoic, Paleozoic, and Mesozoic alkaline rocks and carbonatites from Yenisei Ridge and the western part of the Central Asian orogenic belt (CAOB). The initial Nd, Sr, and Pb isotopic ratios of the magmatic complexes indicate heterogeneous sources with the participation of moderately depleted (PREMA/FOZO, HIMU) and enriched (EM) sublithospheric mantle components. The EM component proportion increases in the Late Paleozoic and Mesozoic alkaline magmatic rocks. Under conditions of a thicker continental crust, the plume component's impact on the metasomatized lithospheric mantle could lead to the formation of hybrid sources. The simultaneous radiogenic ⁸⁷Sr and heavy O, C, and S isotopes enrichment of alkaline rocks and carbonatites indicate the probability of upper crustal contamination. According to the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ratio in the carbonates, a group of mantle-crustal carbonatites is distinguished. Geodynamic settings of magmatism reflect the general structural style of different epochs of tectonogenesis. In the Neoproterozoic, the relation of plume activity and rifts formation was manifested during the Rodinia supercontinent break-up. In the Paleozoic, the Paleo-Asian Ocean formation followed by accretion-collisional complexes in the CAOB led to the magmatism at the conditions of the interaction of the mantle plume with the former active continental margin. The rifting processes that took place in the Mesozoic could not reach the sublithospheric level and plume activity was limited by the melting of the continental lithospheric mantle.

Key words: alkaline rocks, carbonatites, isotope geochemistry, plume-lithospheric interaction

References

Baskina V.A., Volchanskaya I.K., Frikh-Khar D.I., Yarmolyuk V.V. *Provintsiya kaliyevykh shchelochno-osnovnykh i shchelochnykh vulkanitov Yuzhnoy Mongolii* [The province of potassium alkaline-mafic and alkaline volcanics of Southern Mongolia] // *Izvestiya AN SSSR. Seriya Geologicheskaya*. 1977. N 10. pp. 88–106. In Russian

- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Salnikova E.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Kotov A.B., Kovach V.P., Vernikovskaya I.V., Matushkin N.Yu., Yasenev A.M. Late Riphean alkaline magmatism in the western margin of the Siberian craton: a result of continental rifting or accretionary events? // *Doklady Earth Sciences*. 2008. V. 419(2). pp. 226–230.
- Vladykin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T. Sr and Nd isotopes geochemistry of alkaline and carbonatite complexes in Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // *Problems of sources of deep magmatism and plumes*. Irkutsk: The Institute of geography SB RAS. 2005. pp. 19–37.
- Vorontsov A.A., Fedoseev G.S., Andryushchenko S.V. Devonian volcanism in the Minusa basin in the Altai-Sayan area: geological, geochemical, and Sr–Nd isotopic characteristics of rocks // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54(9). pp. 1001–1025.
- Vrublevskii V.V. Sources and geodynamic setting of petrogenesis of the Middle Cambrian Upper Petropavlovka alkaline basic pluton (Kuznetsk Alatau, Siberia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56(3). pp. 379–401.
- Vrublevskii V.V., Voitenko N.N., Romanov A.P., Polyakov G.V., Izokh A.E., Gertner I.F., Krupchatnikov V.I. Magma sources of triassic lamproites of Gornyi Altai and Taimyr: Sr and Nd isotope evidence for plume-lithosphere interaction // *Doklady Earth Sciences*. 2005. V. 405A (9). pp. 1365–1367.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Paleozoic alkaline-mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau, their sources and conditions for magma generation // *Petrology*. 2021. V. 29(1). pp. 24–53.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Tishin P.A. Isotope (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) geochronology of alkaline basic plutons of the Kuznetsk Alatau // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55(11). pp. 1264–1277.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Zhuravlev D.Z., Makarenko N.A. The Sm–Nd isotopic age and source of comagmatic alkaline mafic rocks and carbonatites of Kuznetsk Alatau // *Doklady Earth Sciences*. 2003a. V. 391A (6). pp. 832–835.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Polyakov G.V., Izokh A.E., Krupchatnikov V.I., Travin A.V., Voitenko N.N. Ar–Ar-isotopic age of lamproite dikes of the Chuiskii complex, Gornyi Altai // *Doklady Earth Sciences*. 2004. V. 399A (9). pp. 1252–1255.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Chugaev A.V. Parental sources of high-alumina alkaline melts: Nd, Sr, Pb, and O isotopic evidence from the Devonian Kiya–Shaltyr gabbro–urtite intrusion, South Siberia // *Doklady Earth Sciences*. 2018a. V. 479, Part 2. pp. 518–523.
- Vrublevskii V.V., Grinev O.M., Izokh A.E., Travin A.V. Geochemistry, isotope triad (Nd–Sr–O), and ^{40}Ar – ^{39}Ar age of Paleozoic alkaline mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau (by the example of the Belaya Gora pluton) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57(3). pp. 464–472.
- Vrublevskii V.V., Izokh A.E., Polyakov G.V., Gertner I.F., Yudin D.S., Krupchatnikov V.I. Early Paleozoic alkaline magmatism of the Altai Mountains: ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology data for the Edel’veis complex // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 427(5). pp. 846–850.
- Vrublevskii V.V., Kotelnikov A.D., Izokh A.E. The age and petrologic and geochemical conditions of formation of the Kogtakh gabbro–monzonite complex in the Kuznetsk Alatau // *Russian Geology and Geophysics*. 2018b. V. 59(7). pp. 718–744.
- Vrublevskii V.V., Krupchatnikov V.I., Izokh A.E., Gertner I.F. The alkaline and carbonatitic rocks of Gornyi Altai (Edel’veis complex) as indicators of Early Paleozoic plume magmatism in the Central Asian Fold Belt // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. V. 53(8). pp. 721–735.
- Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V. Mantle–crustal nature of Early Paleozoic alkaline intrusions in Central Sangilen, Tuva (from Nd, Sr, Pb, C, and O isotope data) // *Russian Geology and Geophysics*. 2019. V. 60(5). pp. 451–462.
- Vrublevskii V.V., Pokrovskii B.G., Zhuravlev D.Z., Anoshin G.N. Composition and age of the Penchenga linear carbonatite complex, Yenisei range // *Petrology*. 2003b. V. 11(2). pp. 130–146.
- 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, Part 2. pp. 443–448.
- Gordienko I.V. Relationship between subduction-related and plume magmatism at the active boundaries of lithospheric plates in the interaction zone of the Siberian continent and Paleasian ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10(2). P. 405–457.
- Dobretsov N.L. Distinctive petrological, geochemical, and geodynamic features of subduction-related magmatism // *Petrology*. 2010. V. 18(1). P. 84–106.
- Dobretsov N.L., Shatskiy A.F. Deep carbon cycle and geodynamics: the role of the core and carbonatite melts in the lower mantle // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. V. 53(11). pp. 1117–1132.
- Doroshkevich A.G. *Petrologiya karbonatitovykh i karbonatitsoedershashchikh shchelochnykh kompleksov Zapadnogo Zabaykal’ya* [Petrology of carbonatite and carbonatite-bearing alkaline complexes of the Western Transbaikalia]. Doc. Sci. Thesis. 2013. 31 p. In Russian
- Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A., Rampilov M.O., Ripp G.S., Lastochkin E.I., Khubanov V.B. Permo-Triassic stage of alkaline magmatism in the Vitim plateau (Western Transbaikalia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59(9). pp. 1061–1077.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S. Isotopic systematics of the rocks of the Khalyuta carbonatite complex of Western Transbaikalia // *Geochemistry International*. 2009. V. 47(12). pp. 1198–1211.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Vladykin N.V., Savatenkov V.V. Sources of the Late Riphean carbonatite magmatism of northern Transbaikalia: geochemical and isotope-geochemical data // *Geochemistry International*. 2011. V. 49(12). pp. 1195–1207.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Sergeev S.A., Travin A.V. Geochronology of the Gulkhen massif, Vitim alkali province, Western Transbaikalia // *Doklady Earth Sciences*. 2014. V. 457(6). pp. 940–944.
- Zartman R.E., Kogarko L.N. A Pb isotope investigation of the Lovozero apatitic nepheline syenite, Kola Peninsula, Russia // *Doklady Earth Sciences*. 2014. V. 454(1). pp. 25–28.
- Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Rampilov M.O., Ripp G.S., Lastochkin E.I., Khubanov V.B., Posokhov V.F., Vladykin N.V. Age and mineralogical and geochemical parameters of rocks of the China alkaline massif (Western Transbaikalia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58(8). pp. 903–921.
- Kogarko L.N., Foland K., Henderson M. The Guli ultrabasic alkaline massif in Polar Siberia: evolution and isotope sources // *Doklady Earth Sciences*. 1999. V. 364. pp. 88–90.
- Kogarko L.N., Zartman R.E. New data on the age of the Guli intrusion and implications for the relationships between alkaline magmatism in the Maymecha-Kotuy province and the Siberian superplume: U–Th–Pb isotopic systematics // *Geochemistry International*. 2011. V. 49(5). pp. 439–448.

- Krupchatnikov V.I., Vrublevskii V.V., Kruk N.N. Early Mesozoic lamproites and monzonitoids of southeastern Gorny Altai: geochemistry, Sr–Nd isotope composition, and sources of melts // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56(6). pp. 825–843.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. Mantle plumes of Northeast Asia and their role in forming endogenous deposits // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55(2). pp. 120–143.
- Kuleshov V.N. *Izotopnyy sostav i proiskhozhdeniye glubinnyykh karbonatov* [Isotopic composition and origin of deep carbonates]. Moscow: Nauka, 1986. 124 p. In Russian
- Kuleshov V.N., Pervov V.A. *Izotopnyy sostav ugleroda i kisloroda apatit-kal'tsitovykh porod rayona Ulugey-Khid (Yuzhnaya Mongoliya)* [Carbon and oxygen isotopic composition of apatite-calcite rocks of the Ulugei-Khid area (Southern Mongolia)] // *Izvestiya AN SSSR. Seriya Geologicheskaya*. 1982. N 10. pp. 44–51. In Russian
- Lapin A.V., Ploshko V.V., Malyshev A.A. *Karbonatity zony Tatarskogo glubinnogo razloma na Eniseyskom kryazhe* [Carbonatites from the Tatarka deep fault zone, Yenisei Ridge] // *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenii*. 1987. No. 1. pp. 30–45. In Russian
- Nikiforov A.V., Bolonin A.V., Pokrovsky B.G., Sugorakova A.M., Chugaev A.V., Lykhin D.A. Isotope geochemistry (O, C, S, Sr) and Rb–Sr age of carbonatites in Central Tuva // *Geology of Ore Deposits*. 2006. V. 48(4). pp. 256–276.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., Kotov A.B., Anisimova I.V., Sugorakova A.M. Early Permian age of nepheline syenites of the Korgere–Daba massif (Sangilen highlands, Tuva) // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 485(1). pp. 235–237.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Early Paleozoic age and geodynamic setting of the Botogol and Khushagol alkaline massifs in the Central Asian foldbelt // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 412(1). pp. 6–10.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Ivanov V.G., Zhuravlev D.Z. Late Mesozoic carbonatites of Western Transbaikalia: isotopic-geochemical characteristics and sources // *Petrology*. 2002. V. 10(2). pp. 14–14.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Andreeva I.A., Zhuravlev D.Z., Pokrovskii B.G., Korshunov V.V., Ivanov V.G., Vladyskin N.V., Ripp G.S. Late Mesozoic carbonatites of Western Transbaikalia: mineralogical, chemical, and isotopic (O, C, S, and Sr) characteristics and relationships to alkaline magmatism // *Petrology*. 2000. V. 8(3). pp. 278–302.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Travin, A.V., Ernst R.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.
- Pokrovskii B.G. *Korovaya kontaminatsiya mantiynykh magm po dannym izotopnoy geokhimii* [Crustal contamination of mantle magmas: evidence from isotope geochemistry]. Moscow: Nauka, 2000. 228 p. In Russian
- Pokrovskii B.G., Andreeva E.D., Vrublevskii V.V., Grinev O.M. Contamination mechanisms of alkaline-gabbroid intrusions in the southern framing of the Siberian platform: evidence from strontium and oxygen isotopic compositions // *Petrology*. 1998. V. 6(3). pp. 237–251.
- Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Posokhov V.F. Age of carbonatite magmatism in Transbaikalia // *Petrology*. 2009. V. 17(1). pp. 73–89.
- Sazonov A.M., Vrublevsky V.V., Gertner I.F., Fedorova A.V., Gavrilenko V.V., Zvyagina E.A., Leont'ev S.I. The Transangara alkaline pluton, Yenisei range: Rb–Sr and Sm–Nd isotope ages and sources of feldspathoid magmas in Late Precambrian // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 413A (3). pp. 469–473.
- Salnikova E.B., Stifeeva M.V., Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B., Anisimova I.V., Sugorakova A.M., Vrublevskii V.V. Andradite–morimotoite garnets as promising U–Pb geochronometers for dating ultrabasic alkaline rocks // *Doklady Earth Sciences*. 2018. V. 480. Part 2. pp. 778–782.
- Salnikova E.B., Yakovleva S.Z., Nikiforov A.V., Kotov A.B., Yarmolyuk V.V., Anisimova I.V., Sugorakova A.M., Plotkina Yu.V. Bastnaesite: A Promising U–Pb Geochronological Tool // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 430. Part 1. pp. 134–136.
- Sveshnikova E.V., Semenov E.I., Khomyakov A.M. *Zaangarskiy shchelochnoy massiv, ego porody i mineraly* [The Transangara alkali massif and its rocks and minerals]. Moscow: Nauka, 1976. 80 p. In Russian
- Frolov A.A., Tolstov A.V., Belov S.V. *Karbonatitovyye mestorozhdeniya Rossii* [Carbonatite deposits of Russia]. Moscow: NIA Priroda, 2003. 287 p. In Russian
- 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) // *Geosphere Research*. 2020. N 1. pp. 33–55. In Russian
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Deep geodynamics and mantle plumes: their role in the formation of the Central Asian fold belt // *Petrology*. 2003. V. 11(6). pp. 504–531.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Vladyskin N.V. 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.
- Yarmolyuk V.V., Kuz'min M.I., Vorontsov A.A. West Pacific-type convergent boundaries and their role in the formation of the Central Asian Fold Belt // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54(12). P. 1427–1441.
- Yashina R.M. *Shchelochnoy magmatizm skladchato-glybovykh oblastey (na primere yuzhnogo obramleniya Sibirskoy platformy)* [Alkaline magmatism in orogenic areas (case of the southern framing of the Siberian craton)]. Moscow: Nauka, 1982. 274 p. In Russian
- Baatar M., Ochir G., Kynicky J., Iizumi S., Comin-Chiaramonti P. Some notes on the Lugiin Gol, Mushgai Khudag, and Bayan Khoshuu alkaline complexes, southern Mongolia // *International Journal of Geosciences*. 2013. V. 4. P. 1200–1214.
- Bell K. Carbonatites: Genesis and Evolution (Ed.). London: Unwin-Hyman, 1989. 610 p.
- Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. Carbonatites – into the twenty-first century (Preface). // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39(11/12). pp. 1839–1845.
- Bell K., Simonetti A. Source of parental melts to carbonatites—critical isotopic constraints // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. pp. 77–89.
- Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. pp. 1927–1945.
- Bell K., Zaitsev A.N., Spratt J., Frojdo S., Rukhlov A.S. 2015. Elemental, lead and sulfur isotopic compositions of galena from Kola carbonatites, Russia – implications for melt and mantle evolution // *Mineralogical Magazine*. 2015. V. 79(2). pp. 219–241.
- Blichert-Toft J., Albarède F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 148. pp. 243–258.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 273. pp. 48–57.

- Bowman, J.R. Stable-isotope systematics in skarns // In: Mineralized intrusion-related skarn systems (ed. D.R. Lentz). Mineralogical Association of Canada Short Course. 1998. V. 26. pp. 1–49.
- Brassinnes S., Demaiffe D., Balaganskaya E., Downes H. New mineralogical and geochemical data on the Vuorijarvi ultramafic, alkaline and carbonatitic complex (Kola Region, NW Russia) // *Periodico di Mineralogia*. 2003. V. 72. pp. 79–86.
- Chauvel C., Lewin E., Carpentier M., Arndt N.T., Marini J.-C. Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf–Nd mantle array // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1. pp. 64–67.
- Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 190. pp. 137–151.
- Cheng Z.G., Zhang Z.C., Hou T., Santosh M., Chen L.L., Ke S., Xu L.J. De-coupling of Mg–C and Sr–Nd–O isotopes traces the role of recycled carbon in magnesiocarbonatites from the Tarim Large Igneous Province // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 202. pp. 159–178.
- Conway C.H., Taylor H.P. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // *Journal of Geology*. 1969. V. 77(5). pp. 618–626.
- De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Petrogenetic mixing models and Nd–Sr isotope patterns // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1979. V. 43. pp. 615–627.
- Deines P. Stable isotope variations in carbonatites // In: Carbonatites. Genesis and Evolution. London Unwyn Hyman, 1989. pp. 301–359.
- Deines P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // *Earth-Science Reviews*. 2002. V. 58. pp. 247–278.
- Démeny A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): A C, O, H isotope study // *Lithos*. 1998. V. 44. pp. 101–115.
- Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. New York: Cambridge University Press, 2005. 492 p.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // *Lithos*. 2012. V. 152. pp. 157–172.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R. Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba–Sr carbonatite complex (West Transbaikalia, Russia) // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98(1–4). pp. 245–268.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Viladkar S.G., Vladyskin N.V. The Arshan REE carbonatites, southwestern Transbaikalia: mineralogy, paragenesis and evolution // *The Canadian Mineralogist*. 2008. V. 46. pp. 807–824.
- 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 // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 116. pp. 81–96.
- Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S. Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths // *Mineralogy and Petrology*. 2007b. V. 90. pp. 19–49.
- Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S. Magmatic graphite in dolomite carbonatite at Pogranichnoe, North Transbaikalia, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007a. V. 153. pp. 339–353.
- Dunworth E.A., Bell K. The Turiiy massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution. *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. pp. 377–405.
- Ernst R.E., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. pp. 55–76.
- Farrell S., Bell K., Clark I. Sulphur isotopes in carbonatites and associated silicate rocks from the Superior Province, Canada // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. pp. 209–226.
- Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Fiorentini M.L., Farquhar J., Kendrick M.A. Stable isotope (C, O, S) compositions of volatile-rich minerals in kimberlites: a review // *Chemical Geology*. 2014. V. 374. pp. 61–83.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*. 1992. V. 256. pp. 517–520.
- Hoernle K., Tilton G., Le Bas M.J., Duggen S., Garbe-Schönberg D. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 142. pp. 520–542.
- Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Ltd., 2003. V. 2. pp. 61–101.
- Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Elbaev A.L., Rampilov M.O., Ripp G.S. Late Paleozoic alkaline magmatism in Western Transbaikalia, Russia: Implications for magma sources and tectonic settings // *Geoscience Frontiers*. 2020. V. 11. pp. 1289–1303.
- Jones A.P., Genge M., Carmody L. Carbonate Melts and Carbonatites // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2013. V. 75. pp. 289–322.
- Keller J., Hoefs J. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // *Carbonatite vulcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites* (Eds. K. Bell, J. Keller). 1995. IAVCE I. V. 4. pp. 113–123.
- Kimura J.-I., Sakuyama T., Miyazaki T., Vaglarov B.S., Fukao Y., Stern R.J. Plume–stagnant slab–lithosphere interactions: origin of the Late Cenozoic intra-plate basalts on the East Eurasia margin // *Lithos*. 2018. V. 300–301. pp. 227–249.
- Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaite centres, Kola alkaline province, Russia // *Lithos*. 1994. V. 32. pp. 225–242.
- Krupchatnikov V.I., Vrublevskii V.V., Kruk N.N. Early Mesozoic lamproites and monzonitoids of southeastern Gorny Altai: geochemistry, Sr–Nd isotope composition, and sources of melts // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56(6). pp. 825–843.
- Lee M.J., Lee J.I., Hur S.D., Kim Y., Moutte J., Balaganskaya E. Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Kovdor phosphorite-carbonatite complex, Kola Peninsula, NW Russia // *Lithos*. 2006. V. 91. pp. 250–261.
- Li H., Zhang Z., Ernst R., Lu L., Santosh M., Zhang D., Cheng Z., Giant radiating mafic dyke swarm of the Emeishan large igneous province: identifying the mantle plume centre // *Terra Nova*. 2015. V. 27. pp. 247–257.
- Li Z., Li Y., Chen H., Santosh M., Yang S., Xu Y., Langmuir C. H., Chen Z., Yu X., Zou S. Hf isotopic characteristics of the Tarim Permian large igneous province rocks of NW China: Implication for the magmatic source and evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 49. pp. 191–202.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. pp. 171–188.

- Malkovets V.G., Ionov D.A., Agashev A.M., Litasov Yu.D., Orihashi Yu., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Structure and composition of the mantle beneath the Minusinsk region SW of the Siberian Craton: A Sr-Nd isotope and trace element study // *Abstr. 10th Annual Goldschmidt Conference*. 2000. Oxford, UK. V. 5(2). pp. 662–663.
- Martynov, Y.A., Khanchuk, A.I., Grebennikov, A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the east Sikhote-Alin area (Russian Far East): a new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. pp. 358–371.
- Mitchell R.H. Carbonatites and carbonatites and carbonatites // *The Canadian Mineralogist*. 2005. V. 43(6). pp. 2049–2068.
- Moriyaki T., Miyazaki T., Kagami H., Vladyskin N.V., Chernysheva E.A., Panina L.I., Podgornych N.M. Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources* (Ed. N.V. Vladyskin). Proceeding of International Workshop. Irkutsk, 2001. pp. 69–84.
- Nedosekova I.; Vladyskin N.; Udoratina O.; Belyatsky B. Ore and geochemical specialization and substance sources of the Ural and Timan carbonatite complexes (Russia): Insights from trace element, Rb–Sr, and Sm–Nd isotope data // *Minerals*. 2021. V. 11. Article 711.
- Nedosekova I.L.; Belousova E.A.; Sharygin V.V.; Belyatsky B.V.; Baynova T.B. Origin and evolution of the Il'meny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): Insights from trace-elements compositions, Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb and Lu–Hf isotope data // *Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 107. pp. 101–123.
- Nikiforov A.V., Dubinina E.O., Polyakov N.A., Sugorakova A.M., Khertek A.K. Influence of Host Marble Rocks on the Formation of Intrusive Alkaline Rocks and Carbonatites of Sangilen (E. Siberia, Russia) // *Minerals*. 2021. V. 11. Article 666.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // *Gondwana Research*. 2019. V. 69. pp. 56–72.
- Nikolenko A.M., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Redina A.A., Prokopyev I.R., Vladyskin N.V., Nikolaeva I.V. Ar–Ar geochronology and petrogenesis of the Mushgai–Khudag alkaline-carbonatite complex (southern Mongolia) // *Lithos*. 2020. V. 372–373. Article 105675.
- Prokopyev I.R., Borisenko A.S., Borovikov A.A., Pavlova G.G. Origin of REE-rich ferrocarnatites in southern Siberia (Russia): implications based on melt and fluid inclusions // *Mineralogy and Petrology*. 2016. V. 110. pp. 845–859.
- Ray J.S., Ramesh R. Evolution of carbonatite complexes of the Deccan flood basalt province: stable carbon and oxygen isotopic constraints // *Journal of Geophysical Research*. 1999. V. 104(B12). pp. 29471–29483.
- Ray J.S., Ramesh R. Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64(2). P. 299–306.
- 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.
- Salter V.J.M., Hart S.R. The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs: the Hf-isotope connection // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 104. pp. 364–380.
- Santos R.V., Clayton R.N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59(7). pp. 1339–1352.
- Şengör A.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the alaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. pp. 299–306.
- Sheppard S.M.F. Characterization and isotopic variations in natural waters // *Reviews in Mineralogy*. 1986. V. 16. pp. 165–183.
- Simonetti A., Goldstein S.L., Schmidberger S.S., Viladkar S.G. Geochemical and Nd, Pb, and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes – inferences for mantle sources and plume-lithosphere interaction // *Journal of Petrology*. 1998. V. 11&12. pp. 1847–1864.
- Smith M.P., Campbell L.S., Kynicky J. A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe–REE–Nb deposits, Inner Mongolia, China: multistage processes and outstanding questions // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 64. pp. 459–476.
- Stacey J.C., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26. pp. 207–221.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. V. 6(5). Article Q05007.
- Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Heaman L.M., Stracke A., Jenner G.A. Between carbonatite and lamproite – Diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. pp. 3258–3286.
- Taylor H.P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1968. V. 19(1). pp. 1–71.
- Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and Alnö district, Sweden // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1967. V. 31(3). pp. 407–430.
- Taylor, H.P. Jr., Sheppard, S.M.F. Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // *Reviews in Mineralogy*. 1986. V. 16. pp. 227–271.
- Vladyskin N.V., Pirajno. F. Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources // *Lithos*. 2021. V. 386–387. Article 105982.
- Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. 2021a. V. 89. pp. 193–219.
- Vorontsov A.A., Izokh A.E., Yarmolyuk V.V., Komaritsyna T.Y., Nikiforov A.V., Perfilova O.Y., Dril S.I., Rizvanova N.G., Dushkin E.P. Evolution of syenite magmas: insights from the geology, geochemistry and O–Nd isotopic characteristics of the Ordovician Saibar intrusion, Altai-Sayan area, Russia // *Minerals*. 2021b. V. 11. Article 473.
- Vrublevskii V.V., Bukharova O.V., Nebera T.S., Sveshnikova V.L. Composition and origin of rare-metal (Nb–Ta, REE) and sulfide mineralization in magnesiocarbonatites from the Yenisei Ridge, Central Siberia // *Ore Geology Reviews*. 2019b. V. 111. Article 102949.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E., Izokh A.E., Vishnevskii A.V. The Overmarat-Gol alkaline pluton in Northern Mongolia: U–Pb age and preliminary implications for magma sources and tectonic setting // *Minerals*. 2019a. V. 9. Article 170.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Mustafaev A. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Paleozoic Kuznetsk Alatau alkaline province, Southern Siberia: geochemistry and Permian U–Pb, Sm–Nd ages in the Goryachegorsk ijolite-foyaite intrusion // *International Geology Review*. 2021. V. 63 (18). pp. 2215–2231.

Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko S.I. Mineralogy and geochemistry of Triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkestan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 153. pp. 252–281.

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

Wang C., Zhang Z., Giuliani A., Cheng Z., Liu B., Kong W. Geochemical and O–C–Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenetic link between aillikites and carbonatites in the Tarim large igneous province // *Journal of Petrology*. 2021. V. 62(5). egab017.

Wei X., Xu Y.-G., Feng Y.-X., Zhao J.-X. Plume-lithosphere interaction in the generation of the Tarim large igneous province, NW China: Geochronological and geochemical constraints // *American Journal of Science*. 2014. V. 314. pp. 314–356.

White W.M. Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective // *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2010. V.38. pp. 133–160.

Wilson D.M. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Springer Netherlands, 1989. 466 p.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 93. pp. 158–179.

Yaxley G.M., Ghosh S., Kiseeva E.S., Mallik A., Spandler C., Thomson A.R., Walter M.J. CO₂-rich melts in Earth // *Deep carbon: Past to Present* (Eds. B.N. Orcutt, I. Daniel, R. Dasgupta). Cambridge: Cambridge University Press, 2020. pp. 129–162.

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

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. pp. 135–162.

Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bi-directional transport // *Geochimica et cosmochimica acta*. 1988. V. 52. pp. 1327–1339.

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

Zindler A., Jagoutz E., Goldstein S. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective // *Nature*. 1982. V. 298(5). pp. 519–523.

Author's:

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

E-mail: vasvr@yandex.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

УДК 548.4: 552.3

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ УЛЬТРАОСНОВНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



В.А. Симонов^{1,2,3}, Ю.Р. Васильев^{1,2}, А.В. Котляров^{1,3}, Е.И. Николенко⁴

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

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Казанский федеральный университет, Казань, Россия

⁴Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах и расчетное моделирование на основе их составов свидетельствуют о том, что ликвидусная кристаллизация оливинов начиналась при 1 545–1 460 °С, а хромитов – 1430–1370 °С. В дальнейшем процессы минералообразования в интрузивных камерах происходили в ходе эволюции состава магматических систем от пикритового до базальтового со снижением параметров формирования оливинов до 1240–1160 °С и хромшпинелидов до 1315–1275 °С.

Ключевые слова: Ультраосновная магматическая провинция, Сибирская платформа, расплавные включения в хромшпинелидах, физико-химические условия

Введение

Широкое развитие ультрабазитовых комплексов (включая гипербазиты платиноносных массивов и меймечиты) позволяет выделить на Сибирской платформе масштабную ультраосновную магматическую провинцию [Simonov et al., 2019]. В связи с этим важное значение приобретают исследования условий магматических систем, ответственных за формирование ультрабазитов, развитых в этом регионе. Хорошо известно, что для решения данных проблем большую помощь может оказать изучение расплавных включений в минералах. В случае Сибирской платформы представительная информация (на основе анализа включений) о параметрах кристаллизации наиболее высокотемпературных минералов в ультраосновных породах была получена главным образом для меймечитовых эффузивных серий [Соболев и др., 1991, 2009]. При этом многие вопросы, связанные с физико-химическими условиями формирования ультрабазитовых интрузивных комплексов Сибирской платформы, оставались открытыми.

В последнее время исследования расплавных включений в хромшпинелидах позволили выяснить основные параметры кристаллизации ряда ультраосновных массивов Сибирской платформы [Симонов и др., 2011, 2014, 2016, 2017; Simonov et al., 2019]. Работы в этом направлении продолжаются с привлечением оригинальных данных по другим объектам и с применением современных методов обработки результатов изучения минералов и находящихся в них включений.

В целом основу статьи представляют данные, полученные при исследовании расплавных включений в хромшпинелидах, а также в ходе анализа сосуществующих оливинов и хромитов. В результате обработки этой информации с помощью современных расчетных программ установлены *PT*-параметры кристаллизации ультраосновных комплексов Сибирской платформы. При этом использованы главным образом оригинальные данные по включениям в хромшпинелидах из ультраосновных массивов (Гулинский, Кондерский, Инагли и Чад), а также из триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы (рис. 1). Последние привлечены в связи с тем, что одним из наиболее вероятных источников для этих хромшпинелидов являются ультрабазитовые массивы типа Гулинского [Симонов и др., 2019].

Методы исследования

Основной объем информации о физико-химических условиях кристаллизации интрузивных комплексов ультраосновной провинции на Сибирской платформе был получен в результате исследования расплавных включений в хромшпинелидах. Важное значение для выяснения *PT*-параметров магматических систем имеют анализы составов хромитов-хозяинов и минералов, находящихся во включениях.

Экспериментальные работы с расплавными включениями проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Анализы составов минералов и расплавных включений были выполнены в Центре

коллективного пользования «Многоэлементные и изотопные исследования СО РАН» (г. Новосибирск) и в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

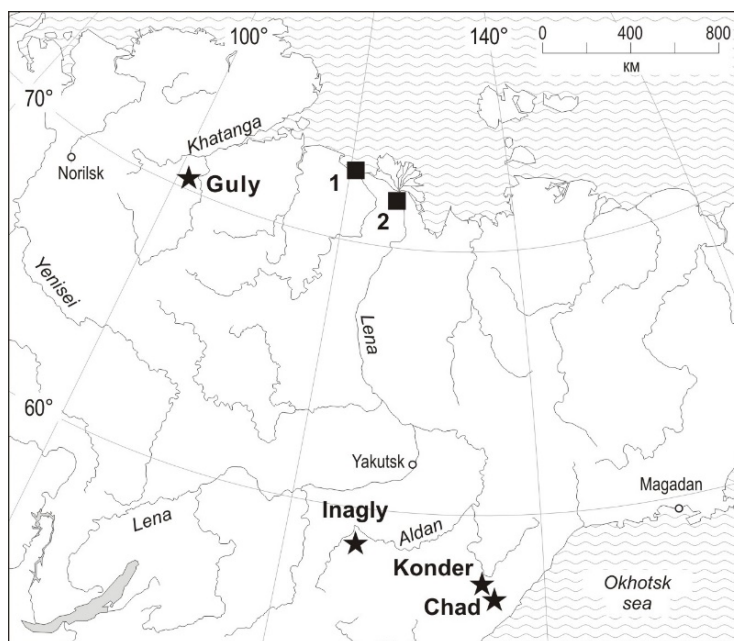


Рис. 1. Расположение исследованных объектов

Звезды – ультраосновные массивы. Квадраты – районы отбора проб хромшпинелидов с расплавленными включениями из триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы (1 – участок около устья р. Оленек, 2 – участок в нижнем течении р. Лена)

Fig. 1. Location of the investigated objects

Stars are ultramafic massifs. Squares – sampling areas of Cr-spinels with melt inclusions from Triassic deposits of the North-East of the Siberian platform (1 – area near the Olenek river mouth, 2 – area in the lower flow of the Lena River)

При исследовании включений в хромшпинелидах, учитывая практически полную непрозрачность минерала, была применена особая методика экспериментов с использованием микрокамеры на основе силицевого нагревателя [Симонов и др., 2011, 2017]. Зерна хромшпинелидов помещались в графитовый микроконтейнер. В ходе высокотемпературных опытов создавались восстановительные условия в результате реакции воздушного кислорода с графитом, что позволило сохранить хромшпинелиды (и включения) несмотря на экстремальные условия экспериментов. В целом использовалась следующая схема опытов: нагрев до 1000–1100 °C (8–10 мин), постепенный нагрев до 1330–1340 °C (10 мин), закалка в воде для получения гомогенного стекла во включениях.

Составы включений и хромшпинелидов-хозяинов изучались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (ИГМ СО РАН). Пределы обнаружения (мас. %) компонентов этим методом следующие: SiO₂ – 0,007; TiO₂ – 0,032; Al₂O₃ – 0,011; Cr₂O₃ – 0,019; FeO – 0,019; MnO – 0,034; MgO – 0,011; CaO – 0,008; Na₂O – 0,017; K₂O – 0,009; Cl – 0,017; P₂O₅ – 0,011. Стандартами при анализе на микрозонде служили: ортоклаз (OR), альбит (AB), диопсид (DI), гранат (O-145), базальтовое стекло (GL).

Значительный объем информации по составам стекол прогретых в ходе экспериментов расплавленных включений и содержащихся в них минералов получен в ИГМ СО РАН на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU [(Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd)] при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1,5 нА и живом времени набора спектров 20 с. При данных условиях анализа погрешность определения основных компонентов (C ≥ 10–15 мас. %) не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1–10 мас. % лежит в диапазоне 2–6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %. При концентрациях вблизи предела обнаружения (0,2–0,3 мас. %) погрешность может достигать величины 20 отн. % [Лаврентьев и др., 2015].

Фазы во включениях и хромшпинелиды-хозяины анализировались также с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100 SuperProbe по методикам, описанным в работах [Лаврентьев и др., 2005; Королук и др., 2008].

Физико-химические параметры кристаллизации интрузивных комплексов ультраосновной магматической провинции на Сибирской платформе были

установлены с помощью расчетного моделирования на основе данных по расплавленным включениям в хромшпинелидах с использованием программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004] и PLUTON [Лавренчук, 2004]. Температуры образования оливинов также были оценены с помощью минералогических (Ol-Sp) геотермометров [Wan et al., 2008; Coogan et al., 2014] на основе данных по составам микрокристалликов оливина в расплавленных включениях и хромшпинелида-хозяина.

Результаты расчетов с использованием составов оливинов и хромшпинелидов были протестированы в сравнении с *PT*-параметрами, полученными на основе данных по расплавленным включениям в хромшпинелидах с помощью программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004].

Расплавленные включения в хромшпинелидах

Детальные исследования проб хромшпинелидов, отобранных в различных регионах Сибирской платформы, позволили найти расплавленные включения и провести с ними экспериментальные работы не только в случае ультраосновных массивов, но и при изучении триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы.

Первичные расплавленные включения (10–60 мкм) располагаются равномерно в зернах хромшпинелидов. Реже они формируют полосы и зоны роста, параллельные граням кристаллов. Формы включений обычно округлые, равновесные с вмещающим хромитом и часто имеют заметную огранку. В первоначальном состоянии включения в негретых хромшпинелидах содержат множество преимущественно силикатных кристалликов (среди которых преобладают оливин и клинопироксен), а также иногда от-

дельные деформированные флюидные фазы (рис. 2, А). После высокотемпературных экспериментов и закалки включения обычно становятся гомогенными – двухфазовыми (стекло + газовый пузырек) или однофазовыми (стекло). Это говорит о том, что содержимое включений было полностью расплавлено. В то же время часть кристалликов оливина, несмотря на высокие температуры опытов (до 1330–1340 °С), сохраняется в виде недоплавленных реликтов в гомогенном стекле и в прогретых включениях присутствуют стекло, кристаллические и флюидные фазы (рис. 2, В). В других случаях, несмотря на быструю закалку, из расплава внутри включений успевают образоваться ограненные кристаллики преимущественно оливина и клинопироксена. В целом, присутствие данных включений прямо свидетельствует об участии расплавов при формировании пород, содержащих изученные хромшпинелиды.

Анализ содержимого расплавленных включений в хромшпинелидах позволил выяснить особенности составов расплавов, ответственных за формирование интрузивных комплексов ультраосновной магматической провинции на Сибирской платформе.

По соотношению ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 в составе включений хорошо видно, что формирование всех рассмотренных объектов происходило при участии щелочных магм. При этом данные разбиваются на две группы. Повышенными значениями щелочности обладают расплавы платиноносных ультраосновных массивов юга Сибирской платформы (Кондерский, Инагли). Включения в хромшпинелидах северной части Сибирской платформы (Гулинский массив и триасовые отложения Северо-Востока Сибирской платформы) содержат меньше щелочей и формируют фактически единое поле (GN) вблизи границы серий, в котором располагается также большая часть данных по Чадскому массиву (рис. 3).

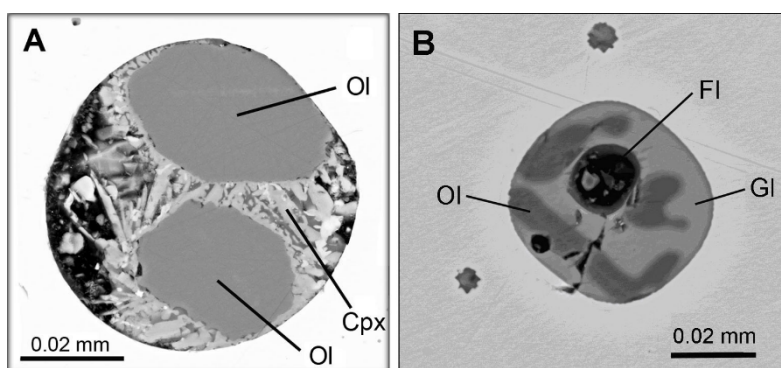


Рис. 2. Расплавленные включения в хромшпинелидах

А – из Гулинского массива. **В** – из триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы. Gl – закалочное стекло; Ol – оливин; Cpx – клинопироксен; Fl – местоположение флюидных фаз

Fig. 2. Melt inclusions in Cr-spinels

A – from the Guli massif. **B** – from Triassic deposits of the North-East of the Siberian platform. Gl – quenched glass; Ol – olivine; Cpx – clinopyroxene; Fl – location of fluid phases

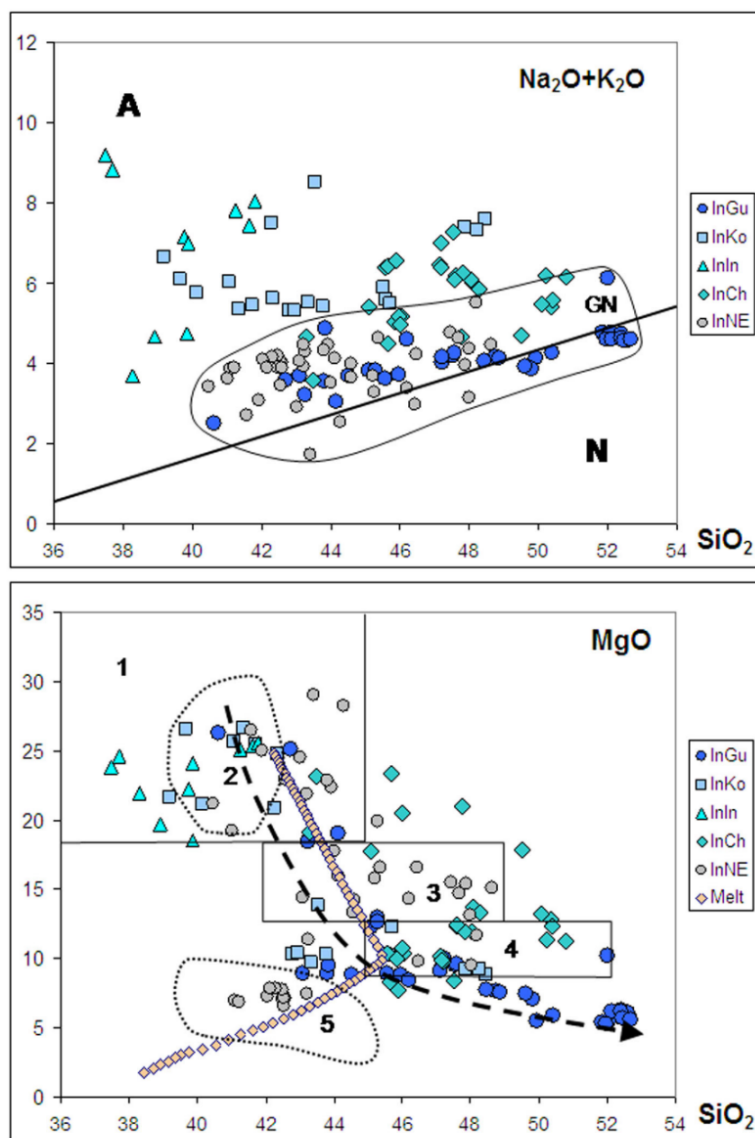


Рис. 3. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ и $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (мас. %) для расплавных включений в хромшпинелидах

Расплавные включения в хромшпинелидах из ультраосновных массивов (Гулинский – InGu, Кондерский – InKo, Инагли – InIn, Чад – InCh) и из триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы (InNE). GN – поле составов расплавных включений в хромшпинелидах Гулинского массива и Северо-Востока Сибирской платформы. Серии пород: щелочные (A) и нормальной щелочности (N). Melt – изменение состава пикритового расплава согласно результатам расчетного моделирования с помощью программы PLUTON [Лавренчук, 2004] на основе данных по высокомагнезиальным расплавным включениям в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива. Здесь и на рис. 4: Поля составов пород: 1 – пикриты; 2 – пикритовые порфириты Маймеча-Котуйского района; 3 – пикробазальты; 4 – оливиновые базальты; 5 – щелочные породы Гулинского массива. Пунктирная линия – тренд изменения составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Карашатского массива (офиолиты Южной Тувы). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Васильев, Золотухин, 1975; Магматические горные породы, 1983; Петрографический кодекс..., 2009; Симонов и др., 2009]

Fig. 3. Diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ and $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (wt. %) for melt inclusions in Cr-spinels

Melt inclusions in Cr-spinels from ultramafic massifs (Guli – InGu, Konder – InKo, Inagli – InIn, Chad – InCh) and from Triassic deposits of the North-East of the Siberian platform (InNE). GN – the compositional field of melt inclusions in Cr-spinels of the Guli massif and of the North-East of the Siberian platform. Rock series: alkaline (A) and normal alkalinity (N). Melt – change in the composition of picrite melt according to the results of computational modeling using the PLUTON program [Lavrenchuk, 2004] based on the data on high-Mg melt inclusions in Cr-spinels from dunites of the Guli massif. Here and in the fig. 4: Fields of rock compositions: 1 – picrites; 2 – picrite porphyrites of the Maimecha-Kotuy region; 3 – picrobasalts; 4 – olivine basalts; 5 – alkaline rocks of the Guli massif. The dotted line is the trend of changes in the composition of melt inclusions in Cr-spinels from the dunites of the Karashat massif (ophiolites of the South Tuva). The figure is based on original data using information from [Vasiliev, Zolotukhin, 1975; Igneous rocks, 1983; Petrographic Code..., 2009; Simonov et al., 2009]

На диаграмме $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ составы расплавных включений в хромшпинелидах из ультраосновных комплексов Сибирской платформы образуют в общем единое направление эволюции магматических систем (с падением магния на фоне роста кремнезема) от пикритов к базальтам, практически совпадающее с трендом расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов расслоенного дунит-верлит-пироксенитового комплекса Карашатского массива (офиолиты Южной Тувы) [Симонов и др., 2009]. При этом для включений из хромитов Гу-

линского и Кондерского массивов, а также из хромшпинелидов триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы в области пикробазальтов и оливиновых базальтов наблюдается реверсивное направление (со снижением SiO_2) к щелочным породам, соответствующее тренду развития магматических систем Гулинского массива, рассчитанному нами с помощью программы PLUTON [Лавренчук, 2004] на основе данных по высокомагнезиальным расплавным включениям в хромшпинелидах из дунитов (рис. 3).

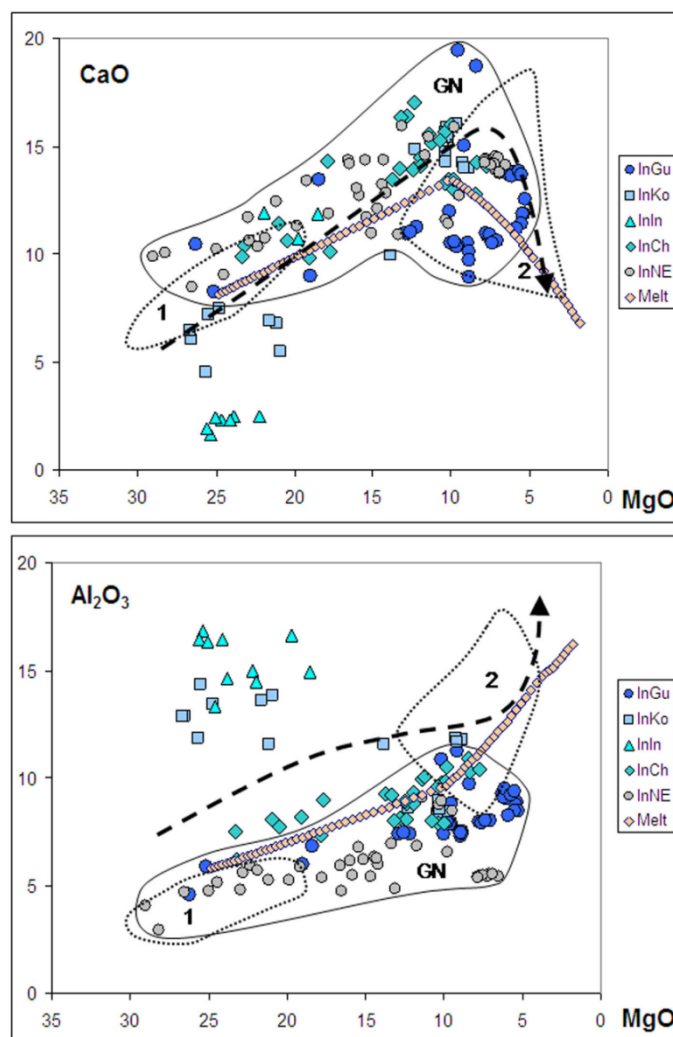


Рис. 4. Диаграммы $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ и $\text{CaO} - \text{MgO}$ для расплавных включений в хромшпинелидах, мас. %
Поля составов пород: 1 – пикритовые порфириды Маймеча-Котуйского района; 2 – щелочные породы Гулинского массива. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием информации из работ [Васильев, Золотухин, 1975; Симонов и др., 2009]

Fig. 4. Diagrams $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ and $\text{CaO} - \text{MgO}$ for melt inclusions in Cr-spinels, wt. %
Fields of rock compositions: 1 – picrite porphyrites of the Maimecha-Kotuy region; 2 – alkaline rocks of the Guli massif. The figure is based on original data using information from [Vasiliev, Zolotukhin, 1975; Simonov et al., 2009]

На вариационных диаграммах, показывающих зависимость содержания петрохимических компонентов от количества MgO , можно отметить общую закономерность распределения элементов во включениях в

хромшпинелидах из Гулинского и Чадского массивов, а также из триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы, близкую в целом к расчетным данным по эволюции магматизма Гулинского массива

и к тренду расплавных включений в хромшпинелидах из Карашатского массива (офиолиты Южной Тувы). При этом отчетливо выделяются включения в хромитах из массива Инагли, содержащие минимум кальция и максимум алюминия при высокой (до 26 мас. % MgO) магнезиальности. Промежуточную позицию занимают включения в хромшпинелидах из Кондерского массива, располагающиеся вблизи тренда включений из офиолитов Южной Тувы, но при этом часть из них (с повышенным до 27 мас. % MgO) обладают значительными содержаниями алюминия, тесно ассоциируя с включениями в хромитах массива Инагли (рис. 4).

В целом экспериментальные исследования и анализ составов включений в хромшпинелидах позволили выяснить особенности формирования ультраосновных комплексов на Сибирской платформе.

Прежде всего, наличие первичных расплавных включений в минералах прямо свидетельствует о кристаллизации рассмотренных ассоциаций из магматических расплавов. Анализ составов включений показал, что это были щелочные расплавы, первоначально соответствующие высокомагнезиальным ультраосновным магмам, последующая эволюция которых происходила при снижении содержания магния на фоне роста кремнезема от пикритов к базальтам. При этом направление эволюции практически совпадает с трендом расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов расслоенного интрузивного дунит-верлит-пироксенитового комплекса офиолитов Южной Тувы.

Таким образом, расплавные включения фактически отражают эволюцию исходных ультраосновных магматических систем с образованием оливиновых кумулятов в интрузивных камерах на Сибирской платформе. Причем это относится не только к четко обозначенным гипербазитовым массивам, но и к ультраосновным комплексам, послужившим источниками для хромшпинелидов из триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы.

Представительные данные по составам расплавных включений (135 анализов) в хромшпинелидах свидетельствуют об отличии магматических систем, формировавших ультраосновные комплексы на севере и юге Сибирской платформы. В первом случае включения в хромитах из Гулинского массива и из триасовых отложений Северо-Востока образуют фактически единую группу, хорошо согласующуюся с расчетным трендом магматических систем Гулинского массива с реверсивным направлением (при снижении SiO_2) к щелочным породам. Включения в хромшпинелидах из гипербазитовых массивов юга Сибирской платформы содержат заметно больше щелочей и при соблюдении общей эволюции, близкой к тренду включений в хромшпинелидах из офиолитов Южной Тувы, обладают относительно аномальными содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 и CaO.

PT-параметры кристаллизации ультраосновных интрузивных комплексов

Результаты проведенных исследований расплавных включений в хромшпинелидах и составов минералов позволили выяснить с помощью программ (COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004], PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], PLUTON [Лавренчук, 2004]) и минералогических геотермометров [Wan et al., 2008; Coogan et al., 2014] физико-химические условия формирования интрузивных комплексов ультраосновной провинции на Сибирской платформе.

В случае ультраосновных дунит содержащих комплексов на Сибирской платформе в ходе расчетного моделирования с помощью программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и PLUTON [Лавренчук, 2004] на основе данных по составу включений в хромшпинелидах были определены максимальные температуры кристаллизации минералов из Гулинского (оливин – 1520–1420 °C, хромит – 1410–1370 °C), Кондерского (оливин – 1545–1430 °C, хромит – 1420–1380 °C), Инаглинского (оливин – 1530–1430 °C, хромит – до 1430 °C) и Чадского (оливин – 1460–1420 °C, хромит – 1430–1330 °C) массивов [Симонов и др., 2017; Simonov et al., 2019]. Близкие температуры кристаллизации хромшпинелидов получены для триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы на основе данных по составам наиболее магнезиальных прогретых расплавных включений с помощью программы PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] – 1425–1395 °C [Симонов и др., 2019]. При этом кристаллизация оливинов из данных расплавов, как установлено с помощью программы COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004], происходила в интервале температур 1480–1160 °C.

В последнее время использование данных по составам расплавных включений в хромшпинелидах при расчетном моделировании с помощью программ COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004] и PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] дало возможность уточнить *PT*-параметры формирования магматических пород, являющихся источниками рассмотренных хромитов из триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы. Прежде всего, были определены температуры кристаллизации хромшпинелидов – 1315–1275 °C. Для оливинов из включений в хромшпинелидах оценены давления и температуры процессов кристаллизации: 4,5–4,1 кбар, 1240–1220 °C. Необходимо отметить, что эти параметры заметно ниже расчетных данных, полученных нами ранее [Симонов и др., 2019] на основе составов наиболее магнезиальных включений и показывающих, соответственно, максимально возможные характеристики.

Анализ составов микрокристалликов оливина в расплавных включениях и хромшпинелидов-хозяинов позволил рассчитать с помощью Ol-Sp геотермометров [Wan et al., 2008; Coogan et al., 2014] температуры минералообразующих процессов в магматических системах, сформировавших хромиты из триасовых отложений Северо-Востока Сибирской платформы. Были выяснены следующие температуры образования оливинов – 1520–1165 °С. Эти данные хорошо согласуются с результатами моделирования по программе COMAGMAT температурного режима кристаллизации оливина на основе составов наиболее магнезиальных включений: 1480–1160 °С.

В целом, расчетное моделирование на основе данных по составам расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах с использованием современных программ и минералогических термометров позволило установить высокие температуры образования минералов из ультраосновных интрузивных комплексов Сибирской платформы. В частности, ликвидусная кристаллизация оливинов начиналась при 1545–1460 °С, а хромитов – при 1430–1370 °С. В дальнейшем процессы минералообразования в интрузивных камерах происходили в ходе эволюции магматических систем со снижением параметров формирования оливинов до 1240–1160 °С, а хромшпинелидов до 1315–1275 °С.

Выводы

1. Проведенные исследования позволили установить присутствие первичных расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из ультрабазитовых комплексов Сибирской платформы, что прямо свидетельствует о формировании рассмотренных ассоциаций при участии магматических систем.

2. Анализ состава включений показал, что минералы ультрабазитовых комплексов Сибирской платформы кристаллизовались из щелочных рас-

плавов, первоначально соответствующих высокомагнезиальным ультраосновным магмам, последующая эволюция которых происходила при снижении содержания магния (от пикритов к базальтам) с образованием оливиновых кумулятов в интрузивных камерах.

3. Представительные данные по составам расплавных включений в хромшпинелидах свидетельствуют об отличии магматических систем, формировавших ультраосновные комплексы на севере (Гулинский массив и триасовые отложения Северо-Востока) и юге (массивы Кондер, Инагли, Чад) Сибирской платформы. В первом случае включения образуют единую группу, хорошо согласующуюся с расчетным трендом магматических систем Гулинского массива. Во втором – включения содержат заметно больше щелочей и обладают относительно аномальными содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 и CaO .

4. Расчетное моделирование на основе данных по составам расплавных включений в хромшпинелидах из ультрабазитовых комплексов Сибирской платформы с использованием современных программ (PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004], PLUTON [Лавренчук, 2004]) и минералогических термометров [Wan et al., 2008; Coogan et al., 2014] свидетельствует о том, что ликвидусная кристаллизация оливинов начиналась при 1545–1460 °С, а хромитов – при 1430–1370 °С. В дальнейшем процессы минералообразования в интрузивных камерах происходили в ходе эволюции магматических систем со снижением параметров формирования оливинов до 1240–1160 °С и хромшпинелидов до 1315–1275 °С.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (договор № 14.Y26.31.0029), гранта РФФИ 18-45-140027.

ЛИТЕРАТУРА

- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М. : Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000. 362 с.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск : Наука, 1975. 272 с.
- Королюк В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. О точности электронно-зондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 3. С. 221–225.
- Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Королюк В.Н., Логвинова А.М. Электронно-зондовое определение примесей цинка и никеля в хромшпинелидах для целей геотермометрии перидотитов // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 741–745.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1473–1482.
- Лавренчук А.В. Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004. С. 105–106.
- Магматические горные породы. М. : Наука, 1983. Т. 1. 766 с.
- Петрографический кодекс России. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.
- Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2153–2177.
- Симонов В.А., Котляров А.В., Николенко Е.И., Королюк В.Н. Расплавные включения в хромшпинелидах: источник прямой информации об условиях формирования базит-ультрабазитовых магматических систем Северо-Востока Сибирской

платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2019. Вып. 17. С. 240–242.

Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 56–79.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 579–598.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. Петрогенезис дунитов Чадского массива, Сибирская платформа (данные по расплавленным включениям в хромшпинелидах) // Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Иркутск : Изд-во Института географии СО РАН, 2014. С. 102–103.

Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения : материалы третьей Международной конференции. Екатеринбург : Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 195–198.

Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.

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.

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

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

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V 12, No. 7. Q07021.

Simonov V.A., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V., Prihodko V.S. Ultrabasic igneous province of the Siberian Platform: physical and chemical conditions of intrusive complexes formation // Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues. Abstract volume of the 7 International Conference. Tomsk : CSTI Publishing house, 2019. P. 130–131.

Wan Z., Coogan L.A., Canil D. Experimental calibration of aluminum partitioning between olivine and spinel as a Geothermometer // American Mineralogist. 2008. V. 93. P. 1142–1147.

Авторы:

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

E-mail: simonov@igm.nsc.ru

Васильев Юрий Романович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; научный сотрудник, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: meimech@igm.nsc.ru

Котляров Алексей Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета, Казань, Россия.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Николенко Евгений Игоревич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия.

E-mail: nevgeny@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2021, 4, 27–36. DOI: 10.17223/25421379/21/2

V.A. Simonov^{1,2,3}, Yu.R. Vasiliev^{1,2}, A.V. Kotlyarov^{1,3}, E.I. Nikolenko⁴

¹*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

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

³*Kazan Federal University, Kazan, Russia*

⁴*Research Geological Enterprise AK "ALROSA", Mirny, Russia*

PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS OF CRYSTALLIZATION OF INTRUSIVE COMPLEXES OF THE ULTRABASIC MAGMATIC PROVINCE ON THE SIBERIAN PLATFORM

The widespread distribution of ultramafic complexes makes it possible to distinguish a large-scale ultrabasic magmatic province on the Siberian platform. In this regard, studies of the conditions of magmatic systems responsible for the formation of ultrabasic rocks situated in this region are of great importance. It is well known that the study of melt inclusions can be of great help in solving these problems. The article is based on the data obtained during the study of melt inclusions in Cr-spinels, as well as on the analysis of coexisting olivines and chromites. As a result of processing this information with the help of modern computational programs, *PT*-parameters of crystallization of ultramafic complexes of the North-East of the Siberian platform were established. The original data on inclusions in Cr-spinels from ultramafic massifs (Guli, Konder, Inagli and Chad), as well as from Triassic deposits of the North-East of the Siberian platform, were used. The analysis of the inclusions showed that the minerals of the ultramafic complexes of the Siberian Platform crystallized from alkaline melts, initially corresponding to high-Mg ultrabasic magmas, the subsequent evolution of which

occurred with a decrease in the magnesium content (from picrites to basalts) with the formation of olivine cumulates in the intrusive chambers. Representative data on the composition of melt inclusions in Cr-spinels indicate that the magmatic systems that formed ultramafic complexes in the north (Guli massif and Triassic deposits of the North-East) and south (Konder, Inagli, Chad massifs) of the Siberian platform differ. In the first case, inclusions form a single group, which is in a good agreement with the calculated trend of the magmatic systems of the Guli massif. In the second, inclusions contain significantly more alkalis and have relatively abnormal contents of SiO_2 , Al_2O_3 and CaO. Computational modeling based on data on the composition of melt inclusions in Cr-spinels from ultramafic complexes of the Siberian Platform using modern programs and mineralogical thermometers indicates that liquidus crystallization of olivines began at 1545–1460 °C and chromites at 1430–1370 °C. Subsequently, the processes of mineral formation in the intrusive chambers occurred during the evolution of magmatic systems with a decrease in the formation parameters of olivines to 1240–1160 °C and Cr-spinels to 1315–1275 °C.

