

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2021

№ 1

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

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

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

Томский государственный университет
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

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.-корр. РАН, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Чамберлейн К.Р., профессор Университета Вайоминга, Ларамии, США

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

Эрнст А.А., профессор Гамбургского университета, Гамбург, Германия

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

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

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

Founder – Tomsk State University

“Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

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

EDITORIAL BOARD

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

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

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- Абрамов Б.Н.** Хапчерангинское оловополиметаллическое месторождение: геохимические особенности, вероятные источники рудного вещества (Восточное Забайкалье) 6
- Кужугет Р.В., Зайков В.В., Анкушева Н.Н.** Золото-селенидно-теллуридная минерализация Алдан-Маадырского рудного узла (Западная Тува) 18
- Пешков А.А., Чернышов А.И., Бестемьянова К.В.** Минералогические особенности ультрамафитов Агардагского массива (Юго-Восточная Тыва) 33

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

- Волчатова Е.В., Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Кербер Е.В., Решетова С.А., Щетников А.А., Филинов И.А.** История растительности бассейна озера Ильчир (Восточный Саян) за последние 8500 лет 49
- Подобина В.М.** Скрытые перерывы в стратиграфии палеогена Западной Сибири 61

ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Игнатьева А.В., Кнауб Р.В.** Критерии оценки интегрального индекса риска чрезвычайных ситуаций различного генезиса для территории Сибирского Федерального Округа 76
- Солодухина М.А., Бондаревич Е.А., Михайлова Л.А., Витковский Ю.А., Филенко Р.А.** Эколого-геохимическая оценка распределения токсичных элементов в почвенном покрове в зоне воздействия горно-обогатительного комбината (на примере Хапчерангинского горно-обогатительного комбината, Забайкальский край) 87

ГИДРОЛОГИЯ

- Маргарян В.Г., Вершинин Д.А.** Проявления изменения климата в ледовом режиме рек бассейна р. Дебед (Армения) 94

ПРИКЛАДНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

- Кулакова Е.П., Дедов И.Е., Мещерякова О.А., Курбанов Р.Н.** Опыт экспериментального изучения петромагнитных индикаторов археологических палеокострищ на примере лёссов Киргизии 104

ДИСКУССИЯ

- Гутак Я.М.** Становление структуры западной части Алтае-Саянской складчатой области (мезозойский этап) 123

CONTENTS

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Abramov B.N.** Khapcheranginsky tin-polymetallic deposit: geochemical features, probable sources of ore material (Eastern Transbaikalia) 6
- Kuzhuget R.V., Zaykov V.V., Ankusheva N.N.** Au-Se-Te mineralization of the Aldan-Maadyr gold-ore cluster (Western Tuva) 18
- Peshkov A.A., Chernyshov A.I., Bestemyanova K.V.** Mineralogical features of ultramafites of the Agardag massif (South-Eastern Tyva) 33

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

- Volchatova E.V., Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Kerber E.V., Reshetova S.A., Shchetnikov A.A., Filinov I.A.** Vegetation history in the Lake Ilchir basin (East Sayan Mountains) for the last 8500 years 49
- Podobina V.M.** The latent interruptions in Paleogene stratigraphy of Western Siberia 61

GEOECOLOGY

- Ignateva A.V., Knaub R.V.** Criteria for evaluating an index for risk-management