Key words: Ultrabasic magmatic provinces, Siberian platform, melt inclusions in Cr-spinels, physicochemical conditions

References

- Ariskin A.A., Barmina G.S. *Modelirovanie fazovykh ravnovesii pri kristallizatsii basaltovykh magm* [Modeling phase equilibria during crystallization of basaltic magmas]. Moscow: Nauka, MAIK "Nauka / Interperiodika", 2000. 362 p. In Russian
- Vasiliev Yu.R., Zolotukhin V.V. *Petrologia ultrabazitov severa Sibirskoi platformy i nekotorye problemy ih genezisa* [Petrology of ultramafic rocks in the north of the Siberian platform and some problems of their genesis]. Novosibirsk: Publishing house Nauka, 1975. 272 p. In Russian
- Korolyuk V.N., Lavrent'ev Yu.G., Usova L.V., Nigmatulina E.N. JXA-8100 microanalyzer: accuracy of analysis of rock-forming minerals // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. V. 49 (3). pp. 165–168.
- Lavrentyev Yu.G., Usova L.V., Korolyuk V.N., Logvinova A.M. *Elektronno-zondovoe opredelenie primesei zinka i nikelya v hromshpinelidakh dlya tselei geotermometrii peridotitov* [Electron probe microanalysis of Cr-Spinel for zinc and nickel traces as applied to study of the geothermometry of peridotites] // *Russian Geology and Geophysics*. 2005. V. 46 (7). pp. 741–745. In Russian
- Lavrent'ev Y.G., Karmanov N.S., Usova L.V. Electron probe microanalysis of minerals: microanalyzer or scanning electron microscope? // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56 (8). pp. 1154–1161.
- Lavrenchuk A.V. *Programma dlya rascheta vnutrikamernoy differentsiatsii osnovnoy magmy «PLUTON»* [PLUTON software for calculating within chamber differentiation of mafic magmas], in: Abstracts, 2nd Siberian Int. Conf. Young Geosci. Novosibirsk: Gos. Univ. Novosibirsk, 2004. pp. 105–106. In Russian
- Magmatische gornye porody* [Igneous rocks]. V. 1, Moscow: Nauka, 1983. 766 p. In Russian
- Petrograficheskii kodeks Rossii* [Petrographic Code of Russia]. St. Petersburg: VSEGEI Publishing House, 2009. 194 p. In Russian
- Simonov V.A., Vasil'ev Y.R., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S. Petrogenesis of dunites of the Guli ultrabasic massif (northern Siberian platform) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57 (12). pp. 1696–1715.
- Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Nikolenko E.I., Korolyuk V.N. *Rasplavnye vklucheniya v hromshpinelidakh: istochnik pryamoi informatsii ob usloviyakh formirovaniya basit-ultrabazitovykh magmaticheskikh system Severo-Vostoka Sibirskoi platformy* [Melt inclusions in Cr-spinels: a source of direct information on the conditions of basic-ultrabasic magmatic systems in the North-East of the Siberian platform] // *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. Issue 17. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS. 2019. pp. 240–242. In Russian
- Simonov V.A., Prikhod'ko V.S., Kovyazin S.V. Genesis of platiniferous massifs in the southeastern Siberian Platform // *Petrology*. 2011. V. 19 (6). pp. 549–567.
- Simonov V.A., Prikhod'ko V.S., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V. Physicochemical Conditions of Crystallization of Rocks from Ultrabasic Massifs of the Siberian Platform // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2017. V. 11 (6). pp. 447–468.
- Simonov V.A., Prikhodko V.S., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V. *Petrogenesis dunitov Chadskogo massiva, Sibirskaya planforma (dannye po rasplavnym vklucheniyam v hromshpinelidakh)* [Petrogenesis of dunites of the Chad massif, Siberian platform (data on melt inclusions in Cr-spinels)] // *Materials of the XVI All-Russian conference on thermobarogeochemistry*. Irkutsk: Publishing house of the Institute of Geography SB RAS. 2014. pp. 102–103. In Russian
- Simonov V.A., Shelepaev R.A., Kotlyarov A.V. *Fiziko-khimicheskiye parametry formirovaniya rassloyennogo gabbro-giperbazitovogo kompleksa v ofiolitakh YUzhnoy Tuvy* [Physicochemical parameters of the formation of a layered gabbro-hyperbasite complex in ophiolites of South Tuva] // in: Abstracts, 3rd Int. Conf. Mafic-ultramafic complexes of folded regions and related deposits. Vol. 2. URO RAN, Yekaterinburg, 2009. pp. 195–198. In Russian
- Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Kononkova N.N. *Novye dannye po petrologii sibirskikh meimechitov* [New data on the petrology of Siberian meimechites] // *Geokhimiya*. 1991. N 8. pp. 1084–1095. In Russian
- Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Sobolev S.V., Petrunin A.G., Malitch K.N. Siberian meimechites: origin and relation to flood basalts and kimberlites // *Russian Geology and Geophysics*. 2009. V. 50 (12). pp. 999–1033.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. V. 42 (Suppl. 1). pp. S1–S157.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chemical Geology*. 2014. V. 368. pp. 1–10
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7. Q07021.
- Simonov V.A., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V., Prihodko V.S. Ultrabasic igneous province of the Siberian Platform: physical and chemical conditions of intrusive complexes formation // *Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues*. Abstract volume of the 7 International conferences. Tomsk: CSTI Publishing house, 2019. pp. 130–131.
- Wan Z., Coogan L.A., Canil D. Experimental calibration of aluminum partitioning between olivine and spinel as a Geothermometer // *American Mineralogist*. 2008. V. 93. pp. 1142–1147.

Author's:

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

E-mail: simonov@igm.nsc.ru.

Vasiliev Yuri A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; scientific researcher, Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: meimech@igm.nsc.ru

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

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Nikolenko Eugeny I., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Research Geological Enterprise AK "ALROSA" (PAO), Mirny, Russia.

E-mail: nevgeny@igm.nsc.ru

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.86+552.321.6+553.461+571.52

ПОЛИХРОННЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ПОРОД КАЛБАКДАГСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА И ВОПРОСЫ ЕГО ГЕНЕЗИСА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА)



Ч.К. Ойду¹, Ф.П. Леснов², А.А. Монгуш¹, Д.В. Семенова²

¹Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

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

По результатам датирования U-Pb методом в Калбакдагском мафит-ультрамафитовом массиве (Центральная Тува) выделены четыре возрастные группы («популяции») цирконов: ксеногенные (2747–1862 млн лет), неоархей-палеопротерозой; ксеногенные (799–648 млн лет), неопротерозой; сингенетические (525–383 млн лет), кембрий-девон; эпигенетические (325–279 млн лет), карбон-пермь. По совокупности полученных данных этот массив рассматривается в качестве полигенной ассоциации.

Ключевые слова: цирконы, U-Pb возраст, габброиды, ультрамафиты, Тува

Введение

Территория Тувы характеризуется очень широким распространением разнотипных мафит-ультрамафитовых массивов и их хорошей обнаженностью, благодаря чему она рассматривается как один из благоприятных полигонов для детальных петрологических исследований такого рода магматических комплексов. Вместе с тем, несмотря на более чем вековую историю исследования подобных массивов в этой части Алтае-Саянской складчатой области, они характеризуются в целом относительно низким уровнем петрологической изученности, особенно с применением современных аналитических методов, в том числе методов изотопного датирования цирконов из слагающих их пород.

Это обстоятельство свидетельствует об актуальности проведения детальных петрологических исследований на примере ряда эталонных массивов такого состава. В данной статье представлены результаты впервые выполненных исследований по определению изотопного возраста цирконов U-Pb методом из пород одного из таких эталонных объектов – Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива, геологическое строение, вещественный состав и условия формирования которого ранее изучались многими учеными.

Геологическое строение и вещественный состав массива

Геологическое строение. Калбакдагский мафит-ультрамафитовый массив расположен в центральной части территории Тувы в пределах Ондумской островодужной подзоны ранних каледонид и входит в состав Ондум-Таннуольского ареала такого рода

магматических комплексов [Монгуш, 2002; Леснов и др., 2019а] (51°33'40.05" с.ш.; 94°56'34.25" в.д.) (рис. 1). Он обнажается на площади около 9 км² и имеет видимые линейные размеры 1,5 × 6 км. На юго-восточном фланге, вдоль круто наклоненного контакта, массив граничит с метавулканогенно-терригенной толщей верхнего венда – нижнего кембрия, в составе которой метавулканиды имеют преимущественно базальтоидный состав. Вдоль контакта с массивом метабазальты местами подверглись ороговикованию. В строении массива принимают участие оливиновые, оливинсодержащие и безоливиновые габбро и габбро-нориты, местами имеющие струйчато-полосчатую макротекстуру. В северо-восточной части массива находится относительно крупная зона тел плагиоверлитов, плагиоклинопироксенитов и габбро-перидотитов, среди которых залегают линзообразные обособления габброидов. В центральной части массива преобладают лейко- и мезократовые габбро и габбро-нориты, реже – их оливиновые разновидности. В западной части массива обнажены чередующиеся «полосы» плагиоверлитов, оливиновых и безоливиновых габбро, габбро-норитов и габбро. Породы массива местами секутся маломощными жилами и линзовидными обособлениями анортозитов, содержащих примесь клинопироксена и оливина.

По результатам геолого-петрографического картирования массива установлено, что он имеет концентрически-зональное строение [Поляков, Богни-бов, 1979; Поляков и др., 1984], что, наряду с некоторыми другими признаками, позволило этим авторам рассматривать его в качестве расслоенного интрузива, сформированного в результате внедрения и внутрикамерной дифференциации базальтоидного расплава.

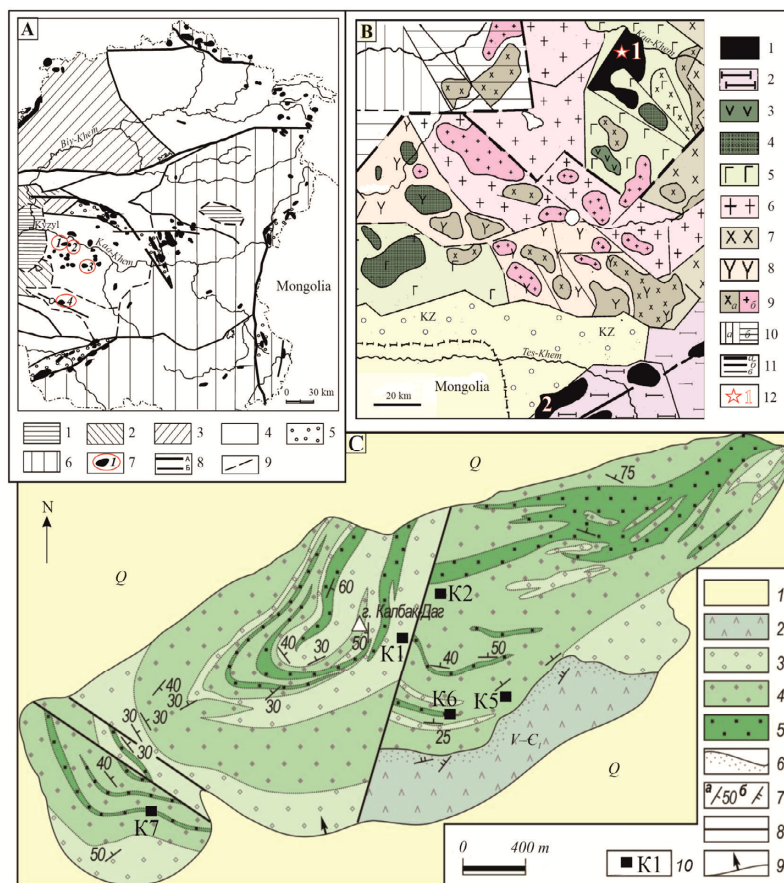


Рис. 1. Структурная позиция и геологическое строение Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива
А – схема распространения мафит-ультрамафитовых массивов в пределах Восточной Тувы. 1 – наложенные впадины (мезозой); 2 – герциниды Тувинского рифтогенного прогиба; 3 – каледониды Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба; 4 – V_2 – C_1 островодужные комплексы; 5 – V_2 задуговые офиолиты; 6 – метаморфиты Тувино-Монгольского массива; 7 – мафит-ультрамафитовые массивы: 1 – Калбакдагский, 2 – Пошдагский, 3 – Брунганский, 4 – Мажалыкский; 8 – разломы: а – крупные, б – прочие; 9 – границы структурных зон. **В** – схема геолого-геофизического строения междуречья нижних течений рр. Каа-Хем и Тес-Хем по данным гравиметрической съемки (по Степанову В.И. и др., 1993, геолфонды, г. Кызыл). 1 – тела ультраосновных пород; 2 – блоки с широким развитием ультраосновных пород; 3 – зоны развития эффузивов основного состава повышенной мощности; 4 – тела основных пород; 5 – блоки с широким развитием основных пород; 6 – блоки с широким развитием кислых интрузий; 7 – блоки с широким развитием интрузий среднего состава; 8 – блоки с широким развитием интрузий различного состава; 9 – интрузивы среднего (а) и кислого (б) состава; 10 – блоки, перекрытые терригенно-вулканогенными образованиями девона пониженной (а) и повышенной (б) мощности; 11 – разломы, разделяющие блоки: а – I порядка, б – II порядка, в – прочие внутриблоковые; 12 – Калбакдагский мафит-ультрамафитовый массив (1), Агардагский ультрамафитовый массив (2). **С** – Схема геологического строения Калбакдагского массива. 1 – четвертичные отложения; 2 – вулканогенно-осадочные образования (верхний венд – нижний кембрий); 3 – преимущественно безоливиновые габброиды (габбро, габбронориты); 4 – преимущественно оливиновые габбро и габбронориты; 5 – плагиоверлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты; 6 – ороговикованные породы, скарноиды; 7 – элементы залегания трахитоидности (а), слоистости (б) пород; 8 – разломы; 9 – наклон поверхности южного контакта массива; 10 – точки отбора проб для выделения цирконов и их номера

Fig. 1. Structural position and geological structure of the Kalbakdag mafic-ultramafic massif

A – Scheme of distribution of mafic-ultramafic massifs of the Eastern Tuva. 1 – superimposed depressions (Mesozoic); 2 – Hercynides of the Tuva rift trough; 3 – Caledonides of the Khemchik-Systygheh collision trough; 4 – V_2 – C_1 island-arc complexes; 5 – V_2 back-arc ophiolites; 6 – metamorphites of the Tuva-Mongolian massif; 7 – mafic-ultramafic massifs: 1 – Kalbakdag, 2 – Poshdag, 3 – Brungan, 4 – Mazhalyk; 8 – faults: a – large, b – other; 9 – boundaries of structural zones. **B** – The scheme of the geological and geophysical structure of the interfluvium of the lower reaches of the Kaa-khem and Tes-khem rivers according to gravimetric survey data (according to Stepanov V.I. et al., 1993, geolfonds, Kyzyl). 1 – bodies of ultrabasic rocks; 2 – blocks with a wide development of ultrabasic rocks; 3 – zones of development of effusions of the main composition of increased power; 4 – bodies of basic rocks; 5 – blocks with a wide development of basic rocks; 6 – blocks with a wide development of acidic intrusions; 7 – blocks with a wide development of medium-sized intrusions; 8 – blocks with a wide development of intrusions of various composition; 9 – intrusions of medium (a) and acidic (b) composition; 10 – blocks overlain by terrigenous-volcanogenic formations of the Devonian of reduced (a) and increased (b) power; 11 – faults separating blocks: a – I order, b – II order, c – other intrablock; 12 – Kalbakdag mafic-ultramafic massif (1), Agardag ultramafic massif (2). **C** – Scheme of the geological structure of the Kalbakdag massif. 1 – Quaternary sediments; 2 – volcanogenic-sedimentary formations (Upper Vendian – Lower Cambrian); 3 – mainly non-olivine gabbroids (gabbro, gabbronorites); 4 – mainly olivine gabbro and gabbronorites; 5 – plagioclases, olivine clinopyroxenites, clinopyroxenites; 6 – keratinized rocks, skarnoids; 7 – elements of trachytoid occurrence (a), stratifications (b) of rocks; 8 – faults; 9 – slope of the surface of the southern contact of the massif; 10 – sampling points for the selection of zircons and their numbers

Петрография и минералогия. Под микроскопом в габброидах нередко наблюдались микропорфировидная структура и трахитоидная микротекстура, обусловленные присутствием мелких вкрапленников оливина, клинопироксена, ортопироксена и плагиоклаза, погруженных в тонкозернистую основную массу, сложенную субпараллельно ориентированными лейстами плагиоклаза. Согласно выполненным исследованиям [Ойдуп и др., 2019], оливины из габброидов массива нередко представлены в виде ксеноморфных микровкрапленников и их кружевовидных скоплений. По содержанию фаялитового минала (26,9–35,7 ат. %) они относятся преимущественно к хризолиту, реже – к гиалосидериту и характеризуются пониженными содержаниями NiO (0,01–0,3 мас. %). Содержание микровкрапленников ортопироксена в габброидах обычно не превышает 15 %. По показателю железистости (24,9–33,3 %) этот минерал в большинстве случаев относится к бронзиту, реже – к гиперстену. Клинопироксены из габброидов по показателю железистости (19,7–25,3 %) относятся к авгиту или салиту. Ограниченно распространенные в породах массива амфиболы представлены железистыми и магнезиальными разновидностями роговой обманки, реже – тремолитом. Плагиоклаз в габброидах представлен тремя разновременно образованными разновидностями – пойкилитовыми включениями в пироксенах и оливинах, порфировидными мик-

ровкрапленниками и лейстами, слагающими основную массу пород, при этом во всех разновидностях состав минерала преимущественно соответствует битовниту. В одном из образцов оливинового габбронорита был обнаружен тонкий прожилок, сложенный *скаполитом* совместно с хлорсодержащим амфиболом [Леснов и др., 2019б].

Петрогеохимия. По химическому составу габброиды массива были отнесены к умеренно магмическим низкщелочным их разновидностям с очень низкими содержаниями титана и фосфора. С учетом бимодального распределения в породах ряда главных компонентов была выявлена дискретность химических составов слагающих его габброидов и ультрамафитов [Поляков и др., 1984].

В нескольких пробах, из которых выделялись зерна циркона, определены содержания элементов-примесей (табл. 1). Содержания Th в пробах несколько превышают содержания U, содержания Zr находятся в пределах 32–172 г/г, а значения параметра Zr/Hf изменяются в интервале 38–44. При этом между содержаниями Zr и Hf прослеживается прямая зависимость, которая является одним из признаков возможного присутствия в пробах зерен циркона. Породы из этих проб обеднены редкоземельными элементами и характеризуются слабым их фракционированием – $(La/Yb)_n = 0,52–1,71$, положительными аномалиями K, Sr, Zr, Hf, Eu низкой интенсивности, отрицательными аномалиями Nb и Ta (рис. 2).

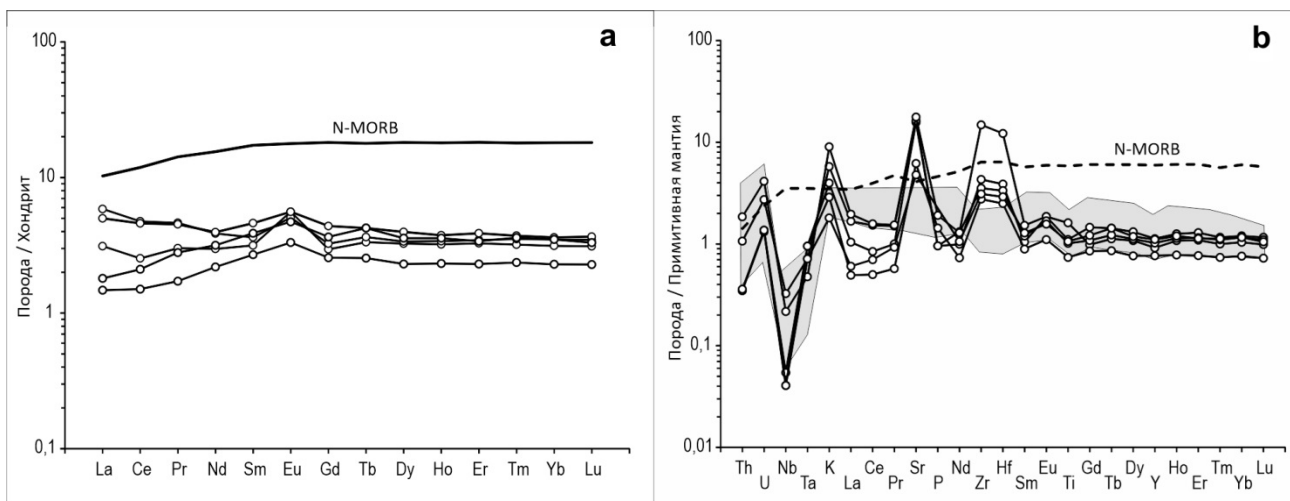


Рис. 2. Нормированные к хондриту (а) и примитивной мантии (б) спектры распределения редких элементов в породах Калбакдагского массива

Спектры построены по данным таблицы 1, нормирование выполнено по: а – хондриту CI [Anders, Grevesse, 1989]; б – примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. На рис. 2, б серым полем показан состав пород Мажалыкского массива, по [Сальникова и др., 2004]

Fig. 2. Chondrite-normalized (a) and PM-normalized (b) patterns for rocks of the Kalbakdag massif

The spectra are constructed according to Table 1, the normalization is performed according to: a) CI chondrite [Anders, Grevesse, 1989] and b) primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]. In Fig. 2, b the gray field shows the composition of the rocks of the Mazhalyk massif, by [Salnikova et al., 2004]

Таблица 1

Содержания главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Калбакдагского массива

Table 1

The contents of the main (wt. %) and rare (ppm) elements in rocks of the Kalbakdag massif

Образец	K-1	K-2	K-5	K-6	K-7
	Ol gn	Ol gn	Ol g	V	Pl v
SiO ₂	46,46	48,36	47,84	44,60	47,42
TiO ₂	0,35	0,24	0,22	0,16	0,23
Al ₂ O ₃	18,33	17,59	17,69	9,06	7,05
Fe ₂ O ₃	10,79	8,75	7,50	11,93	10,36
MnO	0,19	0,18	0,16	0,22	0,21
MgO	8,83	7,95	8,40	17,66	16,06
CaO	13,15	14,27	14,42	13,65	17,53
Na ₂ O	1,18	1,38	1,47	0,36	0,31
K ₂ O	0,11	0,16	0,25	0,08	0,05
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03
BaO	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
SO ₃	<0,03	<0,03	0,10	<0,03	<0,03
V ₂ O ₅	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,07	0,08
NiO	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
ППП	0,54	0,58	1,17	1,84	0,39
Сумма	100,05	99,59	99,32	99,74	99,79
Cs	0,19	0,19	0,20	0,11	0,07
Rb	1,85	2,3	4,0	1,11	1,43
Ba	83	109	87	27	24
Sr	345	359	389	136	105
Th	0,032	0,098	0,17	0,032	0,033
U	0,030	0,060	0,091	0,029	0,030
Ta	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03
Nb	0,03	0,24	0,16	0,04	0,03
La	0,76	1,22	1,43	0,36	0,44
Ce	1,60	2,9	3,0	0,95	1,33
Pr	0,28	0,42	0,43	0,16	0,26
Nd	1,40	1,86	1,82	1,03	1,49
Sm	0,48	0,70	0,55	0,41	0,59
Zr	50	172	41	32	36
Hf	1,24	3,9	1,07	0,80	0,93
Eu	0,32	0,32	0,29	0,19	0,27
Gd	0,60	0,89	0,66	0,52	0,74
Tb	0,11	0,14	0,12	0,084	0,14
Dy	0,82	1,00	0,85	0,58	0,90
Y	4,3	5,3	4,8	3,6	5,2
Ho	0,18	0,21	0,19	0,13	0,20
Er	0,54	0,64	0,57	0,38	0,56
Tm	0,080	0,093	0,088	0,059	0,090
Yb	0,52	0,60	0,58	0,38	0,58
Lu	0,079	0,093	0,088	0,058	0,084
Sc	47	49	47	64	101
V	266	174	151	132	201
Cr	61	150	113	492	572
Ni	27	25	30	106	78
Co	44	36	31	82	60
Cu	36	14,0	5,6	10,1	14,0
Zn	61	51	46	54	49
ΣREE	7,75	11,05	10,64	5,30	7,66
(La/Yb) _n	1,01	1,41	1,71	0,66	0,52
(Eu/Eu*) _n	1,79	1,21	1,46	1,26	1,22
Th/U	1,09	1,64	1,82	1,09	1,09
Zr/Hf	41	44	38	41	39

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ICP-MS (из растворов) на масс-спектрометре Element (аналитики С.В. Палесский и И.В. Николаева). Породы: Ol gn – оливиновый габбро-норит; Ol g – оливиновое габбро; V – верлит; Pl v – плагиоверлит; ППП – потери при прокаливании.

Note. The analyses were performed at the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (Novosibirsk) by ICP-MS (from solutions) on the mass spectrometer Element (performers S.V. Palesky and I.V. Nikolaeva). Rocks: Ol gn – olivine gabbro-norite; Ol g – olivine gabbro; V – verlite; Pl v – plagioverlite; LOI – loss on ignition.

В целом породы данного массива не имеют существенных отличий по петрогеохимическому составу от пород Мажалыкского массива, являющегося петротипным для одноименного комплекса, к которому принято относить Калбакдагский массив [Поляков, Богнибов, 1979; Поляков и др., 1984; Монгуш, 2002].

Изотопно-геохронологические исследования цирконов

Отбор и обработка проб. Для выполнения U-Pb изотопно-геохронологических исследований в нескольких пунктах Калбакдагского массива были отобраны крупнообъемные пробы, в том числе полосчатых оливиновых габброноритов (К-1 и К-2), крупнозернистого оливинового габбро (К-5), верлита (К-6) и крупнозернистого плагиоверлита (К-7) (см. рис. 1, С; табл. 2). Их дробление, рассеивание с получением фракции $-0,3$ мм, отмучивание, разделение в тяжелых жидкостях и отбор зерен циркона под биноклем выполнены в лабораториях Института геологии и минералогии СО РАН с соблюдением всех необходимых мер предосторожности от засорения посторонним материалом.

Зерна циркона в количестве 63 выявлены в четырех пробах, из них 18 были признаны пригодными для изотопного датирования, остальные оказались значительно измененными вторичными процессами. Подавляющая часть продатированных зерен представлена короткопризматическими кристаллами и их обломками с размерами в интервале 100–150 мкм. В большинстве зерен наблюдалось различное по интенсивности катодолюминесцентное свечение, а также тонкая ритмично-концентрическая осцилляторная зональность. В некоторых зернах наблюдались «ядра», имеющие повышенную или понижен-

ную интенсивность свечения, а также узкие каймы (рис. 2–4).

Методика исследований. U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов выполнены в Центре коллективного пользования «Многоэлементные и изотопные исследования СО РАН» (Институт геологии и минералогии, г. Новосибирск) методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Они проводились в соответствии с методикой, описанной в работе [Хубанов и др., 2016]. Для контроля качества измерений использованы стандарты цирконов Plešovice [Slama et al., 2008] и GJ-1 [Jackson et al., 2004], для которых получены конкордантные оценки возраста 337 ± 4 млн лет (2σ) и 593 ± 7 млн лет (2σ) соответственно. Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы Glitter [Griffin et al., 2008], диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003].

Результаты исследований. В 18 зернах циркона было выполнено 30 определений их U-Pb изотопного возраста, в том числе по два определения в некоторых зернах в их центральной и периферической зонах. Результаты датирования цирконов показали, что их возраст варьирует в очень широких пределах (2747 ± 43 – 261 ± 103 млн лет) (табл. 3).

Коллекция зерен циркона условно разделена на четыре возрастных кластера («популяции») на основании Pb/U изотопных отношений ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$): 1) неоархей-палеопротерозойская (2747 – 1862 млн лет); 2) неопротерозойская (799 – 648 млн лет); 3) кембрий-девонская (525 – 383 млн лет); 4) карбон-пермская (325 – 279 млн лет).

Таблица 2

Характеристика проб пород из Калбакдагского массива, из которых были отобраны зерна циркона

Table 2

Characteristics of rock samples from the Kalbakdag massif, from which zircon grains were selected

Номер пробы и ее петрографический состав	Координаты пункта отбора пробы	Размеры площадки отбора пробы, м	Начальный вес пробы, кг	Количество выделенных зерен циркона	Количество определений возраста цирконов
K1 (габбронорит оливиновый)	51°33'36.1" с.ш. 94°56'46.1" в.д. высота 1 153 м	3 × 4	20	2	2
K2 (габбронорит оливиновый)	51°33'36.4" с.ш. 94°56'47.6" в.д. высота 1 144 м	10 × 10	10	12	14
K5 (габбро оливиновое)	51°34'11.4" с.ш. 94°58'10.0" в.д. высота 1 135 м	5 × 5	16,8	16	4
K7 (плагиоверлит)	51°34'13.8" с.ш. 94°58'32.1" в.д. высота 863 м	5 × 5	18,1	33	5

Таблица 3

Результаты датирования цирконов из пород Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива

Table 3

The results of dating zircons from rocks of the Kalbakdag mafic-ultramafic massif

№ п/п	“Популяция” циркона	Порода	№ зерна (анализа)	U, г/г	Th, г/г	Th / U	²⁰⁶ Pb, г/г	Возраст, млн лет								
								²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	D, %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ
1	Ксеногенная неоархей- палеопротерозойская	Ol g	K5-1a	203	124	0,61	90	2 743	34	2 743	20	2747	43	-0,13	2 761	63
2			K5-1б	75	90	1,20	36	2 744	41	2 740	24	2740	47	0,02	2 783	72
3		Ol gn	K2-2	215	95	0,44	66	1 875	41	1 867	20	1862	32	0,26	1 989	52
4			K2-8	318	359	1,13	115	2 150	39	2 150	20	2153	36	-0,13	2 286	59
5	Ксеногенная неопротерозойская	Ol gn	K1-1a	167	47	0,28	20	869	61	799	16	775	15	3,04	835	29
6			K1-1б	273	41	0,15	32	781	58	776	15	775	15	0,08	882	33
7		Ol g	K5-4a	192	144	0,75	15	673	99	655	22	650	14	0,65	656	25
8			K5-4б	160	66	0,41	16	641	98	648	22	651	14	-0,46	724	33
9	Сингенетичная кембрий- девонская	Pl v	K7-1a	801	320	0,40	58	524	57	501	10	497	9	0,83	491	13
10			K7-1б	777	233	0,30	58	525	54	502	10	498	9	0,84	499	14
11			K7-2	1 042	156	0,15	74	483	54	481	9	482	9	-0,10	470	15
12			K7-4	265	199	0,75	19	503	74	483	13	480	10	0,71	482	14
13			K7-5a	258	132	0,51	18	455	75	461	13	463	9	-0,43	435	14
14			K7-5б	215	85	0,42	15	442	82	458	14	462	9	-0,84	461	17
15		Ol gn	K2-3	620	397	0,64	35	424	93	389	13	383	8	1,38	455	16
16			K2-4a	1 599	368	0,23	112	488	51	476	9	475	9	0,34	514	14
17			K2-4б	2 123	456	0,21	149	461	49	472	8	475	9	-0,63	516	14
18			K2-6a	801	593	0,74	49	574	65	441	11	417	8	5,83	453	13
19			K2-6б	630	1103	1,75	39	476	70	426	11	417	8	2,09	409	11
20			K2-7a	2 152	581	0,27	151	497	50	478	9	475	9	0,67	504	14
21			K2-7б	1 282	218	0,17	90	479	55	475	9	474	9	0,06	524	16
22			K2-9a	3 228	1130	0,35	226	464	50	472	8	475	9	-0,48	499	13
23			K2-9б	1 175	1175	0,10	82	516	53	481	9	474	9	1,37	501	17
24			K2-10	1 110	733	0,66	67	805	51	479	9	414	8	15,63	500	14
25			K2-11	620	310	0,50	38	394	60	415	9	420	8	-1,10	428	13
26			K2-12	1 439	144	0,10	98	493	61	468	10	464	9	0,93	378	17
27	Эпигенетичная карбон- пермская	Ol g	K5-3a	1 616	670	0,42	71	412	60	325	8	314	6	3,63	334	9
28			K5-3б	1 450	305	0,21	57	372	54	321	7	314	6	2,07	350	10
29			K5-2a	201	257	1,28	8	261	103	280	11	283	6	-0,99	292	8
30			K5-2б	461	936	2,03	19	283	80	279	9	279	6	0,00	287	7

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН Д.В. Семеновой. D – коэффициент дискордантности. Породы: Ol g – оливиновое габбро, Ol gn – оливиновый габбронорит, Pl v – плагиоклазовый верлит.

Note. The analyses were performed at the Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS by D.V. Semenova. D is the discordance coefficient. Rocks: Ol g – olivine gabbro, Ol gn – olivine gabbro-norite, Pl v – plagioclase verlite.

Возраст «ядерных» зон некоторых зерен на 4–14 млн лет превышает возраст их периферических зон, однако эти различия не могут быть приняты в качестве значимых. Центры эллипсоидов достоверных интервалов значений возраста для большинства проанализированных зерен расположены на конкордиях или в непосредственной близости от них, при этом конкордантный возраст цирконов из «кембрий-девонского» кластера составил 477 ± 5 млн лет (рис. 3). Содержания U и Th, а также значения параметра Th/U в исследованных цирконах характеризуются неравномерным распределением: U = 75–3228 г/г; Th = 41–1175 г/г; Th/U = 0,10–2,03. При этом наиболее обогащены U цирконы из оливинового габбронорита (проба K2).

Неоархей-палеопротерозойская «популяция» цирконов представлена зернами из проб оливиновых габброноритов (K-2) и габбро (K-5). Они характеризуются субизометричным и короткопризматическим габитусом (рис. 4). На катодолюминесцентном изображении зерна K2-5 наблюдается нерегулярная осцилляторная зональность, у двух зерен (K5-1 и K2-2) она имеет блочно-секториальную структуру.

Неопротерозойская «популяция» представлена зернами из проб оливиновых габброноритов (K1) и габбро (K-5). Они имеют слабо округленные грани, в них наблюдаются «размытая» осцилляторная зональность, а также «ядра», которые отличаются от периферических зон по интенсивности катодолюминесцентного свечения. «Ядра» этих зерен показали

возраст на 3–4 млн лет больше, чем возраст периферических зон (рис. 4).

Кембрий-девонская «популяция» представлена зернами и их обломками, обнаруженными в оливиновом габбронорите (К-2) и плагиоверлите (К-7). В большинстве случаев они имеют хорошую кристаллографическую огранку и тонкую ритмично-зональную осцилляторную зональность, которая в

некоторых зернах частично нарушена (рис. 5). Карбон-пермская «популяция» цирконов представлена двумя хорошо ограненными призматическими кристаллами с ритмично-зональной осцилляторной зональностью из пробы оливинового габбро (К-5) (рис. 6). В обоих кристаллах наблюдаются «ядра» с пониженной интенсивностью катодолуминесцентного свечения.

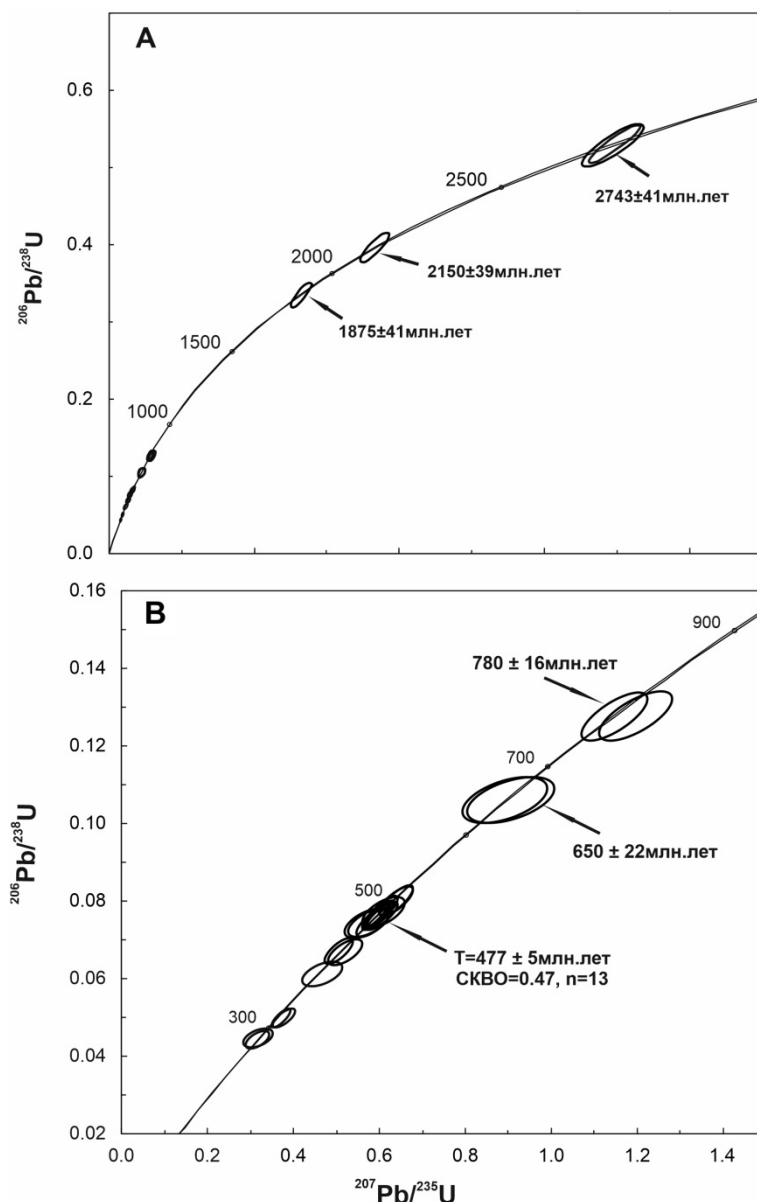


Рис. 3. Изотопные диаграммы с конкордией в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

А – расположение точек для цирконов с возрастом более 1 млрд лет (неоархей-палеопротерозойская «популяция»). **В** – расположение точек для цирконов с возрастом менее 1 млрд лет (неопротерозойская и кембрий-девонская «популяции»). Для группы точек указан средневзвешенный возраст, рассчитанный по 13 измерениям, для единичных точек – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст. Диаграммы построены по данным табл. 3

Fig. 3. Isotope diagrams with concordia in coordinates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

A is the location of points for zircons with an age of more than 1 billion years (Neoarchean-Paleoproterozoic “population”). **B** is the location of points for zircons with an age of less than 1 billion years (Neoproterozoic and Cambrian-Devonian “populations”). For a group of points, the weighted average age calculated from 13 measurements is indicated, for single points, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -age is indicated. The diagrams are constructed according to Table 3

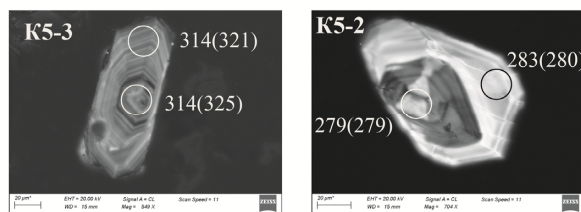


Рис. 6. Микрофотографии зерен циркона из карбон-пермской «популяции»

Fig. 6. Micrographs of zircon grains from Carbon-Permian “population”

Результаты и обсуждение

Наблюдаемые значительные вариации значений изотопного возраста цирконов из неорархей-палеопротерозойской и неопротерозойской «популяций», в том числе обнаруженные в одних и тех же пробах, предположительно обусловлены неравномерными нарушениями и «омоложением» U-Pb изотопных систем их материнских (ювенильных) цирконов, имевших возраст не менее 3 млрд лет, которые первоначально находились в верхнемантийном протолите до начала его частичного плавления и образования ультрамафитовых реститов. Предполагается, что эти нарушения сопровождались неравномерной диффузионной потерей ювенильными цирконами радиогенного свинца.

Исходя из этого допущения, цирконы из двух названных «популяций» рассматриваются нами в качестве *ксеногенной фазы*, привнесенной в материнский расплав габброидов Калбагдагского массива из верхнемантийного протолита при его генерации. Поэтому варьирующие значения возраста цирконов из этих двух «популяций» мы не рассматриваем в качестве реперов времени протекания отдельных взятых геологических событий. При этом зерна циркона с наиболее древними значениями возраста (более 2700 млн лет) предположительно могут указывать на вероятный минимальный изотопный возраст ювенильных цирконов из верхнемантийного протолита, находящегося под центральной частью Тувинского региона.

Исходя из полученных данных о морфологии зерен, их оптических свойств и U-Pb изотопного возраста, цирконы из кембрий-девонской «популяции» рассматриваются нами в качестве *сингенетической фазы* с конкордантным возрастом 477 ± 5 млн лет (рис. 3). Следует отметить, что по данным, полученным U-Pb методом (SIMS, SHRIMP II) в рамках проекта Геологического доизучения площади (ГДП-200, В.М. Колямкин), возраст единичных зерен циркона из амфиболизированного габбро этого массива составил $486 \pm 6,4$ млн лет, что, в пределах погрешности анализов, не противоречит нашим данным. К этому добавим, что по результатам датирования

U-Pb и Ar-Ar методами возраст пород мажальского мафит-ультрамафитового комплекса, к которому принято относить Калбагдагский массив, составил $478 \pm 1,4$ и $484,2 \pm 2,3$ млн лет соответственно [Бородина и др., 2004; Сальникова и др., 2004], что также согласуется с нашими данными.

Цирконы из карбон-пермской «популяции» правомерно рассматривать в качестве *эпигенетической фазы*, при этом предполагается, что их образование было обусловлено инфильтрацией флюидов, выделявшихся кислыми расплавами, которые сформировали позднепалеозойский гранитоидный интрузив, расположенный севернее Калбагдагского массива. В этой связи добавим, что, как ранее было установлено, подобные гранитоидные интрузивы на территории Тувы имеют возраст 297–293 млн лет [Сугорак, 2017]. Таким образом, имеющиеся данные позволяют заключить, что в породах Калбагдагского массива присутствуют полихронные цирконы, которые представлены, по меньшей мере, тремя генетическими типами: *ксеногенным*, *сингенетическим* и *эпигенетическим*.

Касаясь вопроса о механизме формирования Калбагдагского ультрамафит-мафитового массива, следует отметить следующее. Исходя из собственных данных [Монгуш, 2002; Леснов и др., 2019а; Ойду и др., 2019], а также материалов других исследователей относительно структурной позиции массива, его морфологии, геологического строения, петрографического, геохимического и минерального состава, структурно-текстурных особенностей пород и результатов U-Pb изотопного датирования цирконов, авторами предложена следующая гипотетическая модель его формирования.

Предполагается, что на современном уровне денудации массив представляет собой один из частных срезов субвертикального подводящего канала (магматической камеры) вулканоплутонической системы, которая была вскрыта на глубину порядка 10 км. Обнаженные на этом срезе разновидности габброидных пород кристаллизовались в мезоабиссальных условиях в процессе охлаждения поднимающегося по этому каналу базальтоидного расплава. На позднем этапе подъема этот расплав представлял собой

структурированную суспензию, существенную часть объема которой составляли перемешивающиеся и нередко струйчато ориентированные мелкие порфировидные вкрапленники оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза. Эти вкрапленники перемещались в обедненной феррическими компонентами остаточной жидкости, из которой на заключительном этапе кристаллизовались многочисленные лейсты плагиоклаза. Во время подъема расплава-суспензии субпараллельно ориентированные длинные оси лейст плагиоклаза, обусловившие микротрахитоидную текстуру габброидов, «обтекали» порфировидные микровкрапленники. В этой связи мы приходим к заключению, что габброиды Калбагдагского массива, в том числе их полосчатые разновидности, не являются *кумулятами* в прямом смысле этого термина.

Одним из наиболее дискуссионных вопросов в проблеме генезиса Калбагдагского массива является происхождение присутствующих в его составе многочисленных и незакономерно залегающих линзовидных и полосовидных обособлений перидотитов и пироксенитов. Ранее многие исследователи данного массива интерпретировали породы ультрамафитовых обособлений и окружающие их габброиды в качестве кумулатов, сформированных в процессе внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации базальтоидного расплава, а сам этот массив, как и подобные ему Брунганский, Пош-Дагский, Мажалыкский и другие, традиционно относили к категории расслоенных интрузивов [Волохов и др., 1972; Богнибов и др., 1983; Поляков и др., 1984; Егорова, 2002; Бородин и др., 2004].

Вместе с тем полученные к настоящему времени данные о геологическом строении и вещественном составе Калбагдагского массива позволили нам предложить альтернативную модель его формирования, основанную на следующих положениях:

1) субвертикальное залегание как самого массива, так и полосчатости (трахитоидности) слагающих его пород;

2) незакономерная струйчато-полосчатая макротекстура габброидов различной меланократовости;

3) приуроченность обособлений ультрамафитов к разным уровням вертикального разреза массива, а не только к его базальной части;

4) наблюдаемая под оптическим микроскопом трахитоидная микротекстура пород с признаками «обтекания» лейстами плагиоклаза из основной массы порфировидных микровкрапленников оливина, пироксенов и плагиоклаза лейстами плагиоклаза в их основной массе;

5) присутствие в габброидах трех генераций плагиоклаза – ранней (пойкилитовые включения в пироксенах и оливинах), промежуточной (порфировидные вкрапленники) и поздней (лейсты, слагающие основную массу);

6) ксеноморфизм выделений оливина, их истощенность никелем и наличие вокруг них реакционных кайм, что не исключает вероятность их ксеногенной природы и перекристаллизации;

7) отсутствие химического равновесия между микропорфировидными вкрапленниками оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, что предположительно является следствием их «перемешивания» в процессе восходящего перемещения расплава-суспензии, которое препятствовало достижению равновесия между «сосуществующими» микровкрапленниками;

8) присутствие в габброидах зерен очень древних цирконов, которые предположительно были привнесены из более ранней протрузии ультрамафитовых реститов, обнаруженной под Калбагдагским массивом по результатам гравиметрической съемки (см. рис. 1, В).

Приведенные факты позволили заключить, что Калбагдагский мафит-ультрамафитовый массив является полигенным комплексом, в строении которого принимают участие пространственно сближенные, но разновременные сформированные и генетически автономные тела магматических пород:

1) залегающие среди габброидов массива более ранние обособления гибридных ультрамафитов (верлиты, плагиоверлиты, пироксениты), представляющие собой ксеногенные тела, то есть тектонически продвинутые на более высокий уровень коры отторженцы залегающей на глубине под Калбагдагским массивом протрузии ультрамафитовых реститов, магмо-метасоматически преобразованных под влиянием более позднего габброидного расплава и его флюидов;

2) более поздний габброидный интрузив, сложенный оливиновыми и безоливиновыми габброидами, которые представляют собой продукты кристаллизации расплава-суспензии, в различной мере контаминированного веществом ультрамафитовых реститов и вмещающих пород.

Выводы

1. Методом LA-SF-ICP-MS впервые определен изотопный возраст представительной коллекции зерен циркона, выделенных из крупнообъемных проб оливиновых габброноритов и габбро, а также из плагиоверлитов, отобранных в разных пунктах Калбагдагского мафит-ультрамафитового массива.

2. Продатированные цирконы, помимо различий по морфологическим и оптическим свойствам, характеризуются значительными вариациями изотопного возраста, т.е. являются полихронными.

3. Полученные данные позволили условно разделить коллекцию исследованных цирконов на четыре «популяции» (кластера): неоархей-палеопротерозой-

скую (2747–1862 млн лет), неопротерозойскую (799–648 млн лет), кембрий-девонскую (525–383 млн лет) и карбон-пермскую (325–279 млн лет).

4. Цирконы из первой и второй «популяций» рассматриваются в качестве ксеногенной фазы, привнесенной в материнские расплавы габброидов из залегающей под Калбакдагским массивом протрузии ультрамафитовых реститов и представляющих собой в различной мере «омоложенные» древние (более 3 млрд лет) ювенильные цирконы, содержащиеся в верхнемантийном протолите. Цирконы из кембрий-девонской «популяции» рассматриваются в качестве сингенетической фазы, возраст которой, в первом приближении, позволяет определить время формирования габброидов Калбакдагского массива. Цирконы из карбон-пермской «популяции» рассматриваются в каче-

стве эпигенетической фазы, образованной в процессе инфильтрации в породы массива флюидов, выделявшихся из более поздних гранитоидных расплавов.

5. Калбакдагский массив предложено рассматривать в качестве полигенного мафит-ультрамафитового комплекса пространственно сближенных фрагментов более древней протрузии гибридизированных реститогенных ультрамафитов и более позднего мезоабиссального габброидного интрузива, сформированного в раннем ордовике.

Работа выполнена по государственному заданию Института геологии и минералогии СО РАН (№ 0330-2018-0023, Науки о Земле) и Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Богнибов В.И., Поляков Г.В., Ковалевский В.Е., Петрова Т.Е.** Особенности состава минералов и происхождение ультраосновных и основных пород в перидотит-пироксенит-габброноритовом массиве Брунган (Восточная Тува) // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск : Наука, 1983. С. 93–126.
- Бородин Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.** Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1074–1091.
- Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В., Зеркалова М.Н., Киреев А.Д.** Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола. Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск : Наука, 1972. С. 130–145.
- Егорова В.В.** Минералогия и особенности кристаллизации пород Мажалыкского перидотит-пироксенит-габбрового массива (Юго-Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск : Изд-во Томского государственного университета, 2002. Вып. 3, т. 1. С. 80–86.
- Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К.** Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск : ГЕО, 2019а. 350 с.
- Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Королюк В.Н.** Проявление скаполитовой минерализации в габброидах Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива (Тува) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геологическое строение, рудный потенциал : 6-я Всероссийская конференция с международным участием. Иркутск : Изд-во Института геохимии СО РАН, 2019б. С. 189–193.
- Монгуш А.А.** Петрография и минералогия раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых массивов Восточной Тувы : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск : ИГМ СО РАН, 2002. 26 с.
- Ойдул Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А.** Состав минералов и генезис полосчатых габброидов Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива (Центральная Тува) // Геосферные исследования. 2019. № 3. С. 20–34.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И.** Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск : Наука, 1979. С. 118–126.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э., Кривенко А.П., Баярбилэг Л.** Перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск : Наука, 1984. С. 4–57.
- Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеев А.М.** Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортосит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 656–662.
- Сугоракоева А.М.** Новые геохронологические и изотопные данные к вопросу о возрасте ассоциаций Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 166–168.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.** U-Pb изотопное датирование цирконов из Pz₃-Mz магматических комплексов Забайкалья магнитно-секторной масс-спектрометрией с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.
- Anders E., Grevesse N.** Abundances of elements: Meteoritic and solar // Gechim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.V.** GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // in Sylvester P. (ed.), Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issue: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2008. V. 40. P. 307–311.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.** The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Ludwig K.R.** Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA Berkeley Geochronology Center. 2003.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.** Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology. 2008. V. 249, No 1–2. P. 1–35.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins / eds. by A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313–346.

Авторы:

Ойдул Чойганмаа Кыргысовна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики, магматизма и рудообразования, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: oydup_ch@mail.ru

Леснов Феликс Петрович, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и магматизма, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail felix@igm.nsc.ru, lesnovfp@list.ru

Монгуш Андрей Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики, магматизма и рудообразования, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: amongush@inbox.ru

Семенова Дина Валерьевна, научный сотрудник, лаборатория изотопно-аналитической геохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: sediva@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2021, 4, 37–49. DOI: 10.17223/25421379/21/3

Ch.K. Oidup¹, F.P. Lesnov², A.A. Mongush¹, D.V. Semenova²

¹*Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia*

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

POLYCHRON ZIRCONS FROM ROCKS OF THE KALBAKDAG MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIF AND QUESTIONS OF ITS GENESIS (CENTRAL TUVA)

The article presents the results of 30 determinations of isotopic age in 18 zircon grains performed by the LA-SF-ICP-MS method from four bulk samples of olivine gabbro (K-1, K-2), olivine gabbro (K-5) and plagioclite (K-7) selected in the central part of the Kalbakdag mafic-ultramafic massif, which was previously considered as a typical layered intrusion. This massif is located in the central part of the territory of Tuva within the Ondum island-arc subzone of the Early Caledonids and breaks through the metavolcanogenic-terrestrial strata of the Late Neoproterozoic – Lower Cambrian. The rocks of the massif are characterized by moderate magnesium content, low alkali content, very low titanium and phosphorus content. The content of rare earth elements in them is lower than N-MORB at $(La/Yb)_n = 0.52–1.71$, positive anomalies of K, Sr, Zr, Hf, Eu of low intensity and negative anomalies of Nb and Ta are noted on spiderograms. The dated zircons, in addition to differences in morphological and optical properties, are characterized by significant variations in isotopic age, that is, they are polychronous. The entire collection of dated zircons is conditionally divided into four “populations” (clusters): Neoproterozoic (2747–1862 Ma, zircons from samples K-2 and K-5), Neoproterozoic (799–648 Ma, zircons from samples K-1 and K-5); Cambrian-Devonian (525–383 Ma, zircons from samples K-2 and K-7) and Carbonian-Permian (325–279 Ma, zircons from sample K-5). Zircons from the first and second “populations” are proposed to be considered as a xenogenic phase introduced into the parent melts of the gabbroids of the Upper Mantle protolith massif. They are to varying degrees “rejuvenated” very ancient juvenile zircons that were previously present in this protolith and preserved in ultramafic restites formed on it. In turn, zircons from the Cambrian-Devonian “population” are proposed to be considered as a syngenetic phase, the age of which corresponds to the time of formation of gabbroids of this array. The concordant age of syngenetic zircons was 477 ± 5 Ma. Zircons from the Permian “population” have been identified as an epigenetic phase formed during infiltration into rocks of an array of fluids separated from late granitoid melts. According to the totality of available data, the Kalbakdag massif is considered by us as a polygenic association of spatially converged fragments of earlier protrusion of hybridized restitogenic ultramafites (plagioclites and pyroxenites) and mesoabyssal gabbroid intrusive (olivine and non-olivine gabbro and gabbroites) introduced in the Early Paleozoic.

Key words: zircons, U-Pb age, gabbroids, ultramafic, Tuva

References

- Bognibov V.I., Polyakov G.V., Kovalevsky V.E., Petrova T.E. *Osobennosti sostava mineralov i proiskhozhdeniye ul'traosnovnykh i osnovnykh porod v peridotit-piroksenit-gabbro-noritovom massive Brungan (Vostochnaya Tuva)* [Features of the composition of minerals and the origin of ultrabasic and basic rocks in the peridotite-pyroxenite-gabbro-norite massif Brungan (Eastern Tuva)] // Petrology and ore content of magmatic formations in Siberia. Novosibirsk: Publishing house Science. Siberian branch, 1983, pp. 93–126. In Russian
- Borodina E.V., Egorova V.V., Izokh A.E. Petrology of Ordovician collisional layered peridotite-gabbro massifs (on the example of the Mazhalyk intrusion, South-East, Tuva) // Russian Geology and Geophysics. 2004. V. 45. No 9, pp. 1074–1091. In Russian
- Volokhov I.M., Ivanov V.M., Arnautov N.V., Zerkalova M.N., Kireev A.D. *Mazhalykskiy gabbro-piroksenit-peridotitovyy pluton (Vostochnyy Tannu-Ola. Tuva)* [Mazhalyk gabbro-pyroxenite-peridotite pluton (East Tannu-Ola, Tuva)] // Problems of petrology of ultrabasic and basic rocks. Novosibirsk: Publishing house Science, 1972, pp. 130–145. In Russian
- Egorova V.V. *Mineralogiya i osobennosti kristallizatsii porod Mazhalykskogo peridotit-piroksenit-gabbrovogo massiva (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Mineralogy and features of crystallization of rocks of the Mazhalyk peridotite-pyroxenite-gabbro massif (South-Eastern Tuva)] // Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Issue 3. V. 1. Tomsk: Publishing House of Tomsk State University. 2002, pp. 80–86. In Russian
- Lesnov F.P., Kuzhuget K.S., Mongush A.A., Oidup Ch.K. *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' mafit-ul'tramafitovykh massivov Respubliki Tyva* [Geology, petrology and ore-bearing of mafic-ultramafic massifs of the Tyva Republic]. Novosibirsk: Publishing house "GEO", 2019. 350 p. In Russian
- Lesnov F.P., Oidup Ch.K., Mongush A.A., Korolyuk V.N. *Proyavleniye skapolitovoy mineralizatsii v gabbroidakh Kalbakdag-skogo mafit-ul'tramafitovogo massiva (Tuva)* [Manifestation of scapolite mineralization in gabbroids of the Kalbakdag mafic-ultramafic

massif (Tuva)] // Ultramafic-mafic complexes: geological structure, ore potential (6th All-Russian conference with international participation). Irkutsk: Publishing house of the Institute of Geochemistry SB RAS, 2019b. pp. 189–193. In Russian.

Mongush A.A. *Petrografiya i mineralogiya rannepaleozoyskikh ul'tramafit-mafitovykh massivov Vostochnoy Tuvy* [Petrography and mineralogy of the Early Paleozoic ultramafic-mafic massifs of Eastern Tuva] // Author's abstract ... Dis. cand. geol.-mineral. sciences. Novosibirsk: IGM SB RAS, 2002. 26 p. In Russian

Oydup Ch.K., Lesnov F.P., Mongush A.A. Composition of minerals and genesis of banded gabbroids of the Kalbakdag mafic-ultramafic massif (Central Tuva) // Geosphere Research. 2019. No 3, pp. 20–34. In Russian

Polyakov G.V., Bognibov V.I. *Rannepaleozoyskiy peridotit-piroksenit-gabbro-noritovyy kompleks salairid Yugo-Vostochnoy Tuvy* [Early Paleozoic peridotite-pyroxenite-gabbro-norit complex of salairids of South-Eastern Tuva] // Basic and ultrabasic complexes of Siberia. Novosibirsk: Science, 1979, pp. 118–126. In Russian

Polyakov G.V., Bognibov V.I., Izokh A.E., Krivenko A.P., Bayarbileg L. *Peridotit-piroksenit-gabbro-noritovaya formatsiya Vostochnoy Tuvy i Severo-Zapadnoy Mongolii* [Peridotite-pyroxenite-gabbro-norit formation of Eastern Tuva and North-West Mongolia] // Plutonic formations of Tuva and their ore content. Novosibirsk: Publishing house Science. 1984, pp. 4–57. In Russian

Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Kozakov I.K., Oydup Ch.K., Mongush A.A., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M. Age and geodynamic position of the peridotite-pyroxenite-anorthosite-gabbro Mazhalyk complex, Eastern Tuva // Petrology. 2004. T. 12. No 6, pp. 656–662. In Russian

Sugorakova A.M., Khertek A.K. The new data to the question of the age of associations Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva) // Geosphere Research. 2017. No 3. pp. 50–60. DOI: 10.17223/25421379/4/7. In Russian

Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. U-Pb isotope dating of zircons from Pz₃-Mz magmatic complexes of Transbaikalia using magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: determination procedure and comparison with SHRIMP data // Russian Geology and Geophysics. 2016. T. 57. No 1, pp. 241–258. In Russian

Anders E., Grevesse N. Abundances of elements: Meteoritic and solar // Gechim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53, pp. 197–214.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.V. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // in Sylvester P. (ed.), Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issue: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2008. V. 40, pp. 307–311.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology. 2004. V. 211. pp. 47–69.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA Berkeley Geochronology Center. 2003.

Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology. 2008. V. 249. No 1–2. pp. 1–35.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1989. V. 42. pp. 313–346.

Author's:

Oydup Choiganmaa K., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, Magmatism and Ore Formation, Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: oydup_ch@mail.ru

Lesnov Felix P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Academician of the Russian Academy of Natural Sciences, Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics and Magmatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: felix@igm.nsc.ru, lesnovfp@list.ru

Mongush Andrey A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, Magmatism and Ore Formation, Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: amongush@inbox.ru

Semenova Dina V., Researcher, Laboratory of Isotope-Analytical Geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: sediva@igm.nsc.ru

УДК 549.641.22, 552.13

ПИРОФАНИТ И МАНГАНОИЛЬМЕНИТ В ГРАНИТОИДАХ ХАМНИГАДАЙСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Л. Елбаев, И.В. Гордиенко, Д.А. Орсов, Е.В. Ходырева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия



Впервые в умеренно-щелочных гранитоидах Центрального Забайкалья обнаружены минералы группы ильменита с максимально высокими концентрациями марганца (16,60–44,46 мас. %), которые соответствуют манганоильмениту ($\text{Ilm}_{61-47}\text{Prph}_{37-46}\text{Hem}_{1-8}$), железистому пиррофаниту ($\text{Prph}_{72-50}\text{Ilm}_{24-43}\text{Hem}_{0-9}$) и пиррофаниту ($\text{Prph}_{93-87}\text{Ilm}_{0-4}\text{Hem}_{4-14}$). Условия локализации, морфологические особенности и содержания главных и примесных элементов свидетельствуют о разных условиях их кристаллизации.

Ключевые слова: манганоильменит, железистый пиррофанит, пиррофанит, морион-гранит, лейкогранит, аплит, Хамнигадайский массив, Центральное Забайкалье

Введение

Пиррофанит и манганоильменит относятся к группе ильменита. Как известно, в природе чистый ильменит практически не встречается, и его состав представляет собой твердые растворы с конечными членами, собственно ильменит – FeTiO_3 , пиррофанит – MnTiO_3 и гейкилит – MgTiO_3 . Между ильменитом и пиррофанитом существует непрерывный изоморфный ряд с образованием промежуточной фазы – манганоильменита (Fe^{2+} , Mn^{2+}) TiO_3 с содержанием $\text{MnO} > 13$ мас. % [Минералы..., 1967].

Пиррофанит и манганоильменит встречаются в минеральных ассоциациях различных типов пород и руд. Так в качестве вторичных и акцессорных минералов они описаны на месторождениях марганцевых руд [Смолянинова, Борисовский, 1984], в серпентинизированных гипербазитах и родингитах [Осипенко, Сидоров, 1999], в кимберлитах [Козлов и др., 1983; Каминский, Белоусова, 2009; Путинцева, Спиридонов, 2017], в щелочных комплексах [Кривдик, 2014; Немов, 2017; Попов и др., 2017], в эпидотсодержащих дацит-порфирах [Прибавкин и др., 2014]. Вместе с тем в гранитных породах эти минералы встречаются сравнительно редко и сведения о них носят ограниченный характер [Tsusue, 1973; Suwa et al., 1987; Sasaki et al., 2003; Tarassova, Tarassov, 2012; Полякова, 2013]. Поэтому многие вопросы, касающиеся их состава, характера развития и генетических особенностей в гранитоидах остаются открытыми и дискуссионными.

При петрологическом изучении Хамнигадайского гранитоидного массива нами впервые были обнаружены в качестве акцессорных пиррофанит и манганоильменит. В статье приводятся результаты детального изучения этих минералов, позволившие выявить дополнительные факторы развития «ильменитов» с высоким содержанием марганца в гранитных системах.

Методы исследования

Минералы группы ильменита изучались в полированных пластинках во вмещающей породе и в эпоксидной шашке, куда монтировались зерна минералов, отобранные вручную под бинокулярным микроскопом из проб-протокочек. Препараты напылялись углеродом. Химический состав минералов группы ильменита, степень их однородности, морфология зерен и соотношение с породообразующими и акцессорными минералами были изучены на электронном сканирующем микроскопе с энергодисперсионным спектрометром (EDS) LEO-1430 (система микроанализатора Inca Energy-300) в Центре коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). Для наглядности использованы фотографии минеральных ассоциаций в обратно-рассеянных (отраженных) электронах (BSE).

Условия EDS-анализатора: энергия пучка электронов – 20 кэВ, ток электронного пучка – 0,4 нА, время получения спектра в реальном времени – 50 с. Результаты проверены на природных минералах, синтетических соединениях и металлах: SiO_2 (Si, O), Al_2O_3 (Al), диопсид (Mg, Ca), альбит (Na), ортоклаз (K), рутил (Ti), циркон (Zr), BaF_2 (Ba, F), $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$ (P), Nb, Fe, Mn, Zn, V. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда и калибровка спектрометра по энергии) применялся металлический Co. Матричная коррекция была выполнена с помощью алгоритма XPP, встроенного в программное обеспечение Inca Energy. В работе приведено 27 анализов минералов группы ильменита из трех образцов, отобранных из центральной (XM14-10, XM19-3) и краевой (XM14-6) части массива, а также из одного образца жильного аплита (XM18-5).

Краткая геологическая характеристика Хамнигадайского гранитоидного массива

Хамнигадайский массив находится в Кяхтинском административном районе Республики Бурятия, в бассейне правых притоков р. Кудара. В структурно-геологическом отношении расположен в пределах Тамирской вулканотектонической структуры и (или) на периферии Хэнтэй-Даурского магматического ареала [Ярмолук и др., 2002; Кошкин и др., 2003; Елбаев и др., 2020]. Он занимает площадь 50 км², в плане имеет эллипсоидальную форму (рис. 1) и приурочен к довольно крупной моноклинали, сложенной вулканогенными породами тамирской свиты позднепермского возраста [Гордиенко, 1980; Кошкин и др., 2003]. С последними массив имеет крутые интрузивные контакты, в южной части они осложнены разломом. Наиболее распространенные породы массива – среднезернистые лейкограниты. Они сложены K-Na полевым шпатом, кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз) и кварцем. В незначительных количествах встречается флогопит-аннит. Темный цвет кварца является характерной особенностью хамнигадайских гранитов, поэтому они были названы морион-гранитами [Комаров, Белоголовкин, 1968].

Геохимические исследования показали, что гранитоиды Хамнигадайского массива сформировались из дифференцированного кремнекислого расплава, на что косвенно указывают в их составе повышенные содержания Rb, Th и U, очень низкие содержания Ba и Sr, пониженные Y и Zr, обогащение LREE относительно HREE, существенная отрицательная европиевая аномалия, а также величины отношения Zr/Hf и SiO₂/CaO [Елбаев и др., 2020]. При этом лейкограниты центральной и краевой части массива по петрохимическим критериям незначительно различаются, что обусловлено более «дифференцированным» характером краевых разностей (рис. 2). Отметим, что приконтактная лейкократизация дополнительно усиливается привнесом летучих и легкоподвижных компонентов из внутренней части массива в краевые и апикальные участки. Считается, что это явление развивается, когда боковые породы играют роль экрана [Добрецов и др., 1988]. Данное предположение подкреплено тем, что в лейкогранитах центральной части процесс альбитизации проявлен очень слабо, тогда как в лейкогранитах краевой части массива альбитизация распространена несколько шире.

Акцессорные минералы лейкогранитов центральной части массива представлены магнетитом, титанитом, цирконом, фторапатитом, ильменитом, торитом, фосфоторитом, в лейкогранитах краевой части помимо вышеперечисленных минералов часто встречается флюорит. Жильные образования в мас-

сиве представлены редкими маломощными телами аплитов, которые сложены калиевым полевым шпатом (микроклин), альбитом, кварцем, биотитом и мусковитом. В них диагностируются акцессорные минералы – магнетит, ильменит, циркон, флюорит, колумбит, монацит, торит, ишикаваит.

Изотопно-геохимические исследования морион-содержащих гранитоидов Центрального Забайкалья позволили установить раннеюрский возраст (180–190 млн лет, U-Pb метод) и сходство их с гранитами А-типа [Елбаев и др., 2020]. При тектонической классификации эти раннеюрские гранитоиды сопоставимы с кислыми магматическими ассоциациями, сформированными либо в постколлизийной обстановке, либо на поздних стадиях развития горячих рифтогенных структур [Harris et al., 1986; Гребенников, 2014]. Отметим, что поздне триасовый-раннеюрский этап магматизма в Западном, частично Центральном Забайкалье и Северной Монголии характеризуется проявлением крупного зонально-симметричного Хэнтэй-Даурского магматического ареала [Ярмолук и др., 2002], геодинамическая обстановка формирования которого, по мнению ряда исследователей [Воронцов и др., 2007], связывается с воздействием плюма на участок литосферы, находящейся в условиях коллизийного сжатия.

Позиция и состав минералов группы ильменита

Составы изученных минералов представлены в таблице. Пирофанит и манганоильменит в гранитоидах Хамнигадайского массива характеризуются высокими содержаниями MnO (> 13 мас. %) против низких (3,39–3,98 %) в ильменитах [Ляхович, 1968, 1973]. Они имеют переменный состав, варьирующий от манганоильменита (MnTiO₃ 37–46 мол. %) до железистого пирофанита (MnTiO₃ 50–72 мол. %) и пирофанита (MnTiO₃ 87–93 мол. %). Различаются они и по содержанию элементов-примесей, что обусловлено их принадлежностью к различным разновидностям гранитоидов.

Железистая разновидность пирофанита (Prph₇₂₋₆₄Ptm₂₄₋₃₂Nem₀₋₄) характерна для лейкогранитов центральной части массива, образуя ксеноморфные зерна размером до 0,2–0,6 мм в межзерновом пространстве породообразующих минералов (рис. 3, а, б). Содержание MnO в них варьирует от 30,44 до 33,40 мас. %, при этом в качестве примеси фиксируется алюминий (0,20–0,90 мас. %) и ниобий (0,83–1,60 мас. %). Первичный железистый пирофанит частично замещается рутилом, иногда содержит разнообразных включений минералов, среди которых наиболее обычны кристаллы фторапатита, циркона, реже встречаются биотит и магнетит. Характер развития железистого пирофанита указывает на позднемагматическое время его образования.

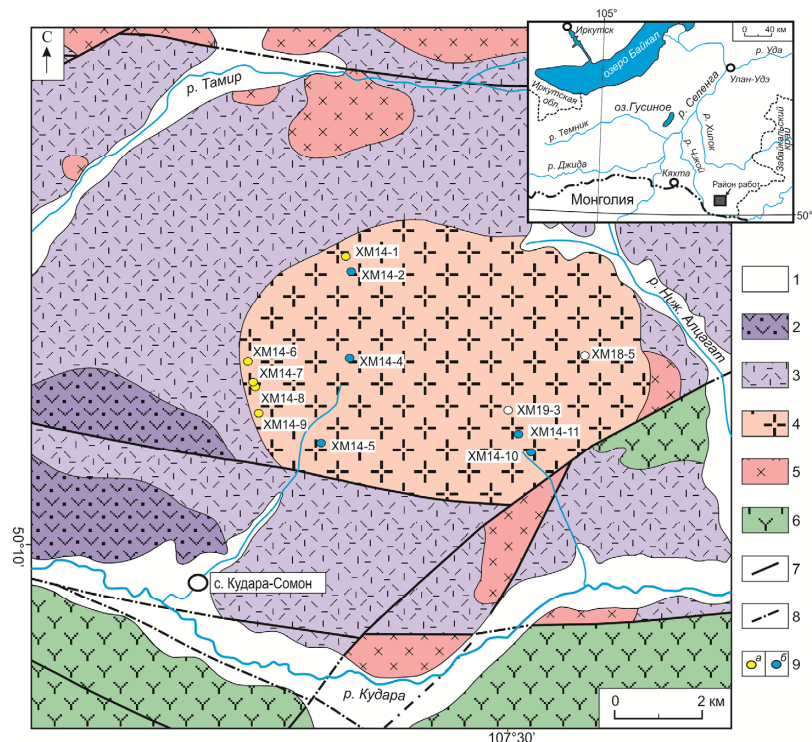


Рис. 1. Схема геологического строения Хамнигадайского массива (Центральное Забайкалье)

Составлена по материалам геолого-съемочных работ [Кошкин и др., 2003] с дополнениями. 1 – кайнозойские отложения; 2 – средне-позднетриасовые вулканиты чернойяровской свиты; 3 – позднепермские вулканиты тамирской свиты; 4 – раннеюрские лейкограниты; 5 – позднепермские гранитоиды бичурского комплекса; 6 – раннепалеозойские гранитоиды; 7 – разрывные нарушения; 8 – предполагаемые разрывные нарушения; 9 – места отбора проб: а – лейкограниты краевой части, б – лейкограниты центральной части

Fig. 1. Geological structure of the Khamnigadai massif (Central Transbaikalia) pattern

It is compiled on the basis of geological survey data [Koshkin et al., 2003] with additions. 1 – Cenozoic deposits; 2 – Middle-Late Triassic volcanics of the Cherny-Yar Formation; 3 – Late Permian volcanics of the Tamir Formation; 4 – Early Jurassic leucogranites; 5 – Late Permian granitoids of the Bichura complex; 6 – Early Paleozoic granitoids; 7 – faults; 8 – inferred faults; 9 – sampling sites: a – leucogranites of the marginal part, b – leucogranites of the central part

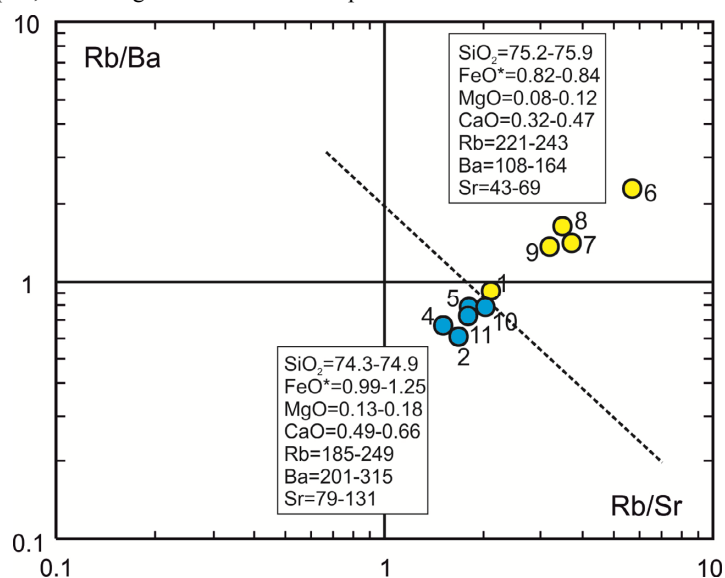


Рис. 2. Соотношение Rb/Ba и Rb/Sr в гранитоидах Хамнигадайского массива

На врезках приведены содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов из гранитоидов краевой и центральной части массива. Номера проб и цвет фигуративных точек соответствуют данным на рис. 1

Fig. 2. The ratio of Rb/Ba and Rb/Sr in the granitoids of the Khamnigadai massif

The insets show the contents of petrogenic (wt. %) and rare (ppm) elements from the granitoids of the marginal and central parts of the massif. Sample numbers and the color of the figurative points correspond to the data in Fig. 1

Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты минералов группы ильменита
Chemical composition and formula coefficients of the ilmenite, wt. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO ₂	51,30	50,59	50,94	51,38	51,34	51,42	51,18	51,24	52,31
Al ₂ O ₃	0,32	0,44	0,90	0,20	0,80	0,42	0,60	0,40	0,30
FeO _{общ}	13,30	13,61	13,36	17,05	13,99	14,12	13,68	13,97	11,49
MnO	33,40	32,80	32,60	30,44	31,62	33,07	33,91	32,67	35,18
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	1,20	1,60	0,99	0,83	1,45	1,10	1,42	1,01	1,10
Сумма	99,52	99,04	99,79	99,90	99,20	100,13	100,79	99,29	100,38
Fe ₂ O ₃ *	1,10	1,50	0,60	1,80	0,90	1,50	2,2	1,1	0,1
FeO*	12,30	12,30	12,80	15,40	14,20	12,80	11,70	13,00	11,4

Коэффициенты в формуле, O = 3 (ATiO₃)

Ti	0,98	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,96	0,98	0,99
Al	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,03	0,04	0,02	0,001
Fe ²⁺	0,26	0,26	0,27	0,32	0,30	0,27	0,24	0,28	0,24
Mn	0,72	0,71	0,70	0,65	0,67	0,70	0,72	0,70	0,75
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01

Продолжение таблицы

Table continued

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
TiO ₂	51,83	51,33	51,05	51,07	49,42	49,32	49,02	50,71	50,01
Al ₂ O ₃	0,53	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO _{общ}	16,05	3,29	4,7	4,45	6,1	6,67	7,92	4,92	6,70
MnO	31,59	44,46	43,90	44,03	43,83	43,75	43,00	44,30	42,60
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	0,80	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,80	99,08	99,65	99,55	99,35	99,74	99,94	99,93	99,31
Fe ₂ O ₃ *	1,60	2,4	3,6	3,4	6,7	7,3	8,2	4,6	5,4
FeO*	14,6	1,1	1,5	1,3	0,1	0,1	0,5	0,8	1,8

Коэффициенты в формуле, O = 3 (ATiO₃)

Ti	0,97	0,98	0,97	0,97	0,94	0,93	0,92	0,96	0,95
Al	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,03	0,05	0,07	0,06	0,13	0,14	0,15	0,09	0,10
Fe ²⁺	0,31	0,02	0,03	0,03	0,001	0,001	0,01	0,02	0,04
Mn	0,66	0,95	0,93	0,94	0,94	0,93	0,91	0,94	0,91
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—

Продолжение таблицы

Table continued

Компонент	19	20	21	22	23	24	25	26	27
TiO ₂	51,11	49,12	50,77	49,40	49,19	50,20	49,12	50,07	50,60
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO _{общ}	28,47	25,84	27,05	23,20	21,57	25,01	19,88	21,14	21,49
MnO	16,60	20,38	17,68	22,80	23,40	20,79	27,23	24,71	24,54
ZnO	1,35	1,91	1,42	1,14	1,89	0,77	1,12	1,27	1,33
Nb ₂ O ₅	2,41	2,70	3,01	3,36	2,92	3,10	2,96	2,73	2,01
Сумма	99,94	99,95	99,93	99,90	98,97	99,87	100,31	99,92	99,97
Fe ₂ O ₃ *	0,60	4,40	0,60	3,20	3,00	1,8	4,7	2,5	2,2
FeO*	28,00	21,90	26,50	20,30	18,90	23,40	15,6	18,90	19,5

Коэффициенты в формуле, O = 3 (ATiO₃)

Ti	0,98	0,94	0,97	0,95	0,95	0,96	0,94	0,96	0,97
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,01	0,08	0,01	0,06	0,06	0,03	0,09	0,05	0,04
Fe ²⁺	0,60	0,47	0,57	0,43	0,41	0,50	0,33	0,40	0,41
Mn	0,36	0,44	0,38	0,49	0,51	0,45	0,58	0,53	0,53
Zn	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
Nb	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03

Примечание. 1–10 – железистый пиррофанит из лейкогранитов центральной части массива; 11–13 – неправильные выделения пиррофанита из лейкогранитов краевой части массива; 14–18 – пластинчатые и игольчатые вроски в магнетите; 19–27 – манганоильменит и железистый пиррофанит из жильных аплитов. *Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по [Carmichael, 1967].

Note. 1–10 – ferroan pyrophanite from leucogranites of the central part of the massif; 11–13 – irregular segregations pyrophanite from leucogranites of the marginal part of the massif; 14–18 – lamellar and acicular growths in magnetite; 19–27 – manganoilmenite and ferroan pyrophanite from vein aplites. *Fe₂O₃ and FeO calculated according to [Carmichael, 1967].

В лейкогранитах также обнаружен марганцевый аналог ильменита – пирофанит ($\text{Prph}_{93-87}\text{Ilm}_{0-4}\text{Hem}_{4-14}$), который содержит MnO от 42,60 до 44,46 мас. %. Отличительной чертой пирофанита (см. таблицу) является практически отсутствие в нем элементов-примесей Al, Nb, а также преобладание закисного железа над окисным. По морфогенетическим особенностям можно выделить две генерации пирофанита. К первой генерации относится пирофанит, наблюдаемый в виде пластинчатых и игольчатых вростков в магнетите (рис. 3, *c–e*) и встречающийся как в лейкогранитах центральной, так и в лейкогранитах краевой части массива. Следует отметить, что состав выделений в магнетите невыдержанный варьирующий (мас. %) от не идентифицированных Fe-Ti-Mn окислов, в основном мелкие ламели ($\text{TiO}_2 = 22,71\text{--}44,0$; $\text{FeO}_{\text{общ}} = 21,95\text{--}57,01$; $\text{MnO} = 20,0\text{--}35,84$) до пластинчато-игольчатых вростков, отвечающих пирофаниту-I ($\text{MnO} = 42,60\text{--}44,30$). Сразу отметим, что данные образования напоминают продукты распада твердого раствора магнетита, описанные в гранитоидных комплексах Рудного Алтая и Южного Урала [Новоселов, Туркин, 2014; Попов и др., 2017].

Ко второй генерации относится пирофанит, замещающий по краям и трещинам крупные зерна магнетита в виде неправильных выделений (рис. 3, *f, g*), что указывает на формирование его в результате метасоматического процесса. Аналогичное явление описано в породах ильмено-вишневогорского комплекса [Немов, 2017]. Подчеркнем, что пирофанит-II встречается исключительно в лейкогранитах краевой части массива. По химическому составу оба морфогенетических типа пирофанита немного различаются, заметнее всего по содержанию железа в закисной и окисной формах (рис. 4).

В жильных аплитах массива обнаружены манганоильменит ($\text{Ilm}_{61-47}\text{Prph}_{37-46}\text{Hem}_{1-8}$) и железистый пирофанит ($\text{Prph}_{58-50}\text{Ilm}_{33-43}\text{Hem}_{5-9}$). Они тесно ассоциируют с магнетитом, цирконом, манганоколумбитом, флюоритом (рис. 3, *h, i*), образуя субидiomорфные зерна размером до 0,05 мм. Содержат меньше MnO (16,60–23,40 мас. %) по сравнению с минералами группы ильменита из лейкогранитов (см. рис. 4). В то же время для них характерно постоянное присутствие в заметных количествах цинка (1,14–1,91 мас. %) и ниобия (2,41–3,36 мас. %). Следует отметить, что в аплитах манганоильменит по распространенности лишь немного уступает магнетиту.

Результаты и обсуждение

По мнению ряда исследователей, изменчивость содержания марганца в ряду ильменит-пирофанит регулируется тремя основными факторами: 1) магматической дифференциацией (повышение Mn/Fe^{2+} в наиболее дифференцированных гранитных поро-

дах), 2) температурой кристаллизации и 3) летучестью кислорода в магме. Рассмотрим каждый из факторов подробнее.

1. Установлено, что с повышением индекса дифференциации гранитоидных пород содержание Mn в минералах группы ильменита увеличивается, а общее количество этих минералов уменьшается, что является фундаментальной особенностью эволюции кислых магм [Tsusue, 1973; Motoyoshi, 1981; Багдасаров, 1986; Sasaki et al., 2003; Tarassova, Tarassov, 2012]. Такое поведение Mn в магматических процессах скорее всего связано с тем, что по мере роста кремнекислотности его содержание в последовательно кристаллизующихся фазах нарастает, так как более крупный ион Mn^{2+} дольше остается в расплаве, а его соседи по группе железа уходят в твердую фазу быстрее [Юдович, Кетрис, 2012].

2. Влияние снижения температуры на содержание Mn в твердом растворе ильменит-пирофанит обсуждается либо на уровне термодинамических построений, либо очевидных или (и) логических выводов о том, что поздние дифференциаты магматического расплава кристаллизуются при более низких температурах, чем породы более ранних фаз [Buddington, Lindsley, 1964; Neumann, 1974; Tarassova, Tarassov, 2012]. Было замечено, что температура является основным фактором в распределении MnO между сосуществующими титаномagnetитом и ильменитом, так как отношение MnO в ильмените и титаномagnetите систематически возрастает от базитов через гранитоиды к гранитным пегматитам [Buddington, Lindsley, 1964]. Влияние температуры на состав ильменита выявлено в риолитах, где минерал образовался в пределах 750–650 °C, при этом более низкотемпературными являются ильмениты, обогащенные марганцем [Багдасаров, 1986]. Подобная зависимость была установлена и в рудоносных габброидах Южного Урала [Холодов и др., 2016].

Два вышеупомянутых процесса, безусловно, вносят вклад в обогащении Mn ильменитов поздних дериватов гранитоидных магм, однако, скорее всего, приводят лишь к формированию марганецсодержащих ильменитов (MnO до 10–15 мас. %), что установлено, например, для лейкогранитов умереннощелочного ряда Тамирского и Сарамского массивов Центрального Забайкалья (наши неопубликованные данные).

3. Причина обогащения Mn минералов ильменитовой группы в условиях высокого окисления заключается в более легком встраивании двухвалентного Mn по сравнению с трехвалентным Fe в структуру минерала, что приводит к преобладанию в нем пирофанитовой составляющей [Anderson, 1968; Czamanske, Mihálik, 1972; Tarassova, Tarassov, 2012]. Существует положительная корреляция между содержанием MnO и R_2O_3 ($\text{R} = \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+}, \text{Cr}^{3+}$) в иль-

менит-пирофаните, которая рассматривается как подтверждение влияния фугитивности O_2 на содержание Mn в минералах группы ильменита [Motoyoshi, 1981; Tarassova, Tarassov, 2012].

О кристаллизации расплава в условиях высокой фугитивности кислорода свидетельствуют наличие в гранитоидах Хамнигадайского массива акцессорного низкотитанистого магнетита и приблизительные показатели кислородного потенциала ($f_{O_2} = 10^{-12}$ атм.), полученные для него с помощью программы ILMAT 1.20 [Lepage, 2003]. Дополнительным аргументом служит

состав сосуществующего биотита, так как магнезиально-железистые слюды чутко реагируют на изменение физико-химических параметров гранитной системы. Известно, что гранитоиды магнетитового (окисленного) типа содержат высокомагнезиальный и низкоглиноземистый биотит с повышенным содержанием фтора [Путинцев, Григорьев, 1993]. Состав биотитов Хамнигадайского массива полностью отвечает этим параметрам (рис. 5) как по глиноземистости ($L = 13,37-16,43$) и железистости ($f = 26,83-38,22$), так и по содержанию фтора ($F = 1,37-2,32$ мас. %).

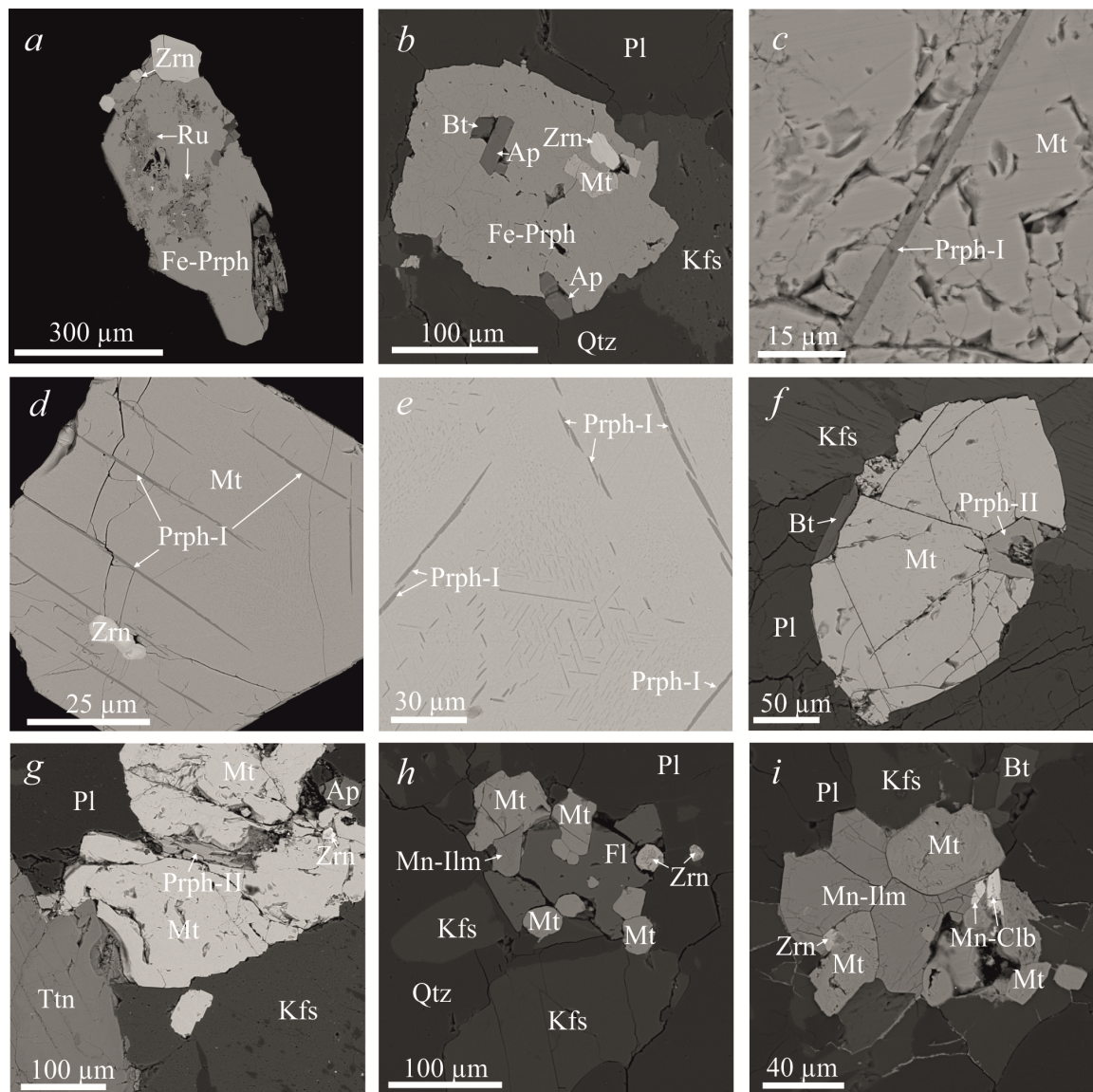


Рис. 3. Характер выделений минералов ильменитовой группы в гранитоидах Хамнигадайского массива
a, b – железистый пирофанит (Fe-Prph) из лейкогранитов центральной части: *a* – частичное замещение рутилом (Ru), *b* – разнообразие включений; *c–e* – пластинчатые и игольчатые вроски пирофанита-I (Prph) в магнетите; *f, g* – неправильные выделения пирофанита-II (Prph) в магнетите (Mt) из лейкогранитов краевой части; *h, i* – ассоциация магнетита, манганоильменита (Mn-Ilm), циркона (Zrn) и флюорита (Fl) в аплитах, иллюстрирующая тесный парагенезис этих минералов. Kfs – калиевый полевой шпат, Qtz – кварц, Pl – плагиоклаз, Ttn – титанит, Bt – биотит, Ap – апатит. Изображения в отраженных электронах

Fig. 3. The nature of the ilmenite group minerals in the granitoids of the Khamnigadai massif
a, b – ferroan pyrophanite (Fe-Prph) from leucogranites of the central part: *a* – partial replacement by rutile (Ru), *b* – variety of inclusions; *c–e* – lamellar and needle-like growths pyrophanite-I (Prph) in magnetite; *f, g* – incorrect segregation pyrophanite-II (Prph) associated with magnetite (Mt) from leucogranites of the marginal part; *h, i* – assemblages in aplites of magnetite, manganoilmenite (Mn-Ilm), zircon (Zrn) and fluorite (Fl), illustrating the close paragenesis of these minerals. Kfs – potash feldspar, Qtz – quartz, Pl – plagioclase, Ttn – titanite, Bt – biotite, Ap – apatite. Images in reflected electrons

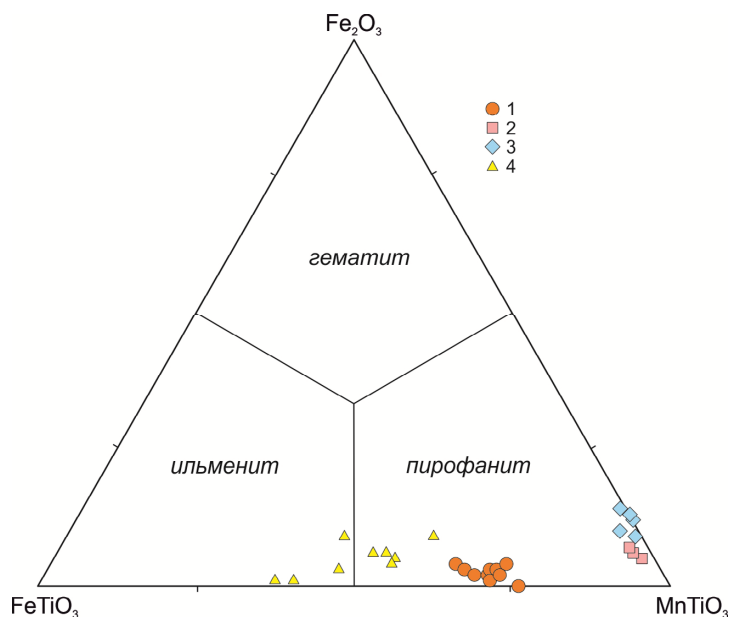


Рис. 4. Состав минералов группы ильменита в координатах $\text{FeTiO}_3\text{--MnTiO}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3$, мол. %

Условные обозначения: 1 – крупные зерна из лейкогранитов центральной части массива, 2 – небольшие выделения из лейкогранитов краевой части; 3 – пластинчатые и игольчатые выделения в магнетите, 4 – из жильных аплитов

Fig. 4. Composition of the ilmenite group minerals in $\text{FeTiO}_3\text{--MnTiO}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3$ (mol. %) coordinates

Explanation: 1 – large grains from the leucogranites of the central part of the massif, 2 – small secretions from the leucogranites of the marginal part; 3 – lamellar and needle-like secretions in magnetite, 4 – from vein aplites

Добавим, что геохимическая типизация пород Хамнигадйского массива (рис. 6) выявила их сходство с гранитоидами «окисленного» А-типа [Елбаев и др., 2020]. Последнее является отражением их минералогических особенностей, присутствием двух железотитанистых оксидных минералов – магнетита и ильменита. Этим они отличаются от гранитов, характерных для внутриплитной обстановки, принадлежащих к ильменитовой серии и относящихся к восстановлен-

ному А-типу, и по некоторым геохимическим аспектам близки гранитоидам I-типа, относящихся к магнетитовой серии, сформированные в окислительных условиях [Вейлко, Верниковская, 2012; Гребенников, 2014]. По результатам исследователей, такая тенденция скорее всего вызвана тем, что формирование специфических пород – окисленных А-гранитов происходило из магм с существенным содержанием воды (≥ 4 мас. %) [Dall'Agnol, Oliveira, 2007].

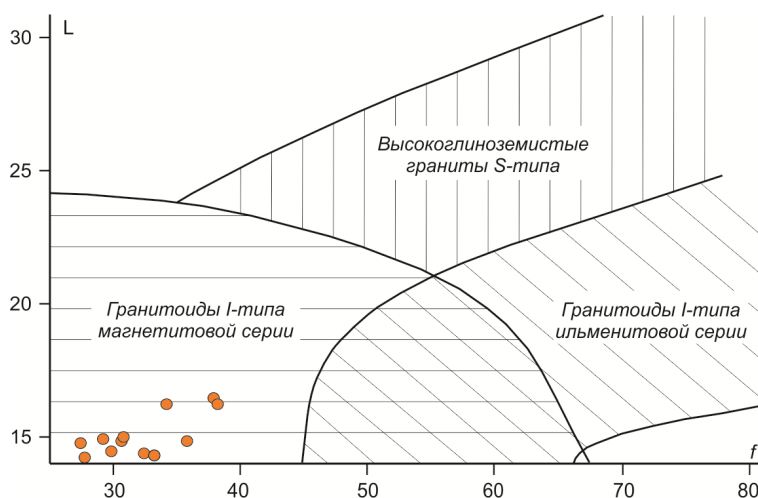


Рис. 5. Диаграмма составов биотитов гранитоидов Хамнигадйского массива в координатах «железистость» (f) и «глиноземистость» (L)

Фигуративные поля по [Путинцев, Григорьев, 1993]

Fig. 5. Biotite Composition of the Khamnigadai massif granitoids diagram with coordinates of iron (f) versus alumina (L)

Representative fields [after Putintsev, Grigoriev, 1993]

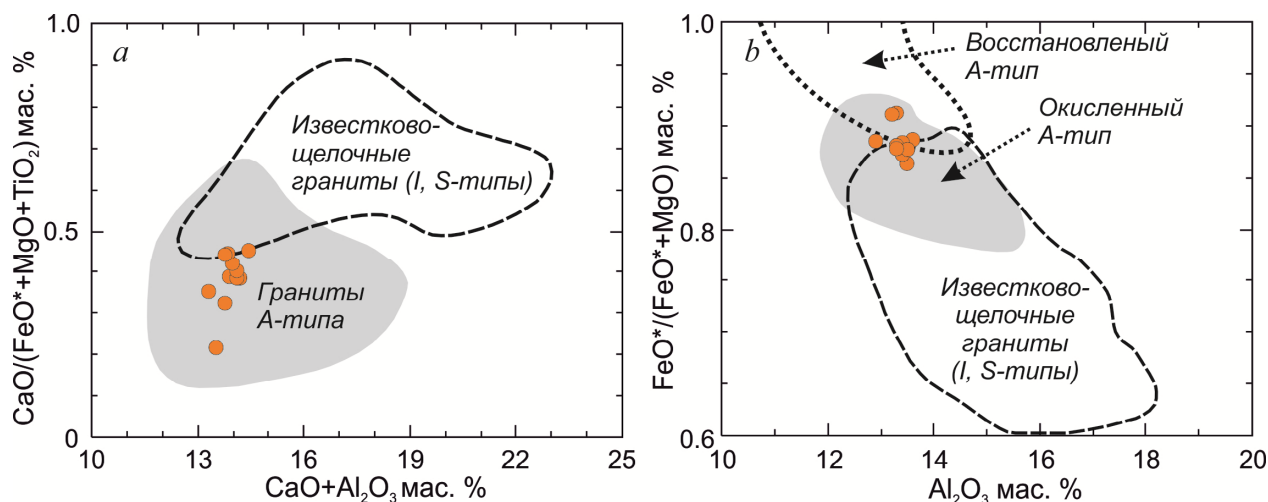


Рис. 6. Петрохимические диаграммы [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] $\text{CaO} / (\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ (a), $\text{FeO}^* / (\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (b) для лейкогранитов Хамнигадайского массива

Fig. 6. Petrochemical diagrams [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] $\text{CaO} / (\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ (a), $\text{FeO}^* / (\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (b) for the studied leucogranites

Анализ полученных данных, таким образом, свидетельствует о том, что высокая активность кислорода в дифференцированном кремнекислом субщелочном расплаве способствовала обогащению ильменита Mn вплоть до появления железистых разностей пирофанита в лейкогранитах центральной части Хамнигадайского массива. При этом мобильные в субщелочной-щелочной среде Ti и Mn [Щербина и др., 1971] могли концентрироваться также и в магнетите.

При понижении температуры в субсолидусных условиях произошел распад твердого раствора с образованием ламелей оксидов Fe-Ti-Mn и пластинчато-игольчатых выделений, по составу отвечающих пирофаниту. Высокая марганцовистость минералов ильменитовой группы именно в краевых лейкогранитах, по-видимому, является отражением эволюции флюидно-магматической системы и связана с преобразованием пород (альбитизация) под влиянием постмагматических щелочных флюидов. Более низкие содержания Mn в ильменитах жильных аплитов по сравнению с ильменитами лейкогранитов можно объяснить тем, что Mn в процессе кристаллизации аплитов перераспределялся между сосуществующими ильменитом и колумбитом, которые характеризуются очень высокими содержаниями MnO (15,59–16,11 мас. %). Как известно [Ляхович, 1968], увеличение количества Fe-Ti-Mn аксессуарных оксидов, наблюдаемое в аплитах, в целом не характерно для поздних дериватов гранитоидов, поэтому остается открытым вопрос о генетической связи жильных образований с вмещающими лейкогранитами.

Выводы

1. В лейкогранитах Хамнигадайского массива установлены три генерации минералов ильменитовой группы, отличающиеся уровнем содержания MnO и элементов-примесей (Al, Nb) и, возможно, условиями и временем образования. Они представлены позднемагматическим железистым пирофанитом, пирофанитом как продуктом распада твердого раствора и постмагматическим (вторичным) пирофанитом.

2. Повышенная кремнекислотность, высокая фугитивность O_2 , а также повышенная щелочность на заключительных стадиях дифференциации гранитного расплава явились положительными факторами для концентрации Mn в минералах группы ильменита и, соответственно, для образования железистого пирофанита.

3. При субсолидусном распаде исходного твердого раствора низкотитанистого магнетита практически весь Ti и Mn переходят в ламели не идентифицированного Fe-Ti-Mn оксида и в пластинчато-игольчатые выделения пирофанита.

4. Причины появления в породах краевой части массива практически чистого пирофанита, развивающегося по магнетиту, скорее всего, связаны с поздним пневматолито-гидротермальным процессом альбитизации.

5. В жильных аплитах установлены манганоильменит и железистый пирофанит, характеризующиеся довольно высокими содержаниями Zn и Nb и пониженными – Mn. Выявлено существенное увеличение общего количества Fe-Ti-Mn оксидов в аплитах по

сравнению с лейкогранитами, что скорее всего связано с поступлением дополнительных порций «остаточной» магмы на поздних стадиях формирования Хамнигадайского массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке бюджетного проекта ГИН СО РАН (IX.124.1.3, № АААА-А17-117011650013-4) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00312а).

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Э.А.** Сравнительная характеристика состава ильменитов изверженных пород // ЗВМО. 1986. № 2. С. 155–165.
- Веялко И.В., Верниковская А.Е.** Геохимия Fe-Ti оксидных минералов лейкогранитов А-типа Стрелковского массива, Енисейский край // Современные проблемы геохимии : материалы Всерос. конференции молодых ученых. Иркутск : Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 2. С. 33–34.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандмирова Г.П.** Источники магматизма и геодинамика раннемезозойской Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. 2007. Т. 15, № 1. С. 37–60.
- Гордиенко И.В.** Состав и возраст тамирской свиты вулканогенных пород Западного Забайкалья // Известия АН СССР. Серия: Геология. 1980. № 7. С. 84–91.
- Гребенников А.Г.** Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
- Добрецов Г.Л., Лесков С.А., Марин Ю.Б.** Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий. Методические рекомендации. Л., 1988. 61 с.
- Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Зарубина О.В.** Петрогеохимические особенности и U-Pb возраст морион-гранитов Центрального Забайкалья: типизация пород и вопросы их генезиса // Литосфера. 2020. Т. 20, № 5. С. 690–705.
- Каминский Ф.В., Белоусова Е.А.** Манганоильменит как минерал-спутник алмаза в кимберлитах // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1560–1570.
- Козлов А.А., Малов Ю.В., Семенов Г.С.** Концентраторы марганца в некоторых кимберлитах Сибирской платформы // Геохимия. 1983. № 5. С. 781–783.
- Комаров Ю.В., Белоголовкин А.А.** Структура Хамнигадайского массива морион-гранитов в Юго-Западном Забайкалье // Известия Забайкальского филиала географического общества СССР. 1968. Т. 4. С. 23–29.
- Кошкин В.В., Шелгачев К.М., Дорошкевич Л.С., Шатковская Л.В.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Селенгинская. Лист М-48-XVIII (Бичура). Объяснительная записка. СПб. : Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 111 с.
- Кривдик С.Г.** Геохимические особенности ильменитов из щелочных комплексов Украинского щита (по данным La-ICP MS) // Геохимия. 2014. № 4. С. 319–328.
- Ляхович В.В.** Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М. : Наука. 1968. 276 с.
- Ляхович В.В.** Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М. : Недра, 1973. 275 с.
- Минералы:** Справочник. М. : Наука, 1967. Т. 2, вып. 3. 676 с.
- Немов А.Б.** Манганоильменит и пирофанит из сиенитов ильмено-вишневогорского щелочного комплекса (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 5. С. 14–19.
- Новоселов К.Л., Туркин Ю.А.** Типоморфизм акцессорного титаномагнетита девонских гранитоидов северо-западной части Рудного Алтая // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324, № 1. С. 5–16.
- Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г.** Пирофанит, манганоильменит и Mn-армалколит из гипербазитовых массивов Камчатки // ЗВМО. 1999. № 6. С. 68–73.
- Полякова Е.В.** Ассоциация ильменита, пирофанита и псевдорутила в гранитоидах Северного массива (Чукотка) // Записки Горного института. 2013. Т. 200. С. 258–262.
- Попов В.А., Попова В.И., Блинов И.А.** Минеральные ассоциации и состав акцессорного магнетита вишневогорского щелочного комплекса на Южном Урале // Минералогия. 2017. Т. 3, № 4. С. 3–11.
- Прибавкин С.В., Авдоница И.С., Замятин Д.А., Главатских С.П.** Mn-Zn-содержащий ильменит в порфирах Среднего Урала // ЗВМО. 2014. № 1. С. 59–67.
- Путинцев А.В., Григорьев С.И.** Состав биотитов из гранитов и петрогенетическая типизация орогенных гранитоидных серий // ЗВМО. 1993. № 4. С. 18–34.
- Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М.** Минералы группы ильменита древнейших в России алмазоносных кимберлитов Кимозера, Карелия // ЗВМО. 2017. № 3. С. 69–86.
- Смолянинова В.Н., Борисовский С.Е.** Пирофанит в марганцевых рудах месторождения Прозрачное (Горный Алтай) // Известия АН СССР. Серия: Геология. 1984. № 9. С. 131–136.
- Холодов В.В., Шагало Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В.** Состав и условия формирования титаномагнетит-ильменитового оруденения в двупироксеновом габбро Медвежьего месторождения (Южный Урал). II. Стадийность рудообразования как результат эволюции рудоносного расплава // Литосфера. 2016. № 2. С. 48–69.
- Щербина В.В., Урусов В.С., Герасимовский В.И.** Изоморфные пути марганца // Геохимия. 1971. № 12. С. 1403–1411.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Магматическая геохимия марганца. Обзор // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 12. С. 9–13.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.В., Пономарчук В.А.** Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 293–311.
- Anderson A.T.** Oxidation of the LaBlache lake titaniferous magnetite deposit, Quebec // Journal of Geology. 1968. V. 76. P. 528–547.

- Buddington A.F., Lindsley D.H.** Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents // *Journal of Petrology*. 1964. V. 5. P. 310–357.
- Carmichael I.S.E.** The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1967. V. 14. P. 36–64.
- Czamanske G.K., Mihálik P.** Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo Area, Norway: Part 1, The opaque oxides // *Journal of Petrology*. 1972. V. 13. P. 493–509.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C.** Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos*. 2007. V. 93. P. 215–233.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.** Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / eds. by M.P. Coward, A.C. Ries // *Collision tectonics*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 67–81.
- Lepage L.D.** ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // *Computers and Geosciences*. 2003. V. 29. P. 673–678.
- Motoyoshi Y.J.** Fe-Ti oxide minerals in the Horoman plutonic complex of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido // *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*. 1981. V. 20. P. 87–94.
- Neumann E.R.** The distribution of Mn^{2+} and Fe^{2+} between ilmenites and magnetites in igneous rock // *American Journal of Science*. 1974. V. 274. P. 1074–1088.
- Sasaki K., Nakashima K., Kanisawa S.** Pyrophanite and high Mn ilmenite discovered in the Cretaceous Tono pluton, NE Japan // *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Monatshefte*. 2003. V. 7. P. 302–320.
- Suwa K., Enami M., Hiraiwa I., Yang T.** Zn-Mn ilmenite in the Kuiqi granite from Fuzhou, Fujian province, East China // *Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 36. P. 111–120.
- Tarassova E., Tarassov M.** First finds of pyrophanite and ferroan pyrophanite in Bulgaria as accessory minerals in the upper cretaceous Granitovo-Chernozem pluton // *Proceeding of the Bulgarian Academy of Sciences*. 2012. V. 65 (1). P. 67–74.
- Tsue A.** The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Osumi Peninsula // *Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences*. 1973. V. 40. P. 305–314.

Авторы:

Елбаев Алексей Леонидович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: elbaev@ginst.ru

Гордиенко Иван Власович, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: gord@pres.bsnet.ru

Орсов Дмитрий Анатольевич, кандидат-геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: magma@ginst.ru

Ходырева Елена Викторовна, инженер, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: evmolekula@yandex.ru

Geosphere Research, 2021, 4, 50–61. DOI: 10.17223/25421379/21/4

A.L. Elbaev, I.V. Gordienko, D.A. Orsoev, E.V. Khodyreva

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

PYROPHANITE AND MANGANOILMENITE IN THE GRANITOIDS OF THE KHAMNIGADAI MASSIF (CENTRAL TRANSBAIKALIA)

In our research we present the results of studies of Fe-Mn-Ti oxide minerals from granitoids of the Khamnigadai massif, which is part of the peripheral zone of the Early Mesozoic Khentei-Daurian magmatic area. The granitoids of this massif are represented by medium-grained biotite two-feldspar leucogranites and aplites. Leucogranites consist of fine grains of pink potassium and sodium feldspar, plagioclase (albite oligoclase, albite), dark or black quartz, and a small amount of lamellar biotite (phlogopite annite). Aplites are composed of potassium feldspar, albite, quartz, biotite, and muscovite. According to the petrological and geochemical criteria, the leucogranites of the central and marginal parts of the massif differ insignificantly, which is due to the more “differentiated” nature of the marginal varieties; moreover, the latter are more albitized. Accessory minerals of leucogranites in the central part of the massif are represented by magnetite, titanite, zircon, fluorapatite, ilmenite, thorite, phosphorite; in the leucogranites of the marginal part, in addition to the above-mentioned minerals, fluorite is often found. Magnetite, ilmenite, zircon, monazite, thorite, columbite, ishikawaite and fluorite are detected as accessory phases in aplites. The study of ilmenite in the granitoids of the Khamnigadai massif showed a very high content of manganese oxide in them, more than 16.60 wt. %. It was found that minerals of the ilmenite group have an unstable composition, varying from manganoilmenite ($Ilm_{61-47}Prph_{37-46}Hem_{1-8}$) to ferruginous pyrophanite ($Prph_{72-64}Ilm_{24-32}Hem_{0-4}$; $Prph_{58-50}Ilm_{33-43}Hem_{5-9}$) and pyrophanite ($Prph_{93-87}Ilm_{0-4}Hem_{4-14}$). Pyrophanite and its ferruginous varieties are the first finds of this mineral in Central Transbaikalia due to their discovery in moderately alkaline granitoids. It was found that trace-element content of these minerals differ significantly, as well as a certain dependence of the composition on the facies variety of granitoids was detected. Minerals of the ilmenite group are found both in the intergranular space of rock-forming minerals and in the form of lamellar-acicular and irregular bodies in magnetite, which indicates different conditions and time of their formation. It is assumed that primary ferruginous pyrophanites were formed during the crystallization of a differentiated silicic melt at relatively low temperatures, increased total alkalinity, under oxidizing conditions. Regularly oriented lamellar and acicular buildups of pyrophanite in magnetite seem to be a decomposition product of the initial solid solution. Pyrophanite found in the most leucocratic and albitized granites of the marginal part of the massif occurs in the form of irregular bodies replacing large grains of low-titanium magnetite from the edges and along cracks, and most likely formed as

a result of metasomatic processes under the influence of an alkaline fluid. The relatively low manganese content in the minerals of the ilmenite group of aplites is caused by the redistribution of manganese between the coexisting ilmenite and columbite.

Key words: *manganoilmenite, ferroan pyrophanite, pyrophanite, morion-granite, leucogranite, aplitite, Khamnigadai massif, Central Transbaikalia*

References

- Bagdasarov E.A. *Sravnitel'naya kharakteristika sostava il'menitov izverzhennykh porod* [Comparative characteristics of the ilmenite composition of igneous rocks] // *Zapiski RMO* (Proceedings of All-Union Mineralogical Society). 1986. V. 2. pp. 155–165. In Russian
- Veyalko I.V., Vernikovskaya A.E. *Geokhimiya Fe-Ti oksidnykh mineralov leykogranitov A-tipa Strelkovskogo massiva, Yeniseyskiy kryazh* [Geochemistry of Fe-Ti oxide minerals of A-type leucogranites of the Strelkovsky massif, Yenisei ridge] // *Modern problems of geochemistry: Materials of the All-Russian meeting (with the participation of foreign scientists), dedicated to 95th anniversary of the birth of Acad. L.V. Tauson*. Irkutsk: Publishing house of the Institute of Geography named after V.B. Sochava SB RAS. 2012. V. 2. pp. 33–34. In Russian
- Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Lykhin D.A., Dril S.I., Tatarnikov S.A., Sandimirova G.P. Magmatic sources and geodynamics of the early Mesozoic Northern Mongolia-Western Transbaikalia rift zone // *Petrology*. 2007. V. 15. pp. 35–57.
- Gordienko I.V. *Sostav i vozrast Tamirskoy svity vulkanogennykh porod Zapadnogo Zabaykal'ya* [Composition and age of the Tamir Formation of volcanogenic rocks of Western Transbaikalia] // *Izvestiya AN SSSR. Geology series*. 1980. V. 7. pp. 84–91. In Russian
- Grebennikov A.V. A-type granites and related rocks: Petrogenesis and classification // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55 (11). pp. 1353–1366.
- Dobretsov G.L., Leskov S.A., Marine Yu.B. *Principy raschleneniya i kartirovaniya granitoidnykh intruzij. Metodicheskie rekomendacii* [Scanning and mapping principles of granitoid intrusions. Methodological recommendations]. Leningrad. 1988. 61 p. In Russian
- Elbaev A.L., Gordienko I.V., Khubanov V.B., Zarubina O.V. *Petrogeokhimicheskiye osobennosti i U-Pb vozrast morion-granitov Tsentral'nogo Zabaykal'ya: tipizatsiya porod i voprosy ikh genezisa* [Petrogeochemical characteristics and U-Pb age of morion-granite rocks in Central Transbaikalia: Classification and genesis problems] // *Lithosphere (Russia)*. 2020. V. 20 (5). pp. 690–705. In Russian
- Kaminsky F.V., Belousova E.A. Manganoan ilmenite as kimberlite/diamond indicator mineral // *Russian Geology and Geophysics*. 2009. V. 50 (12). pp. 1212–1220.
- Kozlov A.A., Malov Yu.V., Semenov G.S. *Kontsentratory margantsa v nekotorykh kimberlitakh Sibirskoy platformy* [Manganese Concentrators of Some Siberia Platform Kimberlites] // *Geochemistry*. 1983. V. 5. pp. 781–783. In Russian
- Komarov Yu.V., Belogolovkin A.A. *Struktura Khamnigadayskogo massiva morion-granitov v Yugo-Zapadnom Zabaykal'ye* [The structure of the Khamnigadai massif of morion-granites in the South-Western Transbaikalia] // *News of the Transbaikal. Branch of the Geographical Society of the USSR*. 1968. V. 4. pp. 23–29. In Russian
- Koshkin V.V., Shelgachev K.M., Doroshkevich L.S., Shatkovskaya L.V. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1: 200 000. Izd. 2-ye. Seriya Selenginskaya. List M-48-XVIII (Bichura)* [State geological map of the Russian Federation at scale 1: 200 000. Ed. 2nd. Selenga series. Sheet M-48-XVIII (Bichura)]. Explanatory Note. Saint Petersburg, VSEGEI Printing House. 2003. 111 p. In Russian
- Kryvdik S.G. Geochemical Features of Ilmenites from the Alkaline Complexes of the Ukrainian Shield: LA-ICP MS Data // *Geochemistry International*. 2014. V. 52 (4). pp. 287–295.
- Lyakhovich V.V. *Aktsessornyye mineraly, ikh genezis, sostav, klassifikatsiya i indikatornyye priznaki* [Accessory minerals, its genesis, composition, classification and indicator characters]. Moscow: Science, 1968. 276 p. In Russian
- Mineraly: Spravochnik* [Minerals: reference book]. Moscow: Science, 1967. T. 2. Iss. 3. 676 p. In Russian
- Nemov A.B. *Manganoil'menit i pirofanit iz syenitov il'meno-vishnevogorskogo shchelochnogo kompleksa (Yuzhnyy Ural)* [Manganoilmenite and pyrophanite from syenites of Ilmeno-Vishnevogorsk alkaline complex (South Ural)] // *Vestnik of Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS*. 2017. V. 5. pp. 14–19. In Russian
- Novoselov K.L., Turkin Yu.A. *Tipomorfizm aktsessornogo titanomagnetita devonskih granitoidov severo-zapadnoy chasti Rudnogo Altaya* [Typomorphism of accessory titanomagnetite for Devonian granitoids in north-western area of Rudny Altai] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. 2014. V. 324 (1). pp. 5–16. In Russian
- Osipenko A.B., Sidorov E.G. *Pirofanit, manganoil'menit i Mn-armalkolit iz giperbazitovykh massivov Kamchatki* [Pyrophanite, manganoilmenite, and Mn-armalkolite from the hyperbasite massifs of Kamchatka] // *Zapiski RMO* (Proceedings of the All-Russian Mineralogical Society). 1999. V. 6. pp. 68–73. In Russian
- Polyakova E.V. *Assotsiatsiya il'menita, pirofanita i psevdorutila v granitoidakh Severnogo massiva (Chukotka)* [Association of ilmenite, pyrophanite and pseudorutile in granitoids of the Northern Massif (Chukotka)] // *The Notes of the Mining Institute*. 2013. V. 200. pp. 258–262. In Russian
- Popov V.A., Popova V.I., Blinov I.A. *Mineral'nye associacii i sostav aktsessornogo magnetita vishnevogorskogo shchelochnogo kompleksa na YUzhnom Urale* [Mineral assemblage and composition of accessory magnetite of the Vishnevogorsk alkaline complex in the Southern Urals] // *Mineralogy*. 2017. V. 3 (4). pp. 3–11. In Russian
- Pribavkin S.V., Avdonina I.S., Zamyatin D.A., Glavatskikh S.P. *Mn-Zn-predostavlen il'menit v porfirakh Srednego Urala* [Mn-Zn-containing ilmenite in porphyry of the Middle Urals] // *Zapiski RMO* (Proceedings of the Russian Mineralogical Society). 2014. V. 1. pp. 59–67. In Russian
- Putintsev A.V., Grigoriev S.I. *Sostav biotitov iz granitov i petrogeneticheskaya tipizatsiya orogennykh granitoidnykh seriy* [Composition of biotites from granites and petrogenetic typification of orogenic granitoid series] // *Zapiski RMO* (Proceedings of the All-Russian Mineralogical Society). 1993. V. 4. pp. 18–34. In Russian
- Putintseva E.V., Spiridonov E.M. Minerals of the ilmenite group of the in the Russia's oldest diamondiferous kimberlites of Kimozero, Karelia // *Geology of Ore Deposits*. 2018. V. 60 (7). pp. 625–635.
- Smolyaninova V.N., Borisovskiy S.E. *Pirofanit v margantsevykh rudakh mestorozhdeniya Prozhachnoye (Gornyy Altay)* [Pyrofanite in manganese ores of the Prozhachnoye deposit (Altai Mountains)] // *Izvestia AN SSSR (News of the USSR Academy of Sciences). Geology series*. 1984. V. 9. pp. 131–136. In Russian

- Holodnov V.V., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D., Konovalova E.V. *Sostav i usloviya formirovaniya titanomagnetit-il'menitovogo orudneniya v dvupiroksenovom gabbro Medvedevskogo mestorozhdeniya (Yuzhnyy Ural). II. Stadiynost' rudoobrazovaniya kak rezultat evolyutsii rudosnogo rasplava* [Composition and conditions of ilmenite and titanomagnetite ore formation in two-pyroxene gabbro of Medvedevskoe deposit (Southern Urals). II. Staging of ore genesis as a result of evolution of ore-bearing melt] // *Lithosphere* (Russia). 2016. V. 2. pp. 48–69. In Russian
- Shcherbina V.V., Urusov V.S., Gerasimovsky V.I. *Izomorfnyye puti margantsa* [Isomorphic pathways of manganese] // *Geochemistry*. 1971. V. 12. pp. 1403–1411. In Russian
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Magmaticheskaya geokhimiya margantsa. Obzor* [Magmatic geochemistry of manganese. Review] // *Vestnik of Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS*. 2012. V. 12. pp. 9–13. In Russian
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A. Tectono-Magmatic Zoning, Magma Sources, and Geodynamics of the Early Mesozoic Mongolia-Transbaikalia Province // *Geotectonics*. V. 36 (4). 2002. pp. 293–311.
- Anderson A.T. Oxidation of the LaBlache lake titaniferous magnetite deposit, Quebec // *Journal of Geology*. 1968. V. 76. pp. 528–547.
- Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents // *Journal of Petrology*. 1964. V. 5. pp. 310–357.
- Carmichael I.S.E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1967. V. 14. pp. 36–64.
- Czamanske G.K., Mihálik P. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo Area, Norway: Part 1, The opaque oxides // *Journal of Petrology*. 1972. V. 13. pp. 493–509.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*. 2007. V. 93. pp. 215–233.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Coward M.P., Ries A.C. (Eds.). *Collision tectonics*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1986. V. 19. pp. 67–81.
- Lepage L.D. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // *Computers and Geosciences*. 2003. V. 29. pp. 673–678.
- Motoyoshi Y.J. Fe-Ti oxide minerals in the Horoman plutonic complex of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido // *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*. 1981. V. 20. pp. 87–94.
- Neumann E.R. The distribution of Mn^{2+} and Fe^{2+} between ilmenites and magnetites in igneous rock // *American Journal of Science*. 1974. V. 274. pp. 1074–1088.
- Sasaki K., Nakashima K., Kanisawa S. Pyrophanite and high Mn ilmenite discovered in the Cretaceous Tono pluton, NE Japan // *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte*. 2003. V. 7. pp. 302–320.
- Suwa K., Enami M., Hiraiwa I., Yang T. Zn-Mn ilmenite in the Kuiqi granite from Fuzhou, Fujian province, East China // *Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 36. pp. 111–120.
- Tarassova E., Tarassov M. First finds of pyrophanite and ferroan pyrophanite in Bulgaria as accessory minerals in the upper cretaceous Granitovo-Chernozem pluton // *Proceeding of the Bulgarian Academy of Sciences*. 2012. V. 65 (1). pp. 67–74.
- Tsue A. The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Osumi Peninsula // *Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences*. 1973. V. 40. pp. 305–314.

Author's:

Elbaev Alexey L., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: elbaev@ginst.ru

Gordienko Ivan V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Corresponding Member of RAS, Chief Researcher, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: gord@pres.bscnet.ru

Orsoev Dmitriy A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: magma@ginst.ru

Khodyreva Elena V., Engineer, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: evmolekula@yandex.ru

ГЕОХИМИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 550.424.6:542

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ТЕРБИЯ, ДИСПРОЗИЯ И ГОЛЬМИЯ В ВОДНОЙ СРЕДЕ В ПРИСУТСТВИИ ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

С.В. Борзенко¹, Е.М. Засухина^{1,2}, И.А. Фёдоров¹, В.И. Летунов², И.А. Комогорцева¹

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

² Забайкальский государственный университет, Чита, Россия



Изучено поведение диспрозия, гольмия и тербия в присутствии гуминовых кислот с использованием методов ультрафильтрации, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, инфракрасной спектрометрии и термодинамических расчетов. Установлено, что доля редкоземельных элементов, связанных гуминовыми кислотами, снижается с увеличением pH. Ограничение подвижности лантаноидов в растворе объясняется образованием комплексов с гуминовыми кислотами, сорбционными процессами и формированием слабо растворимых гидроксидов.

Ключевые слова: редкоземельные элементы, гуминовые кислоты, комплексообразование, сорбция

Введение

Геохимия редкоземельных элементов (REE) имеет большое значение для понимания процессов, протекающих на поверхности Земли и в ее недрах, так как в распределении их отдельных элементов не проявляется единого тренда [Elderfield et al., 1990; Арбузов и др., 2016]. Такое различное поведение REE обусловлено строением их атомов, а именно увеличением заряда атомного ядра в ряду от лантана к лютецию и как следствие, уменьшением ионного радиуса [Волков, 2016]. В результате REE подвергаются различным замещениям в узлах кристаллической решетки, проявляя при этом увеличение прочности связи REE-лиганд в водной среде из-за уменьшения ее длины и увеличения ковалентности в ряду лантаноидов от La к Lu [Elderfield et al., 1990].

Возможность фракционирования REE неоднократно отмечалась в работах [Харитонов и др., 2016; Чечель, 2016; Чудаев и др., 2017; Borzenko, Zamana, 2018, 2019]. Среди механизмов наиболее часто рассматриваются комплексообразование, сорбция и формирование труднорастворимых соединений [Дубинин, 2004; Борзенко и др., 2017]. В значительном количестве работ доказывается тот факт, что гидроксиды и карбонаты являются основными неорганическими комплексообразующими лигандами REE [De Baar et al., 1991; Johannesson et al., 1996; Liu, Byrne, 1998], но при этом не учитывается наличие в водах гумусовых веществ. Между тем гумусовое вещество представляет собой большую часть коллоидной фазы природных вод [Thurman, 1985], ограничивающей миграцию многих металлов в водах, в том числе REE, особенно элемен-

тов средней подгруппы MREE (от самария до гольмия) [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Основной целью нашего исследования является установление доказательства возможности комплексообразования MREE с гуминовыми кислотами (НА) при разных значениях pH в присутствии производных угольной кислоты (CO_2 , HCO_3^- и CO_3^{2-}). В связи с этим задачи исследования включали изучение поведения лантаноидов средней подгруппы на примере тербия, диспрозия и гольмия в водных средах в модельных растворах и природных водах оз. Доронинское с применением комплекса инструментальных, физических и расчетных методов.

Методология и методы исследования

В качестве методологического приема в настоящей работе использован подход, основанный на сравнительном анализе результатов термодинамических расчетов, физических и химико-аналитических методов исследования воспроизведенных в лабораторных условиях.

Модели, основанные на принципах термодинамики, предлагают интересную перспективу прогноза возможности комплексообразования REE с неорганическими и органическими лигандами и фракционирования REE в природных и техногенных водах. В связи с этим нами проведено исследование взаимодействия трех элементов, относящихся к подгруппе MREE – для установления факта возможности их комплексообразования с НА в модельных растворах при разных значениях pH в присутствии HCO_3^- , как считается, основных конкурентов в комплексообразовании за REE [Pourret et al., 2007].

В рамках эксперимента по изучению геохимических особенностей поведения REE были приготовлены растворы с различными вариациями pH и содержания матричных компонентов при постоянных значениях концентрации лантаноидов. Такой подход объясняется тем, что при изучении распределения REE в природных водах обнаружилось различное их поведение, особенно выделялась подгруппа MREE, содержания элементов которой находились в зависимости от количества в водах органического вещества и производных угольной кислоты [Борзенко и др., 2015].

В эксперименте вся используемая химическая посуда была обработана 20 %-м раствором HNO_3 (квалификации «х.ч.»), приготовленном на бидистиллированной воде, и выдерживалась в нем в течение 72 ч. Соли редкоземельных элементов (квалификации «х.ч.») высушивались в сушильном шкафу при температуре 105 °C в течение 6 ч. Навески высушенных солей ($m(\text{Dy}(\text{NO}_3)_3) = 0,1255$ г, $m(\text{Ho}(\text{NO}_3)_3) = 0,1264$ г, $m(\text{TbCl}_3) = 0,4775$ г) были взяты на аналитических весах второго класса точности и растворены в 15 %-х растворах HNO_3 («х.ч.») и HCl («х.ч.»). Для полноты растворения навесок растворы отстаивались в течение 72 ч.

Используемый в настоящем эксперименте препарат очищенных гуминовых кислот НА был получен из синтетического сырья (Aldrich™) и в соответствии с протоколом, описанным в работе [Vermeer et al., 1998], был беззольным, с элементным составом по массе: C = 55,8 %; O = 38,9 %; H = 4,6 %; N = 0,6 %. Концентрации REE в данном препарате составляют < 1 ppt; средняя молекулярная масса НА 23 кДа. Перед использованием препарат ресуспендировали в течение ночи в растворе электролита 0,001 моль/л NaCl при pH = 10, чтобы обеспечить наиболее полное растворение образца [Davranche et al., 2004].

Для эксперимента было приготовлено два матричных раствора, содержащих НА и NaHCO_3 («х.ч.») в разных концентрациях. Эти вещества растворялись в растворе NaOH («х.ч.») (1 моль/л) в ходе 6-часового перемешивания с помощью магнитной мешалки. Внесение разных количеств НА и NaHCO_3 обусловлено тем, что в природных водах чаще по мере увеличения содержания NaHCO_3 накапливается и гумусовое вещество [Замана, Борзенко, 2011].

Далее были сформированы две партии растворов в восьми полиэтиленовых контейнерах объемом 100 мл путем смешения матричных растворов с раствором MREE. Первая партия растворов содержала: НА – 3,46 мг/л; NaHCO_3 – 840 мг/л; а вторая НА 19,04 мг/л и NaHCO_3 – 4200 мг/л. Концентрация солей MREE в обеих партиях была одинаковой и составляла 0,114 мг/л ($\text{Dy}(\text{NO}_3)_3$), 0,115 мг/л $\text{Ho}(\text{NO}_3)_3$ и 0,955 мг/л (TbCl_3), а концентрация MREE – 0,05 мг/л (Dy и Ho) и 0,57 мг/л Tb. После

чего конечные модельные растворы в количестве 8 штук были сформированы путем подкисления или подщелачивания растворами HNO_3 (0,2 моль/л, 1 моль/л) и NaOH (0,1 моль/л) до значений pH 4, 6, 8 и 11. Водородный показатель измерялся комбинированным электродом на анализаторе жидкости «Эксперт 001-3-0.1» (Эконикс-Эксперт, Россия), который был откалиброван стандартными буферными растворами рабочих эталонов pH 2-го разряда с номинальными значениями 3,56; 4,01; 6,86; 9,18 и 12,43. Точность измерения составила $\pm 0,05$ ед. pH.

Далее модельные растворы перемешивались в течение 1 ч и отстаивались в течение 96 ч. Затем половина полученного объема каждого из растворов подвергалась ультрафильтрации через мембранные фильтры с размером пор 0,1 мкм марки «Владипор» на приборе для вакуумного фильтрования ПВФ-47/3НБ с узлом ресиверов. В профильтрованных и нефильтрованных растворах определялась массовая концентрация MREE методом ICP-MS с применением масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300D (PerkinElmer Inc., США) с использованием в качестве стандарта сертифицированного раствора Multi-Element Standard MES110901A (PerkinElmer Inc.). Отделенные ультрафильтрацией осадки НА и исходный эталон, взятый для эксперимента, были изучены на инфракрасном Фурье спектрометре FTIR-8400S (Shimadzu, Япония) в таблетках с KBr. По данным [Nordén et al., 1993], в результате ультрафильтрации на фильтре остаются НА и их комплексные соединения с металлами.

Возможность образования комплексов REE с НА и неорганическими лигандами (производными угольной кислоты, гидроксидами, хлоридами и нитратами) проверялась с использованием программного комплекса MINTeq (версия 3.1) [Felmy et al., 1984] со встроенной базой данных констант устойчивости комплексов металлов с гумусовым веществом SHM (Stockholm Humic Model) [Gustafsson, 2001].

Модель используется для оценки металло-гуминового комплекса, в том числе и с редкоземельными элементами. Одним из достоинств модели SHM является возможность использования как водных растворов гумусовых веществ, так и их твердой фазы.

Результаты исследования

Результаты исследования по содержанию MREE в разных средах методом ICP-MS представлены в табл. 1.

Отличия содержания MREE, полученных методом ICP-MS, от их количества в анализируемых навесках солей объясняются разбавлением растворов в результате доведения до определенного значения pH и погрешностью метода измерений. В соответствии с данными, полученными методом ICP-MS,

в двух сравниваемых партиях растворов до фильтрации и после нее количество MREE заметно снизилось в фильтратах с разным отношением концентраций $C_{MREE}:C_{HA}:C_{NaHCO_3}$. Согласно вышеуказанным

работам, снижение концентрации MREE в фильтрате обусловлено многими процессами, в том числе комплексообразованием, сорбцией, образованием слаборастворимых солей и др.

Таблица 1

Содержание MREE в модельных растворах до и после ультрафильтрации по результатам ICP-MS, мг/л

MREE content in model solutions before and after ultrafiltration according to ICP-MS, mg/L

Table 1

pH	Образец / Sample	Tb	Dy	Ho	Tb	Dy	Ho
		Первая партия / The first series			Вторая партия / The second series		
4	До фильтрования / Before filtration	0,333	0,038	0,040	0,347	0,041	0,041
	Фильтрат / Filtrate	0,213	0,025	0,027	0,228	0,027	0,027
6	До фильтрования / Before filtration	0,298	0,035	0,036	0,315	0,037	0,037
	Фильтрат / Filtrate	0,222	0,026	0,027	0,213	0,025	0,025
8	До фильтрования / Before filtration	0,319	0,038	0,038	0,298	0,038	0,039
	Фильтрат / Filtrate	0,282	0,033	0,034	0,240	0,032	0,033
11	До фильтрования / Before filtration	0,350	0,041	0,041	0,335	0,039	0,038
	Фильтрат / Filtrate	0,241	0,028	0,030	0,220	0,028	0,030

Для установления факта связывания MREE гуминовыми кислотами было выполнено ИК-спектрометрическое исследование отделенных ультрафильтрацией осадков и исходного препарата НА.

На рис. 1 видно, что на ИК-спектре исходного эталона препарата НА присутствует полоса поглощения при частоте колебаний 1724 см^{-1} , свойственная карбонильной группе, которая может быть представлена альдегидами, кетонами и карбоновыми кислотами [Орлов, 1990].

Также наблюдается полоса в области 1643 см^{-1} , отвечающая антисимметричным валентным колебаниям карбоксилат-аниона [Сильверстейн и др., 2012]. Интенсивность данных полос поглощения относительно одинакова, что может свидетельствовать о приблизительно равном количестве свободных и ионизированных карбоксильных групп в гуминовых кислотах.

При изучении ИК-спектров, полученных осадков НА в результате эксперимента с исходным препаратом, наблюдается смещение полосы поглощения карбонильной связи (1724 см^{-1}) в область $1750\text{--}1740\text{ см}^{-1}$, поскольку положение данной полосы сильно зависит от эффектов сопряжения, заместителей, водородных связей [Орлов, 1990], изменяющихся в силу вариаций условий эксперимента. Увеличение концентрации НА при том же количестве MREE и изменениях величины pH приводит к закономерному усилению интенсивности полосы в области $1750\text{--}1740\text{ см}^{-1}$. В то же время интенсивность полосы $1644\text{--}1641\text{ см}^{-1}$ по отношению к интенсивности полосы $1750\text{--}1745\text{ см}^{-1}$ остается прежней (рис. 2).

Данное обстоятельство позволяет предположить, что эта полоса поглощения ($1644\text{--}1641\text{ см}^{-1}$), как и в

случае эталона НА, отвечает карбоксилат-аниону образовавшихся соединений НА и MREE после введения последних в модельную систему. Присутствие MREE значительно не влияет на положение данной полосы, но изменяет ее вид – из широкой в случае спектра эталона НА она становится узкой, сохраняя интенсивность и вид при прочих вариациях эксперимента. Это совпадает с тем, что лантаноиды, благодаря высокому координационному числу трехзарядных ионов (от 6 до 12) с карбоновыми кислотами, образуют разнообразные по структуре прочные карбоксилатные комплексы с лигандами одной природы [Гавриков, 2016].

Это также согласуется и с выводами других авторов, изучавших образование комплексов НА–Ln [Sonke, Salters, 2006]. В работах [Tipping, 2002; Волков, 2016] указывается на подтвержденный факт, что карбоксильные группы являются основными центрами комплексообразования в НА для Ln^{3+} в природных водах рек и грунтовых вод, богатых органическими веществами. С учетом этого становится понятным, что при изменении условий (pH, концентрации, ионного окружения) полоса поглощения в диапазоне частот $1644\text{--}1641\text{ см}^{-1}$ значительно не изменит своего положения и интенсивности, что можно считать подтверждением прочного связывания гуминовыми кислотами MREE в условиях настоящего эксперимента.

Кроме того, авторами [Cook, Langford, 1999; Попов, 2004] указывается на образование стабильных комплексов гидроксильными спиртовыми и фенольными группами НА. На всех полученных ИК-спектрах наблюдается широкая полоса поглощения в области $3450\text{--}3390\text{ см}^{-1}$ (см. рис. 1), что показывает наличие межмолекулярных водородных связей в изучаемых структурах [Орлов, 1990].

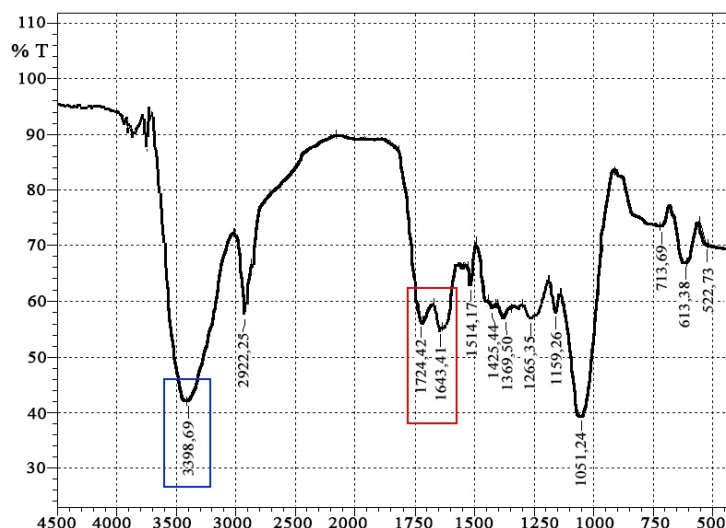


Рис. 1. ИК-спектр исходного препарата НА. Красным цветом выделены полосы поглощения, соответствующие колебаниям карбоксильной группы и карбоксилат-иона, синим – гидроксильной группы, связанной межмолекулярными водородными связями

Fig. 1. IR spectra of the original HA preparation. The absorption bands corresponding to fluctuations of the carboxyl group and the carboxylate ion are pointed out in red, and the hydroxyl group bound by intermolecular hydrogen bonds is pointed out in blue

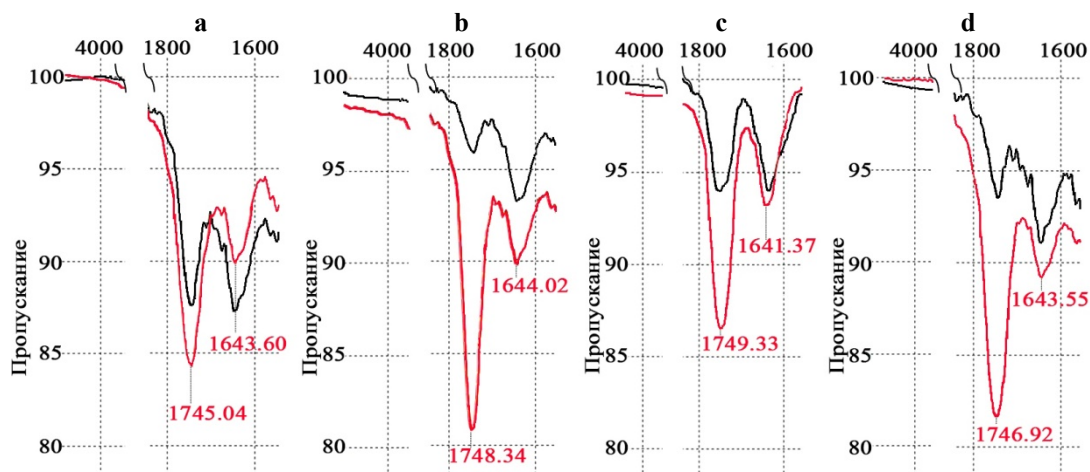


Рис. 2. Фрагменты ИК-спектров в диапазоне частот $1800\text{--}1600\text{ см}^{-1}$ осадков НА, отделенных ультрафильтрацией в процессе эксперимента: черные – спектры осадков первой партии эксперимента; красные – спектры осадков второй партии эксперимента
a – pH = 4; b – pH = 6; c – pH = 8; d – pH = 11

Fig. 2. Fragments of IR spectra in the frequency range of $1800\text{--}1600\text{ см}^{-1}$ HA sediments separated by ultrafiltration during the experiment: black – precipitation spectra of the first experiment series; red – precipitation spectra of the second experiment series

a – pH = 4; b – pH = 6; c – pH = 8; d – pH = 11

В условиях настоящего эксперимента однозначная идентификация образования соединений фенольными и спиртовыми гидроксильными группами с металлами невозможна, так как полоса поглощения валентных колебаний свободных OH-групп ($3700\text{--}3584\text{ см}^{-1}$) уменьшается за счет образования

водородных связей [Сильверстейн и др., 2012]. Таким образом, ИК-спектрометрический метод подтверждает возможность образования соединений MREE с гуминовыми кислотами.

Экспериментальные данные, основанные на термодинамических расчетах, приведены в табл. 2.

Таблица 2

Основные формы миграции MREE в модельных растворах по MINTEQ, мол. %

Table 2

Basic forms of MREE migration in model solutions according to MINTEQ, mol. %

Форма миграции / Migration form	Первая партия / The first series				Вторая партия / The second series			
	pH = 4	pH = 6	pH = 8	pH = 11	pH = 4	pH = 6	pH = 8	pH = 11
Tb ³⁺	58,3	3,2	<0,1	<0,1	2,5	0,2	<0,1	<0,1
TbHCO ₃ ²⁺	1,5	4,2	<0,1	<0,1	<0,1	1,0	<0,1	<0,1
Tb(CO ₃) ₂ ⁻	<0,1	1,3	36,5	58,1	<0,1	1,0	32,2	45,2
TbCO ₃ ⁺	0,1	14,5	4,213	0,1	<0,1	2,5	0,8	<0,1
HA-Tb	40,1	76,9	59,2	41,8	97,4	95,4	66,9	54,8
Dy ³⁺	56,6	2,7	<0,1	<0,1	1,6	0,2	<0,1	<0,1
DyHCO ₃ ²⁺	1,6	4,6	<0,1	<0,1	<0,1	1,0	<0,1	<0,1
Dy(CO ₃) ₂ ⁻	<0,1	1,7	43,2	63,2	<0,1	1,2	36,6	46,3
DyCO ₃ ⁺	0,1	18,0	4,7	0,1	<0,1	2,9	0,9	<0,1
HA-Dy	41,7	73,1	52,1	36,7	98,3	94,6	62,5	53,6
Ho ³⁺	54,3	2,6	<0,1	<0,1	1,5	0,2	<0,1	<0,1
HoHCO ₃ ²⁺	1,4	4,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,8	<0,1	<0,1
Ho(CO ₃) ₂ ⁻	<0,1	2,0	46,6	62,9	<0,1	1,3	37,3	43,2
HoCO ₃ ⁺	0,1	17,2	4,0	0,1	<0,1	2,5	0,7	<0,1
HA-Ho	44,2	74,0	49,4	37,0	98,5	95,2	62,0	56,7

Согласно расчетам, значение активности комплексных соединений MREE с хлорид- и нитрат-ионами относительно низкое ($>10^{-12}$) на всем диапазоне pH и содержаний основных анионов. Анализ данных показал, что в первой партии растворов в наиболее кислой среде MREE присутствуют преимущественно в виде Ln^{3+} , на долю органического комплекса в среднем приходится 41,3 мол. % с максимальной концентрацией для соединений HA-Ho. Дальнейшее увеличение pH раствора до 6 приводит к доминированию доли гуминового ассоциата HA-Ln с максимумом содержания для HA-Tb. С подщелачиванием раствора в значительных количествах образуются карбонатные комплексы лантаноидов с максимальным их содержанием при pH = 11 в первой экспериментальной партии. При этом соотношение между органическими и неорганическими соединениями для каждого в отдельности MREE различно. Такое разное поведение лантаноидов обусловлено тем, что они являются элементами-гидролизатами, при этом первый элемент группы лантаноидов лантан (La) гидролизуются при pH = 8, а последний в этом ряду – лютеций (Lu) – при pH = 6,2 [Дубинин, 2004]. Отсюда в одних и тех же средах наблюдается разная устойчивость комплексов в ряду Tb-Dy-Ho.

По данным О. Пурре и соавт. [Pourret et al., 2007], органические комплексы лантаноидов доминируют в промежуточном диапазоне pH от 4 до 8, тогда как карбонатный комплекс $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ является преобладающим исключительно в щелочной среде (pH > 8). Полученные результаты термодинамических расчетов видообразования MREE отличаются от их результатов в указанных выше работах в отношении

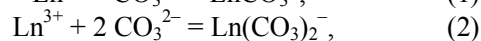
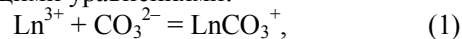
конкуренции между гуминовыми веществами и карбонатами в комплексообразовании с MREE в зависимости от pH раствора и содержания матричных компонентов.

Согласно термодинамическим расчетам, в кислой среде ассоциат типа HA-Ln конкурирует с аква ионом Ln^{3+} , а в щелочной – с $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ (рис. 3). При этом с ростом концентрации HA и HCO_3^- при неизменных концентрациях MREE в растворе с pH = 4 соотношение содержания $\text{C}_{\text{Ln}^{3+}}$: $\text{C}_{\text{HA-Ln}}$ существенно меняется в пользу органического ассоциата, доля которого постепенно снижается с ростом pH раствора. Относительное количество карбонатных ассоциатов остается ниже, чем в эксперименте с первой партией.

Высокая степень комплексообразования MREE с HA может быть объяснена депротонированием карбоновых и фенольных поверхностных групп HA, что является классической особенностью комплексообразования ионов металлов гуминовыми кислотами [Fairhurst et al., 1995].

В отношении карбонатных комплексов отчетливо проявляется зависимость концентрации LnCO_3^+ и $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ от pH раствора. Концентрация LnCO_3^+ снижается с увеличением pH, тогда как $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$, напротив, увеличивается (рис. 4).

Возможность образования основных конкурирующих между собой карбонатных соединений описывается следующими уравнениями:



из которых следует, что для формирования $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ необходима более высокая концентрация ионов CO_3^{2-} . Понятно, что с ростом концентрации последнего рас-

тет и pH среды, отсюда проявляется согласованность между значениями этих параметров.

Ограничение подвижности MREE в растворе объясняется их сорбцией на твердые частицы в результате формирования ионных пар на поверхности частиц и соосаждением с твердыми фазами [Дубинин, 2004]. Согласно термодинамическим расчетам, с увеличением содержания НА и pH раствора количество сорбированных MREE возрастает (табл. 3).

Более того, с ростом значения pH раствора появляется возможность образования слабо растворимых гидроксидов REE [Чиркст и др., 2010], которые могут легко сорбироваться на поверхности НА и совместно выпадать в осадок. Как показали термодинамические расчеты, при pH = 11 и относительно высоких концентрациях производных угольной кислоты раствор насыщается слабо растворимыми гидроксидами (табл. 4).

По данным [Чиркст и др., 2011], кристаллизация осадков гидроксидов протекает из очень разбавленных растворов с концентрацией менее 10^{-3} М, т.е. в условиях низких пересыщений.

Проведенные исследования на модельных растворах позволили объяснить причину неоднозначного поведения REE в водной толще содового оз. Доронинское (Забайкальский край). При его исследовании обнаружено, что концентрация MREE изменялась от 3,57 в поверхностном до 2,97 мкг/л в придонном слое воды (табл. 5), при этом в каждом слое содержание MREE оказалось ниже, чем содержание LREE (от лантана до неодима) и HREE (от эрбия до лутетия).

В объяснение резкого снижения содержания MREE в водной толще озера положены термодинамические расчеты, выполненные по аналогии с модельными растворами с учетом присутствия в воде НА, производных угольной кислоты ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ 12 г/л) и pH (pH 9,75) [Borzenko et al., 2017]. Расчет видообразования лантаноидов показал, что основной формой миграции в воде являются комплексные соединения НА–Ln, доля которых в ряду La–Lu увеличивается с незначительным снижением для Gd (рис. 5, а).

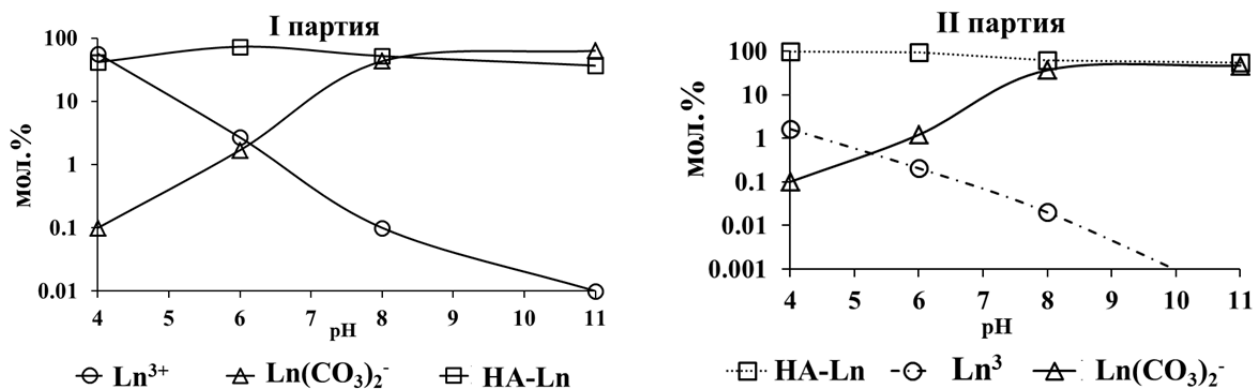


Рис. 3. Распределение содержания основных форм миграции лантаноидов относительно pH в первой и второй экспериментальной партиях растворов

Fig. 3. Distribution of the main forms of lanthanides migration with respect to pH in the first and second experimental series of solutions

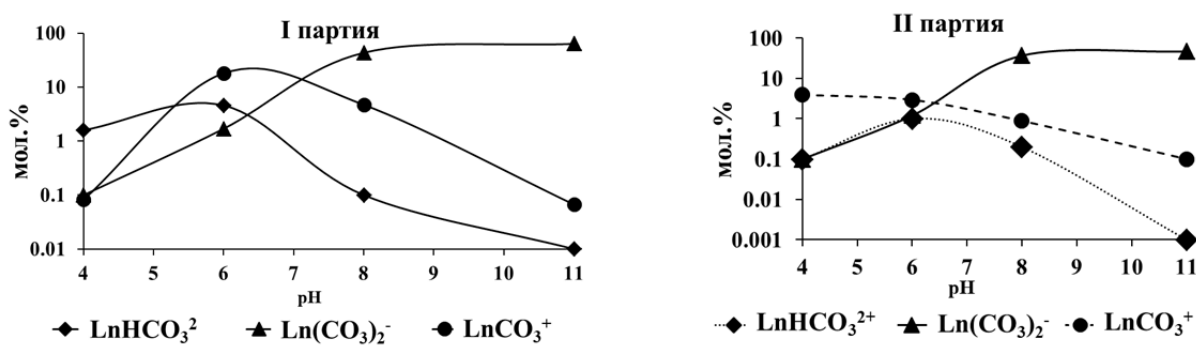


Рис. 4. Распределение содержания карбонатных ассоциатов лантаноидов относительно pH в первой и второй экспериментальной партиях растворов

Fig. 4. Distribution of the carbonate associates content of lanthanides with respect to pH in the first and second experimental series of solutions

Таблица 3

Доля сорбированных ионов MREE по MINTEQ, мол. %

Table 3

Proportion of sorbed MREE ions according to MINTEQ, mol. %

Ион / Ion	Первая партия / The first series				Вторая партия / The second series			
	pH = 4	pH = 6	pH = 8	pH = 11	pH = 4	pH = 6	pH = 8	pH = 11
Tb ³⁺	3,9	9,3	9,8	11,4	6,0	8,1	9,5	21,8
Dy ³⁺	6,2	15,4	14,6	15,7	8,5	12,9	13,6	28,1
Ho ³⁺	7,6	19,4	17,5	20,5	9,4	14,6	15,7	34,5

Таблица 4

Индексы насыщения модельных растворов слабо растворимыми соединениями MREE по MINTEQ

Table 4

Saturation indices of model solutions with respect to weakly soluble compounds MREE according to MINTEQ

Соединение / Compound	Первая партия / The first series			Вторая партия / The second series		
	pH = 6	pH = 8	pH = 11	pH = 6	pH = 8	pH = 11
Tb(OH) ₃	-5,104	-1,634	4,061	-6,563	-3,027	2,907
Dy(OH) ₃	-6,577	-3,157	2,501	-8,057	-4,568	1,321
Ho(OH) ₃	-6,192	-2,821	2,803	-7,720	-4,256	1,595

Таблица 5

Содержание REE (мкг/л) и HA (мг/л) в водной толще оз. Доронинское

Table 5

The content of REE (µg/L) and HA (mg/L) in the water column of the lake Doroninskoe

REE и HA / REE and HA	Глубина, м / Depth, m				
	1,3	2	3	4	5,2
La	0,21	0,14	0,1	0,09	0,08
Ce	0,83	0,58	0,41	0,37	0,63
Pr	0,07	0,051	0,039	0,03	0,043
Nd	0,4	0,28	0,2	0,18	0,31
Sm	0,091	0,06	0,04	0,04	0,067
Eu	0,061	0,041	0,032	0,03	0,043
Gd	0,1	0,072	0,054	0,05	0,13
Tb	0,022	0,02	0,01	0,01	0,018
Dy	0,23	0,16	0,11	0,1	0,18
Ho	0,077	0,05	0,04	0,03	0,065
Er	0,38	0,27	0,19	0,17	0,35
Tm	0,088	0,06	0,04	0,04	0,085
Yb	0,83	0,58	0,41	0,37	0,79
Lu	0,17	0,12	0,08	0,08	0,17
LREE	1,51	1,06	0,74	0,67	1,07
MREE	0,58	0,41	0,29	0,26	0,50
HREE	1,48	1,03	0,72	0,65	1,40
MREE	3,57	2,50	1,75	1,57	2,97
HA	184	192	185	180	203

Карбонатные формы в виде $\text{Ln}(\text{CO}_3)^{2-}$ для элементов в ряду La–Gd присутствуют в количестве 1–2 %, с приближением к Lu их количество снижается до 0,1 %.

Снижение концентрации от зеркала воды ко дну объясняется возможностью насыщения вод относительно $\text{Ln}(\text{OH})_3$. Согласно расчетам, значение индекса насыщения Sat. Index наиболее высокое для элементов MREE (рис. 5, b). Также в больших количествах они сорбируются HA (рис. 5, c).

Отсюда MREE в меньшем количестве накапливаются в водной толще озера. Конечно, природные системы более сложные, чем система, рассматриваемая в модели, и другие компоненты могут играть важную роль в определении поведения REE. В целом результаты этого исследования показывают, что для лучшего понимания поведения REE следует наиболее полно учитывать геохимические параметры, которые определяют условия их фракционирования.

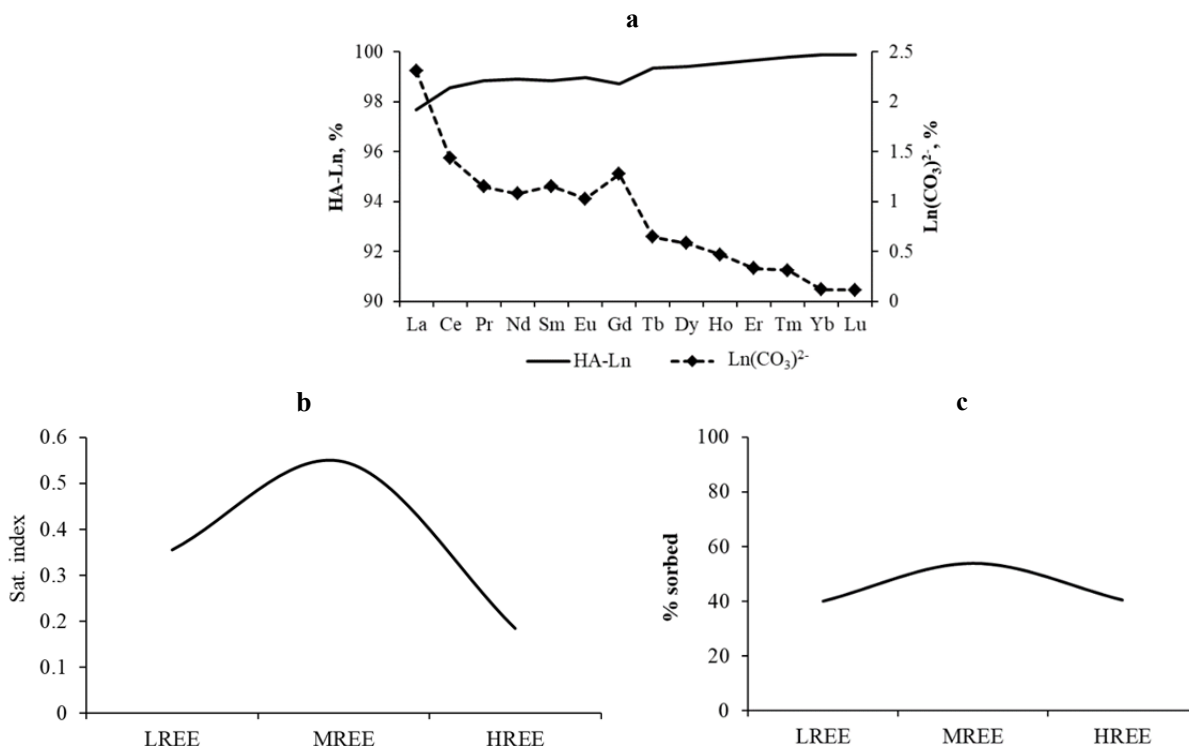


Рис. 5. Основные формы миграции (а), значение Sat. Index (b) и доля сорбированных НА (с) лантаноидов в воде оз. Доронинское

Fig. 5. The main forms of migration (a), the value of Sat. Index (b) and the proportion of lanthanides sorbed on (c) in water Lake Doroninskoe

Закключение

Изучено поведение лантаноидов средней подгруппы (Tb, Dy и Ho) в водных средах на модельных растворах с применением комплекса инструментальных, физических и расчетных методов. Эксперименты по комплексообразованию НА–Ln проводились при различных pH условиях (от 4 до 11), содержаниях гуминовых кислот и производных угольной кислоты. Различие в поведении MREE в ряду Tb–Dy–Ho определяется как строением их атомов, так и свойствами гуминовых кислот и кислотно-щелочными условиями среды, содержанием гуминовых кислот и карбонат-ионов.

Полученные экспериментальные данные показали, что ограничение подвижности лантаноидов в растворе связано с возможностью образования комплексных

соединений с гуминовыми кислотами, сорбцией на твердые частицы, образованием в щелочных условиях слаборастворимых гидроксидов состава $\text{Ln}(\text{OH})_3$ и их соосаждением с твердой фазой НА.

Проведенные исследования расширили границы понимания поведения REE в водах обогащенных органическим веществом. Анализ распределения REE в водной толще оз. Доронинское подтвердил возможность образования органических комплексов с преимуществом для MREE и осаждения их в виде гидроксидов, сорбированных органическим веществом.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по теме № FUFR-2021-0006 «Геоэкология водных экосистем Забайкалья в условиях современного климата и техногенеза, основные подходы к рациональному использованию вод и их биологических ресурсов».

ЛИТЕРАТУРА

- Арбузов С.И., Ильенко С.С., Машенькин В.С., Сунь Ю., Жао Ц., Блохин М.Г., Иванов В.В., Зарубина Н.В. Редкоземельные элементы в позднепалеозойских углях Северной Азии (Сибирь, Северный Китай, Монголия, Казахстан) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327, № 8. С. 74–88.
- Борзенко С.В., Замана Л.В., Зарубина О.В. Распределение редкоземельных элементов в водах и донных осадках минеральных озер Восточного Забайкалья (Россия) // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 4. С. 306–321.

Борзенко С.В., Замана Л.В., Усманов М.Т. Распределение редкоземельных элементов в минеральных озерах юго-восточного Забайкалья // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами : материалы 2-й Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток : Дальнаука, 2015. С. 238–241.

Волков И.В. Реакции микроэлементов с гуминовыми кислотами как основа сорбционной дезактивации и очистки техногенных отходов : автореф. дис. ... канд. хим. наук. Екатеринбург, 2016.

Гавриков А.В. Комплексы РЗЭ с анионами карбоновых кислот, содержащих металлоорганические производные цимантрена и бенхротрена: синтез, структура и физико-химические свойства : автореф. дис. ... канд. хим. наук. М., 2016.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. Т. 4. С. 339–349.

Замана Л.В., Борзенко С.В. Элементная сера в рапе озера Доронинское (Восточное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438, № 4. С. 515–518.

Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М. : МГУ, 1990. 325 с.

Попов А.И. Гуминовые вещества: свойства, строение, образование. СПб. : СПбГУ, 2004. 248 с.

Сильверстейн Р., Вебстер Ф., Кимл Д. Спектрометрическая идентификация органических соединений. М. : БИНОМ, 2012. 557 с.

Харитонов Н.А., Вах Е.А., Челноков Г.А., Чудаев О.В., Александров И.А., Брагин И.В. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-Алинской складчатой области (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 68–82.

Чечель Л.П. Особенности распределения и фракционирования РЗЭ в техногенных водах вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 12-6. С. 983–988.

Чиркст Д.Э., Лобачева О.Л., Берлинский И.В. Энергии Гиббса образования гидроксидов лантаноидов и иттрия // Журнал физической химии. 2010. Т. 84, № 12. С. 2241–2244.

Чиркст Д.Э., Лобачева О.Л., Джевага Н.В. Термодинамика образования гидроксидов и гидроксокомплексов лантана (III) и гольмия (III) // Журнал физической химии. 2011. Т. 85, № 11. С. 2011–2014.

Чудаев О.В., Харитонов Н.А., Челноков Г.А., Брагин И.В., Калитина Е.Г. Геохимические особенности поведения редкоземельных элементов в водах Дальнего Востока России в условиях природных и антропогенных аномалий. Владивосток : Дальнаука, 2017. 152 с.

Borzenko S.V., Zamana L.V. REE in waters and bottom sediments of salt lakes of Southeastern Transbaikalia, Russia. 16th International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-16) and 13th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry (1st IAGC International Conference), series of books: e3s web of conferences. 2019. V. 98. 01004.

Borzenko S.V., Zamana L.V., Usmanova L.I. Basic formation mechanisms of the Lake Doroninskoye soda water (East Siberia, Russia) // Acta Geochimica. 2018. V. 37. No. 4. С. 546–558.

Cook R.L., Langford R.L. A biogeopolymeric view of humic substances with application to paramagnetic metal effects on ¹³C NMR. // Understanding humic substances: Advanced methods, properties and applications / eds. by E.A. Ghabbour, G. Davies. London : The Royal Society of Chemistry, Cambridge. 1999. P. 31–48.

Davranche M., Pourret O., Gruau G., Dia A. Impact of humate complexation on the adsorption of REE onto Fe oxyhydroxide // Journal of Colloid and Interface Science. 2004. V. 277. P. 271–279.

De Baar H.J. W., Schijf J., Byrne R.H. Solution chemistry of the rare earth elements in seawater // European Journal of Solid State and Inorganic Chemistry. 1991. V. 28. P. 357–373.

Elderfield H., Upstill-Goddard R., Sholkovitz E.R. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. V. 54. P. 971–991.

Fairhurst A.J., Warwick P., Richardson S. The influence of humic acid on the adsorption of europium onto inorganic colloids as a function of pH // Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects. 1995. V. 99, No. 2–3. P. 187–199.

Felmy A.R., Girvin D.C., Jenne E.A. MINTEQA – A computer program for calculating aqueous geochemical equilibria. Athens, GA : U.S. Environmental Protection Agency, 1984. 98 p.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Rare earth elements in river waters // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 89. No. 1. P. 35–47.

Gustafsson J.P. Modeling the acid-base properties and metal complexation of humic substances with the Stockholm Humic Model // Journal of Colloid and Interface Science. 2001. V. 244, No. 1. P. 102–112.

Johannesson K.H., Stetzenbach K.J., Hodge V.F., Lyons W.B. Rare earth element complexation behavior in circumneutral pH groundwaters: Assessing the role of carbonate and phosphate ions // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 139. P. 305–319.

Liu X., Byrne R.H. Comprehensive investigation of yttrium and rare earth element complexation by carbonate using ICP-Mass Spectrometry // Journal of Solution Chemistry. 1998. V. 9. P. 803–815.

Nordén M., Ephraïm J.H., Allard B. The binding of strontium and europium by an aquatic fulvic acid-ion exchange distribution and ultrafiltration studies // Talanta. 1993. V. 40, No. 9. P. 1425–1432.

Pourret O., Davranche M., Gruau G., Dia A. Competition between Humic Acid and Carbonates for Rare Earth Elements Complexation // Journal of Colloid and Interface Science. 2007. V. 305, No. 1. P. 25–31.

Sonke J.E., Salters V.J.M. Lanthanide–humic substances complexation. I. Experimental evidence for a lanthanide contraction effect // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. P. 1495–1506.

Thurman E.M. Organic geochemistry of natural waters. Dordrecht, The Netherlands: Martinus Nijhoff/Dr W. Junk Publ., 1985. 489 p.

Tipping E. Cation Binding by Humic Substances. Cambridge : Cambridge University Press, 2002. 434 p.

Vermeer A.W.P., Van Riemsdijk W.H., Koopal L.K. Adsorption of humic acid to mineral particles. 1. Specific and Electrostatic Interactions // Langmuir. 1998. V. 14. P. 2810–2819.

Авторы:

Борзенко Светлана Владимировна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, заведующая лабораторией геоэкологии и гидрогеохимии, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

E-mail: svb_64@mail.ru

Засухина Екатерина Михайловна, студент, Забайкальский государственный университет, Чита, Россия.

E-mail: ekat.zasukhina@mail.ru

Фёдоров Игорь Андреевич, младший научный сотрудник, лаборатория геоэкологии и гидрогеохимии, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: fedorowia@gmail.com

Летунов Виталий Иванович, кандидат химических наук, профессор, кафедра химии, Забайкальский государственный университет, Чита, Россия.

E-mail: letunovvi@gmail.com

Комогорцева Ирина Александровна, ведущий инженер, лаборатория геоэкологии и гидрогеохимии, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

E-mail: komogorcevai@bk.ru

Geosphere Research, 2021, 4, 62–72. DOI: 10.17223/25421379/21/5

S.V. Borzenko¹, E.V. Zasukhina², I.A. Fedorov¹, V.I. Letunov², I.A. Komogortseva¹

¹ *Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russia*

² *Transbaikal State University, Chita, Russia*

GEOCHEMICAL FEATURES OF THE BEHAVIOR OF TERBIUM, DISPROSIUM, AND HOLMIUM IN AQUATIC MEDIUM IN THE PRESENCE OF HUMIC ACIDS (EXPERIMENTAL DATA)

Behavior of rare earth elements in model solutions has been studied in this article using the example of dysprosium, holmium and terbium in the presence of humic acids. The research has been carried out using ultrafiltration, inductively coupled plasma mass spectrometry, infrared spectrometry methods, together with thermodynamic calculations. The solutions of different pH values and different content of matrix components at constant values of the concentration of lanthanides were prepared to study the geochemical features in the behavior of rare-earth elements. The value of the activity of complex compounds of rare-earth elements with chloride and nitrate ions is relatively low over the entire pH range and the content of matrix components. The considered elements in an acidic medium with the pH value 4 are mainly present in the form of aqua ions Ln^{3+} . The pH value 6 leads to the dominance of the fraction of their humic associate HA-Ln with the maximum content in terbium in the solution. When the solution is made alkaline, carbonate complexes of $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^{2-}$ lanthanides are formed in significant amounts with their maximum content at the pH value 11. The ratio between organic and inorganic compounds for each element is different. Thermodynamic calculations prove that the limitation of mobility in a solution of dysprosium, holmium and terbium occurs due to their sorption by humic acids, the formation of poorly soluble hydroxides $\text{Ln}(\text{OH})_3$ and their precipitation. With the help of thermodynamic calculations, anomalously low concentrations of rare earth elements of the MREE are explained in comparison with the content of elements of LREE and HREE subgroups in the water column of Lake Doroninskoye. The calculation of the speciation of lanthanides shows that the main form of migration in water is complex organic compounds of lanthanides, the proportion of which in the La–Lu series increases with an insignificant decrease in the Gd concentration. The MREE downward concavity displayed by REE–HA complexation pattern determined in this study compares well with results from REE–fulvic acid (FA) and REE–acetic acid complexation studies. This similarity in the REE complexation pattern suggests that carboxylic groups are the main binding sites of REE in HA. The $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^{2-}$ carbonate forms are present in incommensurably small amounts, and, on the contrary, decrease in the La–Lu series. The decrease in the concentration of lanthanides from the water surface to the bottom is explained by the possibility of water saturation relative to $\text{Ln}(\text{OH})_3$ with the highest saturation index for MREE elements; they are also sorbed in large quantities by humic acids. The results presented in this study show that, before running speciation models, it is essential to know the proportion of organics that is active in complexing REE in a given water sample. This requirement could severely complicate the use of models to assess the role of organics in controlling the speciation of REE in natural waters.

Key words: rare earth elements, humic acids, complexation, sorption

References

- Arbuzov S.I., Ilyenok S.S., Mashenkin V.S., Sun Yu., Zhao Ts., Blokhin M.G., Ivanov V.V., Zarubina N.V. Rare-earth elements in Late Paleozoic coals of Northern Asia (Siberia, Northern China, Mongolia, Kazakhstan) // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. 2016. V. 327. No 8. pp. 74–88. In Russian
- Borzenko S.V., Zamana L.V., Zarubina O.V. Distribution of rare earth elements in waters and bottom sediments of mineralized lakes in the eastern transbaikal region (Russia) // *Lithology and Mineral Resources*. 2017. V. 52. No 4. pp. 263–277.
- Borzenko S.V., Zamana L.V., Usmanov M.T. *Raspredelenie redkozemel'nykh elementov v mineral'nykh ozerakh Yugo-Vostochnogo Zabajkal'ya* [Distribution of rare earth elements in mineral lakes of South-Eastern Transbaikalia] // *Water-Rock Interaction: Geological Evolution: Proc. of the 2d Rus. Sci. Conf. with Int. Part*. Vladivostok: Dalnauka, 2015. pp. 238–241. In Russian
- Volkov I.V. *Reaktsii mikroelementov s guminovymi kislotami kak osnova sorbtsionnoi dezaktivatsii i ochistki tekhnogennykh ot-khodov: avtoref. dis. ... kand. khim. nauk* [Reactions of trace elements with humic acids as the basis for sorption decontamination and purification of industrial waste: abstract of thesis ... candidate of chemical sciences]. Ekaterinburg, 2016. In Russian
- Gavrikov A.V. *Kompleksy REE s anionami karbonovykh kislot, so-derzhashchikh metalloorganicheskie proizvodnye tsimantrena i benkhrotrena: sin-tez, struktura i fiziko-khimicheskie svoistva: avtoref. dis. ... kand. khim. nauk* [Complexes of REE with anions of carboxylic acids containing organometallic derivatives of cymantrene and benchrotrene: synthesis, structure and physicochemical properties: abstract of thesis ... candidate of chemical sciences]. Moscow, 2016. In Russian
- Dubinin A.V. Geochemistry of rare earth elements in the ocean // *Lithology and Mineral Resources*. 2004. V. 39. No 4. pp. 289–307.
- Zamana L.V., Borzenko S.V. Elemental sulfur in the brine of lake Doroninskoye (Eastern Transbaikalia) // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 438. No 2. pp. 775–778.
- Orlov D.S. *Gumusovye kisloty pochv i obshchaya teoriya gumifikatsii* [Soil humic acids and the general theory of humification]. Moscow: MGU, 1990. 325 p. In Russian
- Popov A.I. *Guminovye veshchestva: svoistva, stroenie, obrazovanie* [Humic substances: properties, structure, formation]. St. Petersburg: SPbGU, 2004. 248 p. In Russian
- Silverstein R.M., Webster F.X., Kiemle D.J. *Spectrometric Identification of Organic Compounds*. New York: John Wiley & Sons, 2005. 512 p.

- Kharitonova N.A., Vakh E.A., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Aleksandrov I.A., Bragin I.V. REE geochemistry in groundwater of the Sikhotealin fold region (Russian Far East) // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2016. V. 10. No 2. pp. 141–154.
- Chechel L.P. Features of distribution and fractionation of REE in technogenic waters of tungsten deposits of Eastern Transbaikalia // *International Journal of Applied and Fundamental Research*. 2016. No 12–6. pp. 983–988.
- Chirkst D.E., Lobacheva O.L., Berlinskii I.V. Gibbs energies of formation of hydroxides of lanthanides and yttrium // *Russian Journal of Physical Chemistry A*. 2010. V. 84. No 12. pp. 2047–2050.
- Chirkst D.E., Lobacheva O.L., Dzhevaga N.V. Thermodynamics of formation of hydroxides and hydroxocomplexes of lanthanum (III) and holmium (III) // *Russian Journal of Physical Chemistry A*. 2011. V. 85. No 11. pp. 1872–1875.
- Chudaev O.V., Kharitonova N.A., Chelnokov G.A., Bragin I.V., Kalitina E.G. *Geokhimicheskie osobennosti povedeniya redkozemel'nykh elementov v vodakh Dal'nego Vostoka Rossii v usloviyakh prirodnykh i antropogennykh anomalii* [Geochemical features of the rare-earth elements behavior in the Russian Far East waters under natural and anthropogenic anomalies]. Vladivostok: Dalnauka, 2017. 152 p. In Russian.
- Borzenko S.V., Zamana L.V. REE in waters and bottom sediments of salt lakes of Southeastern Transbaikalia, Russia // 16th International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-16) and 13th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry (1st IAGC International Conference), series of books: E3S web of conferences. 2019. V. 98. 01004.
- Borzenko S.V., Zamana L.V., Usmanova L.I. Basic formation mechanisms of the Lake Doroninskoye soda water (East Siberia, Russia) // *Acta Geochimica*. 2018. V. 37. No 4. pp. 546–558.
- Cook R.L., Langford R.L. A biogeopolymeric view of humic substances with application to paramagnetic metal effects on ¹³C NMR // *Understanding humic substances: Advanced methods, properties and applications* / Eds. E. A. Ghabbour, G. Davies. London: The Royal Society of Chemistry, Cambridge. 1999. pp. 31–48.
- Davranche M., Pourret O., Gruau G., Dia A. Impact of humate complexation on the adsorption of REE onto Fe oxyhydroxide // *Journal of Colloid and Interface Science*. 2004. V. 277. pp. 271–279.
- De Baar H.J. W., Schijf J., Byrne R.H. Solution chemistry of the rare earth elements in seawater // *European Journal of Solid State and Inorganic Chemistry*. 1991. V. 28. pp. 357–373.
- Elderfield H., Upstill-Goddard R., Sholkovitz E.R. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. pp. 971–991.
- Fairhurst A.J., Warwick P., Richardson S. The influence of humic acid on the adsorption of europium onto inorganic colloids as a function of pH // *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*. 1995. V. 99. No 2–3. pp. 187–199.
- Felmy A.R., Girvin D.C., Jenne E.A. MINTEQA – A computer program for calculating aqueous geochemical equilibria. Athens, GA.: U.S. Environmental Protection Agency, 1984. 98 p.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Rare earth elements in river waters // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 89. No 1. pp. 35–47.
- Gustafsson J.P. Modeling the acid-base properties and metal complexation of humic substances with the Stockholm Humic Model // *Journal of Colloid and Interface Science*. 2001. V. 244. No 1. pp. 102–112.
- Johannesson K.H., Stetzenbach K.J., Hodge V.F., Lyons W.B. Rare earth element complexation behavior in circumneutral pH groundwaters: Assessing the role of carbonate and phosphate ions // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. V. 139. pp. 305–319.
- Liu X., Byrne R.H. Comprehensive investigation of yttrium and rare earth element complexation by carbonate using ICP-Mass Spectrometry // *Journal of Solution Chemistry*. 1998. V. 9. pp. 803–815.
- Nordén M., Ephraïm J.H., Allard B. The binding of strontium and europium by an aquatic fulvic acid-ion exchange distribution and ultrafiltration studies // *Talanta*. 1993. V. 40. Iss. 9. pp. 1425–1432.
- Pourret O., Davranche M., Gruau G., Dia A. Competition between Humic Acid and Carbonates for Rare Earth Elements Complexation // *Journal of Colloid and Interface Science*. 2007. V. 305. No 1. pp. 25–31.
- Sonke J.E., Salters V.J.M. Lanthanide-humic substances complexation. I. Experimental evidence for a lanthanide contraction effect // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. pp. 1495–1506.
- Thurman E.M. Organic geochemistry of natural waters. Dordrecht, The Netherlands: Martinus Nijhoff/Dr W. Junk Publ., 1985. 489 p.
- Tipping E. Cation Binding by Humic Substances. Cambridge: Cambridge University Press. 2002. 434 p.
- Vermeer A.W.P., Van Riemsdijk W.H., Koopal L.K. Adsorption of humic acid to mineral particles. 1. Specific and Electrostatic Interactions // *Langmuir*. 1998. V. 14. pp. 2810–2819.

Author's:

Borzenko Svetlana V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Head of Geoecology and Hydrogeochemistry Laboratory, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: svb_64@mail.ru

Zasukhina Ekaterina M., student, Transbaikalian State University, Chita, Russia.

E-mail: ekat.zasukhina@mail.ru

Fedorov Igor A., Junior Researcher, Geoecology and Hydrogeochemistry Laboratory, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: fedorowia@gmail.com

Letuнов Vitaliy I., Cand. Sci. (Chemistry), Professor, Chemistry department, Transbaikalian State University, Chita, Russia.

E-mail: letunovvi@gmail.com

Komogortseva Irina A., Leading Engineer, Geoecology and Hydrogeochemistry Laboratory, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: komogorcevai@bk.ru

УДК 551.578.46

ЛИВНИ КАК ПРИРОДНЫЙ РИСК И ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ)

Н.С. Евсеева, З.Н. Квасникова, И.В. Кужевская

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия



Проанализирована интенсивность ливневой эрозии в агроландшафтах юга Томской области. Приведены сведения о количестве дней с ливнями, слою осадков, интенсивности, продолжительности выпадения. С помощью расчетных методов выполнена оценка потенциального смыва почв дождевыми осадками для основных типов почв региона, вовлеченных в агропроизводство. Проведены полевые наблюдения за смывом почв в сельхозугодиях с пропашными, зерновыми и техническими культурами после ливней разной силы.

Ключевые слова: водная эрозия, ливни, агроландшафты, Томская область

Введение

Эрозия почв в условиях современной цивилизации – одна из глобальных проблем, определяющих национальную безопасность многих стран мира, поскольку вследствие этого процесса возникают нежелательные явления, приводящие к снижению плодородия почв, изменению природных ландшафтов. Под угрозой эрозии находятся 75 % площадей сельскохозяйственных и лесных угодий в Центральной Америке, более чем 20 % территории Африки и 11 % площади Азии. Различают два типа эрозии: водную и ветровую, около 2/3 явлений эрозии вызвано действием воды, 1/3 приходится на ветровую эрозию [Эрозия..., 2020]. В Российской Федерации водной эрозией подвержено 17,8 % площади сельскохозяйственных земель [Лисецкий и др., 2012].

В зависимости от происхождения вод, выполняющих работу по нарушению почвы, эрозия подразделяется на эрозию при снеготаянии, поливную (ирригационную) и ливневую (дождевую). Последняя относится к одному из главных процессов миграции вещества, приводящему к деградации почвенного покрова, подъему уровня воды в реках, подтоплению селитебных территорий, вымоканию посевов сельскохозяйственных культур на пашне и др.

Изучение ливней как опасного гидрометеорологического явления актуально, особенно в условиях меняющегося климата. Исследователи отмечают, что в условиях роста средней многолетней температуры приземного слоя наблюдается частичная перестройка атмосферной циркуляции, которая влияет на глобальный круговорот влаги, в частности на перераспределение осадков и частоту опасных погодных явлений (ливней, паводков, ураганов, засух и т.д.) [Climate..., 2007; Лисецкий и др., 2012]. Для атмосферных осадков высокая степень кластеризации в

пространстве и во времени, они не формируют классического скалярного поля как другие характеристики атмосферы – давление, температура [Золина и др., 2016]. Проявлением такой кластеризации являются пространственная неоднородность выпадения ливневых и экстремальных осадков с интенсивностями, в десятки раз превышающих уровень средних значений [Коршунов, Коршунова, 2009–2015].

Среди исследователей ведутся дискуссии о причинах происходящих изменений климата, но мнения их сходятся в одном – нас ожидает рост силы и частоты опасных явлений, аномальных температур, выпадения осадков. Так, В.М. Катцков и соавт. [2011] прогнозируют увеличение летом осадков большой интенсивности на 2–6 %, что будет способствовать усилению процессов ливневой эрозии в агроландшафтах. Непропорциональное увеличение ливневой опасности в сравнении с возрастанием общих осадков подтверждается и другими исследователями для разных участков планеты [Allan, Soden, 2008; Лисецкий и др., 2012], в том числе над центральными и южными районами Западной Сибири [Кужевская и др., 2018].

Эрозионные последствия ливней, их воздействие на почвы, сток ливневых вод и другие процессы изучаются как в нашей стране [Заславский, 1978; Мирцхулава, 1978; Швевс, 1981; Сухановский, 2010; Литвин и др., 2013], так и за рубежом [Palmer, 1965; Bennett, 1974; Wischeier, Smith, 1978; Renard et al., 1997; Nearing, 2001; Kiesel et al., 2009]. Но до настоящего времени наименее исследованы и прогнозируемы пространственно-временные распределения интенсивности и слоя ливневых осадков; вынос биогенов в результате ливневой эрозии в условиях естественных дождей; отсутствуют данные многолетних наблюдений за стоком дождевых вод и смывом почв [Соловьева, 2013]. Дождевая эрозия является стоха-

стическим процессом, что обусловлено главным образом случайным характером выпадения ливней.

Изучение ливневой эрозии проводится различными методами – полевыми наблюдениями, экспериментальных (искусственного дождевания), моделирования, с применением ГИС-технологий.

В изучении и построении моделей ливневой эрозии имеются проблемы, которые связаны с рядом факторов:

1. Особенности ливневой эрозии почв в отличие от стока талых вод являются неравномерность, кратковременность и изменчивость интенсивности выпадения ливней, этот процесс характеризуется ярко выраженной нестационарностью.

2. Установлено, что короткие ряды наблюдений длиной в 10–40 лет характеризуются высокой межгодовой изменчивостью (в большинстве случаев $C_v > 1,5$), что ведет к значительным ошибкам вычисления статистических параметров. С такими значениями C_v лишь ряды длиной в 150–200 лет могут дать достаточно точное значение средней многолетней величины гидрометеорологического фактора (с ошибкой менее 10–15 %), которое может быть пригодным для картографирования.

3. Основной вклад в средние многолетние показатели ливневой опасности вносят дожди с высокой интенсивностью (1,0 мм/мин и более). Кроме того, большое и увеличивающееся количество моделей при отсутствии общепринятой нормативной базы в области расчетов характеристик водной эрозии свидетельствует о недостаточной адекватности существующих моделей [Лисецкий и др., 2012].

Ливни – характерное явление и для территории Томской области в течение теплого периода года, но до настоящего времени их вклад в развитие водной эрозии почв в агроландшафтах изучен недостаточно. Цель работы – анализ расчетных и полевых данных по интенсивности ливневой эрозии в агроландшафтах юга Томской области и определение выноса биогенов дождевыми водами в твердом стоке.

Объект исследования, материалы и методы

Для реализации поставленной цели выполнен следующий объем работ: проведен анализ литературных источников по теме исследования, данных метеостанций, выполнены расчеты по оценке потенциального смыва почв дождевыми осадками по зависимости Г.А. Ларионова [1993] для основных типов почв региона, вовлеченных в агропроизводство; проведены полевые наблюдения за результатами смыва почв в агроландшафтах с пропашными, зерновыми и техническими культурами, развитием дорожной эрозии и другими процессами по ряду дождей в течение 1987–2020 гг.; впервые для данной территории определено содержание питатель-

ных для растений химических элементов в твердом стоке на разных элементах склонов пашни.

Объект исследования – южная часть территории Томской области, расположенная в подзоне южной тайги и зоне мелколиственных лесов юго-востока Западной-Сибирской равнины (рис. 1). В теплое время года над территорией Томской области формируется очаг интенсивной ливневой деятельности, сохраняющей свое местоположение [Трифонов, 1988; Азьмука, 1991]. Летом выпадает наибольшее количество осадков в годовом режиме увлажнения, варьирующее от 66 до 78 % (300–400 мм). Осадки летом выпадают преимущественно на холодных фронтах циклонов и носят ливневой характер.

В настоящее время нет единого определения ливня, согласно положению Росгидрометцентра РФ 52.88.699-2008, за сильный ливень принимаются дожди с количеством осадков 30 мм за период не более 1 ч, а за очень сильные дожди – значительные осадки величиной не менее 50 мм за период времени не более 12 ч.

Наши исследования показали, что при изучении эрозии почв необходимо учитывать ливни со слоем осадков в 10 мм и более. Вслед за Л.И. Трифоновой [1988] осадки слоем 10 мм и более за сутки принимались нами за ливневые. Кроме того, ливни подразделены на крупные (20–30 мм) и выдающиеся (более 30 мм) [Евсеева, Ромашова, 2011]. В пределах южной части Томской области за лето в среднем выпадает 46–51 % осадков в виде ливней [Ромашова, 2004], а число дней с такими осадками достигало 6–7 при существенных пространственных вариациях.

Например, в 1996 г. в Бакчаре число дней с ливнями составило 9, а в Первомайском и Кожевниково – до 12–13. В отдельные дни на территории могут выпадать осадки почти месячной нормы. В целом исследуемый регион относится к району сильных ливней, за сутки здесь выпадает до 50–100 мм осадков [Природные опасности..., 2001], а временами и более. Так, 12 июля 2010 г. над территорией Томской области выпало до 160 мм осадков [Котилевская, 2010].

Анализ суточных норм осадков в южной части Томской области за 1960–2017 гг. показал, что из 57 лет наблюдений их количество превышало 20 мм, по данным станции Томск, в 82,5 % случаев, в Первомайском и Бакчаре в 84,2 %, в Пудино – в 93 % случаев. Значительную повторяемость имели место и выдающиеся ливни (табл. 1).

Показателен в этом плане и теплый период 2020 г., когда в мае наблюдалось 4 дня с ливнями со слоем осадков 10–14 мм и один день (22.05) со слоем осадков 22,4 мм; в июне – 1 ливень (26.06) со слоем осадков 13 мм. Июль – месяц крупных и выдающихся ливней: 3 июля в Томске выпал 51 мм осадков, а 7, 21 и 30 июля 2020 г. – по 21 мм. Крупные и выдающиеся

ливни весьма опасны в отношении развития эрозии почв как в агроландшафтах, так и дорожной эрозии. В табл. 2 приведены примеры крупных и выдающихся

ся ливней за последние десятилетия, а также ливни, продолжавшиеся всего одну минуту, но высокой интенсивности.

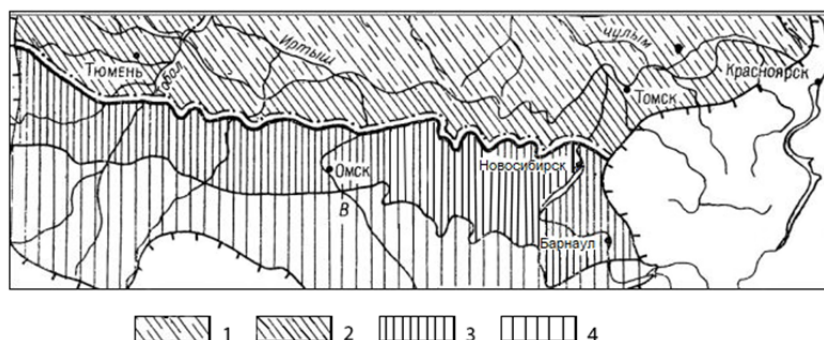


Рис. 1. Зонально-географическое деление юга Западно-Сибирской равнины [Ильина и др., 1985]

1 – южная тайга, 2 – подтайга, 3 – лесостепь, 4 – степь

Fig. 1. Zonal and geographical division of the south of the West Siberian Plain [Ilyina et al., 1985]

1 – southern taiga, 2 – subtaiga, 3 – Forest-steppe, 4 – steppe

Таблица 1

Число случаев ливней с разной суточной суммой атмосферных осадков за 1960–2017 гг.

Table 1

The number of rainfall events with different daily sum of atmospheric precipitation for 1960–2017

Суточная сумма осадков, мм	Число случаев по станциям			
	Томск	Первомайское	Бакчар	Пудино
10–20	11	9	8	4
20–30	22	31	22	22
>30	25	18	27	32
>50	5	1	5	5

Таблица 2

Примеры крупных и выдающихся ливней в южной части Томской области в течение 1987–2020 гг.
[Евсеева, Ромашова, 2011; Государственный доклад..., 2016, 2019]

Table 2

Examples of large and outstanding rainfalls in the southern part of the Tomsk region during 1987–2020
[Evseyeva, Romashova, 2011; State report..., 2016, 2019]

Дата выпадения	Количество выпавших осадков, мм	Продолжительность выпадения осадков, мин	Дата выпадения	Количество выпавших осадков, мм	Продолжительность выпадения осадков, мин
ст. Томск			ст. Первомайское		
30.07.1987	53,7	330	13.08.2010	42,0	720
16.08.1994	80,5	1 440*	ст. Кожевниково		
13.06.2002	47,7	–	28.08.1989	41,7	1 440*
09.09.2002	26,0	350	02.07.1994	41,1	1 440*
12–13.07.2011	47,7	720	03.07.2020	20,0	–
03.06.2015	3,7	1	ст. Молчаново		
22.05.2020	22,4	1 440*	02.08.2015	68,7	635
03.07.2020	51,0	–	03.07.2020	15,0	–
07.07.2020	21,0	–	ст. Старица		
21.07.2020	21,0	–	02.07.2020	42,0	–
ст. Бакчар			АМСГ Томск		
24.07.1993	79,3	1 440*	21.07.1992	50,1	330
25.07.1996	78,7	60	09.09.2002	26,0	350
25.06.2017	84,0	720	ст. Подгорное		
05.07.2020	21,0	–	03.07.2020	33,0	–

* Выпадение осадков в течение суток.

* Precipitation during the day.

Средняя продолжительность дождя на территории Томской области изменяется от 4,7 до 8,9 ч в июне, от 4,3 до 7,3 ч в июле, от 5,1 до 7,3 ч – в августе. Наибольшую интенсивность имеют короткие ливневые дожди, что отмечают многие исследователи.

На сток и смыв почв большое влияние оказывают пики интенсивности в период выпадения дождя. Исследования показали, что в Томске максимальная интенсивность ливней имеет следующую повторяемость: на дожди с интенсивностью 0,11–0,5 мм/мин приходится 41,7 %; на 0,51–1,0 мм/мин – 21,7 %; на 1–3 мм/мин – 34,9 %, на дожди более 3 мм/мин – 1,7 % случаев [Ромашова, 2004]. Крупные и выдающиеся ливни наиболее опасны в отношении ливневой эрозии. Согласно Г.А. Ларионову [1993], эрозионный потенциал осадков (R_{30}) на территории Томской области изменяется от 4 до 6 единиц. Эти значения R коррелируют с таковыми для большей части центральных и южных районов Европейской России, что объясняется увеличением доли ливневых осадков, выпадающих в результате развития конвективных процессов во внутриконтинентальных воздушных массах [Ларионов, 1993].

Для оценки величины смыва почв со склонов пашни исследуемого региона (вследствие отсутствия данных об интенсивности выпадения осадков во время ливней) авторами использована зависимость Г.А. Ларионова [1993] и проведены полевые наблюдения за учетом эрозии по замеру объема струйчатых размывов. Замеры параметров размывов (ширины, глубины) проводились через 1–10 м с учетом их извилистости и мелких конусов выноса на склонах ложбин стока ливневых вод, в 2020 г. отобраны пробы делювия и почв на разных элементах рельефа пашни.

Г.А. Ларионовым для оценки потенциального смыва почв предложена следующая зависимость:

$$C = D \times P \times R \times K_d,$$

где C – модуль смыва от стока дождевых вод, т/га в год; D – эрозионный потенциал осадков; P – смываемость почв, т/га за единицу эрозионного потенциала осадков; R – эрозионный потенциал рельефа; K_d – почвозащитный коэффициент растительного покрова и агротехники [Ларионов, 1993].

Расчеты потенциального смыва проведены для основных типов почв, вовлеченных в агропроизводство, он значительно изменяется по подтипам и разностям: у серых лесных почв от 1,9 до 3,65 т/га на единицу эрозионного индекса осадков; у темно-серых лесных – от 2 до 2,6; у светло-серых лесных – от 1,45 до 3,95; у дерново-подзолистых – от 2,1 до 4,9 т/га [Евсеева, Кнауф, 2004]. Эрозионный потенциал рельефа территории юга Томской области значителен, особенно на Томь-Яйском междуречье, где потенциальный смыв от стока дождевых осадков

может достигать 12,73–32,16 т/га в год и более. Рассчитан коэффициент стока ливневых осадков для территории Томской области [Рутковская, 1984]. В зависимости от количества осадков, выпавших за ливень, он изменяется от 0,4 до 0,8. Установлено, что чем больше слой осадков дождя, тем больше воды попадает на поверхность почвы: при слое 3 мм – 45,5 %, 61,1 мм – 78 % [Швебс, 1981].

Результаты и их обсуждение

Полевые наблюдения за смывом почв ливневыми осадками в агроландшафтах. Наиболее изучен данный процесс в сельскохозяйственных угодьях (пашни) Томь-Яйского междуречья, в пределах которого они занимают около 30 % его площади. Наблюдения за результатами выпадения ряда ливней в 1987, 1990, 1992, 2002, 2003, 2013, 2015, 2020 гг. показали, что смыв почв на пашне за один и тот же ливень изменяется в зависимости от состояния агрофона, рельефа (длины, крутизны склонов, их формы), изменчивости интенсивности выпадения осадков в пространстве и т.д.

Ливневый вариант эрозии почв характеризуется высокой динамичностью процессов разрушения почвенного покрова. Специфика выпадения ливневых осадков обуславливает пространственную локализацию смыва почв. Эрозия почв, вызываемая выпадением жидких осадков, в настоящее время рассматривается как два процесса:

1. Отырив частиц почвы от общей массы и перенос их водным потоком. Бомбардировка поверхности почвы каплями дождя приводит к развитию капельной эрозии [Заславский, 1978]. Капельная эрозия развивается и в агроландшафтах юга Томской области: после сильных ливней на пашне наблюдаются участки, где капли дождя, градины выбивают растения, а поднятые ударами капель, градин почвенные частицы откладываются на растениях. Такие «проплешины» на пашне после выпадения ливней наблюдались нами неоднократно в пределах агроландшафтов Томь-Яйского, Обь-Томского, Обь-Шегарского, Яя-Кийского междуречий.

По данным многих исследователей, 30 % энергии падающих капель расходуется на разбрызгивание почвы; мелкие частицы ее взлетают на высоту 1–1,5 м и отлетают в сторону до 1,5 м. На основе экспериментальных исследований установлены величины разбрызгивания почв для дождей разной интенсивности и продолжительности, например при интенсивности дождя в 1,03 мм/мин продолжительностью в 76 мин происходит разбрызгивание в 8,3 т/га, при интенсивности дождя в 2,5–2,6 мм/мин и продолжительностью 24 мин – 54,7 т/га; при интенсивности дождя в 2,5–2,6 мм/мин и слое осадков 64 мм с брызгами воды в воздух поднимается порядка 50 т/га почвы [Ларионов, 1993].

Как отмечалось выше, на ливни с интенсивностью 1–3 мм/мин в исследуемом регионе приходится около 35 %, а с интенсивностью более 3 мм/мин – 1,7 % всех ливней. Таким образом, они производят значительный подъем почвы на незащищенной растительностью пашне. Главное воздействие дождевых капель на почвы, по мнению исследователей, заключается в ее уплотнении, переносе частиц с более высоких местоположений в более низкие, что приводит к заилению и кольматации верхнего слоя почв, выравниванию поверхности и переувлажнению западин. До настоящего времени капельная эрозия в регионе не изучена.

2. Сток дождевой воды на склонах пашни происходит как на парах, так и под посевами различных сельскохозяйственных культур. В табл. 2 приведены примеры интенсивности смыва почв после ряда ливней на пашне Лучановского ключевого участка, расположенного в 20 км юго-восточнее г. Томска.

Показателен пример смыва почв после двух ливней начала июля 2020 г. (табл. 3), иллюстрирующий неравномерность выпадения осадков, состояние агрофона и условия рельефа и др. Так, на склоне пашни южной экспозиции площадью 16,9 га, занятой посевами льна, высотой 0,6–0,7 м в стадии бутонизации, образовались серия струйчатых размывов (рис. 2) и промоина у лесополосы. Струйчатые размывы в центральной части поля разгружались в ложбину, местами при впадении образуя мелкие конусы выноса, по форме напоминающие треугольники (рис. 3). Длина конусов в основании в среднем была равна 1 м, а высота 0,7–0,9 м; толщина делювия в них изменялась от 1 до 5 см. Общее количество конусов – 5 штук. В тальвеге ложбины образовался размыв длиной 171 м, шириной в среднем 1,73 м, средней глубиной 0,16 м, при максимальной – 0,4 м. Площадь бассейна ложбины около 5 га.

В результате за два ливня 3 и 7 июля 2020 г. с водосбора ложбины смыто до 9–10 м³/га почвы, что привело к образованию у подножия склона обширно-

го конуса выноса с толщиной делювия до 5–10 см. Конусы выноса других размывов, сливаясь, сформировали делювиальный шлейф (см. рис. 4). В целом смыв почвы со склона описываемого поля изменялся от 1–2 до 9–10 м³/га. Неравномерность смыва связана с изменчивостью крутизны, длины и формы склона и, видимо, изменчивостью интенсивности ливня. На соседнем поле южной экспозиции с посевами злаковых в стадии кущения размывов было меньше, длина и глубина их также были невелики. Тем не менее в устье ложбины, осложняющей центральную часть поля, образовался конус выноса, толщина делювия в нем достигала 4–7 см (см. рис. 5). Истинные размеры конусов выноса вследствие зарослей травы, кустарников у подножия склонов определить не представлялось возможным. Некоторые исследователи [Литвин и др., 2013] также отмечают, что сильные ливни отличаются многоочаговостью, неравномерностью выпадения: суммы осадков за 1–2 ч по дождемерам, установленным на расстоянии 120 м друг от друга, могут отклоняться на 50 % от средней.

Отбор проб из конусов выноса у подножия склонов, на склонах ложбины и их анализ показали, что смытые почвы содержат химические элементы (биогены). Их содержание значительно и сопоставимо с таковыми в почвах плакоров пашни. Анализ табл. 4 показывает, что в составе делювия преобладают частицы более 0,01 мм – до 63,8 %, содержание гумуса близко его концентрации в верхних горизонтах почв пашни, а местами превышает эти значения, особенно в мелких конусах выноса в устьях струйчатых размывов, осложняющих склоны более крупных ложбин стока. В твердом стоке ливневых вод значительное содержание азота, фосфора (см. табл. 4). Ю.А. Соловьева [2013] отмечает, что при моделировании методом дождевания выноса биогенов в результате почвенной эрозии главное внимание необходимо уделять их потерям с твердым стоком. Кроме того, вынос питательных элементов для растений происходит и с жидким стоком.

Таблица 3

Примеры смыва почв на пашне исследуемого района с разным агрофоном после ливней

Table 3

Examples of soil washout on arable land in the study area with different agro background after showers

Дата выпадения	Количество осадков, мм	Продолжительность выпадения, мин	Агрофон	Объем смыва почв, м ³ /га
Эффект ливней 30.06.1987 01.07.1987	74,3	570	Посадки картофеля на склоне длиной 300–500 м и крутизной 3–8° Южный склон под парами, длиной 50–100 м и крутизной 3–11°	До 40–100 24–26
14.06.1990	9,9	57	Посевы злаков в стадии кущения, на южном склоне пашни длиной около 300 м и крутизной 2–11° Посевы льна на северном склоне длиной 350–400 м и крутизной 2–8°	1,0–4,0 0,5–1,0

Дата выпадения	Количество осадков, мм	Продолжительность выпадения, мин	Агрофон	Объем смыва почв, м ³ /га
Эффект ливней 05.09.2002	9,6	*	Стерня после скошенного льна на северном склоне пашни длиной 350–400 м и крутизной 2–8°	3,0–3,5
09.09.2002	26,0	350	Южный склон, агрофон тот же	5,0–8,0
22.06.2003	28,0	*	Посевы льна на южном слоне пашни длиной склона 400 м и крутизной 1°–6°	4,7
03.06.2015	3,7**	1	Боронованная зябь поперек южного склона длиной 300 м и крутизной 2–11°	0,5–2,0
Эффект ливней 03.07.2020	51,0	*	Посевы злаковых в стадии кущения на южном склоне 300 м и крутизной 2–11°	1,0–3,0
07.07.2020	21,0		Посевы льна на южном склоне длиной 400 м и крутизной 1–6°	1–5, местами до 8–9

* Продолжительность выпадения осадков не зафиксирована; ** – 1 мм осадков равен 10 т воды на 1 га [Грингофф, 2011].

* Duration of precipitation is not recorded; ** – 1 mm of precipitation is equal to 10 tons of water per 1 ha [Gringoff, 2011].



Рис. 2. Промойна в центре пашни южной экспозиции (фото З.Н. Квасниковой, 2020)

Fig. 2. Ravine in the center of arable land of the southern exposure (photo by Z.N. Kvasnikova, 2020)



Рис. 3. Фрагмент делювиального шлейфа в форме конуса (фото А.С. Батмановой, 2020)

Fig. 3. Fragment of the deluvial plume (photo by A.S. Batmanova, 2020)



Рис. 4. Делювиальный шлейф
(фото З.Н. Квасниковой, 2020)

Fig. 4. Deluvial plume
(photo by Z.N. Kvasnikova, 2020)



Рис. 5. Делювиальные отложения
(фото А.С. Батмановой, 2020)

Fig. 5. Deluvial sediments
(photo by A.S. Batmanova, 2020)

Таблица 4

Гранулометрический состав и содержание некоторых биогенов в составе делювиальных отложений и почвы (верхний горизонт) пашни Лучановского ключевого участка

Table 4

Granulometric composition and content of some nutrients as part of deluvial deposits and soil (upper horizon) of the arable land of the Luchanovsky key site

Содержание биогенов	Местоположение пробы*				
	1	2	3	4	5
Гумус, %	2,91	2,71	3,68	5,62	2,94
pH водная	6,35	6,51	6,30	6,06	6,04
Сумма Ca + Mg	20,4	20,4	22,4	25,2	20,8
Ca	16,4	17,2	17,6	20,4	16,4
Mg	4,0	3,2	4,8	4,8	4,4
N валовый, %	0,35	0,40	0,52	0,47	0,55
P валовый, %	0,24	0,28	0,26	0,33	0,21
Гранулометрический состав, %; размер, мм					
1–0,25	0,52	1,67	0,24	0,20	0,26
0,25–0,05	18,2	40,43	12,24	15,88	13,58
0,05–0,01	34,24	13,98	36,36	37,32	43,20
0,01–0,005	10,68	9,40	14,76	8,68	8,32
0,005–0,001	11,08	8,68	16,08	12,40	12,80
< 0,001	25,28	25,84	20,32	25,52	21,84

Примечание. * – 1 – устье ложбины стока на поле под посевами льна; 2 – конус выноса между устьем ложбины и промоины у лесополосы на поле с посевами льна; 3 – конус выноса в устье ложбины на поле с посевами злаковых; 4 – конус выноса на склоне ложбины поля с посевами льна; 5 – почва (верхний горизонт, до 10 см) с плакора пашни с посевами злаковых.

Note. * – 1 – the mouth of the runoff hollow in the field under flax crops; 2 – the Fan cone between the mouth of the hollow and the gully near the forest belt in the field with flax crops; 3 – the Fan cone at the mouth of a hollow in a field with crops of cereals; 4 – the Fan on the slope of a hollow of a field with flax crops; 5 – the Soil (upper horizon, up to 10 cm) from a plakor of arable land with crops of cereals.

Весьма интересны наблюдения климатолога В.В. Севастьянова за результатом ливня с градом 3 июля 2020 г. в районе дач на 41-м км железной дороги «Томск – Тайга». Ливень носил волновой характер, сопровождался градом и длился около 2 ч. После ливня канава длиной около 30 м, шириной 0,3 м и глубиной 0,2 м, проложенная вдоль пешеходной тропинки, была заполнена делювием, т.е. в нее поступило около 2 м³ почвогрунта. На наш взгляд, это является результатом капельной эрозии и смывом почвы вдоль тропинки.

Помимо смыва почв, приводящего к деградации почвенного покрова, ливни в исследуемом районе создают чрезвычайные ситуации как в агроландшафтах, так и в селитебных зонах. Например, в с. Бакчар 25 июля 1996 г. за 2 ч 17 мин (с 19.43 до 21.00) выпало 86 мм осадков. Этот ливень вызвал 100 %-е полегание посевов, были повреждены зерновые на площади 2 900 га и кормовые – на 1 800 га. В июле 2011 г. на юге Томской области выпало 155–170 мм, или 240–270 % нормы. Ливень 27 июля со слоем осадков 21 мм за 82 мин прохождения вызвал ряд негативных явлений: в г. Томске было подтоплено 286 домов, размыта Эуштинская дамба, в пос. Кирзавода вода подтопила дома и уничтожила урожай на приусадебных участках, было затруднено передвижение по г. Томску, в ряде районов города, в Тимирязево, Дзержинском произошли отключения электроэнергии [В Томске..., 2011]. Чрезвычайная ситуация наблюдалась в Зырянском районе Томской области, когда 26.08.2018 г. с 16.00 до 17.00 прошел ливневый дождь с крупным градом и шквалистым ветром, что привело к гибели посевов сельскохозяйственных культур на общей площади 2 380 га. Ущерб составил 23,889 млн руб. [Государственный доклад..., 2019].

Значительный урон сельскому хозяйству и селитебным территориям могут принести и продолжительные дожди, когда за 3–5 сут может выпасть до 90–120 мм осадков. Такие дожди вызывают переувлажнение почв на сельхозугодиях, что приводит к срыву срока посевных и уборочных работ. Например, чрезвычайная ситуация сложилась в июне 2018 г. (с 09.06 по 16.06), охватившая 10 административных районов Томской области (Асиновский, Бакчарский, Зырянский, Кожевниковский, Колпашевский, Кривошеинский, Первомайский, Томский, Шегарский и Чаинский), когда в связи с переувлажнением почвы произошел срыв сроков посевных работ [Государственный доклад..., 2019].

Заключение

На территории Томской области – как очаге интенсивной ливневой деятельности – развита дождевая эрозия. Вследствие неравномерности распро-

странения по площади, изменчивости интенсивности выпадения осадков, их кратковременности, ливневая эрозия, как правило, имеет очаговое развитие. Среднегодовой смыв почв дождевыми осадками в пределах области, согласно расчетным методам, у разных подтипов почв изменяется от 1,9 до 4,9 т/га, но на Томь-Яйском междуречье он может достигать 32,16 т/га и более. Согласно СНиП [1996], на территории Томской области развита ливневая эрозия от слабой (менее 2 м³/га в год) до умеренно опасной (2–5 м³/га), местами до очень опасной – до 32,7 м³/га и более (Томь-Яйское междуречье).

Эрозионный индекс осадков на территории составляет 4–6 единиц, единичные ливни значительной силы могут вызвать большой объем стока и смыв почвы на склонах пашни, особенно по зяби и под пропашными культурами, значительно превышающими расчетные среднегодовые значения. Этот вывод подтверждается полевыми наблюдениями. Так, ливни, прошедшие 30 июня и 1 июля 1987 г. у села Лучаново, произвели смыв почвы под пропашными культурами до 40–100 м³/га; в 2002 г. два дождя по стерне льна смыли со склонов пашни 3–8 м³/га почвы. Даже очень короткие ливни, но большой интенсивности, способны смыть до 2 м³/га почвы, подтверждением этому служит ливень 03.06.2015 г., когда за 1 мин выпало 3,7 мм осадков.

Ливни начала июля 2020 г. со склонов пашни ключевого участка крутизной от 1–3° до 5–8°, занятых посевами льна, смыли от 1 до 9 м³/га почвы. Смыв почвенных частиц в пределах пашни неравномерен и зависит от рельефа и особенностей выпадения ливневых осадков (неравномерность, прерывистость). По мнению ряда исследователей, учет количества смытой почвы путем замера струйчатых размывов приближенный, так как данные могут быть занижены из-за не учета очень мелких размывов (глубина менее 0,5 см). Однако полученные нами впервые данные о величине смыва почв ливневыми осадками, содержании в твердом стоке питательных веществ, гранулометрическом составе делювия дают представление о роли ливней в деградации почв исследуемого района. Ливни также способствуют изменению микрорельефа пашни: углубляются существующие ложбины стока ливневых и талых вод, что приводит к увеличению крутизны склонов ложбин, а, следовательно, и к большему смыву почв с их склонов в будущем.

Установлено, что в рядах повторяемости экстремальных осадков прослеживается квазипериодичность, но предвидеть год (климатический прогноз), благоприятный для формирования экстремальных осадков или их территорию, где их вероятнее всего можно ожидать, не представляется возможным. Изучение синоптического положения в дни с экстремальными суммами осадков на территории юга Западной Сибири показало,

что все рассмотренные случаи выпадения сильных осадков связаны с облачностью мезомасштабных конвективных комплексов, образовавшихся вне линий фронта. Сохранение тенденций увеличения повторяемости развития мощной мезомасштабной конвекции

на территории исследования приведет к дальнейшему увеличению повторяемости таких опасных метеорологических явлений, как град, интенсивные ливни, шквалы и других, а также усилению ливневой эрозии почв агроландшафтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Азьмука Т.И.** Ресурсы климата // Природные ресурсы Томской области. Новосибирск : Наука, 1991. С. 83–102.
- В Томске** устраняют последствия ливня, затопившего почти 300 домов // Агентство Интерфакс-Сибирь. URL: <http://www.interfax-russia.ru/Siberia/main.asp?id=248255> (дата обращения: 10.12.2020).
- Государственный доклад** «О состоянии и охране окружающей среды Томской области в 2015 году». Департамент природных ресурсов и охраны окружающей среды Томской области, ОГБУ «Облкомприрода». Томск : Дельтаплан, 2016. 156 с.
- Государственный доклад** «О состоянии и охране окружающей среды Томской области в 2018 году». Департамент природных ресурсов и охраны окружающей среды Томской области, ОГБУ «Облкомприрода». Ижевск : Принт, 2019. 144 с.
- Грингоф И.Г.** Основы сельскохозяйственной метеорологии. Том 1. Потребности сельскохозяйственных культур в агрометеорологических условиях и опасные для сельского хозяйственного производства погодные условия. Обнинск : ФГБУ «ВНИИГМИ – МЦД», 2011. 808 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.
- Евсеева Н.С., Кнауэ Р.В.** Оценка потенциального смыва почв на юго-востоке таежной зоны Западно-Сибирской равнины от стока дождевых осадков (на примере Томской области) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН (г. Новосибирск, 20–24 сентября 2004 г.). Новосибирск, 2004. С. 105–107.
- Заславский М.Н.** Методические вопросы оценки факторов, определяющих эрозионную опасность земель // Эрозионные процессы Сибири. Новосибирск, 1978. С. 5–31.
- Золина О.Г., Булыгина О.Н.** Современная климатическая изменчивость характеристик экстремальных осадков в России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 84–103.
- Ильина И.С., Лапшина Е.И., Лавренко Н.Н.** Растительный покров Западно-Сибирской равнины. Новосибирск : Наука, 1985. 251 с.
- Катцков В.М., Кобышева Н.В., Мелешко В.П. и др.** Оценка макроэкономических последствий изменения климата на территории Российской Федерации. М. : Д-АРТ: Главная геофизическая обсерватория, 2011. 252 с.
- Коршунов А.А., Коршунова Н.Н.** Чрезвычайные ситуации в России, связанные с неблагоприятными условиями погоды в 2009, 2010, 2014, 2015 г. URL: <http://meteo.ru/climate/118-chrezvychajnye-situatsii-v-rossii/401-chrezvychajnye-situatsii-v-2009-godu> (дата обращения: 20.05.2021).
- Котилевская А.М.** Погода на территории Российской Федерации в июле 2010 г. // Метеорология и гидрология. 2010. № 10. С. 103–107.
- Кужевская И.В., Пустовалов К.Н., Шарапова А.А.** Характеристики конвективных кластеров, восстановленные по данным инструментов зондирования ATOVS // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. Т. 2. С. 69–85.
- Ларионов Г.А.** Эрозия и дефляция почв: основные закономерности количественная оценка. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1993. 200 с.
- Лисецкий Ф.Н., Светличный А.А., Черный С.Г.** Современные проблемы эрозиоведения. Белгород : Константа, 2012. 456 с.
- Литвин Л.Ф., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф.** Вариабельность факторов и количественные оценки эрозии // Двадцать восьмое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (г. Пермь, 8–10 октября 2013 г.). Пермь, 2013. С. 129–131.
- Мирицхулава Ц.Е.** Методические рекомендации по прогнозу водной (дождевой) эрозии почв. М. : ВАСХНИЛ, 1978. 61 с.
- Природные опасности России.** Гидрометеорологические опасности. Т. 5 / под ред. Г.С. Голицына, А.А. Васильева. М. : Издательская фирма «КРУК», 2001. 296 с.
- Ромашова Т.В.** Сезонные ритмы климата и их влияние на развитие эрозии почв (на примере юга Томской области) : дис. ... канд. геогр. наук. Томск, 2004. 239 с.
- Рутковская Н.В.** География Томской области. Сезонно-агроклиматические ресурсы. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1984. 158 с.
- СНиП 22-01-95.** Геофизика опасных природных воздействий. М. : Минстрой России, 1996. 8 с.
- Соловьева Ю.А.** Изучение выноса биогенных элементов с использованием метода дождевания // Двадцать восьмое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (г. Пермь, 8–10 октября 2013 г.). Пермь, 2013. С. 158–159.
- Сухановский Ю.П.** Модель дождевой эрозии // Почвоведение. 2010. № 9. С. 1114–1125.
- Трифонов Л.И.** Климат // География Томской области. Томск, 1988. С. 42–76.
- Швебс Г.И.** Теоретические основы эрозиоведения. Киев; Одесса: Вища школа, 1981. 222 с.
- Эрозия** – актуальная проблема деградации почв // ГлавАгроном. URL: <https://glavagronom.ru/articles/eroziya--aktualnaya-problema-degradacii-pochv> (дата обращения: 13.12.2020).
- Allan R.P., Soden B.J.** Atmospheric Warming and the Amplification of Precipitation Extremes // Science. 2008. V. 321, Iss. 5895. P. 1481–1484. DOI: 10.1126/science.1160787.
- Bennett J.P.** Concepts of mathematical modeling of sediment yield // Water Resources Research. 1974. V. 10, is. 3. P. 485–492.
- Climate Change: IPCC Fourth Assessment Report**, 2007. URL: <https://www.ipcc.ch/assessment-report/ar4/-syr.html> (дата обращения: 10.12.2020).

Kiesel J., Schmalz B., Fohrer N. SEPAL – a simple GIS-based tool to estimate sediment pathways in lowland catchments // *Advances in Geosciences*. 2009. V. 21. P. 25–32.

Nearing M.A. Impacts of Climate Change on Erosivity in United States: 2000-2050 // *Soil erosion research for the 21st century*. Proceedings of the International Symposium. Honolulu, 2001. P. 268–270.

Palmer R.S. Waterdrop impact forces. *Trans. ASAE*, 1965. V. 8 (1). P. 69–72.

Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C., coordinators. *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Soil Loss Equation (RUSLE)*. U.S. Dept. of Agriculture, Agric. 1997. Handbook No. 703, 404 pp.

Wischmeier W.N., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses // *Agriculture handbook no. 537*. Washington, DC, 1978. 65 p.

Авторы:

Евсеева Нина Степановна, доктор географических наук, профессор, заведующая кафедрой географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

Квасникова Зоя Николаевна, кандидат географических наук, доцент, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: zojkwas@rambler.ru

Кузевская Ирина Валерьевна, кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2021, 4, 73–84. DOI: 10.17223/25421379/21/6

N.S. Evseyeva, Z.N. Kvasnikova, I.V. Kuzhevskaya

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

RAINFALLS AS A NATURAL RISK AND THEIR ECOLOGICAL ASPECTS (ON THE EXAMPLE SOUTHERN PART OF THE TOMSK REGION)

Water erosion is one of the main environmental problems that determine the national security of many countries of the world. Water erosion is subdivided into erosion from melt water runoff, storm (rain) and irrigation. Erosion threatens 75 % of agricultural and forest land in Central America, more than 20 % of Africa and 11 % of Asia. In the Russian Federation, water erosion affects about 17.8 % of agricultural land. Rainfalls are a dangerous hydrometeorological phenomenon, as they damage agriculture, washing away the fertile soil layer; contribute to a rise in the water level in rivers, flooding settlements, etc. Rainfall erosion is also developing on the territory of the Tomsk Region, where a focus of intense storm activity is formed in the warm season. In the Tomsk Region, the intensity of rainfall erosion in agricultural landscapes has not yet been sufficiently studied. According to forecasts of scientists, in the changing climate in the warm season, there will be an increase in precipitation of high intensity by 2–6 %, which will contribute to an increase in the impact of rainfall on agricultural lands. This article provides information on the number of days with showers, the layer of precipitation, the intensity and duration of precipitation, calculations were made to assess the potential soil washout by rainfall for the main soils of the region involved in agricultural production. The average annual soil washout by rainfall within the region according to calculation methods for different soil subtypes varies from 1.9 to 4.9 t/ha, but in the Tom-Yaysk interfluvium (southeast of the Tomsk region) it can reach 32.16 t/ha and more. Thus, on the territory of the Tomsk region, storm erosion is developed from weak (less than 2 m³/ha per year) to moderately dangerous (2–5 m³/ha), in some places to very dangerous – up to 32.7 m³/ha and more. Based on field observations of soil washout in agricultural land with tilled grain and industrial crops after showers of different strengths, data on soil washout are presented, as well as the results of analyzes on the granulometric composition and the content of macrolelements (nutrients) in the deposits of fans formed at different locations of agricultural landscapes. In the composition of deluvial deposits, particles of more than 0.01 mm prevail – up to 63.8 %, the humus content is close to its concentration in the upper horizons of arable land (from 2.6 to 5.7 %), and in some places exceeds these values, especially in small cones removal at the mouths of streaky erosion. Solid runoff of storm water has a significant content of nitrogen (0.35–0.52 %), phosphorus (0.28–0.33 %).

Keywords: *water erosion, rainfall, agricultural landscapes, Tomsk region*

References

Az'muka T.I. *Resursy klimata* [Climate resources] // *Prirodnyye resursy Tomskoy oblasti*. Novosibirsk: Nauka, 1991. pp. 83–102. In Russian

V Tomsk ustranyayut posledstviya livnya, zatopivshego pochti 300 domov [In Tomsk, the consequences of the downpour that flooded almost 300 houses are being eliminated] [Elektronnyy resurs] // *Agentstvo Interfaks-Sibir*. URL: <http://www.interfax-russia.ru/Siberia/main.asp?id=248255> (Date of accessed: 10.12.2020). In Russian

Gosudarstvennyy doklad «O sostoyanii i okhrane okruzhayushchey sredy Tomskoy oblasti v 2015 godu». [State report "On the state and protection of the environment of the Tomsk region in 2015"] Departament prirodnkh resursov i okhrany okruzhayushchey sredy Tomskoy oblasti, OGBU "Oblkompriroda". Tomsk: Del'taplan, 2016. 156 p. In Russian

Gosudarstvennyy doklad «O sostoyanii i okhrane okruzhayushchey sredy Tomskoy oblasti v 2018 godu» [State report "On the state and protection of the environment of the Tomsk region in 2018"] Departament prirodnkh resursov i okhrany okruzhayushchey sredy Tomskoy oblasti i, OGBU "Oblkompriroda". Izhevsk: OOO "Print", 2019. 144 p. In Russian

- Gringof I.G. *Osnovy sel'skokhozyaystvennoy meteorologii*. [Fundamentals of Agricultural Meteorology] Tom 1. Potrebnosti sel'skokhozyaystvennykh kul'tur v agrometeorologicheskikh usloviyakh i opasnyye dlya sel'skogo khozyaystvennogo proizvodstva pogodnyye usloviya. Obninsk: FGBU "VNIIGMI – MCD", 2011. 808 p. In Russian
- Evseyeva 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
- Evseyeva N.S., Knaub R.V. *Otsenka potentsial'nogo smyva pochv na yugo-vostoke tayezhnoy zony Zapadno-Sibirskoy ravniny ot stoka dozhdevykh osadkov (na primere Tomskoy oblasti)* [Assessment of the potential soil washout in the southeast of the taiga zone of the West Siberian Plain from rainfall runoff (on the example of the Tomsk region)] // Materialy XXVIII Plenuma Geomorfologicheskoy komissii RAN. Novosibirsk, 20–24 sent. 2004 g. Novosibirsk, 2004. pp. 105–107. In Russian
- Zaslavskiy M.N. *Metodicheskiye voprosy otsenki faktorov, opredelyayushchikh erozionnyuyu opasnost' zemel'*. [Methodological issues of assessing the factors that determine the erosion hazard of lands] // Erozionnyye protsessy Sibiri. Novosibirsk, 1978. pp. 5–31. In Russian
- Zolina O.G., Bulygina O.N. *Sovremennaya klimaticheskaya izmenchivost' kharakteristik ekstremal'nykh osadkov v Rossii* [Current climatic variability of extreme precipitation in Russia] // Fundamental and Applied Climatology. 2016. V. 1. pp. 84–103. In Russian
- Il'ina I.S., Lapshina E.I., Lavrenko N.N. *Rastitel'nyy pokrov Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Vegetation cover of the West Siberian Plain] Novosibirsk: Nauka, 1985. 251 p. In Russian
- Katckov V.M., Kobysheva N.V., Meleshko V.P. i dr. *Otsenka makroekonomicheskikh posledstviy izmeneniya klimata na territorii Rossiyskoy Federatsii* [The Assessment of the macroeconomic consequences of climate change on the territory of the Russian Federation] Moscow : D, ART: Glavnaya geofizicheskaya observatoriya, 2011. 252 p. In Russian
- Korshunov A.A., Korshunova N.N. *Chrezvychaynyye situatsii v Rossii, svyazannyye s neblagopriyatnymi usloviyami pogody v 2009 godu*. [Emergencies in Russia related to adverse weather conditions in 2009, 2010, 2014, 2015] [Elektronnyy resurs] URL: <http://meteo.ru/climate/118-chrezvychajnye-situatsii-v-rossii/401-chrezvychajnye-situatsii-v-2009-godu> (Date of accessed: 20.05.2021).
- Kotilevskaya A.M. *Pogoda na territorii Rossiyskoy Federatsii v iyule 2010* [The Weather in the Russian Federation in July 2010] // Russian Meteorology and Hydrology. 2010. No 10. pp. 103–107. In Russian
- Kuzhevskaya I.V., Pustovalov K.N., Sharapova A.A. *Kharakteristiki konvektivnykh klasterov, vosstanovlennyye po dannym instrumentov zondirovaniya ATOVS* [Characteristics of convective lusters reconstructed from data obtained with ATOVS sensing tools] // Fundamental and Applied Climatology. 2018. V. 2. pp. 69–85. In Russian
- Larionov G.A. *Eroziya i deflyatsiya pochv: osnovnyye zakonomernosti kolichestvennaya otsenka* [Soil erosion and deflation: the basic laws and quantitative evaluation] Moscow: Izdatel'stvo Moskovskogo universiteta. 1993. 200 p. In Russian
- Lisetskiy F.N., Svetlichny A.A., Cherny S.G. *Sovremennyye problemy erozionovedeniya* [Modern problems of soil erosion science] Belgorod: Konstanta. 2012. 456 p. In Russian
- Litvin L.F., Dobrovol'skaja N.G., Kirjuhina Z.P., Krasnov S.F. *Variabel'nost' faktorov i kolichestvennyye otsenki erozii* [Variability of factors and quantitative estimates of erosion] // Dvadtsat' vos'moye plenarnoye mezhvuzovskoye koordinatsionnoye soveshchaniye po probleme erozionnykh, ruslovykh i ust'yevykh protsessov (g. Perm', 8–10 oktyabrya 2013 g.). Perm: Permskiy gos. nats. issled. un-t, 2013. pp. 129–131. In Russian
- Mirchulava C.E. *Metodicheskiye rekomendatsii po prognozu vodnoy (dozhdevoy) erozii pochv* [Methodical recommendations for forecasting water (rain) soil erosion]. Moscow: VASHNIL, 1978. 61 p. In Russian
- Prirodnye opasnosti Rossii. Gidrometeorologicheskie opasnosti* [Natural hazards of Russia. Hydrometeorological hazards] T. 5 / Pod red. G.S. Golicyna, A.A. Vasil'eva. Moscow: Izdatel'skaja firma «KRUK», 2001. 296 p. In Russian
- Romashova T.V. *Sezonnyye ritmy klimata i ikh vliyaniye na razvitiye erozii pochv (na primere yuga Tomskoy oblasti)* [Seasonal rhythms of climate and their influence on the development of soil erosion (on the example of the south of the Tomsk region)]: dis. ... kand. geogr. nauk. Tomsk. 2004. 239 p. In Russian
- Rutkovskaja N.V. *Geografiya Tomskoy oblasti. Sezonno-agroklimaticheskiye resursy* [Geography of the Tomsk region. Seasonal agroclimatic resources]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta. 1984. 158 p.
- SNiP 22-01-95. *Geofizika opasnykh prirodnikh vozdeystviy* [Geophysics of Hazardous Natural Impacts]. Moscow : Minstroy Rossii. 1996. 8 p. In Russian
- Solov'eva Ju. A. *Izucheniye vynosa biogennykh elementov s ispol'zovaniyem metoda dozhdevaniya* [Study of the removal of nutrients using the sprinkling method] // Dvadtsat' vos'moye plenarnoye mezhvuzovskoye koordinatsionnoye soveshchaniye po probleme erozionnykh, ruslovykh i ust'yevykh protsessov (g. Perm', 8–10 oktyabrja 2013 g.). Perm: Permskiy gos. nac. issled. un-t, 2013. pp. 158–159. In Russian
- Suhanovskij Ju.P. *Model' dozhdevoy erozii* [Rain Erosion Model] // Pochvovedenie. 2010. No 9. pp. 1114–1125. In Russian
- Trifonova L.I. *Klimat* [Climate] // Geografiya Tomskoy oblasti. Tomsk, 1988. pp. 42–76. In Russian
- Shvebs G.I. *Teoreticheskiye osnovy eroziovedeniya* [Theoretical bases of soil erosion science]. Kiev-Odessa: Vishha shkola, 1981. 222 p. In Russian
- Eroziya – aktual'naya problema degradatsii pochv* [The Erosion is an urgent problem of soil degradation] [Elektronnyy resurs] // GlavAgromom. URL.: <https://glavagromom.ru/articles/eroziya--aktualnaya-problema-degradatsii-pochv> (Date of accessed: 13.12.2020). In Russian
- Allan R.P., Soden B.J. Atmospheric Warming and the Amplification of Precipitation Extremes // Science. 2008. V. 321, Iss. 5895. pp. 1481–1484.
- Bennett J.P. Concepts of mathematical modeling of sediment yield // Water Resources Research. 1974. V.10, Iss. 3. pp. 485–492.
- Climate Change: IPCC Fourth Assessment Report, 2007. URL.: <https://www.ipcc.ch/assessment-report/ar4/-syr.html> (Date of accessed: 10.12.2020)
- Kiesel J., Schmalz B., Fohrer N. SEPAL – a simple GIS-based tool to estimate sediment pathways in lowland catchments // Advances in Geosciences, 2009. V. 21. pp. 25–32.
- Nearing M.A. Impacts of Climate Change on Erosivity in United States: 2000-2050 // Soil erosion research for the 21st century. Proceedings of the International Symposium. Honolulu, 2001. pp. 268–270.
- Palmer R.S. Waterdrop impact forces. Trans. ASAE, 1965. V. 8(1). pp. 69–72.

Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., and Yoder, D.C., coordinators. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Dept. of Agriculture, Agric. 1997. Handbook No. 703, 404 p.

Wischmeier W.N., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses // Agriculture handbook no. 537. Washington, DC, 1978. 65 p.

Author's:

Evseyeva Nina S., Dr. Sci. (Geography), Professor, Head of the Department of Geography, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

Kvasnikova Zoya N., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Geography, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: zojkwas@rambler.ru

Kuzhevskaja Irina V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

УДК 574.42: 57.017.72: 573.7

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ЭМИССИИ CO₂ С ПОВЕРХНОСТИ ВЕРХОВОГО БОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ

А.В. Махныкина^{1,2}, Д.А. Полосухина^{1,2}, Р.А. Колосов², А.С. Прокушкин^{1,2}

¹ Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

² Институт леса им. В.Н. Сукачева, ФИЦ «КНЦ СО РАН», Красноярск, Россия



Основываясь на данных прямых инструментальных наблюдений, были рассмотрены динамические процессы сезонной эмиссии CO₂. Был установлен вклад основных факторов среды в формирование потока эмиссии CO₂ с поверхности разных участков болотного массива – гряды и мочажина. Выявлено влияние метеорологических условий конкретного сезона на величину потока CO₂ и лимитирующих его факторов. Наиболее сильная зависимость наблюдалась между скоростью эмиссионного потока и температурой почвы. Зависимость эмиссии CO₂ от условий увлажнения, напротив, довольно слабая для двух участков и нередко отрицательная.

Ключевые слова: эмиссия CO₂, вегетационный сезон, уровень болотных вод, бореальная зона, цикл углерода

Введение

Болотные экосистемы северных регионов, обладая низкой продуктивностью, могут накапливать большие количества углерода ввиду низкой скорости разложения и дыхания [Preston et al., 2012; Gill et al., 2017]. По последним оценкам, на долю болотных экосистем приходится порядка 12 % глобального углеродного пула. На территории северных торфяников сосредоточено около 3 % [Gorham, 1991; Bridgham et al., 2006; Yu et al., 2011] или 500 ± 100 Пг С [Yu, 2012]. Это сопоставимо с текущим содержанием двуокиси углерода (CO₂) в атмосфере, что соответствует ~847 Пг CO₂-С [Le Quéré et al., 2016].

Процессы разложения в этих экосистемах в первую очередь контролируются низкими температурами [Gorham, 1991; Preston et al., 2012; Gill et al., 2017], а также слабой доступностью кислорода, определяемой уровнем болотных вод [Bridgham et al., 1998; Freeman et al., 2001; Preston et al., 2012].

Выступая долгосрочным хранилищем углерода, болотные экосистемы северных регионов подвержены воздействию ряда внешних факторов среды, которые, в свою очередь, могут нарушить равновесное состояние данных экосистем. Ожидается, что изменения климата [IPCC, 2013] приведут к интенсификации ассимиляционной [Holmgren et al., 2015; McPartland et al., 2019] и дыхательной активности и, как следствие, высвобождению дополнительного углерода в атмосферу.

Прогнозирование будущих запасов углерода болот требует базового понимания влияния целого ряда факторов среды и вклада растительного и микробного сообществ болотного массива. Скорость, как и масштаб грядущих изменений, изучены сейчас довольно поверхностно и в основном базируются на модельных оценках климатических сценариев.

Для территории Сибири выполнен ряд работ по изучению болотных экосистем [Efremov, Efremova, 2001; Sheng et al., 2004; Наумов и др., 2007]. Используя данные космоснимков и ГИС, были рассчитаны площади болот и запасы углерода для территории Западной Сибири [Sheng et al., 2004], в более ранних исследованиях, как отмечают авторы, приводились существенно меньшие величины запасов углерода. В работе А.В. Наумова с соавт. [2007] были помимо этого рассмотрены такие характеристики болот, как первичная продуктивность фитоценозов, приведены оценки по бюджету некоторых парниковых газов (метан, углекислый газ), основываясь на прямых измерениях их концентрации. Однако, несмотря на ранее проводившиеся исследования в Приенисейской среднетаежной части Западной Сибири [Глебов, 1969; Карпенко, 1996; Golovatskaya, Dyukarev, 2012; Карпенко, Прокушкин, 2018], значительная площадь болот в бассейнах малых рек остается слабоизученной с точки зрения эмиссионной активности.

На сегодняшний день становится наиболее актуальным вопрос об изменении функциональной роли болотных экосистем северных широт и превращении их из долговременного стока углерода атмосферы в дополнительный его источник. В нашей работе рассматривалась эмиссионная активность верхового болота в течение вегетационного периода. Были также проанализированы основные факторы среды, которые могли оказать существенное влияние на формирование потока CO₂ с поверхности болотного массива.

Объекты и методы

Район исследования. Исследования проводились на территории Туруханского района Красноярского края (Обсерватория ZOTTO, 60°04' с. ш., 89°23' в. д.).

Климат региона резко континентальный, среднегодовая температура воздуха составляет $-3,5^{\circ}\text{C}$. Сумма температур выше 10°C варьирует в пределах 1 200–1 400 $^{\circ}\text{C}$. Самым теплым месяцем года является июль – среднемесячная температура составляет $18,1^{\circ}\text{C}$, среднемесячная температура самого холодного месяца (января) $-23,8^{\circ}\text{C}$. Амплитуда колебания среднемесячных температур может достигать 42°C . Среднегодовое среднее количество осадков за вегетационный сезон (июнь–сентябрь) для данной территории составляет в среднем 260 мм, а для всего года порядка 600 мм. Таким образом, на дождевые осадки за вегетационный сезон приходится около 44 % [Лыжные экосистемы..., 2002].

Объекты исследования. Нами рассмотрена сезонная динамика эмиссии CO_2 с поверхности верхового болота (ряма) (рис. 1). Микрорельеф болотного массива на 90 % образован мощными сфагновыми грядами и буграми из сфагнума бурого и лишь 10 % поверхности занимают слабо обводненные мочажины и межкочечные понижения. Древесный ярус гряд представлен сосной обыкновенной болотной формы *Pinus sylvestris f. litwinowii*. Доля сухостоя составляет 10–15 %. На положительных формах микрорельефа развит кустарничковый ярус, общее проективное покрытие которым составляет 40–50 %. Травяной покров мочажин, представленный осоково-сфагновым фитоценозом, сильно изрежен, проективное покрытие не превышает 20–30 %. Моховой покров мочажин рыхлый, на 100 % образован супергидрофильными сфагновыми мхами [Карпенко, Прокушкин, 2018].

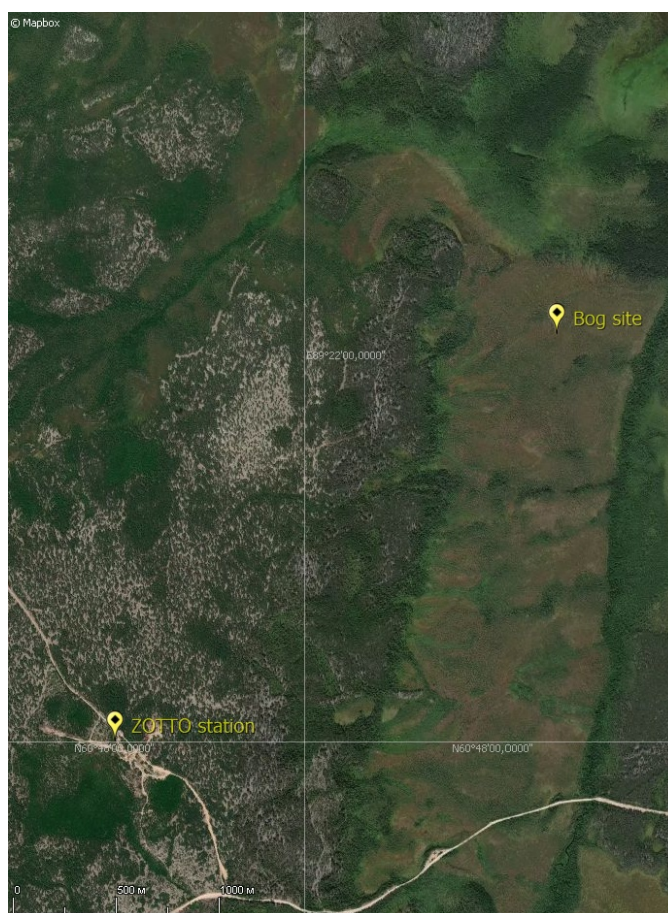


Рис. 1. Карта расположения объектов исследования

Fig. 1. Map of the research objects

Методы исследования. Изучение почвенной эмиссии осуществлялось в течение трех вегетационных сезонов (2018–2020 гг.) на различных по высоте участках болотного массива – грядах и мочажинах. Измерения почвенной эмиссии проводились с использованием инфракрасного газоанализатора LI-8100A (Li-cor Inc., Lincoln, США). Замеры температуры проводились на

трех глубинах – 5, 10 и 15 см от поверхности – с помощью почвенного температурного датчика Soil Temperature Probe Type E (Omega, США). Для измерения объемной влажности SWC (5 см от поверхности) использовался влагомер Theta Probe Model ML (Delta T Devices Ltd., Великобритания). Уровень болотных вод измерялся в течение всего безморозного периода с ис-

пользованием HOBO Water level logger U20L-04 (Onset, США) с периодичностью каждые 10 мин. Сезонные измерения эмиссии CO₂, температуры и объемной влажности проводились с июня по сентябрь включительно, частота замеров в течение сезона составляла один раз в 7–10 дней.

Результаты

Метеорологические характеристики сезонов.

Три измерительных сезона отличались между собой по климатическим характеристикам (рис. 2). Сезон 2018 г. характеризуется достаточно засушливыми условиями: количество осадков составило 191 мм, что на 27 % ниже среднееголетних значений, полученных по метеостанции Бор (61°36' с.ш. 90°00'1 в.д., <http://www.meteo.ru>). Температура в течение сезона 2018 г. была выше, чем среднееголетние значения, на 1,6 °С. Что касается сезонов 2019 и 2020 гг., то средняя температура летнего периода также превышала среднееголетнюю на 1,0 и 2,0 °С соответственно.

По условиям увлажнения сезоны 2019 и 2020 гг. достаточно сходны, а именно количество осадков превышает среднееголетние нормы на 15 и 23 % соответственно. Интересно, что в сезон 2020 г. часто наблюдались сильные дожди (более 10 мм за сутки), которые ранее не отмечались на данной территории.

По температурному режиму почв (таблица) рассмотренные участки существенно отличаются между собой, демонстрируя наибольшие расхождения в более увлажненные сезоны 2019 и 2020 гг. Разница по температуре в эти сезоны составила порядка 1,0 °С, в то время как в сезон 2018 г. с недостаточным увлажнением – 0,5 °С. Данные различия могут быть связаны как со степенью увлажнения участка: участок мочажины практически весь сезон функционирует при 100 %-м увлажнении, также существенную роль играет наличие мощного мохового и травянистого ярусов на участке гряды, что, в свою очередь, способствует локальному росту температуры. Отметим также, что участки гряды и мочажины находятся на расстоянии порядка 40 м друг от друга, что свидетельствует о высокой вариации микроклиматических параметров даже при таких мелкомасштабных измерениях.

Уровень болотных вод, как один из основных факторов развития и функционирования болота в течение вегетационного сезона, изменялся относительно максимального уровня, установленного весной каждого года, в среднем на 0,25 м: в сезон 2018 г. – от 0 до 0,30 м, в сезон 2019 г. – от 0 до 0,15 м, в сезон 2020 г. – от 0 до 0,27 м (рис. 3).

Важно добавить, что уровень болотных вод в течение вегетационного сезона и объемная влажность почв на участке сосняка лишайникового (на глубине 8 см), расположенном в непосредственной близости к исследуемому болотному массиву, меняются достаточ-

но синхронно. Данный факт может свидетельствовать о наличии механизма сопряженного действия двух различных экосистем на изменение внешних климатических условий. Некоторые различия сезонной динамики уровня болотных вод и влажности почв наблюдаются в период максимального роста температуры воздуха, за счет которого, возможно, и происходит резкий спад влажности почв на участке леса (рис. 3).

Сезонные потоки эмиссии CO₂. Максимальные эмиссионные потоки CO₂ на исследованном болотном массиве отмечены в первой половине августа, а самые низкие – с середины сентября. Сезон 2018 г. характеризовался наименьшими значениями эмиссии CO₂ – $2,23 \pm 1,40$ мкмоль CO₂/м²/с и суммой осадков (191 мм), которая была ниже среднееголетних значений на 27 %. В 2019 г. потоки CO₂ с поверхности болота были существенно выше, в среднем за сезон составляя $4,17 \pm 4,55$ мкмоль CO₂/м²/с. При этом количество осадков (302 мм) за сезон превышало среднееголетнюю норму на 36 %. В 2020 г. также при значительном количестве осадков (322 мм) средний поток CO₂ с поверхности болота составил $2,99 \pm 2,06$ мкмоль CO₂/м²/с. Для всех сезонов наблюдений потоки CO₂ на грядах превышали мочажины на более чем на 60 % ($p \leq 0,05$).

Общий сезонный поток с поверхности изучаемых участков болотного массива за три измерительных сезона составил в среднем с гряды $1,62 \pm 0,14$ кг C/м², с поверхности мочажины – $0,55 \pm 0,04$ кг C/м².

Зависимость сезонного потока CO₂ от климатических факторов. Связь эмиссионного потока CO₂ рассматривалась с основными факторами среды – температура почвы, SWC (объемная влажность почвы), уровень болотных вод. Было установлено, что наиболее сильная корреляционная зависимость наблюдалась между скоростью эмиссионного потока и температурой почвы (рис. 5), причем в сезон с количеством осадков ниже среднееголетней нормы – 2018, корреляционная зависимость была выше и r -значение составило 0,6 и 0,8 для участков гряды и мочажины соответственно ($p \leq 0,05$). Отметим, что по самой функциональной зависимости двух переменных для участка гряды была выбрана экспоненциальная функция (как и для лесных экосистем), а для участка мочажины наблюдался четкий линейный рост эмиссии с ростом температуры почвы.

Зависимость эмиссии CO₂ от условий увлажнения напротив, довольно слабая для двух участков и часто отрицательная. На примере 2019 года, можно отметить отрицательную зависимость для мочажины от условий увлажнения ($r = -0,7$, $p \leq 0,05$), однако для участка гряды наблюдалась слабая положительная зависимость ($r = 0,2$, $p \leq 0,05$). Данная особенность функционирования напрямую связана с обводненными условиями, которые приводят к угнетению процесса выделения CO₂ с поверхности болота.

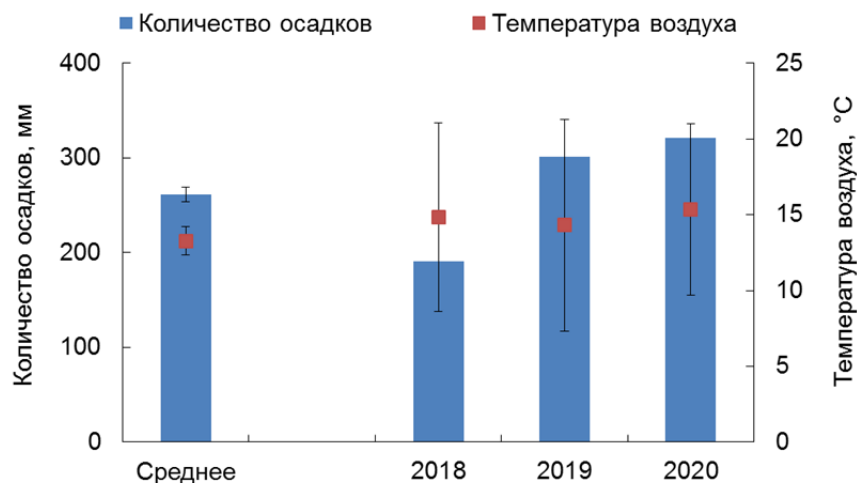


Рис. 2. Метеорологические параметры сезонов измерений

Данные приведены со стандартным отклонением. Источник – метеостанции Бор (61°36' с.ш. 90°00'1 в.д., <http://www.meteo.ru>), Ворогово (61°1'40" с.ш. 89°36'26" в.д., <https://rp5.ru>) и измерительный комплекс станции ZOTTO

Fig. 2. Meteorological characteristics of measurement seasons

Data are shown with standard deviation. The values calculated using the data for Bor (61°36'N 90°00'1E, <http://www.meteo.ru>), Vorogovo (61°1'40"N 89°36'26"E, <https://rp5.ru>) weather stations and measurement complex of ZOTTO station.

Характеристика участков

Sites descriptions

Участок	Координаты	Год (месяц)	Средняя температура почвы за сезон, °C (±SD)	Фитоценоз
Гряда	60°49,0621' с.ш. 89°23,3336' в.д.	2018 (авг., сент.)	11,9 ± 2,6	Сосново-кустарничково-сфагновый
		2019	16,6 ± 4,0	
		2020	16,0 ± 3,3	
Мочажина	60°49,0507' с.ш. 89°23,3682' в.д.	2018 (авг., сент.)	11,3 ± 2,6	Осоково-сфагновый
		2019	15,5 ± 2,7	
		2020	14,9 ± 2,9	

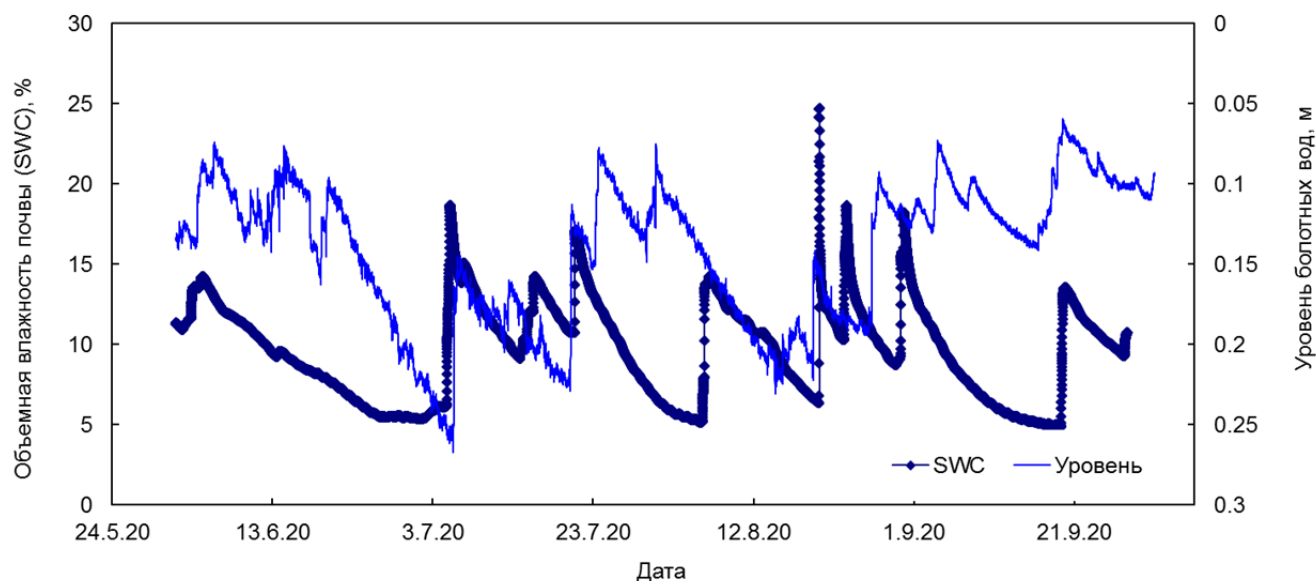


Рис. 3. Сезонные изменения влажности почв и уровня болотных вод в 2020 г.

Fig. 3. Seasonal changes in soil moisture and bog water level in the 2020

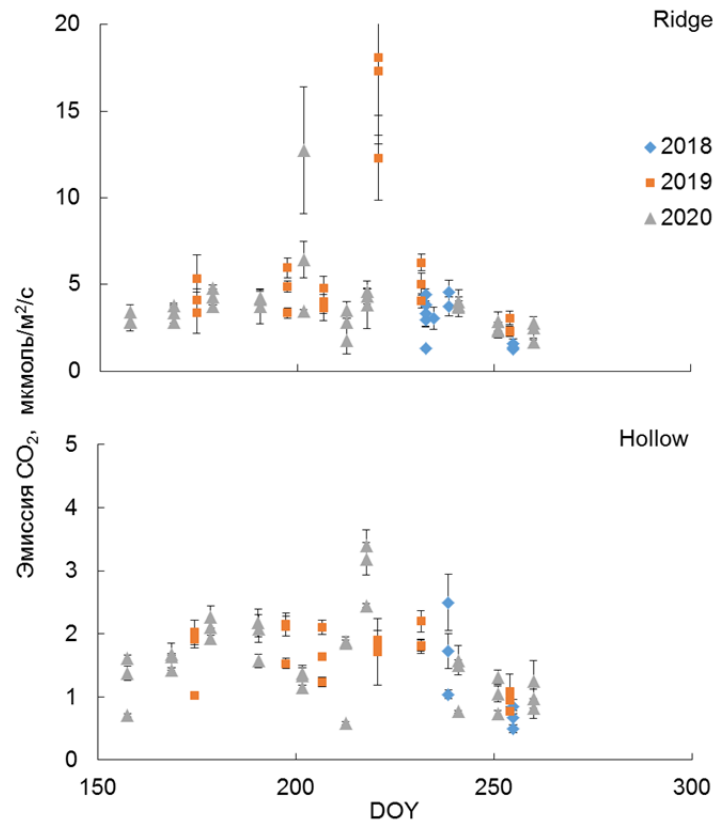


Рис. 4. Сезонная динамика эмиссии CO₂ с поверхности болотного массива – гряды (ridge) и мочажина (hollow) для измерений в 2018–2020 гг.

Fig. 4. Seasonal dynamics of CO₂ emission from the surface of the bog massif – ridge and hollow for measurements in 2018–2020

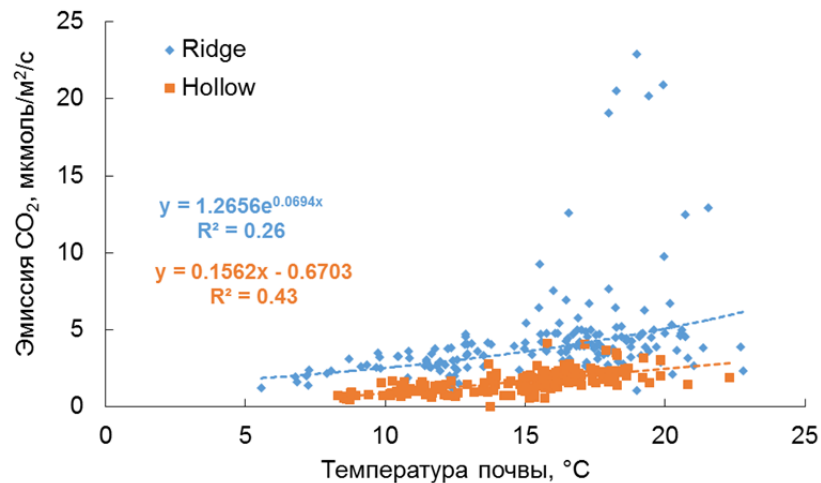


Рис. 5. Зависимость эмиссионного потока CO₂ от температуры почвы для всех измерительных сезонов (2018–2020) на участках гряды и мочажины

Fig. 5. Dependence of the CO₂ emission flux on the soil temperature for all measuring seasons (2018–2020) in the ridge and hollow sites

Обсуждение

Развитие и функционирование болотных экосистем является одним из наиболее обсуждаемых вопросов на сегодняшний день [Preston et al., 2012;

IPCC, 2013; Holmgren et al., 2015]. В ряде работ отмечалась существенная роль болот бореальной зоны северного полушария как одного из долгосрочных хранилищ углерода [Rewcastle et al., 2020]. Однако

на сегодняшний день ввиду изменения как естественных условий среды – рост температуры, учащение экстремальных сезонов по количеству осадков, так и системы землепользования, которая вносит основную неопределенность при расчете углеродного баланса [IPCC, 2013], болотные экосистемы подвергаются существенным изменениям.

Усиление процессов разложения органики как следствие роста температуры может привести к выделению дополнительного углерода в атмосферу [Gill et al., 2017]. Рассмотрению действия температурного фактора посвящен ряд работ [Birgham et al., 2006; Yu, 2012], в которых была выявлена четкая зависимость эмиссионного потока CO_2 с поверхности болота от температуры: эмиссия CO_2 экспоненциально увеличивалась с ростом температуры. Интересно, что в нашей работе такая тенденция четко прослеживается только для участка гряды (см. рис. 5). Причем это проявляется для всех изученных сезонов, в том числе для сезона 2018 г., в который наблюдался некоторый дефицит осадков (рис. 2). Отмеченные на участке мочажины зависимости показали, что связь с температурой на протяжении вегетационного сезона линейная и достаточно сильная ($r = 0,7$, $p \leq 0,05$). Различия в выборе функциональной зависимости двух переменных в данном случае связаны с различиями в микроклиматических условиях, о чем свидетельствуют и данные о температурном режиме и типе фитоценоза участков (см. таблицу). Экспоненциальная зависимость между температурой и эмиссией часто отмечается в лесных экосистемах [Raich, Schlesinger, 1992], которые так или иначе испытывают недостаток в доступной влаге и не находятся в обводненных условиях в течение всего летнего периода. В данном случае обнаружение линейной функциональной зависимости эмиссии CO_2 от температуры для участка мочажины может свидетельствовать, с одной стороны, об отсутствии других контролирующих факторов такой же силы воздействия, с другой – указывать на меньшую скорость изменения величины эмиссионного потока с ростом температуры именно для таких полностью обводненных условий обитания.

Что касается зависимости скорости эмиссионного потока от условий увлажнения, здесь также имеются некоторые специфические черты для рассмотренных типов участков. Изменения уровня болотных вод при этом можно использовать в качестве основной характеристики болотной экосистемы в течение вегетационного сезона. Было установлено, что для рассмотренных сезонов существенные изменения между уровнями воды в течение сезона отразились на величине потока CO_2 . Причем выделяется сезон 2019 г., когда изменение уровня болотных вод составило всего 15 см. При этом на участке гряды про-

изошел стремительный рост скорости эмиссии в середине сезона, однако на участке мочажины такой тенденции не было обнаружено. Ранее не отмечалось четкой зависимости между эмиссией CO_2 и условиями увлажнения [Preston et al., 2012; Muhr et al., 2016]. Однако проведенное нами исследование демонстрирует, что на участках гряд изменение уровня болотных вод в значительной степени определяет скорость эмиссии CO_2 .

В целом наши данные по скорости эмиссионного потока CO_2 с поверхности изученного болотного массива согласуются с оценками авторов по сходным территориям [Sheng et al., 2004; Наумов и др., 2007; Golovatskaya, Dyukarev, 2012; Yu, 2012]. Однако некоторые различия присутствуют. В нашей работе были обнаружены высокие различия между величиной эмиссии CO_2 с поверхности гряды и мочажины в сезон с малым изменением сезонного уровня болотных вод – 2019: эмиссия с участка гряды в среднем в четыре раза выше, чем с участка мочажины. Так, например, в работе А.В. Наумова и соавт. (2007) для среднетаежной подзоны поток CO_2 с поверхности гряды составил 3183 ± 271 , а с поверхности мочажины – 1706 ± 189 мг $\text{C}/\text{м}^2/\text{сут}$, что в среднем на 20 % отличается от полученных нами величин. Если рассмотреть Западную Сибирь, здесь следует отметить работу Е.А. Головацкой и соавт. [Golovatskaya, Dyukarev, 2012], где подчеркнута высокая роль температурного фактора в формировании эмиссионного потока CO_2 . Однако интересно, что потоки CO_2 в нашем регионе (Центральная Сибирь) существенно выше, чем оценки для болотных экосистем бореальной зоны Канады [Wang et al., 2020] и Финляндии [Lagomarsino, Elio, 2020]. Данный факт может быть обусловлен как микроклиматическими условиями конкретной экосистемы, так и наличием ряда других внешних лимитирующих факторов, помимо температуры и условий увлажнения, которые обуславливают величину потока CO_2 .

Заключение

Основываясь на результатах проведенного исследования, можно заключить, что эмиссионный поток с поверхности верхового болота в течение бесснежного периода зависит не только от условий увлажнения конкретного сезона, но и рассматриваемого участка болотного массива: эмиссия CO_2 из локальных повышений микрорельефа (гряд) значительно выше, чем с полностью обводненных участков (мочажин). Существенный отклик на условия увлажнения проявляется только в сезон с недостаточным количеством увлажнения и на повышенном участке болотного массива – гряде.

Скорость эмиссионного потока в течение вегетационного периода определяется в основном температурным режимом территории, а форма функциональной зависимости двух переменных – микроклиматическими параметрами участка болотного массива.

Установленные в ходе работы зависимости подтверждают высокую чувствительность болот Северного полушария и конкретно бореальной зоны к изменению внешних климатических факторов среды.

Полученные результаты будут использованы для дальнейшего рассмотрения развития болотного массива, а также моделирования эмиссионных потоков с его поверхности.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, Правительства Красноярского края и Красноярского краевого фонда науки в рамках научного проекта № 20-44-243003.

ЛИТЕРАТУРА

- Глебов Ф.З. Болота и заболоченные леса лесной зоны Енисейского левобережья. М.: Наука, 1969. 131 с.
- Карпенко Л.В. Динамика растительного покрова, торфонакопления и углерода в Тугуланской котловине (средняя тайга Енисейского левобережья) // География и природные ресурсы. 1996. № 3. С. 74–81.
- Карпенко Л.В., Прокушкин А.С. Генезис и история послеледникового развития лесного болота в долине р. Дубчес // Сибирский лесной журнал. 2018. № 5. С. 33–44.
- Лесные экосистемы Енисейского меридиана / под ред. Ф.И. Плешикова. Новосибирск: Наука, 2002. 356 с.
- Наумов А.В., Косых Н.П., Миронычева-Токарева Н.П., Паршина Е.К. Углеродный баланс в болотных экосистемах Западной Сибири // Сибирский экологический журнал. 2007. № 5. С. 771–779.
- Bridgham S.D., Megonigal J.P., Keller J.K., Bliss N.B., Trettin C. The carbon balance of North American wetlands // Wetlands. 2006. V. 26. P. 889–916.
- Bridgham S.D., Updegraff K., Pastor J. Carbon, nitrogen, and phosphorus mineralization in northern wetlands // Ecology. 1998. V. 79. P. 1545–1561.
- Efremov S.P., Efremova T.T. Present stocks of peat and organic carbon in bog ecosystems of West Siberia // Carbon Storage and Atmospheric Exchange by West Siberian Peatlands. Utrecht, Netherlands: Utrecht Univ., 2001. P. 73–78.
- Freeman C., Ostle N., Kang H. An enzymic 'atch' on a global carbon store // Nature. 2001. V. 409. P. 149.
- Gill A.L., Giasson M.A., Yu R., Finzi A.C. Deep peat warming increases surface methane and carbon dioxide emissions in a black spruce-dominated ombrotrophic bog // Global Change Biol. 2017. V. 23. P. 5398–5411.
- Golovatskaya E.A., Dyukarev E.A. The influence of environmental factors on the CO₂ emission from the surface of oligotrophic peat soils in West Siberia // Eurasian Soil Science. 2012. V. 45 (6). P. 588–597.
- Gorham E. Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming // Ecol. Appl. 1991. V. 1. P. 182–195.
- Holmgren M., Lin C.Y., Murillo J.E., Nieuwenhuis A., Penninkhof J., Sanders N., van Bart T., van Veen H., Vasander H., Vollebregt M.E., Limpens J. Positive shrubtree interactions facilitate woody encroachment in boreal peatlands // J. Ecol. 2015. V. 103. P. 58–66.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Annex I: Atlas of global and regional climate projections // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2013. P. 1311–1394.
- Lagomarsino A., Elio A. Agnelli Influence of vegetation cover and soil features on CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in northern Finnish Lapland // Polar Science. 2020. V. 24. 100531.
- Le Quéré C., Andrew R.M., Canadell J.G., Sitch S., Korsbakken J.I., et al. Global carbon budget 2016 // Earth Syst. Sci. Data. 2016. V. 8. P. 605–649.
- McPartland M.Y., Kane E.S., Falkowski M.J., Kolka R., Turetsky M.R., Palik B., Montgomery R.A. The response of boreal peatland community composition and NDVI to hydrologic change, warming, and elevated carbon dioxide // Global Change Biol. 2019. V. 25. P. 93–107.
- Muhr J., Höhle J., Otieno D.O., Borken W. Manipulative lowering of the water table during summer does not affect CO₂ emissions and uptake in a fen in Germany // Ecol. Appl. 2016. V. 21 (2). P. 391–401.
- Preston M.D., Smemo K.A., McLaughlin J.W., Basiliko N. Peatland microbial communities and decomposition processes in the James Bay Lowlands, Canada // Front Microbiol. 2012. V. 3. P. 70.
- Raich J.W., Schlesinger W.H. The global carbon-dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate // Tellus B. 1992. V. 44 (2). P. 81–99.
- Rewcastle K.E., Moore J.A.M., Henning J.A., Mayes M.A., Patterson C.M., Wang G., Metcalfe D.B., classen A.T. Investigating drivers of microbial activity and respiration in a forested bog // Pedosphere. 2020. V. 30 (1). P. 135–145.
- Sheng Y., Smith L.C., MacDonald G.M., Kremenetski K.V., Frey K.E., Velichko A.A., Lee M., Beilman D. W., Dubinin P. A high-resolution GIS-based inventory of the West Siberian peat carbon pool // Global Biogeochemical Cycles. 2004. V. 18 (3). GB3004.
- Wang M., Wu J., Lafleur P.M., Luan J. Investigation of the climatological impacts of agricultural management and abandonment on a boreal bog in western Newfoundland, Canada // Science of the Total Environment. 2020. V. 711. 134632.
- Yu Z.C., Beilman D.W., Frohling S., MacDonald G.M., Roulet N.T., Camill P., Charman D.J. Peatlands and their role in the global carbon cycle // Eos. 2011. V. 92. pp. 97–98.
- Yu Z.C. Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 4071–4085.

Авторы:

Махныкина Анастасия Владимировна, кандидат биологических наук, младший научный сотрудник, Сибирский федеральный университет, научный сотрудник Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия.
E-mail: amakhnykina@sfu-kras.ru

Полосухина Дарья Александровна, инженер-исследователь, Сибирский федеральный университет; старший лаборант, Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия.

E-mail: dana_polo@mail.ru

Колосов Роман Алексеевич, лаборант, Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия.

E-mail: kolosov.phd@gmail.com

Прокушкин Анатолий Станиславович, кандидат биологических наук, заведующий лабораторией, Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН; доцент, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: prokushkin@ksc.krasn.ru

Geosphere Research, 2021, 4, 85–93. DOI: 10.17223/25421379/21/7

A.V. Makhnykina^{1,2}, D.A. Polosukhina^{1,2}, R.A. Kolosov², A.S. Prokushkin^{1,2}

¹ *Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia*

² *V.N. Sukachev Institute of forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia*

SEASONAL DYNAMICS OF CO₂ EMISSION FROM THE SURFACE OF THE RAISED BOG IN CENTRAL SIBERIA

The research was funded by RFBR, Krasnoyarsk Territory and Krasnoyarsk Regional Fund of Science, project number 20-44-243003.

The bog ecosystems of the northern regions, with low productivity, can accumulate large amounts of carbon due to the low rate of decomposition and respiration. However, it is expected that climate change will lead to an intensification of assimilation and respiratory activity. In this work we considered the emission activity of a raised bog during the growing season. We also analyzed the main environmental factors that could have a significant impact on the CO₂ emission rates from the bog surface. In our study, we examined the seasonal dynamics of CO₂ emission from the surface of a raised bog (ryam). The study of soil emission was carried out for three seasons (2018–2020) on sections of the bog area of different heights – ridges and hollows. Soil emission measurements were performed using an LI-8100A infrared gas analyzer (Li-cor Inc., Lincoln, USA). Temperature measurements measured at three depths – 5, 10, and 15 cm from the surface using a Soil Temperature Probe Type E (Omega, USA). A Theta Probe Model ML moisture meter (Delta T Devices Ltd., UK) was used to measure the volumetric moisture (5 cm from the surface). The bog water level was measured during the entire frost-free period using the HOBO Water level logger U20L-04 (Onset, USA). In terms of the temperature regime of soils, the studied areas also differ significantly from each other, demonstrating the big discrepancies in the more humid seasons of 2019 and 2020. The difference in temperature in these seasons was about 1.0 °C, while in the 2018 season with insufficient moisture, the difference was two times less 0.5 °C. The maximum emission fluxes of CO₂ in the studied bog massif were recorded in the first half of August, and the lowest - from the middle of September. The highest emission rates were recorded in the 2019 season: CO₂ fluxes from the bog surface averaged $4.17 \pm 4.55 \mu\text{mol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ per season. For all observation seasons, CO₂ fluxes on ridges exceeded hollows by more than 60 % ($p \leq 0.05$). The strongest dependence was observed between the CO₂ emission rate and soil temperature, moreover, in the season with the amount of precipitation below the mean annual norm (<http://www.meteo.ru>) – 2018, the correlation is higher and the r-coefficient was 0.6 and 0.8 for the ridge and hollow sites, respectively ($p \leq 0.05$). The dependence of CO₂ emission on moisture conditions, on the contrary, is rather weak for two sites, and is often negative. Thus, based on the results obtained, it can be concluded that the emission flux from the surface of a raised bog during the snow-free period depends not only on the moisture conditions of a particular season, but also on the section of the bog area: the emission of CO₂ from local elevations of the microrelief - ridges is much higher than from more watered areas – hollows. A significant response to moisture conditions was found only for the season with insufficient moisture and in an elevated section of the bog area – ridge site. The CO₂ emission rate during the growing season is mainly determined by the temperature regime.

Key words: CO₂ emission, vegetation period, groundwater level, boreal zone, carbon cycle

References

- Glebov F.Z. *Bolota i zabolochennye lesa lesnoj zoni Yenisejskogo levoberej'ya* [Swamps and swampy forests of the forest zone of the Yenisei left bank]. Moscow: Nauka, 1969. 131 p. In Russian
- Karpenko L.V. *Dinamica rastitelnogo pokrova, torphonakopleniya i ugleroda v Tugulanskoy kotlovine (srednjay taiga Yenisejskogo levoberej'ya)* [Dynamics of vegetation cover, peat accumulation and carbon in the Tugulan depression (middle taiga of the Yenisei left bank)] // *Geography and natural resources*. 1996. No. 3. pp. 74–81. In Russian
- Karpenko L.V., Prokushkin A.S. *Genesis i isroria poslednikovogo razvitiya lesnogo bolota v doline reki Dubches* [Genesis and history of postglacial development of a forest bog in the valley of the Dubches river] // *Siberian Forest Journal*. 2018. No. 5. pp. 33–44. In Russian
- Lesnyye ekosistemy Eniseyskogo meridiana* [Forest ecosystems of the Yenisei meridian (research of the international geosphere-biosphere program)] ed F.I. Pleshikov. Novosibirsk: Nauka SB RAS, 2002. 356 p. In Russian
- Naumov A.V., Kosykh N.P., Mironycheva-Tokareva N.P., Parshina E.K. *Uglerodnij balance v bolotnich ecosystemach Zapadnoj Sibiri* [Carbon balance in bog ecosystems of Western Siberia] // *Siberian Journal of Ecology*. 2007. No. 5. pp. 771–779. In Russian
- Bridgham S.D., Megonigal J.P., Keller J.K., Bliss N.B., Trettin C. The carbon balance of North American wetlands // *Wetlands*. 2006. V. 26. pp. 889–916.
- Bridgham S.D., Updegraff K., Pastor J. Carbon, nitrogen, and phosphorus mineralization in northern wetlands // *Ecology*. 1998. V. 79. pp. 1545–1561.
- Efremov S.P., Efremova T.T. Present stocks of peat and organic carbon in bog ecosystems of West Siberia // *Carbon Storage and Atmospheric Exchange by West Siberian Peatlands*. Utrecht, Netherlands: Utrecht Univ., 2001. pp. 73–78.
- Freeman C., Ostle N., Kang H. An enzymic 'atch' on a global carbon store // *Nature*. 2001. V. 409. pp. 149.

- Gill A.L., Giasson M.A., Yu R., Finzi A.C. Deep peat warming increases surface methane and carbon dioxide emissions in a black spruce-dominated ombrotrophic bog // *Global Change Biol.* 2017. V. 23. pp. 5398–5411.
- Golovatskaya E.A., Dyukarev E.A. The influence of environmental factors on the CO₂ emission from the surface of oligotrophic peat soils in West Siberia // *Eurasian Soil Science.* 2012. V. 45(6). pp. 588–597.
- Gorham E. Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming // *Ecol Appl.* 1991. V. 1. pp. 182–195.
- Holmgren M., Lin C.Y., Murillo J.E., Nieuwenhuis A., Penninkhof J., Sanders N., van Bart T., van Veen H., Vasander H., Vollebregt M.E., Limpens J. Positive shrubtree interactions facilitate woody encroachment in boreal peatlands // *J Ecol.* 2015. V. 103. pp. 58–66.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Annex I: Atlas of global and regional climate projections. In Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (eds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* // Cambridge University Press, Cambridge and New York, 2013. pp. 1311–1394.
- Lagomarsino A., Elio A. Agnelli Influence of vegetation cover and soil features on CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in northern Finnish Lapland // *Polar Science.* 2020. V. 24. 100531
- Le Quéré C., Andrew R.M., Canadell J.G., Sitch S., Korsbakken J.I., et al. Global carbon budget 2016 // *Earth Syst. Sci. Data.* 2016. V. 8. pp. 605–649.
- McPartland M.Y., Kane E.S., Falkowski M.J., Kolka R., Turetsky M.R., Palik B., Montgomery R.A. The response of boreal peatland community composition and NDVI to hydrologic change, warming, and elevated carbon dioxide // *Global Change Biol.* 2019. V. 25. pp. 93–107.
- Muhr J., Höhle J., Otieno D.O., Borken W. Manipulative lowering of the water table during summer does not affect CO₂ emissions and uptake in a fen in Germany // *Ecol. Appl.* 2016. V. 21 (2). pp. 391–401.
- Preston M.D., Smemo K.A., McLaughlin J.W., Basiliko N. Peatland microbial communities and decomposition processes in the James Bay Lowlands, Canada // *Front Microbiol.* 2012. V. 3. pp. 70.
- Raich J.W., Schlesinger W.H. The global carbon-dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate // *Tellus B.* 1992. V. 44(2). pp. 81–99.
- Rewcastle K.E., Moore J.A.M., Henning J.A., Mayes M.A., Patterson C.M., Wang G., Metcalfe D.B., Klassen A.T. Investigating drivers of microbial activity and respiration in a forested bog // *Pedosphere.* 2020. V. 30(1). pp. 135–145.
- Sheng Y., Smith L.C., MacDonald G.M., Kremenetski K.V., Frey K.E., Velichko A.A., Lee M., Beilman D. W., Dubinin P. A high-resolution GIS-based inventory of the West Siberian peat carbon pool // *Global Biogeochemical Cycles.* 2004. V. 18 (3). GB3004.
- Wang M., Wu J., Lafleur P.M., Luan J. Investigation of the climatological impacts of agricultural management and abandonment on a boreal bog in western Newfoundland, Canada // *Science of the Total Environment.* 2020. V. 711. 134632
- Yu Z.C., Beilman D.W., Frolking S., MacDonald G.M., Roulet N.T., Camill P., Charman D.J. Peatlands and their role in the global carbon cycle // *Eos.* 2011. V. 92. pp. 97–98.
- Yu Z.C. Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review // *Biogeosciences.* 2012. V. 9. pp. 4071–4085.

Author's:

Makhnykina Anastasia V., Cand. Sci. (Biology), Junior Researcher, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia; Researcher, V.N. Sukachev Institute of forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: amakhnykina@sfu-kras.ru

Polosukhina Daria A., Research Engineer, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia; Laboratory Assistant, V.N. Sukachev Institute of forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: dana_polo@mail.ru

Kolosov Roman A., Laboratory Assistant, V.N. Sukachev Institute of forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: kolosov.phd@gmail.com

Prokushkin Anatoly S., Cand. Sci. (Biology), Head of Department, V.N. Sukachev Institute of forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia; Associate Professor, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: prokushkin@ksc.krasn.ru

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

УДК 551.574.7; 551.501.86

ДЕТЕРМИНИРОВАНИЕ ЗОН ОБЛЕДЕНЕНИЯ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

М.А. Волкова¹, И.В. Кужевская¹, Н.К. Барашкова¹, О.Е. Нечепуренко^{1,2},
К.Н. Пустовалов^{1,2}, В.В. Чурсин¹



¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Представлены характеристики обледенения воздушных судов, по данным бортовой погоды, в районе аэродрома Томск. Были использованы каналы 0,8; 3,9; 11,03 мкм спектро радиометров MODIS, профили температуры и удельной влажности радиометров ATOVS. Применение спутниковой информации в комплексе с расчетными методами обнаружения зоны обледенения позволило создать карты-схемы в двух-, трехмерном представлении самого слоя обледенения и интенсивности явления. Совместный анализ материалов подтвердил успешную идентификацию зон обледенения по данным спутникового зондирования температуры и влажности.

Ключевые слова: обледенение воздушных судов, бортовая погода, спутниковое зондирование, микрофизика облаков

Введение

Совершенствование транспортной системы Томской области, создание регулярных сообщений внутри региона невозможны без ускоренного развития воздушного транспорта, в том числе малой авиации. Данное обстоятельство предполагает предоставление аэронавигационным службам качественной и детальной информации о метеорологических условиях, в том числе опасных для авиации явлений и их прогноза. Глобальный аэронавигационный план ИКАО (International Civil Aviation Organization – ICAO), сформулированный на период до 2028 г. [Global Air Navigation Plan..., 2013], предусматривает в будущем полную автоматизацию обеспечения метеорологической информацией в любой точке на любой высоте в каждый момент времени. Для этого предполагается усовершенствование сверхкраткосрочного прогнозирования и наукастинга, использование численного прогноза, дистанционных измерений (радаров и спутников), данных частой сети наземных станций, самолетных измерений и передачи метеорологической информации с бортов [Bernstein, 2005; Шакина, Иванова, 2016; Kalinka et al., 2017].

Одним из наиболее опасных явлений для авиации является отложение льда на поверхности воздушного судна (ВС) во время полета. При обледенении фиксируются потеря подъемной силы, снижение скорости полета и, в некоторых случаях, полного контроля над ВС. Все это может привести к авиационным происшествиям, в том числе с человеческими жертвами [Авиационные происшествия..., 2020].

Изучению обледенения всегда уделялось повышенное внимание как в России, так и за рубежом [Schultz, Politovich, 1992; Vivekanandan et al., 1999; Smith et al., 2002; Шакина, Иванова, 2016]. Климатические и погодные условия юга Западной Сибири, а именно наблюдаемые сочетания температуры и влажности воздуха, облачности и переохлажденных осадков, способствуют высокой вероятности возникновения обледенения в пограничном слое атмосферы.

В этой связи изучение особенностей обледенения воздушных судов и разработка методов их диагноза и прогноза являются актуальной задачей для обеспечения безопасного взлета и посадки на аэродромах Томской области. В рамках решения этой задачи в Томском государственном университете разработан и апробирован алгоритм прогноза обледенения с заблаговременностью до 36 ч на основе данных гидродинамического моделирования [Sitnikov et al., 2015; Volkova et al., 2016]. Для реализации алгоритма использовалась мезомасштабная метеорологическая модель TSU-NM3 [Старченко и др., 2019].

Кроме того, для территории Томского аэропорта предложен дистанционный метод мониторинга и прогноза обледенения ВС с использованием данных измерений метеорологического температурного профилимера МТР-5РЕ, универсальной метеостанции Vaisala WXT520 и АМИС-РФ [Зуев и др., 2015] с высоким пространственно-временным разрешением, которое невозможно достигнуть методами радиозондирования. В настоящей работе акцент сделан на использовании доступной спутниковой информации для обнаружения обледенения, подробном анализе метеорологических условий, синоптических

процессов. Исследовательская работа в подобном ключе проводится для данной территории впервые.

С целью увеличения успешности использования представленных разработок и дальнейшего развития методических основ диагноза и прогноза обледенения в настоящей статье продемонстрированы возможности привлечения спутниковой информации для обнаружения фактических и потенциальных зон обледенения в районе международного аэропорта Томск (Богашёво). Аэродром относится к зоне ответственности Новосибирского укрупненного центра Единой системы организации воздушного движения [Инструкция..., 2018], а над его районом проходят воздушные трассы всех типов (международные, региональные, внутренние).

Материал и методы исследования

Для диагноза и прогноза обледенения воздушных судов с начала 1990-х гг. используется информация с геостационарных и полярно-орбитальных метеорологических спутников, особенно активно в США и Европе. Экспертные системы по обледенению, такие как ADWICE (DLR, Deutscher Wetterdienst и IMuK) [Kalinka et al., 2017], SIGMA (Meteo France) [Le Bot, 2003] и CIP/FIP (NCAR) [Bernstein, et al., 2005] адаптированы к региону, для которого они применяются. Система CIP/FIP (США) построена на двух перекрестных геостационарных спутниках GOES, которые предоставляют информацию с частотой 5–30 мин. Разработка аналогичных продуктов для диагностики и прогноза обледенения с использованием спутниковых данных ведется и для территории РФ [Волкова и др., 2015; Чукин и др., 2015].

Для европейской территории России разработан и внедрен специализированный программный комплекс (SCP), который в автоматическом режиме круглогодично попиксельно классифицирует данные SEVIRI/Meteosat-10 и AVHRR/NOAA для извлечения характеристик облачности, осадков и погодных условий над поверхностью земли, воды и снега/льда. SCP определяет тип осадков на поверхности земли (13 классов) и опасные явления погоды (гроза, град и обледенение (вероятность/интенсивность)), температуру и высоту верхней границы облаков, мгновенную максимальную интенсивность осадков ($I_{\max}$, мм/ч) и др.

Для территории Западной Сибири в настоящее время оперативные гидрометеорологические данные поступают с геостационарного спутника «Электро-Л» № 3, выведенного на орбиту в декабре 2019 г.; мониторинг ведется в трех каналах видимого диапазона и одном тепловом. Информации, необходимой для диагностики влагосодержания и, в частности, выделения переохлажденной воды, пока в выходной продукции не представлено. Поэтому в данной статье использовалась доступная над исследуемой террито-

рией информация с полярно-орбитальных спутников. В работе продукты MOD021KM и ATML2 использованы для диагноза текущих условий, благоприятных для обледенения. Для этого применен принцип синтеза изображения для анализа микрофизики по методике Европейского космического агентства. На основе данных ATOVS были восстановлены температурно-влажностные профили.

Материалом исследования послужили данные бортовой погоды (PIREPs) в районе аэродрома Томск (в радиусе 150–200 км) за период с 2011 по 2018 г. и сводки кода METAR о фактической погоде на аэродроме. Для оценки пространственно-временной структуры зон обледенения с использованием спутникового зондирования привлекались данные спектральных каналов 0,8; 3,9 и 11,03 мкм (водяной пар в атмосфере и температура земной поверхности и облаков) спектрорадиометров MODIS (продукт MOD021KM) и продукт второго уровня ATML2, который содержит наборы комбинаций спектральных каналов, отражающих значения ключевых параметров облачности, в частности, интегральное содержание воды (CWP) в облаке. Работа со спутниковыми изображениями проводилась с использованием программного обеспечения VISAT (<https://earth.esa.int/web/sentinel/-/beam>) на платформе BEAM.

Для трехмерной пространственной оценки обледенения использовались профили температуры и удельной влажности радиометров ATOVS, обработанные с помощью авторских алгоритмов, реализованных в MATLAB для отдельно выбранных случаев. Из 42 возможных уровней вдоль профиля зондирования в исследовании использованы 10 нижних уровней от поверхности земли до высоты 500 гПа в узлах сетки с разрешением $1,25 \times 1,25^\circ$. Согласно данным [Щукин и др., 2013], точность восстановления метеорологических данных радиометра ATOVS составляет: для удельной влажности 1 г/кг, температуры воздуха 1 °C. Подобная точность соответствует требованиям Всемирной метеорологической организации к спутниковому зондированию [Руководство..., 2018] и сопоставима с погрешностью измерений метеопараметров аэрологических радиозондами, а значит, подходит для использования при составлении физико-статистических прогнозов.

Результаты и обсуждение

За период 2011–2018 гг., по данным бортовой погоды, было зафиксировано 315 дней/392 случая с обледенением. Наибольшее число случаев наблюдалось с октября по декабрь – в среднем по 6–7 дней в месяц (8–9 случаев), с максимальным количеством в декабре 2015 г. (14 дней/17 случаев). Чаще всего отмечалось обледенение умеренной (52 %) и слабой

(42 %) интенсивности. Дни с сильным обледенением регистрировались с октября по май с максимумом в ноябре (8 случаев).

Более чем в половине случаев обледенение отмечалось в слоях толщиной до 1 000 м, лишь в одной четверти она превышала 1 500 м, в отдельных случаях достигала более 3500 м (таблица). Нижняя

граница слоя в 75 % случаев фиксировалась от подстилающей поверхности до 1 500 м, в некоторых случаях обледенение наблюдалось от 3 000 м и выше. Самый высокий слой с умеренным обледенением (до 8 000 м) был зафиксирован 22.07.2015 г., самый мощный по вертикали (5 900 м) – 5.09.2012 г.

Повторяемость толщины слоя обледенения в зависимости от его нижней границы, %

Repeatability of thickness of icing layer depending on its lower boundary, %

Толщина слоя, м	Нижняя граница слоя обледенения, м							Итого
	0–500	600–1 000	1 100–1 500	1 600–2 000	2 100–2 500	2 600–3 000	3 100–3 500	
0–500	10,3	3,9	6,3	3,0	1,0	0,5	0	25,0
600–1 000	9,4	11,8	4,4	5,4	2,0	1,0	0	34,0
1 100–1 500	6,4	4,9	2,0	1,5	0,5	2,4	1,5	19,1
1 600–2 000	3,9	3,0	1,0	0	0	0	0	7,9
2 100–2 500	1,5	2,0	1,0	0	1,0	0,5	0	6,0
2 600–3 000	2,5	0,5	0	0,5	0	0	0	3,5
3 100–3 500	1,5	0,5	0	1	0	0	0	3,0
≥3 600	1,0	0	0	0	0	0	0,5	1,5
Итого	36,5	26,6	14,7	11,3	4,5	4,4	2,0	100

Обледенение самолетов возникает при наличии комплекса метеорологических характеристик, из которых наибольшее значение имеют водность и спектр размеров капель облака. Вероятность умеренного и сильного обледенения существенно зависит от содержания жидкой воды в облаке и несколько различается в зависимости от формы облаков. Наибольшей водностью обладают хорошо развитые кучевые и кучево-дождевые облака (*Cu cong.*, *Cb*), образующиеся в результате значительных восходящих конвективных движений воздуха; вероятность обледенения в них значительно больше, чем в облаках других формах. Проведенное исследование показало, что обледенение в большинстве случаев (62 %) сопровождалось различными видами атмосферных явлений, преимущественно осадками (снег, ливневый снег, дождь, ливневый дождь, морось, переохлажденная морось, снежные зерна), а также переохлажденным туманом и дымкой. Осадки в 75 % случаев выпадали в виде ливневых снега или дождя.

Анализ синоптических процессов, способствовавших формированию зон с обледенением, показал, что более половины случаев обледенения разной интенсивности наблюдалось при прохождении атмосферных фронтов, и одна треть случаев может быть отнесена к внутримассовой облачности. Около 24 % случаев пришлось на фронты окклюзии, 35 % – на холодные фронты и 41 % – на теплые. Полученное распределение повторяемости относительно типов фронтов, в целом, согласуется с ранее полученными результатами авторов [Шакина, Иванова, 2016], но следует отметить на юго-востоке Западной Сибири большую повторяемость обледенения на облачных

системах теплых фронтов (на 7 %) и фронтов окклюзии (на 5 %), уменьшение доли холодных фронтов (на 8 %). Случаи с сильной интенсивностью обледенения связаны исключительно с фронтальной облачностью. Обледенение, преимущественно слабое, отмечалось в однородных воздушных массах, из них в 20 % случаев – в антициклональном поле и барических гребнях.

Далее рассмотрен пример возможного комплексного использования методик обнаружения зон обледенения на территории юго-востока Западной Сибири (в районе аэродрома Томск) за 5–6 января 2017 г. По данным бортовой погоды, в 23:54 UTC 4 января было зафиксировано умеренное обледенение в слое 1 000–3 700 м, которое перешло в сильное с 00:00 UTC 5 января и продолжалось до 00:52 UTC 6 января. Метеорологические и синоптические условия образования обледенения в первой декаде января 2017 г. сложились в результате активизации циклонической деятельности и выхода южных циклонов на фоне ослабления Сибирского антициклона. В рассматриваемый период наблюдались ливневой снег различной интенсивности, поземка и метели с порывами ветра до 15–17 м/с южного и юго-западного направлений, отмечалось ухудшение видимости до 400 м. Синоптические условия 5 января определялись прохождением фронта окклюзии и наличием преимущественно кучевых форм облачности (*Cb*, *Sc*, *Frnb*, *Ac*).

Для определения пространственной локализации полей облачности с наблюдавшимися и потенциальными зонами обледенения и оценки содержания воды любого фазового состояния было составлено цветосинтезированное изображение (рис. 1) по дан-

ным продукта MOD021KM. Синтезирование изображения для анализа микрофизики облаков в каналах 0,8; 3,9; 11,03 мкм позволяет распознавать сверхохлажденные капельные облака и обеспечивает хороший цветовой контраст между облаками с малыми каплями воды и снегом на земной поверхности (<http://eumetrain.org>).

Канал 0,8 мкм отражает оптическую плотность облаков. На длине волны 3,9 мкм капли воды отражают больше солнечной радиации, чем кристаллы льда, т.е. сигнал сильно зависит от фазы облаков и размера частиц (большие капли воды или кристаллы льда отражают меньше солнечной радиации, чем

малые капли воды или кристаллы льда). Температура земной поверхности и верхней границы облаков содержится в канале 11,03 мкм.

На рис. 1 хорошо прослеживается выраженная валовая (грядовая) структура облачности преимущественно кучево-дождевых и слоисто-кучевых форм облачности с высокой водностью. В районе аэродрома Томск, где наблюдалось обледенение, располагаются оптически плотные кристаллические облака, с кристаллами льда малых размеров на верхней границе облачности и оптически плотные капельные облака нижнего и среднего ярусов, состоящие из частиц малых размеров.

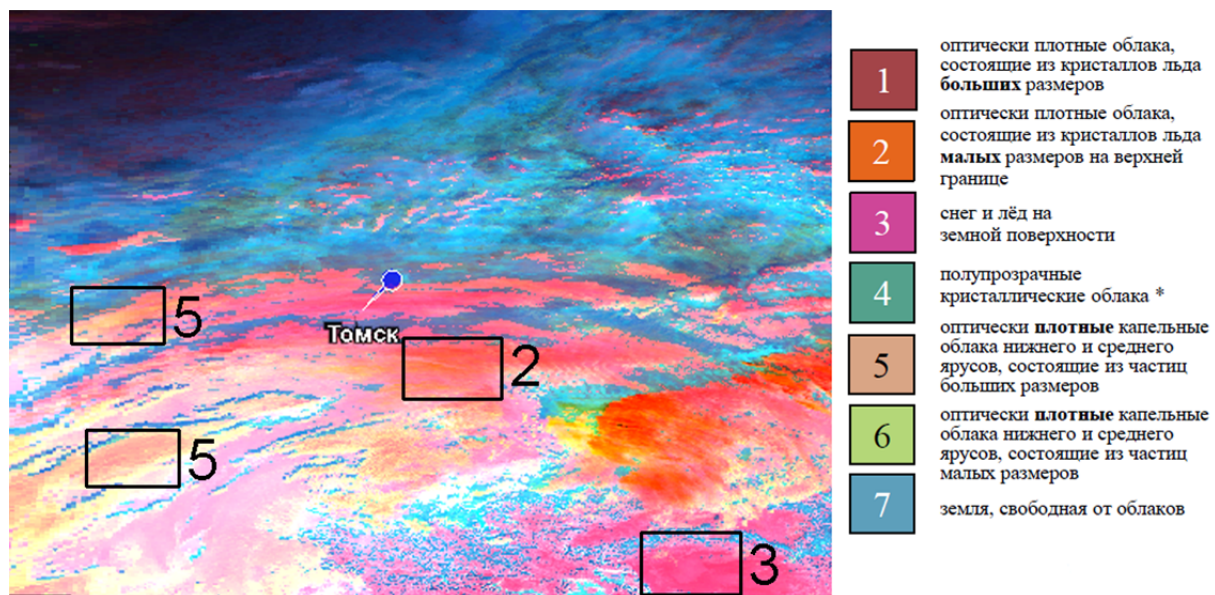


Рис. 1. Цветосинтезированное изображение (0,8; 3,9; 11,03 мкм) для анализа микрофизики облаков в дневное время: 5 января 2017 г. 04:55 UTC. Координаты Томска – 56,5° с.ш., 84,92° в.д.

Fig. 1. A false-color image (0.8; 3.9; 11.03 μm) presented a cloud microphysics analysis (daytime) on January, 5, 2017 at 04:55 UTC. Tomsk coordinates – 56.5N, 84.92E

Интегральное содержание облачной влаги (в г/м^2), которое выражает содержание жидкой воды или льда в вертикальном столбе единичного сечения от основания до вершины облака, доступно для анализа из продукта MODATML2 спектро радиометра MODIS/Terra [MODIS..., 2019]. Значения интегрального содержания облачной влаги в 06:35 ВСВ за 05.01.2017 г. имеют высокую степень очаговости, характерную для слоисто-кучевой облачности с вкраплениями кучево-дождевой, которая обнаруживается при значениях свыше $1\,500\text{ г/м}^2$. При использовании данных спектро радиометра MODIS, согласно ATML2 [Joint..., 2019], наиболее точными являются измерения при отсутствии облачности или при наличии разрывов в плотном слое облаков и т.д. В то же время в работе [Щукин и др., 2013] показана возможность применения радиометров для проведения непрерывных измерений и при других метеоуслови-

ях, в частности при внутримассовой облачности. Применение продукта ATML2 целесообразно в качестве вспомогательного источника информации.

В связи с этим более результативным будет использование данных системы микроволнового зондирования, которые не зависят от облачности.

В настоящее время Центром спутниковых приложений и исследований NOAA/NESDIS (STAR) разработан программный комплекс MIRS [Microwave..., 2016]. Комплекс предназначен для восстановления вертикальных профилей, входными данными являются микроволновые измерения приборов AMSU/MHS космических аппаратов (КА) серии NOAA, MetOp и прибора ATMS KA Suomi NPP. Поскольку программный комплекс находится в стадии усовершенствования, в настоящей работе использованы доступные данные зондирования ATOVS, точность которых подтверждена в большом количестве публикаций.

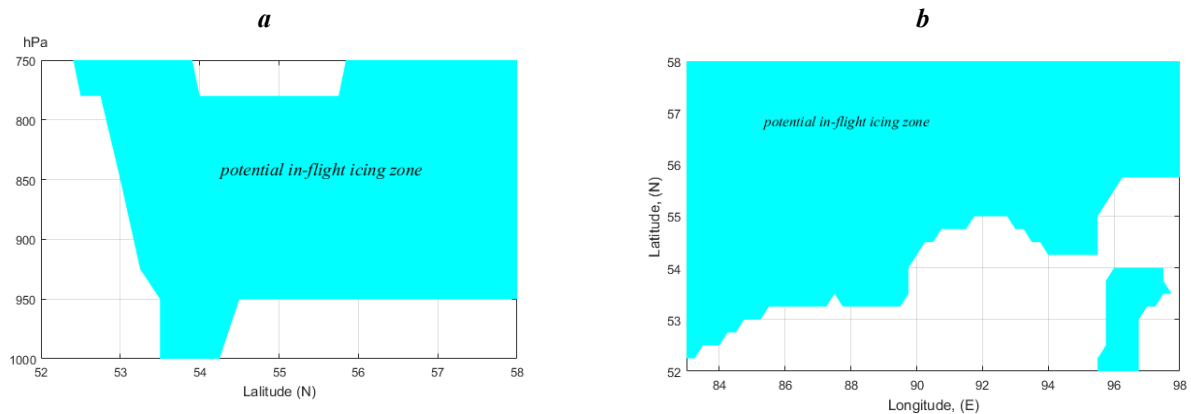


Рис. 2. Пространственная зона обледенения (голубой цвет), по данным ATOVS, на основе алгоритма К. Годске. Время пролета – 07:34 UTC за 05.01.2017 г. *a* – вертикальный разрез зоны обледенения вдоль 86° в.д.; *b* – границы горизонтальной зоны обледенения на уровне 850 гПа

Fig. 2. Spatial icing zone (cyan color) computed with the Godske formula, ATOVS data. The pass time is 07:34 UTC, 05.01.2017: *a* – vertical section of the icing zone along 86 E; *b* – boundaries of the horizontal icing zone at 850 hPa

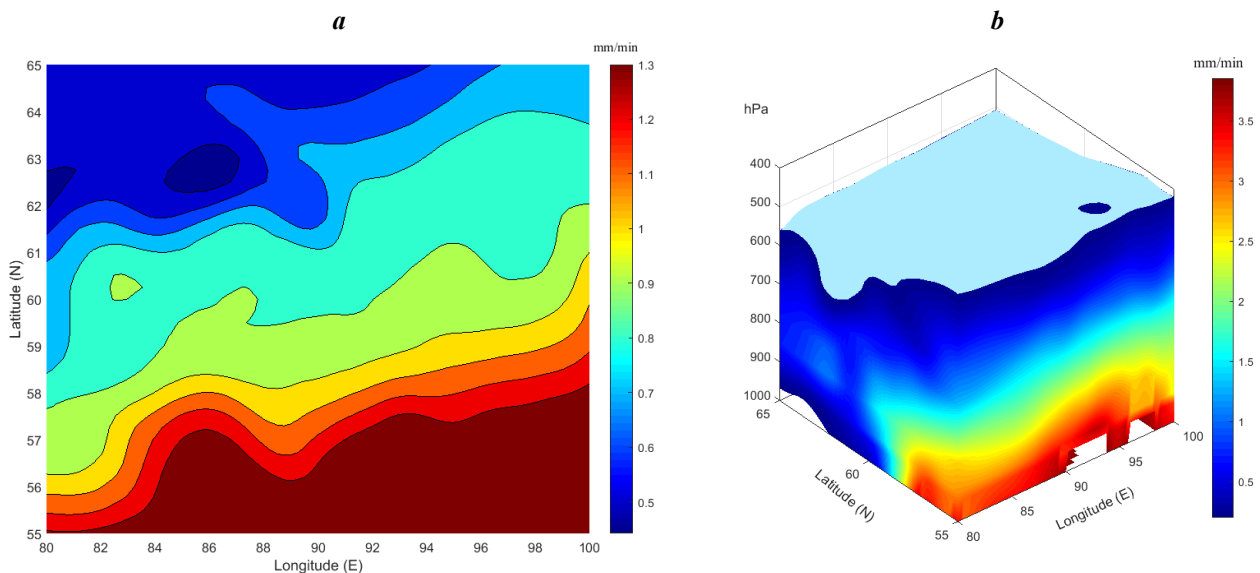


Рис. 3. Карта-схема распределения интенсивности обледенения (*I*) при заданных параметрах: суммарный (интегральный) коэффициент захвата 0,25; плотность льда 0,9 г/см³; скорость полета 250 км/ч. Время пролета – 07:34 ВСВ за 05.01.2017 г. *a* – изолинии *I* на изобарической поверхности 1 000 гПа; *b* – трехмерное распределение *I*

Fig. 3. Map-scheme of icing intensity distribution (*I*) at given parameters: total (integral) capture coefficient 0,25; ice density 0,9 g/cm³; flight speed 250 km/h. The pass time over study area is 07:34 UTC, 05.01.2017: *a* – *I* isolines at 1000 hPa; *b* – 3D-distribution of *I*

Преимущество данных, на основе которых восстанавливают вертикальные профили метеопараметров, заключается в том, что с их помощью возможно адаптировать существующие методики, разработанные в свое время для аэрологического зондирования. Профили температуры и влагосодержания не только в пограничном слое, но и во всей толще тропосферы применимы для составления сверхкраткосрочного

прогноза зон обледенения с использованием существующих физико-статистических закономерностей, например, метода К. Годске [Руководство..., 1985], основанного на формуле

$$T \leq -8 \times D, \quad (1)$$

где *T* – это температура воздуха (°C); *D* – дефицит точки росы.

При условии $T \leq -8D$ обледенение считается возможным. Расчет по формуле (1) производился для всех уровней зондирования от 2 000 м до поверхности земли.

Использование данных восстановленных вертикальных профилей в методе позволило выявить зону обледенения (см. рис. 2) во всей расчетной области вдоль 86° в.д., распространяющейся по вертикали до уровня 750 гПа. У поверхности земли эта зона занимает около 70 % площади расчетной области, покрывая азимут любого курса взлета-посадки воздушного судна в аэропорту Томск (56.5° с.ш., 84.92° в.д.).

Карта-схема распределения интенсивности обледенения, рассчитанной по формуле (2) на изобарической поверхности 1 000 гПа и нижнем слое тропосферы до 5 км, приводятся на рис. 3:

$$I = \frac{1,67 \times 10^{-2}}{\rho_i} u \omega \tilde{E} \beta, \quad (2)$$

где I , мм/мин; ρ_i – плотность льда, г/см³; u – скорость полета, км/ч; ω – водность облака, г/м³; $\tilde{E}$ – суммарный (интегральный) коэффициент захвата; β – коэффициент намерзания [Руководство..., 1985].

Видно, что интенсивность обледенения изменялась от умеренной до сильной и могла отразиться на режиме полета (уменьшение скорости полета на 20–70 км/ч), и в виде вибраций – от небольших до сильных. Зона обледенения относилась к условиям фронтального обледенения в слоисто-кучевой и кучево-дождевой облачности, обладающей высокой водностью. Воздушное судно при взлете или посадке на аэродром Томск попадает в зону обледенения, что и подтверждается данными PIREPs.

Заключение

Исследование показало, что в районе аэродрома Томск возникновение условий обледенения воздушных судов в процессе их снижения с высоты 8 000 м возможно практически круглогодично. Максимальная повторяемость дней с обледенением в районе исследования наблюдается с октября по декабрь и

составляет в среднем 20 % дней в месяц с максимумом до 45 % дней в декабре.

Обзор синоптических процессов показал, что около 65 % случаев обледенения разной интенсивности фиксировалось во фронтальных облачных системах, из них около 24 % пришлось на фронты окклюзии, 35 % – на холодные фронты и 41 % случаев – на теплые. Все случаи с сильной интенсивностью обледенения связаны с фронтальной облачностью. Слабое обледенение отмечалось преимущественно в однородных воздушных массах, из них в 20 % случаев – в антициклональном поле и барических гребнях.

Впервые для данной территории был реализован комплексный подход с применением спутниковой информации первого уровня обработки, данных восстановленных вертикальных профилей метеопараметров в совокупности с расчетными методами, позволяющий на выходе получать карты-схемы слоя обледенения и интенсивности явления в двух и трехмерном представлении.

Использование данного подхода наиболее целесообразно для территорий, не охваченных сетью аэрологического зондирования. Учитывая высокую вероятность возникновения условий для обледенения ВС, полученную в результате синоптико-статистического анализа, предложенные методические основы с позиции применения спутниковой информации могут быть использованы при разработке системы наукастинга и сверхкраткосрочного прогнозирования для территории Западной Сибири.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Томской области в рамках научного проекта № 18-45-700010 п_а и Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках Государственного задания НИ ТГУ (проект № 0721–2020–0041).

ЛИТЕРАТУРА

- Авиационные** происшествия и инциденты в 2012–2019 гг. URL: <http://www.aviamettelecom.ru/> (дата обращения: 03.04.2020).
- Волкова Е.В., Успенский А.Б., Кухарский А.В.** Специализированный программный комплекс получения и валидации спутниковых оценок параметров облачности и осадков // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12, № 3. С. 7–26.
- Зуев В.В., Нахтигалова Д.П., Шелехов А.П., Шелехова Е.А., Павлинский А.В., Баранов Н.А., Кижнер Л.И.** Применение метеорологического температурного профилера МТР-5РЕ в аэропорту для определения пространственных зон возможного обледенения воздушного судна // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28, № 11. С. 1029–1034.
- Инструкция** по метеорологическому обеспечению полетов воздушных судов на аэродроме Томск, 2018. 21 с.
- Руководство** по приборам и методам наблюдений. Т. IV: Космические наблюдения. Женева : Изд-во ВМО, 2018. 278 с.
- Руководство** по прогнозированию метеорологических условий для авиации / под ред. К.Г. Абрамович, А.А. Васильева. Л. : Гидрометеоиздат, 1985. 301 с.
- Старченко А.В., Кузевская И.В., Кижнер Л.И., Барашкова Н.К., Волкова М.А., Барт А.А.** Оценка успешности численного прогноза элементов погоды по мезомасштабной модели атмосферы высокого разрешения TSUNM3 // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32, № 1. С. 57–61. DOI: 10.15372/AOO20190108.

Чукин В.В., Мельникова И.Н., Нгуен Т.Т., Никулин В.Н., Садыкова А.Ф., Чукина А.М. Диагностика ледяных ядер в облаках по данным прибора SEVIRI // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12, № 4. С. 133–142.

Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. М.: Триада, 2016. 312 с.

Щукин Г.Г., Чичкова Е.Ф., Караваев Д.М. Микроволновый радиометр для валидации спутниковых данных температурно-влажностного зондирования атмосферы // Радиотехнические и телекоммуникационные системы. 2013. № 1. С. 28–31.

Bernstein B.C., McDonough F., Politovich M.P., Brown B.G., Ratvasky T.P., Miller D.R., Wolff C.A., Cuning G.C. Current icing potential: algorithm description and comparison with aircraft observations // J. Appl. Meteorol. 2005. V. 44. P. 969–986.

Global Air Navigation Plan 2013–2028. URL: https://www.icao.int/WACAF/Documents/edocs/9750_cons_en.pdf (дата обращения: 15.09.2019).

Joint Atm. (ATML2). URL: <https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/products/joint-atm> (дата обращения: 23.12.2019).

Kalinka F., Roloff K., Tendel J., Hauf T. The In-flight icing warning system ADWICE for European airspace – Current structure, recent improvements and verification results // Meteorol. Z. 2017. V. 26. No. 4. P. 441–455.

Le Bot C. SIGMA System of Icing Geographic identification in Meteorology for Aviation // SAE Technical Paper 2003-01-2085. 2003. DOI: 10.4271/2003-01-2085.

Microwave Integrated Retrieval System (MIRS). User Manual // NOAA / NESDIS (STAR). 2016. V. 1.13. 87 p.

MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document. URL: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov> (дата обращения 23.12.2019).

Schultz P., Politovich M.K. Toward the improvement of aircraft icing forecasts for the continental United States // Weather and Forecast. 1992. V. 7. No. 9. P. 491–500.

Sitnikov G.I., Starchenko A.V., Terenteva M.V., Barashkova N.K., Volkova M.A., Kuzhevskaya I.V., Kizhner L.I. Forecast of extreme weather conditions that promote aircraft icing during take-off or landing // Proc. of SPIE – The International Society for Optical Engineering. 2015. V. 9680. P. 1–7.

Smith W.L., Minnis Jr.P., Bernstein B., Heck P.W. Supercooled liquid water cloud properties derived from GOES: Comparisons with in-situ aircraft measurements. Preprints // 10th Conf. on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, Portland, OR, Amer. Meteor. Soc., 2002. P. 89–92.

Vivekanandan J., Ellis S.M., Oye R., Zrnec D.S., Ryzhkov A.V., Straka J. Cloud microphysics retrieval using Sband dual-polarization radar measurements. // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1999. V. 80. P. 381–388.

Volkova M.A., Starchenko A.V., Kuzhevskaya I.V., Bart A.A., Kizhner L.I., Barashkova N.K. Forecast of icing zones using possibilities of hydrodynamic simulation for the atmospheric boundary layer // Proc. of SPIE – The International Society for Optical Engineering. 2016. V. 10035. P. 1–7.

Авторы:

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

Кузевская Ирина Валерьевна, кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

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

Нечепуренко Ольга Евгеньевна, кандидат физико-математических наук, ассистент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия; ведущий инженер, лаборатория геосферно-биосферных взаимодействий, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.
E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com

Пустовалов Константин Николаевич, кандидат физико-математических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия; научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.
E-mail: const.pv@yandex.ru

Чурсин Владислав Вячеславович, инженер, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: skriptym@mail.ru

M.A. Volkova¹, I.V. Kuzhevskaya¹, N.K. Barashkova¹, O.E. Nечepurenko^{1,2}, K.N. Pustovalov^{1,2}, V.V. Chursin¹

¹National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

²Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

DETERMINATION OF IN-FLIGHT ICING ZONES IN THE SOUTHEAST OF WESTERN SIBERIA

The research was funded by RFBR and Tomsk region, project number 18-45-700010

The paper presents icing parameters based on actual weather conditions taken from pilot reports (PIREPs) in the Tomsk aerodrome and shows the feasibility of using satellite information to identify possible in-flight icing zones (by example). From 2011 to 2018, the icing was regularly observed during the period from October to December, averaging 6–7 days per month with a maximum in December 2015 (14 days). The most frequent icing occurred with moderate (52 %) and light (42 %) intensity. Days with severe accumulation of aircraft ice were observed in all seasons, excluding summer, with a maximum of November (8 cases). In more than half of the cases, icing was observed in layers up to 1,000 m thick, just 25 % exceeded 1,500 m and in some cases reached more than 3,500 m. In 75 % of cases, the lower boundary of the icing layer was reported directly from the underlying surface up to 1,500 m, and in some cases, icing was observed from 3 km and above. An analysis of synoptic processes on icing days revealed that approximately 65 % of cases of icing of different intensities were recorded in frontal cloud systems, of which 24 % were on occluded fronts, 35 % on cold fronts, and 41 % on warm fronts. All cases with severe icing intensity were linked to frontal cloud systems. In homogeneous air masses, 20 percent of which are in the anticyclonic field and baric ridges, light icing was primarily observed. To identify the spatial and temporal localization of potential icing, vertical profiles of temperature and humidity are needed. Usually, these profiles are collected at most sounding stations on the basis of twice-a-day upper-air observations. The number of passes of polar-orbiting satellites over western Siberia's south-east territory ranges from 8 to 16 times a day. Schematic maps of the 2D and 3D-representation of the icing layer itself and its intensity at the same frequency can also be mapped on the basis of first-level satellite processing information and retrieved meteorological parameters in combination with computed methods of icing zone detection. The research was implemented by employing 0.8, 3.9 and 11.03 μm of MODIS and temperature and specific humidity profiles of ATOVS radiometers. Joint study material analysis confirms identification of icing zones using by satellite remote sensing (temperature and humidity). The approach is most relevant for territories in the absence of the upper-air sounding. Given the high probability of aircraft icing conditions obtained by synoptic and statistical analysis, the proposed approach based on the involvement of satellite information will serve as an essential component in ultra-short-term forecasting and nowcasting for the territory of Western Siberia.

Key words: *In-flight icing, pilot reports (PIREPs), satellite remote sensing, cloud microphysics*

References

- Aviatsionnyye proisshestviya i intsidenty v 2012–2019 gg.* [Aviation accidents and incidents in 2012–2019]. Available at: <http://www.aviamettelecom.ru/> (Date of accessed 03.04.2020). In Russian
- Volkova E.V., Uspenskiy A.B., Kukharskiy A.V. Specialized complex of programs for retrieving and validating satellite estimates of cloud and precipitation // *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2015. V. 12. No 3. pp. 7–26.
- Zuyev V.V., Nakhtigalova D.P., Shelekhov A.P., Shelekhova E.A., Pavlinskiy A.V., Baranov N.A., and Kizhner L.I. Application of MTP-5PE Meteorological Temperature Profiler in an Airport for Determining Spatial Zones of Possible Aircraft Icing // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2015. V. 28. No 11. pp. 1029–1034.
- Instruktsiya po meteorologicheskoy obespecheniyu poletov vozdukhnykh sudov na aerodrome Tomsk* [Instructions for meteorological support of aircraft flights at the Tomsk aerodrome]. 2018. 21 p. In Russian
- WMO-No.8: Guide to Instruments and Methods of Observation Volume IV – Space-based Observations. Geneva, WMO. 2018, 278 p.
- Rukovodstvo po prognozirovaniyu meteorologicheskikh usloviy dlya aviatsii* [Guide to Forecasting Meteorological Conditions for Aviation]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985. 301 p. In Russian
- Starchenko A.V., Kuzhevskaya I.V., Kizhner L.I., Barashkova N.K., Volkova M.A., Bart A.A. *Otsenka uspekhov chislennogo prognoza elementov pogody po mezomasshtabnoy modeli atmosfery vysokogo razresheniya TSUNM3* [Evaluation of the TSUNM3 high-resolution mesoscale NWP model] // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2019. V. 32. No 1. pp. 57–61. DOI: 10.15372/AOO20190108. In Russian
- Chukin V.V., Mel'nikova I.N., Nguyen T.T., Nikulin V.N., Sadykova A.F., Chukina A.M. Diagnosis of ice nuclei in the clouds by SEVIRI data // *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2015. V.12. No 4. pp. 133–142. In Russian
- Shakina N.P., Ivanova A.R. *Prognozirovaniye meteorologicheskikh usloviy dlya aviatsii* [Weather forecasting for aviation]. Moscow : Triada, 2016. 312 p. In Russian
- Shchukin G.G., Chichkova Ye. F., Karavayev D.M. *Mikrovolnovyy radiometr dlya validatsii sputnikovykh dannykh temperaturno-vlazhnostnogo zondirovaniya atmosfery* [Microwave radiometer for validation of satellite data of the temperature-humidity sounding of the atmosphere] // *RTS journal*. 2013. No 1. pp. 28–31. In Russian
- Bernstein B.C., McDonough F., Politovich M.P., Brown B.G., Ratvasky T.P., Miller D.R., Wolff C.A., Cuning G.C. Current icing potential: algorithm description and comparison with aircraft observations // *J. Appl. Meteorol.* 2005. V. 44. pp. 969–986.
- Global Air Navigation Plan 2013–2028. Available at: https://www.icao.int/WACAF/Documents/edocs/9750_cons_en.pdf (Date of accessed 15.12.2019).
- Joint Atm. (ATML2) Available at: <https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/products/joint-atm> (Date of accessed 23.12.2019).
- Kalinka F., Roloff K., Tendel J., Hauf T. The In-flight icing warning system ADWICE for European airspace – Current structure, recent improvements and verification results // *Meteorol. Z.* 2017.V. 26. No 4. pp. 441–455.

Le Bot C. SIGMA System of Icing Geographic identification in Meteorology for Aviation // SAE Technical Paper 2003-01-2085. 2003. doi.org/10.4271/2003-01-2085.

Microwave Integrated Retrieval System (MIRS). User Manual. / NOAA / NESDIS (STAR) // 2016. V. 1.13. 87 p.

MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document. Available at: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov> (Date of accessed 23.12.2019).

Schultz P., Politovich M. K. Toward the improvement of aircraft icing forecasts for the continental United States // Weather and Forecast. 1992. V. 7. No 9. pp. 491–500.

Sitnikov G.I., Starchenko A.V., Terenteva M.V., Barashkova N.K., Volkova M.A., Kuzhevskaya I.V., Kizhner L.I. Forecast of extreme weather conditions that promote aircraft icing during take-off or landing // Proc. of SPIE – The International Society for Optical Engineering. 2015. V. 9680. pp. 1–7.

Smith W.L., Minnis Jr.P., Bernstein B., Heck P.W. Supercooled liquid water cloud properties derived from GOES: Comparisons with in-situ aircraft measurements. Preprints // 10th Conf. on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, Portland, OR, Amer. Meteor. Soc., 2002. pp. 89–92.

Vivekanandan J., Ellis S.M., Oye R., Zrnich D.S., Ryzhkov A.V., Straka J. Cloud microphysics retrieval using Sband dual-polarization radar measurements // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1999. V. 80. pp. 381–388.

Volkova M.A., Starchenko A.V., Kuzhevskaya I.V., Bart A.A., Kizhner L.I., Barashkova N.K. Forecast of icing zones using possibilities of hydrodynamic simulation for the atmospheric boundary layer // Proc. of SPIE – The International Society for Optical Engineering. 2016. V. 10035. pp. 1–7.

Author's:

Volkova Marina A., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: mv2101@mail.ru

Kuzhevskaya Irina V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

Barashkova Nadezhda K., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: nkbar@sibmail.com

Nechepurenko Olga E., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Assistant Professor, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; Lead Engineer, Laboratory of Geosphere-Biosphere Interactions, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com

Pustovalov Konstantin N., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; Researcher, Laboratory of Physics of Climatic Systems, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: const.pv@yandex.ru

Chursin Vladislav V., Engineer, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: skriptym@mail.ru

УДК 551.583.15

ИЗМЕНЕНИЕ УВЛАЖНЕННОСТИ ПРИКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА РОССИИ В СВЯЗИ С ГЛОБАЛЬНЫМ ПОТЕПЛЕНИЕМ

В.О. Татарников, Е.В. Гаврилова, Д.Х. Азмухамбетова



Каспийский морской научно-исследовательский центр, Астрахань, Россия

Повышение температуры воздуха, связанное с глобальным потеплением, приводит к изменению климата Прикаспийского региона России, в который входят Астраханская область, Калмыкия и Дагестан. Анализ изменения радиационного индекса сухости Будыко показал тенденцию к уменьшению значений к концу XXI в., что свидетельствует о повышении степени увлажненности региона, а следовательно, улучшении функционирования аридных экосистем. Напротив, индекс Селянинова в большинстве климатических сценариев к концу XXI в. снижается, что говорит об ухудшении условий ведения сельского хозяйства.

Ключевые слова: Прикаспийский регион, глобальное потепление, радиационный индекс сухости, индекс Будыко, индекс Селянинова, радиационный баланс, гидротермический индекс

Введение

С конца XX в. в климатической системе планеты наблюдаются значительные изменения температуры воздуха, обусловленные антропогенными выбросами в атмосферу парниковых газов, происходят изменения режима осадков. Наблюдаемые изменения существенно влияют на социально-экономическое развитие, продовольственную и энергетическую безопасность, урожайность сельскохозяйственных культур, качество жизни, миграцию населения и в целом на экосистемы данного региона. Сочетание неблагоприятных факторов природного и антропогенного характера способствует деградации природных аридных экосистем [Петров и др., 2016].

Согласно современным прогнозам, приведенным в оценочных докладах Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, наблюдаемые тенденции в изменении климата с высокой степенью вероятности сохранятся и в ряде аспектов усугубятся [Первый оценочный доклад..., 2008; Второй оценочный доклад..., 2014]. Для оценки предстоящих изменений природных систем Прикаспийского региона России мы использовали режим увлажнения, построенный по прогнозируемым на период до конца XXI в. изменениям в климатической системе. Это позволит предположить состояние аридных экосистем региона в будущем. Известно [Kharin et al., 1999], что устойчивость к антропогенному воздействию аридных ландшафтов уменьшается по мере уменьшения количества атмосферных осадков, т.е. обуславливается режимом увлажнения.

Прикаспийский регион России включает в себя Астраханскую область, Калмыкию, Дагестан и российский сектор Каспийского моря. Административно район относится к Южному федеральному округу (ФО) (Астраханская область, Калмыкия) и Северо-

Кавказскому ФО (Дагестан) (рис. 1), является южным районом европейской части России. В климатическом отношении регион неоднороден. В целом он лежит в пределах умеренного климатического пояса. Вся территория Дагестана, континентальная часть Калмыкии и северная половина Астраханской области относятся к умеренно континентальной области пояса. Прибрежная часть Калмыкии и южная половина Астраханской области относятся к континентальной области умеренного пояса.

Материалы и методы исследования

Оценка изменения природных зон Прикаспийского региона осуществлялась по значениям радиационного индекса сухости Будыко (К), а изменения условий сельскохозяйственной деятельности – по гидротермическому индексу Селянинова (ГТК). Для расчета индексов использовались специализированные массивы для климатических исследований, обеспеченные Web-технологией АИСОРИ. Были взяты данные по температуре воздуха, осадкам и парциальному давлению водяного пара, начиная с 1981 г. Гидрометеорологические данные представлены как среднемесячные значения для пунктов Элиста, Яшкуль, Лагань (Калмыкия), Астрахань (Астраханская область), Махачкала, Буйнакск, Дербент и Ахты (Дагестан). Данные по облачности были получены из глобального архива CDAS (Climate Data Assimilation System), являющегося частью системы реанализа NOAA NCEP/NCAR Reanalysis [Kalnay et al., 1996], находящегося в свободном доступе.

Прогноз предстоящих изменений строился на данных моделирования по ансамблю глобальных климатических моделей (CMIP5), представленных на сайте Климатического центра Росгидромета (<https://cc.voeikovmgo.ru/ru/klimat/izmenenie-klimata-rossii-v-21-veke>).



Рис. 1. Карта расположения станций наблюдений за приземной температурой воздуха в Прикаспийском регионе России

Fig. 1. Map of the location of surface temperature observation stations in the Caspian region of Russia

Данные моделирования предстоящих изменений климата представлены как значения аномалий температуры воздуха и осадков за сезоны и год. Очевидно, что такая временная дискретность не удовлетворяет требованиям к данным для расчета индексов. Поэтому для получения нужных параметров выявлялись их корреляционные связи с температурой за сезоны или год, по уравнению регрессии вычислялись предполагаемые значения необходимых для расчета индексов параметров.

Положительные аномалии температуры воздуха, характерные для среднеглобальной температуры Земли и территории России, также фиксируются и на более локальных территориях [Второй оценочный доклад..., 2014]. Наблюдающиеся изменения температуры воздуха, связанные с глобальным потеплением, приводят к усилению испарения воды с поверхности Мирового океана, что, в конечном счете, способствует увеличению количества выпадающих осадков. Данные изменения влекут за собой отклик со стороны биологических сообществ. Для оценки этих изменений можно использовать разнообразные климатические индексы, отражающие условия произрастания растительных сообществ. К таковым относятся радиационный индекс сухости Будыко и гидротермический индекс Селянинова. На основе

первого индекса исследователи определяли границы климатических поясов, на основе второго проводили оценку условий сельскохозяйственной деятельности.

Радиационный индекс сухости Будыко представляет собой отношение годового радиационного баланса подстилающей поверхности к сумме тепла, необходимого для испарения годового количества осадков на той же площади:

$$K = \frac{R}{L \times r}, \quad (1)$$

где R – годовой радиационный баланс подстилающей поверхности, МДж/м²; L – удельная теплота испарения, является постоянной величиной, для воды равна 2 260 Дж/кг; r – годовая сумма осадков, мм.

Годовой радиационный баланс подстилающей поверхности является разницей между поглощенной коротковолновой радиацией и эффективным излучением этой поверхности, рассчитывается по формуле:

$$R = Q(1 - \alpha) - I, \quad (2)$$

где Q – суммарная солнечная радиация, МДж/м²; α – альбедо, доли единицы; I – эффективное излучение, представляющее разность между длинноволновым излучением подстилающей поверхности и поглощенной частью встречного излучения атмосферы солнечной радиацией и эффективным излучением, МДж/м².

Для наших расчетов суммарная солнечная радиация была взята из данных научно-прикладных справочников по климату СССР для Астраханской области и Дагестана [Научно-прикладной справочник..., 1990а, 1990б]. Поступление на поверхность планеты суммарной солнечной радиации определяется расстоянием между Солнцем и Землей и в многолетнем аспекте зависит от астрономических факторов (эксцентриситета орбиты Земли, нутации оси наклона, прецессии оси). Астрономические процессы, способные вызвать значительные изменения радиационного баланса, имеют цикличность в 10^4 – 10^6 лет и больше [Hays et al., 1976; Kent et al., 2018]. В этих условиях значения радиационного баланса были приняты как неизменные на протяжении всего периода исследований. Значение альбеда было взято из трудов М.И. Будыко [2020].

Для определения эффективного излучения используется эмпирическая формула

$$I = s\sigma\Theta^4(11,4 - 0,23e) \times (1 - cn) + \Delta I, \quad (3)$$

где s – интегральная излучательная способность поверхности суши, равная 0,95; σ – постоянная Стефана–Больцмана ($\text{кал}/(\text{см}^2 \times \text{мин} \times \text{K}^4)$); Θ – среднемесячные значения температуры воздуха, градусы Кельвина; e – упругость водяного пара, мб; c – коэффициент, учитывающий влияние облачности на излучение, доли единицы; n – общая облачность в долях единицы; ΔI – поправка к эффективному излучению, пропорциональная разности температур между подстилающей поверхностью (Q_w) и воздухом (Q_a), определяемая по методу теплового баланса, $\text{МДж}/\text{м}^2$.

Коэффициент, учитывающий влияние облачности на излучение (c), берется из таблицы, приведенной в трудах М.И. Будыко [2020]. Для его определения требуются значение полуденной высоты солнца ($h_{\text{пд}}$) и среднее значение общей облачности. Полуденная высота солнца зависит от широты, для которой она рассчитывается, и солнечного склонения:

$$h_{\text{пд}} = 90^\circ - \varphi + \delta, \quad (4)$$

где φ – широта места; δ – солнечное склонение.

Для Астрахани, Элисты и Яшкуль значение широты было взято в 46° с.ш., для Лагани – в 45° с.ш., для Махачкалы – в 43° с.ш., для Буйнакса и Дербента – в 42° с.ш., и для Ахты – в 41° с.ш. За среднемесячные значения склонения солнца были приняты следующие значения (табл. 1).

Поправка к эффективному излучению (5) находится по следующей формуле:

$$\Delta I = 4s\sigma\Theta^3(Q_w - Q_a), \quad (5)$$

где s – интегральная излучательная способность поверхности суши, равная 0,95; σ – постоянная Стефана–Больцмана ($\text{кал}/(\text{см}^2 \times \text{мин} \times \text{K}^4)$); Θ – среднемесячные значения температуры воздуха, градусы Кельвина; Q_w – температура подстилающей поверхности, $^\circ\text{C}$; Q_a – температура воздуха, $^\circ\text{C}$.

Данные по суммарной солнечной радиации (Q) и разнице температур между подстилающей поверхностью и температурой воздуха ($Q_w - Q_a$) были взяты из научно-прикладных справочников по климату СССР для Астраханской области, Калмыкии и Дагестана [Научно-прикладной справочник..., 1990а, 1990б]. Температура почвы зависит от способности поглощать солнечную радиацию, а эта способность определяется значением альбеда почв. Альбеда же зависит от типа почвы, характера растительности, а так как эти параметры можно принять как величину постоянную, то разницу между температурой почвы и воздуха мы приняли как условно неизменную для всего периода исследований.

Имеющиеся метеорологические данные позволили определить значение индекса сухости (K) для Элисты, Яшкуль, Лагани, Астрахани, Махачкалы, Буйнакса, Дербента и Ахты. Для расчета использовались данные наблюдений за общей облачностью, температурой воздуха, упругостью водяного пара для вышеуказанных станций с 1980 по 2000 г.

Прогноз режима увлажнения

По имеющимся данным, были рассчитаны значения радиационного индекса сухости для отдельных населенных пунктов Прикаспийского региона (табл. 2). По натурным наблюдениям за 1980–2019 гг. для Астрахани и Дербента радиационный индекс сухости показал тенденцию к увеличению, для Махачкалы – к уменьшению своих значений. Интенсивность увеличения индекса для Астрахани и Дербента, рассчитанная по уравнению линейного тренда, составила 0,10 и 0,48 ед./10 лет соответственно, интенсивность уменьшения для Махачкалы – 0,13 ед./10 лет. Коэффициент аппроксимации полученных трендов во всех случаях меньше 0,10, что для строгой оценки является неудовлетворительным.

Для прогнозирования предстоящих изменений в Прикаспийском регионе были использованы данные моделирования изменений климата в период 2011–2031, 2041–2060 и 2080–2099 гг., представленные на сайте Климатического центра Росгидромета. Расчеты проводились отдельно для сценариев RCP 4,5 и RCP 8,5. По данным сайта были вычислены аномалии эффективного излучения для различных периодов (см. табл. 2). Аномалии эффективного излучения находились как разница между аномалиями восходящего потока длинноволновой радиации и нисходящего потока длинноволновой радиации.

Прогнозируемые изменения климата представлены как аномалии относительно средних значений за период 1981–2000 гг. В результате оказалось возможным получить значение радиационного баланса до 2099 г. (табл. 2).

Таблица 1

Значения солнечного склонения и полуденной высоты солнца в районе Астрахани, Махачкалы и Дербента

Table 1

Values of solar declination and midday sun height in the area of Astrakhan, Makhachkala and Derbent

Месяцы		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Солнечное склонение, δ		-20	-12	-2	9	18	23	21	13	3	-8	-18	-23
$h_{\text{пд}}$ (полуденная высота)	Астрахань, Элиста, Яшкуль	24	32	42	53	62	67	65	57	47	36	26	21
	Лагань	25	33	43	54	63	68	66	58	48	37	27	22
	Махачкала	27	35	45	56	65	70	68	60	50	39	29	24
	Буйнакск и Дербент	28	36	46	57	66	71	69	61	51	40	30	25
	Ахты	29	37	47	58	67	72	70	62	52	41	31	26

Таблица 2

Прогнозируемые изменения составляющих радиационного баланса на территории субъектов Российской Федерации Прикаспийского региона (аномалии относительно значений 1981–2000 гг.)

Table 2

Projected changes in the components of the radiation balance on the territory of the Caspian regions of the Russian Federation (anomalies in relation to the values of 1981–2000)

Район	1981–2000 гг.	2011–2031 гг.		2041–2060 гг.		2080–2099 гг.	
		RCP 4,5	RCP 8,5	RCP 4,5	RCP 8,5	RCP 4,5	RCP 8,5
Аномалии эффективного излучения, Вт/м ²							
Астраханская область	–	0,2	0,3	–0,1	0,6	0,0	–0,7
Калмыкия	–	0,0	0,0	–0,3	0,0	–0,2	1,6
Дагестан	–	0,0	–0,1	–0,1	–0,2	0,1	–1,6
Аномалии эффективного излучения, МДж/м ² ×год							
Астраханская область	–	6,3	9,5	–3,2	18,9	0,0	–22,1
Калмыкия	–	0,0	0,0	–9,5	0,0	–6,3	–50,5
Дагестан	–	0,0	–3,2	–3,2	–6,3	3,2	–50,5
Эффективное излучение, МДж/м ² ×год							
Астраханская область	939	945,3	948,5	935,8	957,9	939,0	916,9
Калмыкия	933	933,0	933,0	923,5	933,0	926,7	882,5
Дагестан	967	967,0	963,8	963,8	960,7	970,2	916,5
Радиационный баланс, МДж/м ² ×год							
Астраханская область	2 106	2099,2	2096,1	2108,7	2086,6	2105,6	2127,6
Калмыкия	2 111	2111,6	2111,6	2121,0	2111,6	2117,9	2162,0
Дагестан	1 997	1997,0	2000,2	2000,2	2003,3	1993,8	2047,5

Полученные данные по предполагаемому радиационному балансу, в зависимости от жесткости климатического сценария, показывают схожую динамику. Для большинства территориальных образований значение радиационного баланса к концу XXI в. увеличится. Наиболее интенсивное увеличение будет наблюдаться при осуществлении сценария RCP 8,5.

Из общей картины выпадает только Дагестан, здесь по сценарию RCP 4,5 к концу XXI в. будет наблюдаться снижение значения радиационного баланса. Известно, что границей тепловой энергетической базы географической зональности, отделяющей субтропические широты от средних, является значение радиационного баланса в 2 000 МДж/м²×год. Судя по значениям радиационного баланса Дагестана – эта территория является переходной между субтропиками и средними широтами. При реализации сценария RCP 4,5 область будет сохранять свой переходный статус. Если климатическая система будет развиваться по сценарию RCP 8,5, климат Дагестана подвергается аридизации. Для Астраханской области и

Калмыкии на протяжении века изменений в положении климатических поясов наблюдаться не будет.

Несмотря на отрицательную тенденцию радиационного индекса, в предстоящие периоды Астраханская область по-прежнему будет относиться к району субтропических пустынь (табл. 3). К той же географической зональности будет относиться территория Калмыкии ($K > 3$). Однако к концу XXI в., в зависимости от климатического сценария, территория Калмыкии может изменить характер своей зональности на субтропическую полупустыню (RCP 4,5).

Территория Дагестана в настоящее время относится к зоне субтропической полупустыни. При развитии климатического сценария RCP 4,5 эта территория будет тяготеть к климатическим условиям зоны субтропических степей ($K = 2-3$). Осуществление сценария RCP 8,5 будет способствовать дальнейшему определению территории Дагестана зоной субтропических полупустынь, с тяготением к переходу в зону субтропических степей, т.е. условия развития природных экосистем будут улучшаться.

Таблица 3

Прогнозируемые значения осадков и радиационного индекса сухости Будыко (K)

Table 3

Projected values of precipitation and Budyko radiation index of dryness (K)

Показатель	Субъект Российской Федерации		Период, годы			
			1981–2000	2011–2030	2041–2060	2080–2099
Осадки, мм	Астраханская область	RCP 4,5	237,6	237,6	274,1	274,1
		RCP 8,5		274,1	237,6	237,6
	Калмыкия	RCP 4,5	285,0	285,0	321,5	321,5
		RCP 8,5		321,5	285,0	285,0
	Дагестан	RCP 4,5	395,7	432,2	432,2	432,2
		RCP 8,5		432,2	432,2	395,7
Радиационный индекс сухости	Астраханская область	RCP 4,5	4,3	3,9	3,4	3,4
		RCP 8,5		3,4	3,9	4,0
	Калмыкия	RCP 4,5	3,7	3,3	2,9	2,9
		RCP 8,5		2,9	3,3	3,4
	Дагестан	RCP 4,5	2,4	2,0	2,0	2,0
		RCP 8,5		2,0	2,1	2,3

Гидротермический индекс Г.Т. Селянинова.

Прогнозируемые предстоящие изменения в увлажненности Прикаспийского региона также будут оказывать влияние на сельскохозяйственную деятельность человека. Для оценки предстоящих изменений мы использовали гидротермический индекс, оценивающий влагооборот территории, введенный Г.Т. Селяниновым. Определяется он как отношение количества осадков за вегетационный период к сумме температур выше 10 °С, уменьшенной в 10 раз:

$$ГТК = R \times 10 / \sum t, \quad (6)$$

где R – количество осадков, выпавшее за вегетационный период, мм; $\sum t$ – сумма температур, °С за период с температурами выше +10 °С.

Вычисление $\sum t$ по натурным наблюдениям охватывают период 1980–2019 гг. Анализ корреляционных зависимостей показал, что количество активных сумм температуры за год хорошо коррелировало со значением средней температуры за весну–осень и находилось в диапазоне значений корреляции от

0,70 до 0,89, в зависимости от пункта. Корреляционная зависимость суммы осадков за вегетационный период и суммы осадков за год менее выражена, находится в диапазоне от 0,62 до 0,85 ед. Полученные корреляции характеризуются достоверностью связи на уровне значимости $\alpha = 0,05$.

Для оценки предстоящих изменений условий для сельского хозяйства, так же как и для предыдущего индекса, использовались данные моделирования с сайта Климатического центра Росгидромета. Количество градусодней $\sum t$ и суммы осадков за вегетационные периоды 1981–2000, 2050–2059 и 2090–2099 гг. были высчитаны с использованием уравнения линейного тренда. Расчеты производились с условием зависимости между средней температурой воздуха за весну–осень и количеством активных сумм температуры (более 10 °С), а также между количеством выпавших осадков за вегетационный период и количеством осадков за год (табл. 4).

Таблица 4

Количество градусодней с температурой более 10 °С и значение ГТК* в Прикаспийском регионе России

Table 4

Number of degree days with a temperature of more than 10 °C and the value of SCC* in the Caspian region of Russia

Период, год	Астраханская область			Калмыкия			Дагестан		
	RCP 2,6	RCP 4,5	RCP 8,5	RCP 2,6	RCP 4,5	RCP 8,5	RCP 2,6	RCP 4,5	RCP 8,5
$\sum t, ^\circ\text{C}$									
1981–2000	3 488			3 648			3 413		
1997–2019	3 777			3 884			3 689		
2011–2031	3 854	4 017	4 007	3 552	3 544	3 577	3 584	3 660	3 666
2040–2061	3 815	4 132	4 334	3 796	3 761	3 916	3 714	3 832	4 021
2080–2099	3 854	4 334	5 046	3 695	3 971	4 608	3 655	4 072	4 811
ГТК									
1981–2000	0,68			0,47			0,97		
1997–2019	0,61			0,45			0,93		
2011–2031	0,39	0,32	0,38	0,54	0,47	0,54	1,70	0,68	0,68
2040–2061	0,40	0,37	0,29	0,51	0,51	0,42	0,67	0,65	0,62
2080–2099	0,39	0,450,35	0,25	0,52	0,49	0,36	0,68	0,61	0,48

Примечание: *Зоны режима увлажненности – избыточного увлажнения, или зона дренажа ($ГТК > 1,3$); обеспеченного увлажнения ($1,0–1,3$); засушливая ($0,7–1,0$); сухого земледелия ($0,5–0,7$); ирригации ($ГТК < 0,5$).

Note: * Humidification zones-excess humidification or drainage zone ($SCC > 1.3$); provided moisture ($1.0–1.3$); arid ($0.7–1.0$); dry farming ($0.5–0.7$); irrigation ($SCC < 0.5$).

Количество градусодней с температурой более 10 °С постоянно возрастает, увеличиваясь к концу XXI в., в зависимости от климатического сценария, более чем на 1 000. Наблюдающийся в настоящее время влагооборот Прикаспийского региона характеризует его как зону ирригационного (Калмыкия), сухого (Астраханская область) и засушливого (Дагестан) земледелия.

Индекс ГКТ, рассчитанный по наблюдаемым данным от первого периода (1981–2000 гг.) к последнему (1997–2019 гг.), для всех административных территорий показывает тенденцию к снижению, т.е. условия земледелия ухудшаются. В прогнозируемый период 2011–2030 гг. условия влагооборота для Астраханской области и Дагестана по всем сценариям продолжают ухудшаться. Режим увлажнения Астраханской области постепенно будет переходить в зону ирригационного земледелия, Дагестана – в зону сухого земледелия. Калмыкия по сценариям RCP 2,6 и RCP 8,5 будет переходить в зону сухого земледелия из зоны ирригационного земледелия. К концу века условия увлажнения Астраханской области и Дагестана еще больше ухудшатся, однако останутся в зоне ирригации и сухого земледелия соответственно. Калмыкия по сценарию RCP 2,6 к концу XXI в. остается в зоне сухого земледелия, по сценариям RCP 4,5 и RCP 8,5 снова перейдет в зону ирригации.

Заключение

В результате предстоящих изменений прогнозируется снижение эффективного излучения, что приведет к увеличению радиационного баланса и суммы градусодней больше 10 °С, а также к увеличению количества выпадающих осадков.

Изменения, связанные с глобальным потеплением в Прикаспийском регионе (Астраханская область, Калмыкия, Дагестан), будут проходить по-разному. Так, в зависимости от климатического сценария, к концу XXI в. отдельные территории (Калмыкия, Дагестан) могут изменить статус природных зон вследствие увеличения количества выпадающих осадков. Однако условия влагооборота в Астраханской области и Дагестане будут ухудшаться, в Калмыкии несколько улучшаться. В целом складывающиеся к концу настоящего века условия будут благоприятствовать природным сообществам, что обусловлено переходом от зоны пустынь к зоне полупустынь и степей. В то же время изменения режима увлажнения будут способствовать переходу сельского хозяйства, требующего искусственного увлажнения, к засушливому типу земледелия, ориентированного на засухоустойчивые культуры, особенно для Астраханской области.

Литература

- Будыко М.И.** Избранные работы. СПб. : ООО «Америт»: Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, 2020. 206 с. URL: https://cc.voeikovmgo.ru/images/dokumenty/2020/Budyko_trudy_.pdf (дата обращения: 20.07.2020).
- Второй** оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М., 2014. 58 с. URL: <https://cc.voeikovmgo.ru/ru/publikatsii/2016-03-21-16-23-52> (дата обращения: 17.07.2020).
- Научно-прикладной** справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1–6, вып. 13: Волгоградская, Ростовская и Астраханская области, Краснодарский и Ставропольский края, Калмыцкая, Кабардино-Балкарская, Чечено-Ингушская и Северо-Осетинская АССР. Л. : Гидрометеиздат, 1990а. 724 с.
- Научно-прикладной** справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1–6, вып. 15: Дагестанская АССР, Азербайджанская ССР, Нахичеванская АССР. Л. : Гидрометеиздат, 1990б. 264 с.
- Первый** оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М., 2008. 29 с. URL: <https://cc.voeikovmgo.ru/ru/publikatsii/2016-03-22-13-06-34> (дата обращения: 17.07.2020).
- Петров К.М., Бананова В.А., Лазарева В.Г., Унагаев А.С.** Региональные особенности глобального процесса опустынивания в северо-западном Прикаспии // Биосфера. 2016. Т. 8, № 1. С. 49–62.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J.** Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages // Science, New Series. 1976. V. 194, No. 4270 (Dec. 10, 1976). P. 1121–1132.
- Kent D.V., Olsen P.E., Rasmussen C., Lepre Ch., Mundil R., Irmis R.B., Gehrels G.E., Giesler D., Geissman J.W., Parker W.G.** Empirical evidence for stability of the 405-kiloyear Jupiter–Venus eccentricity cycle over hundreds of millions of years // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2018 June. No. 115 (24). P. 6153–6158.
- Kharin N., Tateishi R., Harahsheh H.** Degradation of the Drylands of Asia. Chiba : Center for Environmental Remote Sensing University, 1999. P. 81.
- Kalnay E.M. et al.** The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. No. 77. P. 437–471.

Авторы:

Татарников Виталий Олегович, ведущий научный сотрудник, Каспийский морской научно-исследовательский центр, Астрахань, Россия.

E-mail: tatarnikov@caspianmonitoring.ru

Гаврилова Елена Владимировна, научный сотрудник, Каспийский морской научно-исследовательский центр, Астрахань, Россия.

Азмухамбетова Динара Хайрлаевна, научный сотрудник, Каспийский морской научно-исследовательский центр, Астрахань, Россия.

V.O. Tatarnikov, E.V. Gavrilova, D.Ch. Azmukhambetova

Caspian Marine Research Centre, Astrakhan, Russia

CHANGES IN THE MOISTURE OF THE CASPIAN REGION OF RUSSIA DUE TO GLOBAL WARMING

Since the end of the twentieth century, the climate system of the planet has been experiencing significant changes in air temperature, due to anthropogenic emissions of greenhouse gases into the atmosphere, and changes in the precipitation regime. Our research covers the Caspian region of Russia, which belongs to the southern regions of the country, where one of the highest rates of air temperature increase is observed. The Caspian region includes the Astrakhan region, Kalmykia and Dagestan. To assess the upcoming changes, the average daily air temperature and precipitation were taken, as well as the average monthly values of water vapor elasticity, total cloud cover for the points of Astrakhan, Elista, Yashkul, Lagan, Makhachkala, Buinaksk, Derbent and Akhty. To assess changes in natural areas, we used the Budyko radiation dryness index. Changes in agriculture were estimated using the Selyaninov hydro-climatic index. It was revealed that the upcoming changes in the climate system, based on the data of the ensemble of models (CMIP5), will lead to an increase in the radiation balance, in the average annual amount of precipitation, in the sum of temperatures of more than 10 °C by the end of the century. Analysis of the dynamics of the Budyko index showed that by the end of this century, the Astrakhan region will still belong to the zone of subtropical deserts. Depending on which climate scenario the global climate system will develop, the region of Kalmykia may move from the zone of subtropical deserts to the zone of subtropical semi-deserts. The territory of Dagestan currently belongs to the zone of subtropical semi-desert. With the development of the climate scenario RCP 4.5, this territory will tend to the climatic conditions of the subtropical steppe zone ($K = 2-3$). In the development of the RCP8.5 scenario, the territory of Dagestan will remain a zone of subtropical semi-deserts, with a tendency to transition to a zone of subtropical steppes. The readings of the Selyaninov hydro-climatic index, calculated for the period 2011–2030, indicate a continued deterioration of the moisture turnover conditions for the Astrakhan region and Dagestan in all scenarios. The humidity regime of the Astrakhan region will gradually deteriorate. As a result, irrigation – type agriculture will dominate in the Astrakhan region, while dry agriculture will dominate in Dagestan. According to the RCP 2.6 and RCP 8.5 scenarios, Kalmykia will move from an irrigation farming zone to a dry farming zone. By the end of the century, the humidity conditions of the Astrakhan region and Dagestan will deteriorate even more. The Astrakhan region and Dagestan will remain in the zone of irrigation and dry farming, respectively. Kalmykia, according to the RCP 2.6 scenario, remains in the dry farming zone by the end of the century, according to the RCP 4.5 and RCP 8.5 scenarios, it again passes into the irrigation zone. It is obvious that some improvement associated with an increase in the amount of precipitation per year will contribute to the favorable development of natural systems (with a tendency to move from deserts to semi-deserts). At the same time, the conditions for the development of agriculture in most part of the Caspian region will deteriorate.

Key words: Caspian region, global warming, radiation dryness index, Budyko index, Selyaninov index, radiation balance, hydro-thermal index

References

- Budyko M. I. *Izbrannye raboty* [Selected works]. SPb: OOO «Amerit»: Glavnaya geofizicheskaya observatoriya im. A.I. Voeykova, 2020. 206 p. [Elektronnyy resurs https://cc.voeikovmgo.ru/images/dokumenty/2020/Budyko_trudy_.pdf (Date of accessed: 20.07.2020)]. In Russian
- Vtoroy otsenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii [Second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation]. 2014. Moscow. 58 p. [Elektronnyy resurs <https://cc.voeikovmgo.ru/publicatsii/2016-03-21-16-23-52> (Date of accessed: 17.07.2020)]. In Russian
- Nauchno-prikladnyy spravochnik po klimatu SSSR* [Scientific and applied reference book on the climate of the USSR]. Seriya 3. Mnogoletnie dannye. Parts 1–6. Issue 13: Volgogradskaya, Rostovskaya i Astrakhanskaya oblasti, Krasnodarskiy i Stavropol'skiy kraya, Kalmytskaya, Kabardino-Balkarskaya, Checheno-Ingushskaya i Severo-Osetinskaya ASSR. 1990a / Gos. kom. SSSR po gidrometeorologii i kontrolyu prirodnoy sredy, Severo-Kavkazskoe territorial'noye upravlenie po gidrometeorologii. Leningrad: Gidrometeoizdat. 724 p. In Russian
- Nauchno-prikladnyy spravochnik po klimatu SSSR* [Scientific and applied reference book on the climate of the USSR]. Seriya 3. Mnogoletnie dannye. Parts 1–6. Issue 15: Dagestanskaya ASSR, Azerbaydzhanskaya SSR, Nakhichevanskaya ASSR. / Gos. kom. SSSR po gidrometeorologii, Azerbaydzhanskoe respublikanskoe upravlenie po gidrometeorologii. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990b 264 p. In Russian
- Pervyy otsenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii [The first assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation]. 2008. Moscow. 29 p. [Elektronnyy resurs <https://cc.voeikovmgo.ru/publicatsii/2016-03-22-13-06-34> (Date of accessed: 17.07.2020)]. In Russian
- Petrov K.M., Bananova V.A., Lazareva V.G., Unagaev A.S. 2016 *Regional'nye osobennosti global'nogo protsessa opustynivaniya v severo-zapadnom Prikaspii* [Regional features of the global desertification process in the North-Western Caspian region] // Biosfera. 2016. V. 8, No. 1. pp. 49–62. In Russian
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages // Science, New Series. V. 194. No. 4270 (Dec. 10, 1976). pp. 1121–1132.
- Kent D. V., Olsen P. E., Rasmussen C., Lepre Ch., Mundil R., Irmis R. B., Gehrels G. E., Giesler D., Geissman J. W., Parker W. G. Empirical evidence for stability of the 405-kiloyear Jupiter–Venus eccentricity cycle over hundreds of millions of years // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2018 June, 115 (24). pp. 6153–6158.
- Kharin N, Tateishi R, Harahsheh H. Degradation of the Drylands of Asia. Chiba: Center for Environmental Remote Sensing University, 1999, pp. 81.
- Kalnay E.M., et al. 1996: The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull.Amer.Meteor. Soc., 77, pp. 437–471.

Author's:

Tatarnikov Vitaliy.O., Leading Researcher, Caspian Marine Research Centre Astrakhan, Russia.

E-mail: tatarnikov@caspianmonitoring.ru

Gavrilova Elena.V., Researcher, Caspian Marine Research Centre, Astrakhan, Russia.

Azmukhambetova Dinara.Ch., Researcher, Caspian Marine Research Centre, Astrakhan, Russia.

ГИДРОЛОГИЯ

УДК 556.51.028; 556.535; 571.1

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛОГО СТОКА В РЕПРЕЗЕНТАТИВНЫХ РАВНИННОМ (КАСМАЛА) И НИЗКОГОРНОМ (МАЙМА) РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ ВЕРХНЕЙ ОБИ

Л.Ф. Лубенец¹, Д.В. Черных^{1,2}, А.А. Коломейцев¹

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия



Представлен сравнительный анализ условий формирования стока половодья в низкогорном (Майма) и равнинном (Касмала) бассейнах Верхней Оби. На Майме значения слоя стока половодья выше в связи с более высоким увлажнением низкогорий за зиму; продолжительность половодья меньше из-за более быстрой водоотдачи бассейна. Для Касмалы выявлена более значимая зависимость между годовым коэффициентом водности и коэффициентом стока половодья; на Майме – между величинами осадков за зиму и слоя стока половодья.

Ключевые слова: талый сток, речной бассейн, бассейн-индикатор, модульный коэффициент водности, половодье, гидрограф половодья, объем стока, слой стока, коэффициент стока

Введение

Для малых по водоносности рек фаза половодья играет важную роль, так как на нее, как правило, приходится большая часть годового стока. Прикладные аспекты, связанные с безопасностью жизнедеятельности и рациональной организацией водопользования, стимулируют высокий научный интерес к этой фазе водного режима рек, а понимание особенностей формирования стока половодья на разнотипных водосборах является ключом к его прогнозированию [Попов О.В., 1968; Аполлов и др., 1974].

История изучения условий формирования стока на реках бассейна Верхней Оби насчитывает более полувека. В ранних работах [Воскресенский, 1962; Комлев, Титова, 1966; Фашевский, 1967] на основе накопленных к тому времени гидрометеорологических данных и экспериментальных исследований для рассматриваемой территории были определены основные гидрологические характеристики, в том числе условия формирования талого стока. В работах конца XX – начала XXI в. [Паромов, 2002; Галахов, 2009, 2015; Бураков, Литвинова, 2010; Аванесян, 2013] с использованием более длительных рядов наблюдений предлагается ряд зависимостей талого стока как от отдельных факторов, так и их совокупности.

Атмосферные осадки холодного периода вносят основной вклад в сток половодья (талый сток) на реках средних широт. Так, В.П. Галахов для горной реки определяет тесную связь объема половодья и коэффициента снежности [Галахов, 2015]. Д.А. Бураков и О.С. Литвинова, рассматривая факторы стока весеннего половодья бассейнов рек лесоболотной, лесо-

степной и степной зон, отмечают, что показатели водно-балансовых зависимостей изменяются исходя из ландшафтно-гидрологического фона территории [Бураков, Литвинова, 2010]. При этом знание только суммы твердых осадков за зиму не дает полной гарантии обоснованного прогноза объема стока за период половодья. Отмечается, что важным фактором формирования талого стока является осеннее увлажнение бассейнов. При этом в степной зоне недостаточного увлажнения в качестве репрезентативного показателя осеннего увлажнения рекомендуется использовать сумму осенних осадков. В заболоченных районах с близким залеганием к дневной поверхности грунтово-болотных вод более показательной характеристикой увлажнения является осенний сток рек [Бураков, Литвинова, 2010]. Еще одним значимым показателем является количество осадков на спаде половодья [Галахов, 2009].

В качестве объектов исследования выбраны низкогорный бассейн р. Майма и равнинный бассейн р. Касмала, которые относительно хорошо обеспечены метеорологической и гидрологической информацией. Кроме этого, выбор модельных территорий определяется их репрезентативностью для соответствующих областей бассейна Оби. В частности, р. Касмала, как и большинство рек Приобского плато, наследует ложбину древнего стока. В связи с этим в пределах бассейна представлены все основные элементы ландшафтной структуры данной территории. Река Майма целиком расположена в пределах низкогорий Алтая, где, по мнению ряда исследователей, формируется значительная часть стока первой волны весеннего половодья на Оби.

Цель исследования – выявление основных особенностей формирования талого стока на реках Майма и Касмала, относящихся к бассейну р. Обь.

Задачи исследования:

1) охарактеризовать холодный период в каждом речном бассейне на основе метеоданных о температуре воздуха, количестве осадков и состоянии снежного покрова;

2) по ежедневным расходам воды для каждой из рек построить годовые гидрографы, выделить на них периоды половодья и рассчитать главные показатели (объем, слой и коэффициент стока);

3) качественно оценить влияние ведущих факторов на формирование талого стока в бассейнах при сопоставлении многолетней динамики показателей половодья и индивидуальных физико-географических характеристик.

Материалы и методика исследования

Исходные данные и территория исследования.

В исследовании для анализа холодного периода и расчета характеристик стока половодья по обоим речным бассейнам использованы месячные и ежедневные данные по метеостанциям и ежедневные данные по гидропостам за период с 1998 по 2017 г.

Бассейн р. Майма находится на территории Республики Алтай в низкогорной части Русского Алтая, располагаясь на северном окончании хребта Иолго. Майма является притоком второго порядка р. Обь и правобережным притоком первого порядка р. Катунь. Бассейн р. Касмала расположен на территории Алтай-

ского края в северо-восточной части Приобского плато. Река Касмала является притоком первого порядка р. Обь (табл. 1). В бассейне р. Майма метеостанция расположена в с. Кызыл-Озёк (наблюдения с 1940 г.), в бассейне р. Касмала – в с. Ребриха (с 1940 г.). Гидрологические посты находятся, соответственно, в с. Майма (с 1939 г.) и в с. Рогозиха (с 1940 г.).

Геологическое строение. Дочетвертичные породы в низкогорьях Северного Алтая собраны в складки разных дислокаций [Геологическое строение..., 2001], образуя «фундамент» для четвертичных отложений разного генезиса, завершающих разрез. Последние по генезису и времени образования разделяются на несколько фациальных групп, которые условно можно объединить в две: склоновая и русловая. Отложения первой группы выполняют склоны и водоразделы внутри бассейна, имеют пестрый состав пород, большую вариацию крупности и слабую сортировку. Их мощность колеблется от первых метров вверх склонов до 15–20 м – у подножий. Отложения второй группы слагают днища долин водотоков, имеют меньшую вариацию крупности и хорошую окатанность. Представлены валунными галечниками, гравийными песками, супесями, суглинками и глинами [Земцов и др., 1973]. На р. Майма аллювий имеет мощность до 15 м [Геологическое строение..., 2001].

Днище Касмалинской ложбины древнего стока, часть которой занимает долина р. Касмала, сложено аллювиальными отложениями касмалинской свиты (Q_{II-ksm}), перекрытыми с поверхности эоловыми песками верхнеплейстоцен-голоценового возраста мощностью 8–10 м.

Таблица 1

Основные морфометрические и гидрологические характеристики водосборов р. Касмала и р. Майма (составлено по материалам [Золотов и др., 2012; Бирюков, 2013; Черных и др., 2014; Лубенец, Черных, 2015])

Table 1

Main morphometric and hydrological features of Kasmala and Maima catchments (compiled by materials [Zolotov et al., 2012; Biryukov, 2013; Chernykh et al., 2014; Lubenets, Chernykh, 2015])

Характеристика	Майма	Касмала
Площадь водосбора по замыкающему створу, км ²	780	1 650
Длина, км	51,1	63,3
Средняя ширина бассейна, км	15,3	26,0
Средняя высота бассейна*, м	670	233
Минимальная высота, м	260	167
Максимальная высота, м	1 460	290
Средний уклон, ‰	213	17
Преобладающие углы наклона, градусы / %	Покатые (4–10°) и пологие (10–20°) / 87 %	плоские (<1°) / 79 %
Озерность**, % от общей площади бассейна	0,01	0,72***
Залесенность, % от общей площади бассейна	67	25

Примечание: * Рассчитана как средневзвешенное. ** С учетом площади прудов.

*** Среднее значение за период наблюдений 1940–1962, 1962–1989, 1986–1998, 1998–1911 гг.

Note: * Calculated as weighted average. ** With due regard to the area of the ponds.

*** The average for observation periods of 1940–1962, 1962–1989, 1986–1998, 1998–1911.

Аллювий касмалинской свиты вложен в осадки краснодубровской, отложения которой имеют лессовидный облик и залегают в виде наложенных друг на друга пачек, разделенных слоями песков и иловатых суглинков [Малолетко, 1974]. Осадки краснодубровской свиты, перекрытые субаэральными отложениями голоцена, выполняют также склоны Касмалинской ложбины древнего стока, вершины и склоны прилегающих к ней увалов.

Рельеф. Территория бассейна р. Майма представляет собой денудационно-эрозионное низкоегорье, абсолютные отметки повышаются с севера на юг от 500–700 до 1 000 м [Барышников, 1992]. В пределах бассейна широко развиты различные генетические типы рельефа: структурный, денудационный и эрозионно-аккумулятивный. К первому типу относятся склоны речных долин и хребтов [Девяткин, 1965; Богачкин, 1981]. Второй тип является определяющим, занимая не менее 50 % площади бассейна. Он представлен склонами с высотным диапазоном от 400 до 1 400 м и крутизной от 5 до 30°, иногда больше. Третий тип характеризуют речные долины [Сязина, Кондалов, 1972].

Бассейн р. Касмала включает в себя четыре крупных элемента рельефа – макросклоны Кулундинско-Касмалинского и Касмалинского-Барнаульского увалов, днище ложбины древнего стока и вложенную в днище современную долину. Большая часть территории бассейна имеет углы наклона менее 1° [Бирюков, 2013]. Пологие склоны увалов достаточно густо расчленены современными эрозионными формами – долинами и балками [Путилин, 2002].

Климат. Значения основных климатических показателей и их внутригодовая динамика несколько различаются на территориях рассматриваемых речных бассейнов. Для бассейна Маймы величина приходящей солнечной радиации за год ниже по сравнению с бассейном Касмалы, характерны меньшая продолжительность солнечного сияния по причинам закрытости горизонта (низкоегорье) и большего числа дней с облачностью [Энциклопедия..., 1995].

В регионе преобладающим направлением переноса воздушных масс является юго-западное, определяющее в основном циклональный тип погоды. В горных областях глубокая расчлененность и сильная изменчивость подстилающей поверхности создают некоторые различия в температурном режиме и распределении осадков по сравнению с равнинными территориями [Энциклопедия..., 1995].

Для региона в целом самым теплым месяцем в году является июль, самым холодным – январь. Среднемесячные температуры июля в низкоегорьях Алтая составляют 15–22 °С; в январе значения температур в этих областях колеблются в пределах от –14 до –19 °С. В равнинной части региона среднемесячные температуры июля составляют более 19 °С, увеличи-

ваясь с севера на юг. В январе их значения здесь изменяются от –17 до –20 °С [Ресурсы..., 1962].

За теплый период в регионе выпадает 70 % годового количества осадков, при этом максимальное – в июле, минимальное – в феврале и марте. На равнине в лесостепной зоне выпадает до 400 мм в год. В предгорьях Алтая и Салаира годовое количество осадков возрастает от 500–650 мм на западе до 800–850 мм – на востоке [Энциклопедия..., 1995].

Гидрологический режим. На Приобском плато за счет снегового питания формируется 60–80 % стока, дождевого – 5–15 %, грунтового – 15–25 % [Энциклопедия..., 1995]. Поэтому реки в соответствии с классификацией Львовича можно относить к категории с преимущественно снеговым питанием [Чеботарев, 1978]. В низкоегорных районах Северного Алтая доля дождевого питания рек значительно вырастает при небольшом увеличении доли грунтового, что позволяет относить их к категории смешанного питания.

Для водного режима рек низкоегорной зоны Северного Алтая характерно высокое, сильно расчлененное весеннее половодье и паводки в теплое время года. В летне-осеннюю межень характерно прохождение паводков с поднятием уровня воды на 1–3 м. Минимальные расходы наблюдаются в период зимней межени (февраль–март) [Энциклопедия..., 1995].

На реках равнинной части на половодье приходится 80–100 % годового стока, подъем уровней составляет 2–4 м. В остальную часть года наблюдается низкая водность. Средний модуль стока для предгорий и низкоегорий Алтая составляет 5–10 л/с×км², на большей части равнинной территории – 1–1,5 л/с×км² [Энциклопедия..., 1995].

Река Майма относится к категории рек со смешанным типом питания, так как доля ни одного из основных источников не превышает 50 %: грунтового – 39, снеговое – 41, дождевое – 20. Норма годового стока в бассейне составляет 11,8 л/с×км², средний расход воды 9,2 м³/с, годовой слой стока 372 мм [Ресурсы..., 1969]. Норма годового стока в бассейне Касмала составляет 1,44 л/с км², средний расход воды 2,39 м³/с, годовой слой стока 45 мм [Ресурсы..., 1962].

Методика исследования. Под «холодным периодом» в данном исследовании понимается период, когда осадки выпадают на земную поверхность в твердой фазе и отсутствует поверхностный сток на водосборе. При использовании данных среднесуточной, максимальной, минимальной температуры, суточных сумм осадков, характеристик снежного покрова определены параметры холодного периода по каждой метеостанции: даты начала и окончания, длительность, сумма осадков. При определении дат начала и окончания периода использовали следующие характеристики:

1) устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха через 0 °С;

2) наличие атмосферных осадков, их состояние в зависимости от температуры воздуха (<http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных>; <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters>);

3) степень покрытия снежным покровом местности (значимая степень покрытия 4–5 баллов (<http://meteo.ru/data/165-snow-cover#описание-массива-данных>)). В общем случае началом холодного периода следует считать дату перехода среднесуточной температуры воздуха ниже 0°C . Характеристикой, уточняющей дату начала, является наличие осадков в твердой фазе (что подтверждается степенью покрытия местности снежным покровом более 4 баллов). Окончанием холодного периода считаем дату перехода среднесуточной температуры воздуха выше 0°C и степень покрытия менее 4 баллов.

С использованием данных по среднегодовым расходам воды вычислены модульные коэффициенты водности, на основе которых для каждой реки выделены характерные по стоку годы и построена разностная интегральная кривая за период 1998–2017 гг. На основе годовых гидрографов по каждому посту проведены анализ и расчет характеристик половодья: даты начала и окончания, продолжительность, максимальный расход с указанием даты его наступления, объем и слой талого стока. Выявлены характерные за период наблюдений годы со средним, наибольшим, наименьшим расходом и слоем стока весеннего половодья. На основе суммы осадков за зимний период и слоя талого стока рассчитаны коэффициенты стока, отражающие степень водоотдачи речных бассейнов.

При расчленении годового гидрографа объем грунтового стока выделяли методом «прямой срезки» при минимальном значении расхода в зимнюю межень [Попов Е.Г., 1968] за начало половодья принимали дату со значимым повышением расхода воды по сравнению с предшествующими сутками ($\delta Q > 15\%$ от значения расхода предшествующей даты). Окончанием половодья считали дату, с которой кривая спада становилась примерно параллельной оси абсцисс. Дождевые паводки, проходившие в период половодья и осложняющие кривую спада характерными пиками, идентифицировались с использованием ежедневных данных о количестве осадков, характерных температурах воздуха и состоянии снежного покрова. Участки кривой спада, соответствующие дождевым паводкам, линейно интерполировали («срезали»), приводя кривую к классическому виду. В итоге получали значение объема стока за выделенный период половодья без учета дождевых паводков.

Результаты

Водность рек Майма и Касмала за период исследования 1998–2017 гг. Анализ ряда данных наблюдений за стоком (на основе среднегодовых расходов) по-

казывает, что чередования максимальных и минимальных пиков до 2010 г. для рек происходят либо асинхронно, либо они сдвинуты по фазе (рис. 1). К концу исследуемого периода водность обеих рек увеличивается. Среднегодовые значения расходов воды за период 1998–2017 гг. на р. Майма колеблются в пределах $4,32\text{--}11,90\text{ м}^3/\text{с}$ (среднее $8,41\text{ м}^3/\text{с}$), на р. Касмала – $0,43\text{--}3,04\text{ м}^3/\text{с}$ ($1,78\text{ м}^3/\text{с}$). Различная конфигурация интегральных кривых отражает различные условия формирования стока на исследуемых реках.

Характеристика холодного периода (1998–2017 гг.). В бассейне р. Майма этот период обычно начинается в первой-второй декадах ноября (65 % случаев за период), реже (25 %) – в третьей декаде октября. Продолжительность составляет 109–155 дней. Окончание приходится на вторую-третью декаду марта (80 % случаев), реже – на первую декаду марта (15 %) и апреля (5 %). Наименьшее значение суммы осадков за период наблюдений отмечено в 2012 г. (69 мм), наибольшее – в 2017 г. (223 мм); среднее – 142 мм.

Начало холодного периода в бассейне Касмалы в большинстве случаев (55 % за рассматриваемый период) приходится на первую декаду ноября, значительно реже – на третью декаду октября (25 %) и вторую декаду ноября (15 %), единожды на конец ноября (5 %). Продолжительность за весь период исследования на реке составляет 113–162 дня. Окончание наступает во второй (20 %) – третьей (60 %) декадах марта, реже в первой (10 %) – второй (10 %) декадах апреля. Наименьшее значение средней суммы осадков (46 мм) наблюдалась в 2012 г., наибольшее (167 мм) – в 2001 г.; среднее – 100 мм.

Среднегодовые и среднемноголетние характеристики половодья (1998–2017 гг.). Увеличение расходов воды на р. Майма начинается обычно в третьей декаде марта (60 % случаях за период наблюдений), реже – во второй декаде марта (25 %) и первой декаде апреля (15 %). Продолжительность половодья 39–65 дней (рис. 2). Окончание приходится на вторую-третью декаду мая, нередко сопровождается осадками, вызывающими пиковые повышения расходов воды. Максимальные значения расходов ($20,60\text{--}110,00\text{ м}^3/\text{с}$) на р. Майма наблюдаются в среднем через 24 дня после начала половодья (минимально – через 7, максимально – через 45 дней). Максимальный расход – $110,00\text{ м}^3/\text{с}$, отмечен 15 апреля 2004 г.

На р. Касмала весеннее половодье проходит одной ярко выраженной волной, начало отмечается в третьей декаде марта (60 % за период наблюдений), реже – во второй декаде марта (15 %) и первой (15 %) – второй (10 %) декадах апреля. Окончание наблюдается обычно в первой декаде июня (60%), а также третьей декаде мая (35 %), и единожды во второй декаде июня (5 %).

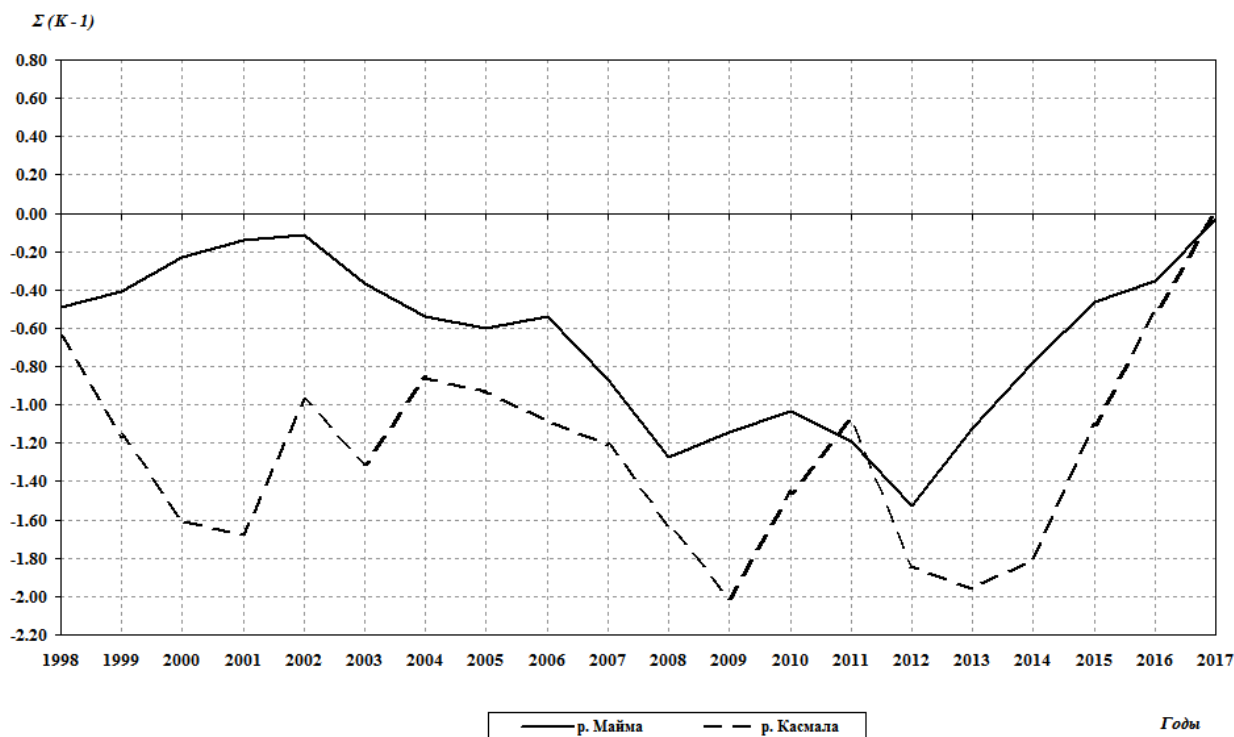


Рис. 1. Разностные интегральные кривые модульных коэффициентов среднегодового стока для рек Майма и Касмала (1998–2017 гг.)

Fig. 1. Difference integral curves of modulus coefficients of annual mean runoff for Maima and Kasmala Rivers (1998–2017)

Длительность составляет 48–81 день (рис. 3). В период половодья значительно реже, чем в бассейне р. Майма, отмечаются дождевые паводки. Максимальные расходы воды в половодье (3,52–150,00 м³/с), которые являются и максимальными за год, наблюдаются в большинстве случаев в начале – середине апреля, в среднем за период с 1998 по 2017 г. на 18-й день после начала (минимально – на 4-й день, максимально – на 34-й). Максимальный расход – 150,00 м³/с – отмечен 15 апреля 2015 г.

По основным показателям половодья рассматриваемые реки контрастны (табл. 2). В среднем объем стока половодья на р. Майма в 1,5, а средний расход в 3 раза больше, чем на р. Касмала. При этом пиковые максимальные расходы на Касмале имеют большие значения, что говорит о различиях условий снеготаяния в этих речных бассейнах.

Коэффициенты стока (1998–2017 гг.). Многолетние колебания стока рек тесно связаны с колебаниями количества атмосферных осадков [Снежно-водноледниковые ресурсы..., 1986], выпадающих на поверхность водосборов. Расчет коэффициентов стока за половодье позволяет определить соотношение суммы осадков за холодный период и талого стока в речном бассейне, а также выявить характер и тесноту их связи

(см. табл. 2). Согласно расчетам, средний за период коэффициент стока за половодье на р. Майма в 2,5 раза больше, чем на р. Касмала, также различна для рек и многолетняя динамика этого показателя (рис. 4, 5).

Обсуждение

Водосборные бассейны исследуемых рек значительно различаются между собой по целому ряду характеристик (см. табл. 1). Из значимых при формировании поверхностного стока нужно выделить площадь водосбора, среднюю высоту, средний уклон, залесенность. Кроме этого, для бассейна Маймы так же, как и для других горных бассейнов, значимым фактором является экспозиция склонов.

При площадях поверхностных водосборов, отличающихся в 2 раза, по водоносности реки Майма и Касмала вполне сопоставимы. По среднегодовому расходу воды обе реки в соответствии с классификацией Огиевского относятся к категории «очень малые» [Чеботарев, 1978]. В среднем водоносность Маймы несколько выше в связи с влиянием орочлиматического фактора (высоты и расчлененности местности) на выпадение атмосферных осадков в данной области.

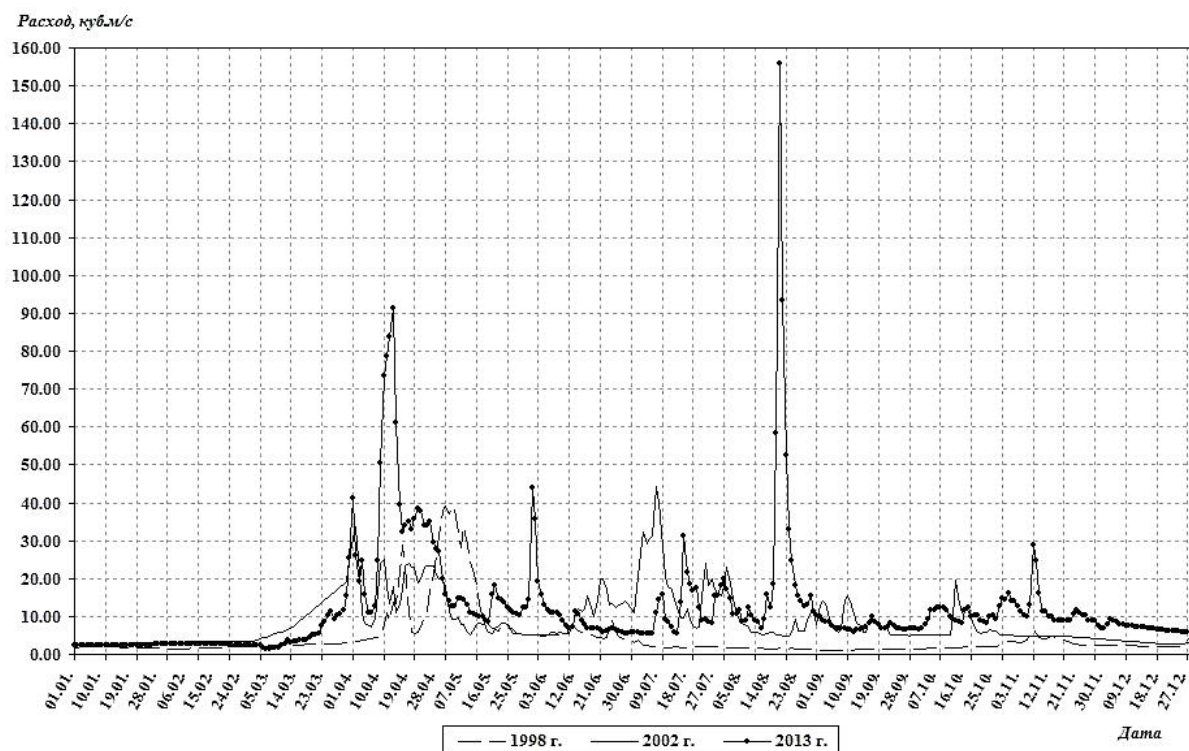


Рис. 2. Гидрографы р. Майма за характерные годы в период 1998–2017 гг.:
1998 – минимальный, 2002 – средний, 2013 – максимальный по водности

Fig. 2. Maima River hydrographs for characteristic years of 1998–2017:
1998 – minimum, 2002 – average, 2013 – maximum water content

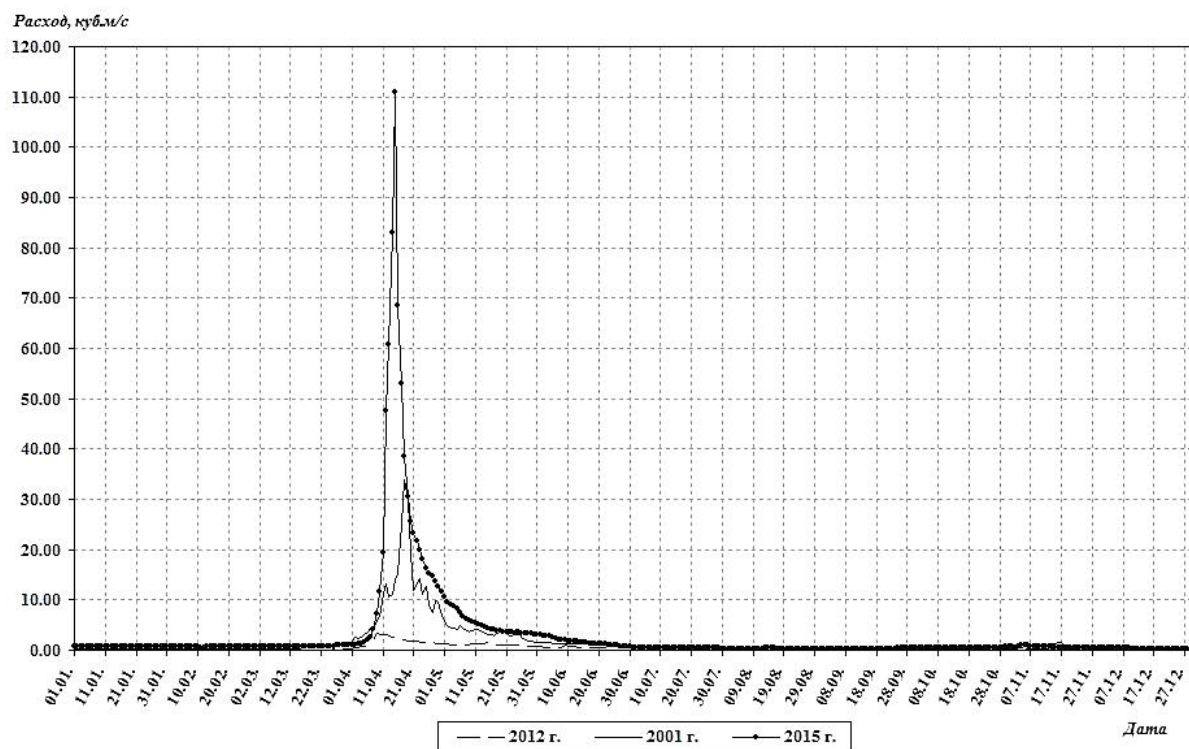


Рис. 3. Гидрографы р. Касмала за характерные годы в период 1998–2017 гг.:
2012 – минимальный, 2001 – средний, 2015 – максимальный по водности

Fig. 3. Kasmala River hydrographs for characteristic years of 1998–2017:
2012 – minimum, 2001 – average, 2015 – maximum water content

Таблица 2

Основные характерные гидрологические показатели половодья за период наблюдений на р. Майма (М) и р. Касмала (К) (1998–2017 гг.) (рассчитано на основе материалов [Ежегодные данные..., 1998–2017 гг.]

Table 2

Main specific hydrological flood indicators of rivers Maima (M) and Kasmala (K) for observation periods of 1998–2017, respectively (calculated due to [Annual data..., 1998–2017])

Значение показателя	Средний расход воды, м ³ /с		Объем, м ³		Слой стока, мм		Коэффициент стока	
	М	К	М	К	М	К	М	К
Среднее	19,39	6,82	62 176 260	40 178 603	80	24	0,57	0,24
Минимальное	9,85	1,22	26 497 152	5 128 528	34	3	0,32	0,06
Максимальное	27,34	14,73	111 313 435	78 466 752	143	48	0,73	0,71

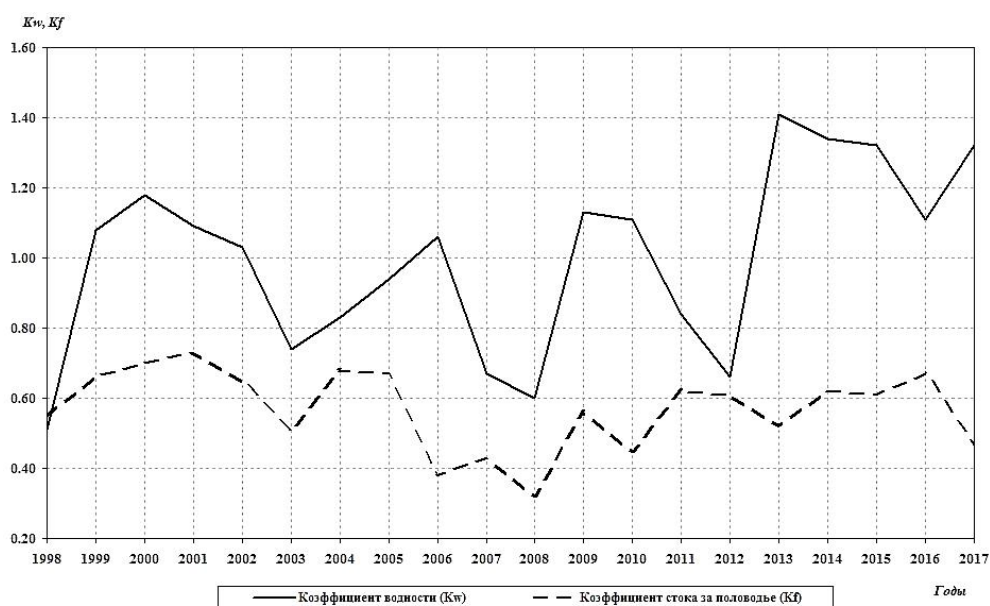


Рис. 4. Динамика модульного коэффициента водности и коэффициента стока для р. Майма за период 1998–2017 гг.

Fig. 4. Dynamics of modulus water content and runoff coefficients for Maima River (1998–2017)

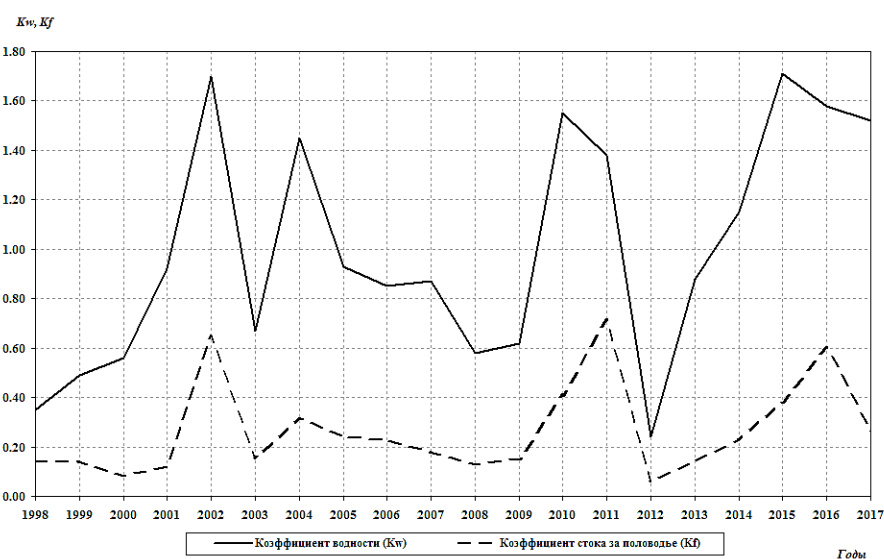


Рис. 5. Динамика модульного коэффициента водности и коэффициента стока для р. Касмала за период 1998–2017 г.

Fig. 5. Dynamics of modulus water content and runoff coefficients for Kasmala River (1998–2017)

Увлажнение бассейна Маймы в холодный период в 1,5 раза, а средний уклон поверхности водосбора – примерно в 12 раз – больше, по сравнению с Касмалой. Поэтому для первого бассейна время добегания воды в русловую сеть меньше. Однако залесенность водосбора Маймы (см. табл. 1) определяет более растянутое половодье. При анализе многолетней динамики водности, коэффициента стока за половодье (см. рис. 4, 5), суммы осадков за холодный период и слоя стока за половодье (рис. 6, 7) для рас-

сматриваемых бассейнов рек можно отметить взаимопротивоположные тенденции:

1) хорошо прослеживается качественная зависимость между коэффициентом водности года и коэффициентом стока за половодье для бассейна Касмалы и плохо – для бассейна Маймы;

2) хорошо прослеживается качественная зависимость слоя стока половодья от суммы зимних осадков для бассейна Маймы и плохо – для бассейна Касмалы.

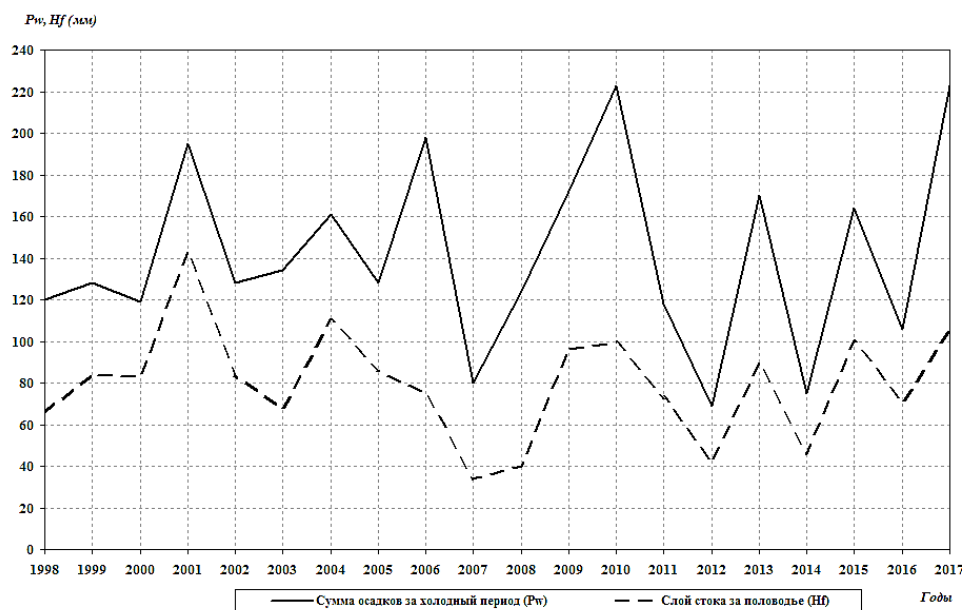


Рис. 6. Динамика суммы осадков за холодный период по метеостанции Кызыл-Озёк и слоя стока за половодье для р. Майма в период 1998–2017 гг.

Fig. 6. Dynamics of total precipitation for the cold period at Kyzyl-Ozek w. s. and runoff depth during flooding for Maima River (1998–2017)

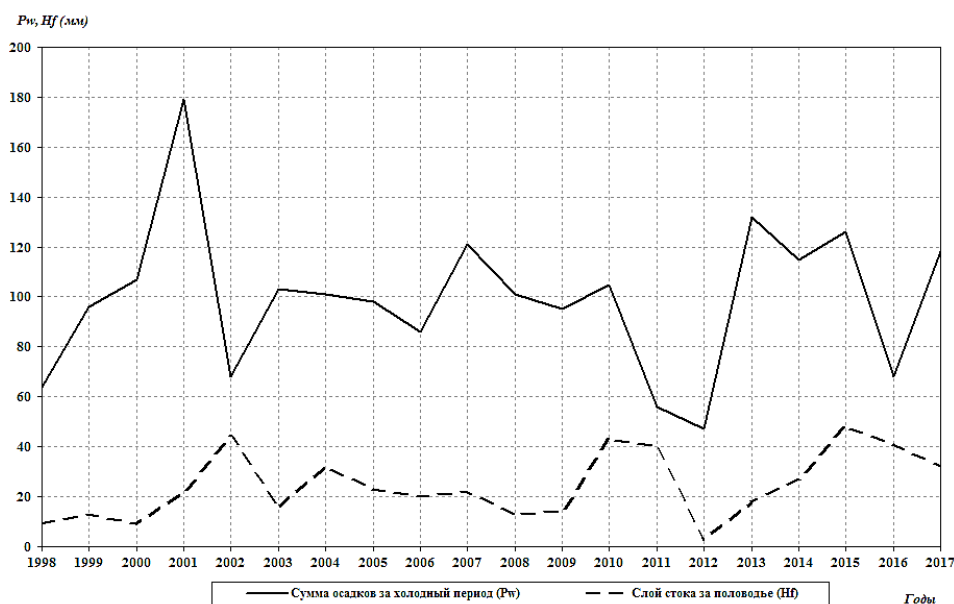


Рис. 7. Динамика суммы осадков за холодный период по метеостанции Ребриха и слоя стока за половодье для р. Касмала в период 1998–2017 гг.

Fig. 7. Dynamics of total precipitation for the cold period at Rebrikha w. s. and runoff depth during flooding for Kasmala River (1998–2017)

Первая тенденция подтверждает тот факт, что Касмала, в отличие от Маймы, относится к рекам с преимущественно снеговым питанием, для которых величина талого стока определяет водность года. На р. Майма при смешанном питании со значительным вкладом дождевого водность года в меньшей степени зависит от величины стока за половодье. Вторая тенденция косвенно может говорить о различном влиянии геолого-геоморфологического фактора на величину поверхностного талого стока в бассейнах при специфических условиях снеготаяния. На р. Майма при больших уклонах поверхности и меньшей мощности покровных четвертичных отложений водоотдача происходит быстрее, и величина талого стока пропорциональна количеству осадков за холодный период.

Различие средних коэффициентов стока за половодье более чем в 2 раза прямо отражает разнородность бассейнов по площади, увлажнению за холодный период и влиянию геолого-геоморфологического фактора на сток. Изменчивость коэффициента за исследуемый период на р. Майма очень небольшая, тогда как на Касмале случаются значительные его повышения в отдельные годы. Последнее можно связать со специфическими условиями формирования половодья, когда интенсивное снеготаяние в бассейне происходит при мерзлых почвогрунтах.

Время формирования максимальных расходов половодья в среднем меньше на р. Касмала. Отмеченные выше различия в приходе суммарной солнечной радиации на поверхность водосбора, коэффициентах залесенности и суточном температурном режиме весной определяют различие во времени начала снеготаяния и наступления максимальных расходов воды на рассматриваемых реках.

В бассейне р. Майма в связи с влиянием экспозиционного фактора и углов наклона световые (юго-западные, южные юго-восточные) склоны освобождаются от снега еще до начала интенсивного снеготаяния. Но это не дает значимого стока и не определяет начала половодья. Более высокие значения прихода суммарной солнечной радиации и меньшая залесенность в бассейне Касмалы при интенсивном снеготаянии определяют не только раннее увеличе-

ние расходов воды в реке, но иногда и большие их значения за половодье по сравнению с Маймой.

Заключение

Репрезентативные для бассейна Верхней Оби малые реки Майма и Касмала, водосборы которых различаются по комплексу физико-географических условий, характеризуются рядом особенностей формирования стока в весеннее половодье за период 1998–2017 гг.

1. Равнинная р. Касмала при больших длине и площади бассейна характеризуется меньшим объемом и слоем стока в период более растянутого по времени половодья, по сравнению с низкогорной р. Майма. Такая ситуация объясняется повышенными значениями годовой и зимней увлажненности низкогорий Алтая, по сравнению с южной частью Западно-Сибирской равнины, а также уклонами в горах.

2. Максимальные расходы с момента начала половодья на р. Касмала формируются, как правило, раньше, чем на р. Майма, что объясняется, в первую очередь, высокой распаханностью первой.

3. Для бассейна р. Касмала выявлена лучшая, чем для бассейна р. Майма, качественная зависимость между годовым коэффициентом водности и коэффициентом стока половодья. Данная закономерность служит подтверждением того факта, что Касмала, в отличие от Маймы, относится к рекам с преимущественно снеговым питанием, а водность года на Майме в меньшей степени зависит от величины стока за половодье. Однако на р. Майма прослеживается лучшая качественная зависимость между величиной осадков за холодный период и величиной слоя стока половодья. Это, в свою очередь, как и ряд других отмеченных особенностей, связано с разницей в условиях снеготаяния, вследствие чего водоотдача с бассейна р. Майма происходит быстрее.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института водных и экологических проблем СО РАН № 1021032422891-7 при частичной поддержке РФФИ (проект № 18-45-220001 p_a).

Литература

- Аванесян Р.А. Пространственно-временная изменчивость стока горных рек в условиях трансформации природной среды (на примере Республики Алтай) : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Барнаул, 2013. 26 с.
- Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. М. : Гидрометеорологическое изд-во, 1974. 422 с.
- Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозой (на примере Горного Алтая). Томск : Изд-во Том. гос. ун-та, 1992. 182 с.
- Бирюков Р.Ю. Интеграция разнородной пространственно-распределенной информации средствами ГИС при создании основы для ландшафтно-гидрологических карт // Мир науки, культуры, образования. 2013. № 2 (39). С. 307–314.
- Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозой. М. : Наука, 1981. 132 с.
- Бураков Д.А., Литвинова О.С. Водно-балансовые зависимости для прогноза стока талых вод на юге Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. 2010. № 3. С. 111–120.

Воскресенский К.П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1962. 542 с.

Галахов В.П. Оценка объема стока периода половодья в бассейне Томи по ежегодным снегозапасам // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2009. № 17. С. 292–295.

Галахов В.П. 2015. Условия формирования половодья малой горной реки (по исследованиям в бассейне реки Майма) // Известия АО РГО. 2015. № 3 (38). С. 35–40.

Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ануй – Катунь в северной части Горного Алтая. Отчёт Катунской съемочной партии по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 200000 листов М–45–I, М–45–II за 1994–2001 гг. / сост. В.А. Кривчиков, П.Ф. Селин, Г.Г. Русанов. Малоенсейское (Фонды геол. информации. Гос. рег. № 13-96-10/1 Росгеолфонда). 2001.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Труды геологического института АН СССР. М. : Наука, 1965. Т. 126. 244 с.

Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Ч. 1: Реки и каналы. Т. 1: Российская Федерация. Вып. 10: Бассейны Оби (от верховьев до с. Александровского), Оми, Тары (в пределах Новосибирской обл.) за 1998–2017 гг. Новосибирск, 1998–2016.

Земцов Ю.Н., Ребезов В.П., Ребезова А.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Иши в Горном Алтае. Отчет Карагайской геолого-съемочной партии за 1969–1973 гг. Бийск, 1973. 153 с.

Золотов Д.В., Лубенец Л.Ф., Черных Д.В. Ландшафтные факторы формирования стока в бассейне реки Майма (Северный и Северо-Восточный Алтай) // Мир науки, культуры и образования. 2012. № 2 (33). С. 360–369.

Комлев А.М., Титова Ю.В. Формирование стока в бассейне Катунь (Горный Алтай). Новосибирск : Наука, 1966. 147 с.

Лубенец Л.Ф., Черных Д.В. Роль Антропогенных модификаций в ландшафтно-гидрологической организации бассейна р. Майма // Вестник Волгоградского государственного университета. Сер. 11. Естественные науки. 2015. № 1 (11). С. 61–67.

Малолетко А.М. К вопросу о возрасте касмалинской свиты Степного Приобья. Вопросы географии Сибири. Томск : Том. гос. ун-т, 1974. С. 72–78.

Паромов В.В. Ресурсы речного стока бассейна Верхней Оби (современная оценка и тенденции изменения). Томск : Том. гос. ун-т, 2002. 113 с.

Попов Е.Г. Основы гидрологических прогнозов. Л. : Гидрометеорологическое изд-во, 1968. 294 с.

Попов О.В. Подземное питание рек. Л. : Гидрометеорологическое изд-во, 1968. 292 с.

Путилин А.Ф. Эрозия почв в лесостепи Западной Сибири. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2002. 184 с.

Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. 6: Равнинные районы Алтайского края и южная часть Новосибирской области. Л. : Гидрометеорологическое изд-во, 1962. 977 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 15: Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1: Горный Алтай и Верхний Иртыш. Л. : Гидрометеорологическое изд-во, 1969. 216 с.

Снежно-водно-ледниковые ресурсы бассейна Верхней Оби и прогнозы стока весеннего половодья. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1986. 254 с.

Сязина А.Г., Кандалов А.Ф. Поиски и оценка проявлений золота на участках Синюхинского рудного поля и прилегающих к нему районов. Отчёт Ушпинской партии за 1969–1972 гг. Бийск, 1972. Ч. 1. 145 с.

Фашевский Б.В. Средний годовой сток рек Верхней Оби. Гляциология Алтая. Томск, 1967. Вып. V. С. 254–262.

Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1978. 307 с.

Черных Д.В., Бирюков Р.Ю., Золотов Д.В., Вагнер А.А. Антропогенные модификации и трансформации ландшафтов в бассейне р. Касмала: классификация и динамика на основе данных дистанционного зондирования // Вестник алтайской науки. 2014. № 1. С. 233–240.

Энциклопедия Алтайского края : в 2 т. Барнаул : Алт. кн. изд-во, 1995. Т. 1. 368 с.

Авторы:

Лубенец Лилия Федоровна, научный сотрудник, кандидат географических, лаборатория ландшафтно-водноэкологических исследований и природопользования, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.

E-mail: lilia_lubenets@mail.ru

Черных Дмитрий Владимирович, главный научный сотрудник, лаборатория ландшафтно-водноэкологических исследований и природопользования, Институт водных и экологических проблем СО РАН; профессор, биологический факультет, кафедра экологии, биохимии и биотехнологии, Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия.

E-mail: chernykh@mail.ru

Коломейцев Андрей Алексеевич, ведущий инженер, лаборатория гидрологии и геоинформатики, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.

E-mail: kolomeyev@iwerp.ru

Geosphere Research, 2021, 4, 110–121. DOI: 10.17223/25421379/21/10

L.F. Lubenets¹, D.V. Chernykh^{1,2}, A.A. Kolomeyev¹

¹*Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia*

²*Altai State University, Barnaul, Russia*

COMPARATIVE ANALYSIS OF CONDITIONS FOR SNOWMELT RUNOFF FORMATION IN REPRESENTATIVE LOWLAND (KASMALA) AND LOW-MOUNTAIN (MAIMA) RIVER BASINS OF THE UPPER OB

The paper deals with main factors of flood-induced runoff formation in two river basins-indicators of the Upper Ob basin, i.e. the low-mountain (Maima) and the lowland (Kasmala) ones. The basins are characterized by similar zonal conditions of heat supply being

at the same time different in geological-geomorphological structure and evolution of landscapes that brings to differences in parameters of the cold period and main characteristics of flood. The results of the analysis of characteristics for the cold and flooding periods as well as calculations of principal indicators of floods for a long-term period are given. The average annual discharge (1998–2017) for the Maima ranges from 4.32–11.90 m³/s (average 8.41 m³/s), while for the Kasmala (1998–2017) – 0.43–3.04 m³/s (1.78 m³/s). The duration of the cold period at rivers Maima and Kasmala is 109–155 and 113–162 days, respectively. The study rivers are contrasting by major indicators of high water. Generally, the volume of snowmelt runoff on the Maima is 1.5 and the average discharge is three times greater than on the Kasmala. However, maximum discharges are higher at the Kasmala river that indicates the difference in snowmelt conditions in these river basins. Flood on the Maima usually begins in the third decade of March (in 60 % of cases during the observation period), less often – in the second decade of March (25 %) and the first decade of April (15 %), whereas on the Kasmala – in the third decade of March (60 %), less often – in the second decade of March (15 %) and in the first (15 %) – the second (10 %) decades of April. Maximum discharges (20.60–110.00 m³/s) on the Maima river usually occur on day 24 and on the Kasmala (3.50–150.00 m³/s) – on day 18, after the flood onset. For these basins, the difference in dependences of snowmelt runoff volume on physical and geographical features are established. In contrast to the low-mountain river Maima, the lowland Kasmala river with its larger length and catchment area is distinguished by a smaller volume and runoff depth during a low water period. This is due to higher annual and winter moisture content of low mountains and larger stream gradients responsible for a shorter water lag time. Along with the specific geological structure, larger gradients provide greater runoff from the Maima basin and shorter flood duration as compared to the Kasmala one. The study rivers show mutually contradictory trends characterizing the relationship between the runoff coefficient during high water and the annual water content coefficient, and the relationship between the total precipitation for the cold period and the runoff depth during high water. The annual water content of the Kasmala with a predominantly snow-alimentation type is more dependent on floodwater than that of the Maima River with its mixed type of alimentation. For the latter, runoff volume changes in proportion to total precipitation during the cold period that is due to larger gradients of the catchment area and less Quaternary deposits cover as compared to the Kasmala River. With a flood period onset, maximum discharges from the Kasmala River are formed earlier than on the Maima. This is explained by a considerable arrival of total solar radiation to the underlying surface, less forest cover and frozen soils in the Kasmala basin.

Key words: meltwater runoff, river basin, basin-indicator, modular ratio of water content, flood, flood hydrograph, runoff volume, runoff depth, runoff coefficient

References

- Avanesyan R.A. *Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' stoka gornyh rek v usloviyah transformacii prirodnoj sredy (na primere Respubliki Altaj)*. [Spatial-temporal variability of mountain river runoff under natural environment transformation (by the example of the Republic of Altai)] // Abstract of a thesis (Ph.D. in Geography (25.00.36.). Barnaul, 2013. 26 p. In Russian
- Apollov B.A., Kalinin G.P., Komarov V.D. *Kurs gidrologicheskikh prognozov*. [A course of hydrological forecasts]. Hydrometeorological publishing house. Moscow. 1974. 422 p. In Russian
- Baryshnikov G.Ya. *Razvitie rel'efa perekhodnykh zon gornyh stran v kajnozoe (na primere Gornogo Altaya)* [Relief development in transition zones of mountain countries in the Cenozoic (by the example of the Altai Mountains)]. Tomsk: Publishing house of Tomsk State University, 1992. 182 p. In Russian
- Biryukov R.Yu. *Integraciya raznorodnoj prostranstvenno-raspredelennoj informacii sredstvami GIS pri sozdanii osnovy dlya landshaftno-gidrologicheskikh kart* [Integration of heterogeneous spatially distributed information with GIS tools for creating landscape and hydrological map basis] // World of science, culture, and education. 2013. No 2(39). pp. 307–314. In Russian
- Bogachkin B.M. *Istoriya tektonicheskogo razvitiya Gornogo Altaya v kajnozoe* [Tectonic development of the Altai Mountains in the Cenozoic]. Moscow: Nauka, 1981. 132 p. In Russian
- Burakov D.A., Litvinova O.S. *Vodno-balansovye zavisimosti dlya prognoza stoka talykh vod na yuge Zapadno-Sibirskoj ravniny* [Water-balance dependencies for forecasting meltwater runoff in the south of the West Siberian plain] // Geography and natural resources. 2010. No 3. pp. 111–120. In Russian
- Voskresensky K.P. *Norma i izmenchivost' godovogo stoka rek Sovetskogo Soyuza* [Rate and variability of annual runoff in the USSR rivers]. Leningrad: Hydrometeorological publishing house, 1962. 542 p. In Russian
- Galakhov V.P. *Ocenka ob'ema stoka perioda polovod'ya v bassejne Tomi po ezhegodnym snegozapasam* [Annual snow reserves-based estimation of runoff volume in the Tom basin during the flood period] // Mining Information and Analytical Bulletin. 2009. 17. pp. 292–295. In Russian
- Galakhov V.P. *Usloviya formirovaniya polovod'ya maloj gornoj reki (po issledovaniyam v bassejne reki Majma)* [Conditions for flood formation on a small mountain river (according to studies in the Maima river basin)] // News of AB RGS. 2015. No 3(38). pp. 35–40 p. In Russian
- Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye mezhdurech'ya Anui – Katun' v severnoj chasti Gornogo Altaya. Otchyot Katunskoj s'yomochnoj partii po sostavleniyu i podgotovke k izdaniyu Gosudarstvennoj geologicheskoy karty masshtaba 1:200000* [Geological structure and minerals of the Anui – Katun river in the north of the Altai Mountains. Report of the Katun survey party on preparation and publication of the state geological map of scale 1: 200,000 sheets of M-45-I, M-45-II for 1994–2001]. Compiled by Krivchikov V.A., Selin P.F., Rusanov G.G. Maloeniseyskoye. (Geol. information funds. State reg. № 13-96-10/1 of Rosgeolfond). 2001. In Russian
- Devyatkin E.V. *Kajnozoijskie otlozheniya i neotektonika Yugo-Vostochnogo Altaya* [The Cenozoic deposits and neotectonics of South-Eastern Altai] // Proceedings of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences 126. Moscow: Nauka, 1965. 244 p. In Russian
- Ezhegodnye dannye o rezhime i resursah poverhnostnykh vod sushy* [Annual data on regime and resources of inland surface waters] // Part 1. Rivers and canals. Vol. 1. Russian Federation. Issue 10. Basins of rivers Ob (from the upper reaches to Alexandrovskoye village), Om, and Tara (within the Novosibirsk region) for 1998–2017. Novosibirsk. In Russian
- Zemcov YU.N., Rebezov V.P., Rebezova, A.D. *Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye bassejna srednego techeniya r. Ishi v Gornom Altai* [Geological structure and minerals of the mid-stream Ishi river basin in the Altai Mountains] // Report of the Karagay geological survey party for 1969–1973. Biysk, 1973. 153 p. In Russian
- Zolotov D.V., Lubenets L.F., Chernykh D.V. *Landshaftnye faktory formirovaniya stoka v bassejne reki Majma (Severnyj i Severo-Vostochnyj Altaj)* [Landscape factors of runoff formation in the Maima river basin (North and North-East Altai)] // World of science, culture and education. 2012. 2(33). pp. 360–369. In Russian

- Komlev A.M., Titova Yu.V. *Formirovanie stoka v bassejne Katuni (Gornyy Altaj). Izdatel'stvo «Nauka» Sibirskoe otделение* [Runoff formation in the Katun basin (Mountainous Altai)] // Novosibirsk: "Nauka" publishing house, Siberian Branch. 1966. 147 p. In Russian
- Lubenets L.F., Chernykh D.V. *Rol' Antropogennykh modifikacij v landshaftno-gidrologicheskoy organizacii bassejna r. Majma* [The role of anthropogenic modifications in landscape and hydrological organization of Maima river basin] // Bulletin of Volgograd State University. Series 11. Natural Sciences. 2015. No 1(11). pp. 61–67. In Russian
- Maloletko A.M. *K voprosu o vozraste kasmalinskoy svity Stepnogo Priob'ya* [On the age of Kasmala suites of the Steppe Ob region] // Issues of Geography of Siberia. Tomsk: Tomsk State University, 1974. pp. 72–78. In Russian
- Paromov V.V. *Resursy rechnogo stoka bassejna Verhnej Obi (sovremennaya ocenka i tendencii izmeneniya)* [Resources of river runoff in the Upper Ob basin (current assessment and trends)]. Tomsk: Tomsk State University, 2002. 113 p. In Russian
- Popov E.G. *Osnovy gidrologicheskikh prognozov* [Fundamentals of hydrological forecasts. Leningrad: Hydrometeorological publishing house, 1968. 294 p. In Russian
- Popov O.V. *Podzemnoe pitanie rek. Gidrometeorologicheskoe izdatel'stvo* [Underground alimentation of rivers]. Leningrad: Hydrometeorological publishing house, 1968. 292 p. In Russian
- Putilin A.F. *Eroziya pochv v lesostepi Zapadnoj* [Sibiri Soil erosion in the forest-steppe of Western Siberia]. Novosibirsk: Publishing house of SB RAS, 2002. 184 p. In Russian
- Resursy poverhnostnykh vod rajonov osvoeniya celinnykh i zaleznykh zemel'* [Surface water resources in the areas of virgin and fallow lands development. Vol. 6. Flat areas of Altai Territory and the southern part of the Novosibirsk region] / Uryvaeva V.A. (ed.). Leningrad: Hydrometeorological publishing house, 1962. 977 p. In Russian
- Resursy poverhnostnykh vod SSSR: Gidrologicheskaya izuchennost'* [Surface water resources of the USSR: Hydrological study. V. 15. Altai and Western Siberia. Vol. 1. Mountain Altai and Upper Irtysh] / Zeeberg V.V. Leningrad: Hydrometeorological publishing house, 1969. 216 p. In Russian
- Snezho-vodno-lednikovye resursy bassejna Verhnej Obi i prognozy stoka vesennego polovoda* [Snow-water-glacial resources of the Upper Ob basin and forecasts of spring flood runoff] Tomsk: Tomsk State University, 1986. 254 p. In Russian
- Syazina A.G., Kandalov A.F. *Poiski i ocenka proyavleniy zolota na uchastkah Sinyuhinskogo rudnogo polya i prilegayushchikh k nemu rajonov* [Prospecting and evaluation of gold manifestations in the Sinyuhinsky ore field and adjacent areas. Report of the Ushpinsky party for 1969–1972 Part 1] Biysk. 1972. 145 p. In Russian
- Fashchevsky B.V. *Srednij godovoy stok rek Verhnej Obi* [Annual mean runoff of the Upper Ob Rivers. Glaciology of Altai]. Issue V. 1967. pp. 254–262. In Russian
- Chebotaev A.I. *Gidrologicheskij slovar'* [Hydrological dictionary]. Leningrad: Hydrometeorological publishing house. 1978. 307 p. In Russian
- Chernykh D.V., Biryukov R.Yu., Zolotov D.V., Wagner A.A. *Antropogennye modifikacii i transformacii landshaftov v bassejne r. Kasmala: klassifikaciya i dinamika na osnove dannykh distancionnogo zondirovaniya* [Anthropogenic modifications and transformations of landscapes in the Kasmala river basin: classification and dynamics based on remote sensing data] // Bulletin of Altai Science 1. 2014. pp. 233–40. In Russian
- Enciklopediya Altajskogo kraja: v dvuh tomah* [Encyclopedia of Altai Krai: in two volumes]. Barnaul: Altai publishing house, 1995. V. 1. 368 p. In Russian

Author's:

Lubenets Lilia F., Cand. Sci. (Geography), Researcher, Laboratory of Landscape-Water-Ecological Research and Nature Management, Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia.

E-mail: lilia_lubenets@mail.ru

Chernykh Dmitry V., Dr. Sci. (Geography), Chief Researcher, Laboratory of Landscape-Water-Ecological Research and Nature Management, Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia; Professor, Faculty of Biology, Department of Ecology, Biochemistry and Biotechnology, Altai State University, Barnaul, Russia.

E-mail: chernykhd@mail.ru

Kolomeyev Andrey A., Lead Engineer, Laboratory of Hydrology and Geoinformatics, Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia.

E-mail: kolomeyev@iwep.ru

ЮБИЛЕЙНАЯ ДАТА

НАЧАЛО ПУТИ – ЖУРНАЛУ «ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ» ИСПОЛНИЛОСЬ ПЯТЬ ЛЕТ (2016–2021 гг.)

В.В. Врублевский, Е.М. Асочакова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия



В 2021 г. научному журналу Национального исследовательского Томского государственного университета «Геосферные исследования/Geosphere Research» исполнилось пять лет. Официальный статус периодического печатного издания был получен 14 июля 2016 г. В настоящее время журнал выходит 4 раза в год и распространяется по подписке, на веб-сайте <http://journals.tsu.ru/geo/> и на портале электронной библиотеки e-library.ru. Журнал включен в мировые базы цитирования Web of Science (ноябрь 2019 г.) и Scopus (март 2021 г.).

Ключевые слова: научный журнал, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет, геология, география

Научный журнал «Геосферные исследования/Geosphere Research» был учрежден в 2016 г. по коллегиальному решению руководства Национального исследовательского Томского государственного университета (ТГУ) и геолого-географического факультета (ГГФ) ТГУ в связи с увеличивающимся спросом к публикациям результатов научных исследований в открытой печати. Это решение было принято в начале 2016 г., а уже 14 июля 2016 г. журнал получил статус периодического издания (свидетель-

ство о регистрации СМИ ПИ № ФС77-66443) в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций и лицензию на деятельность.

Первый номер журнала вышел в свет в декабре 2016 г. В настоящее время журнальные выпуски издаются 4 раза в год и размещаются в сети Интернет на сайте журнала <http://journals.tsu.ru/geo/> (рис. 1), а также на портале электронной библиотеки e-library.ru.



Рис. 1. Главная web-страница сайта журнала <http://journals.tsu.ru/geo/>

Fig. 1. Main web page of the journal site <http://journals.tsu.ru/geo/>

За разработку общей концепции журнала университет как учредитель награжден дипломом 14-й Международной выставки «НЕДРА-2017. Изучение. Разведка. Добыча» (рис. 2). Идею создание нового журнала поддержали многие сотрудники институтов Академии наук и высших учебных заведений страны, зарубежных университетов, общественных организаций «Российское геологическое общество» и «Русское географическое общество».

Первым главным редактором журнала стал известный канадский ученый из Карлетонского университета (Оттава, Канада) профессор Р.Э. Эрнст. В состав редакционной коллегии вошли такие признанные в мире авторитеты, как академики РАН А.Э. Конторович, В.А. Коротеев, М.И. Кузьмин, В.В. Ревердатто, В.В. Ярмолюк, член-корреспон-

денты РАН И.В. Гордиенко, Г.В. Поляков, Е.В. Скляр, О.Н. Соломина, профессора Д. Бэнкс (Глазго, Великобритания), Г. Гутиеррес-Алонсо (Саламанка, Испания), К.Р. Чамберлейн (Вайоминг, США), А.А. Эрнст (Гамбург, Германия), О.С. Покровский (Тулуза, Франция).

В настоящее время после произошедших в начале 2019 г. изменений в российском законодательстве главным редактором журнала является профессор Национального исследовательского Томского государственного университета В.В. Врублевский. Различные направления редакционной деятельности координируют заместители главного редактора профессора Р.Э. Эрнст и А.В. Шпанский (ТГУ) и ответственный секретарь доцент ГГФ ТГУ, кандидат геолого-минералогических наук Е.М. Асочакова (рис. 3).



ДИПЛОМ

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ
НАГРАЖДАЕТ

*Национальный исследовательский
Томский государственный университет*

**за разработку концепции
научного журнала
«Геосферные исследования»**

**14 международная выставка
НЕДРА - 2017
ИЗУЧЕНИЕ. РАЗВЕДКА. ДОБЫЧА**

Заместитель Министра природных ресурсов
и экологии Российской Федерации –
руководитель Федерального агентства
по недропользованию

Е.А. Киселев

Президент Российского
геологического общества

В.П. Орлов

28 - 30 марта 2017 г.

Рис. 2. Диплом 14-й Международной выставки «НЕДРА-2017. Изучение. Разведка. Добыча»

Fig. 2. Diploma of the 14th International Exhibition «NEDRA-2017. Research. Exploration. Mining»



Главный редактор:
Василий Васильевич
Врублевский,
доктор геолого-
минералогических наук,
заведующий кафедрой
динамической геологии,
Национальный
исследовательский Томский
государственный университет,
Томск, Россия



**Заместитель
главного редактора:**
Ричард Эверетт Эрнст,
профессор,
Карлетонский университет,
Оттава, Канада



**Заместитель
главного редактора:**
Андрей Валерьевич Шпанский,
доктор геолого-
минералогических наук,
профессор, Национальный
исследовательский Томский
государственный университет,
Томск, Россия



Ответственный секретарь:
Евгения Михайловна
Асочакова,
кандидат геолого-
минералогических наук,
доцент, Томский
государственный университет,
Томск, Россия

Рис. 3. Состав научной редакции

Рис. 3. Staff of the scientific editorial office

Журнал публикует статьи и обзоры по различным аспектам наук о Земле, включая актуальные вопросы современной геологии, географии и геоэкологии с акцентом на исследованиях Евразийского континента. Внимание уделяется прошедшим научным мероприятиям и другим знаменательным событиям. В отличие от иных подобных изданий, тематика освещаемых материалов охватывает многие области естествознания, такие как региональная геология, палеонтология, минералогия, петрология, геохимия, геотектоника, геология месторождений полезных ископаемых и металлогения, геофизика, физическая география и геоморфология, гидрометеорология и климатология, гляциология, геоэкология и природопользование. Междисциплинарный подход призван способствовать объединению известных специалистов и начинающих молодых ученых на пути развития новых идей в современном мировоззрении.

Редакционная коллегия журнала придерживается принятых международным сообществом принципов

публикационной этики согласно рекомендациям Комитета по этике научных публикаций (Committee on Publication Ethics, COPE), а также учитывает опыт авторитетных международных изданий.

За пять лет (с 2016 по 2021 г.) выпущен 21 номер журнала, опубликовано 175 научных статей и кратких сообщений (таблица). Более половины из них были подготовлены представителями вузовского и академического сообщества из крупных научно-образовательных центров нашей страны (рис. 4, 5).

Среди публикаций пока преобладают работы геологической тематики, однако популярность географических изысканий возрастает и количество профильных статей составляет уже почти треть всех печатных трудов. Наряду с всероссийским статусом (5-летний РИНЦ фактор = 0,256), журнал получил международное признание и был включен в мировые базы цитирования Web of Science (ноябрь 2019 г.) и Scopus (март 2021 г.).

Статистика публикационной активности журнала с 2016 по 2021 г.

Statistics of publication activity of the journal from 2016 to 2021

Тематика	Год выпуска (количество выпусков)						Всего	%
	2016 (1)	2017 (4)	2018 (4)	2019 (4)	2020 (4)	2021 (4)		
Геология	8	21	20	17	15	21	102	58
География	2	8	2	7	21	17	57	33
Другие	1	2	4	4	3	2	16	9
<i>Статьи, всего</i>	<i>11</i>	<i>31</i>	<i>26</i>	<i>28</i>	<i>39</i>	<i>40</i>	175	<i>100</i>
Организация*	8/3	14/19	11/17	12/16	14/25	13/16	72/96	43/57

* Публикации сотрудников ТГУ/других организаций.

* Publications of TSU staff/other organizations.

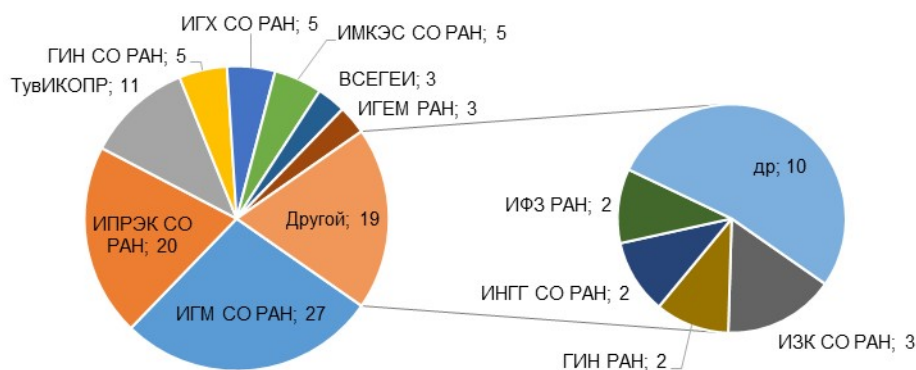


Рис. 4. Распределение публикаций по научным институтам Российской академии наук (РАН) и Сибирского отделения РАН

Fig. 4. Distribution of publications by scientific institutes of the Russian Academy of Sciences (RAS) and the Siberian Branch of the RAS

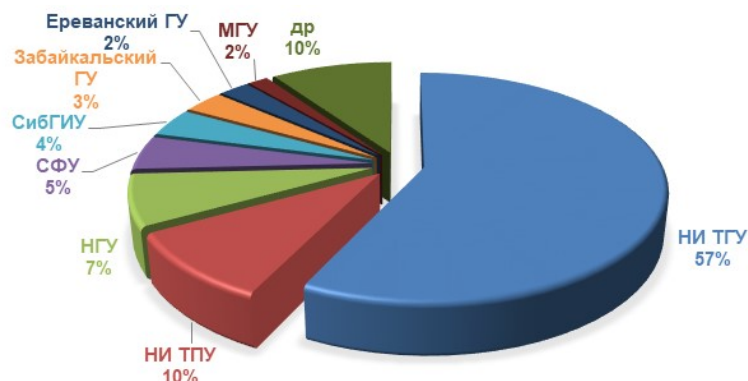


Рис. 5. Распределение публикаций по университетам Российской Федерации

Fig. 5. Distribution of publications by universities of the Russian Federation

В связи с возросшим интересом к публикациям в журнале возникла необходимость реорганизации его деятельности. Среди приоритетных задач планируются следующие:

- 1) оптимизация состава редакции, редколлегии и редакционного совета с учетом международных требований;
- 2) разделение полномочий членов редколлегии в работе тематических секций, совершенствование отбора и статистики пула рецензентов;
- 3) переход на систему раннего цитирования статей, принятых к печати;
- 4) строгий мониторинг за научным уровнем принимаемых статей и адекватности их оценки;
- 5) избирательная публикация материалов актуальных исследований, результаты которых были представлены на международных конференциях;
- 6) привлечение новых форм работы для повышения международного рейтинга журнала и его включение в категорию изданий с квантилем.

Выпуск журнала осуществляется на некоммерческой основе и финансируется из фондов учредителя. Весь период журнал пользовался моральной и правовой поддержкой руководства вуза (ректор Э.В. Галажинский, начальник Научного управления Т.С. Краснова, зам. проректора по научной и инновационной деятельности И.В. Ивонин) и факультета (декан ГГФ П.А. Тишин, Г.М. Татьяна). Редакция признательна членам редколлегии и редакционного совета журнала за всемерную помощь в рассмотрении и подготовке материалов. Особой благодарности заслуживают оппоненты рукописей за их трудную и бескорыстную, но принципиально важную работу. Большой вклад в рецензирование внесли сотрудники университетов и академических институтов: И.В. Афонин, Е.М. Бурканова, О.В. Бухарова, Л.И. Быстрицкая, Д.А. Вершинин, И.П. Вершинина, М.А. Волкова, И.В. Вологодина, И.Ф. Гертнер, В.П. Горбатенко, О.М. Гринев, Е.М. Дутова, Н.С. Евсеева, А.В. Ерофеев, В.В. Зем-

цов, Т.А. Зенченко, Л.А. Зырянова, И.С. Иванова, А.Ю. Казанский, В.С. Каменецкий, З.Н. Квасникова, Р.В. Кнауб, А.Д. Котельников, И.В. Кужевская, О.Л. Кузнецов, Я.В. Кузьмин, А.С. Механошин, Г.В. Нестеренко, И.С. Новиков, О.В. Носырева, В.П. Парначев, А.В. Поздняков, Ю.А. Преис, Т.В. Ромашова, О.Г. Савичев, В.Л. Свешникова, Н.М. Семенова, А.А. Синюткина, М.Г. Сухова, О.М. Туркина, Ю.В. Харанжевская, В.В. Хромых,

Н.Н. Чередыко, А.И. Чернышов, Е.Г. Язиков, Krzysztof Stefaniak.

Редакционная коллегия журнала благодарит сотрудников Издательства Томского государственного университета – главного редактора К.Г. Шилько, редактора Ю.П. Готфрид, верстальщика А.И. Лелю и дизайнера Л.Д. Кривцову за ответственный и профессиональный подход в подготовке материалов к печати.

Авторы:

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

Асочакова Евгения Михайловна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Geosphere Research, 2021, 4, 122–126. DOI: 10.17223/25421379/21/11

V.V. Vrublevskii, E.M. Asochakova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

THE BEGINNING OF THE JOURNEY – TO THE JOURNAL “GEOSFERNYE ISSLEDOVANIYA-GEOSPHERE RESEARCH” IS FIVE YEARS OLD (2016–2021)

In 2021, the scientific journal of the National Research Tomsk State University “GEOSFERNYE ISSLEDOVANIYA-GEOSPHERE RESEARCH” turned five years old. The official status of the periodical was obtained on July 14, 2016. Currently, the journal is published four times a year and distributed by subscription, on the website <http://journals.tsu.ru/geo/> and on the electronic library portal e-library.ru. The journal is included in the world citation databases Web of Science (November 2019) and Scopus (March 2021).

Key words: *scientific journal, National Research Tomsk State University, Geology and Geography Faculty, geology, geography*

Author's:

Vrublevskii Vassily V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head of Department of Dynamical Geology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: vasvr@yandex.ru

Asochakova Evgeniya M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2021. № 4

Редактор Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 10.12.2021 г. Формат 60х84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 16; усл. печ. л. 14,8.
Тираж 50 экз. Заказ № 4845. Цена свободная.

Дата выхода в свет 17.12.2021 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательства Томского государственного университета
634050, г. Томск, Ленина, 36
Тел. 8(382-2)–52-98-49; 8(382-2)–52-96-75
Сайт: <http://publish.tsu.ru>; E-mail: rio.tsu@mail.ru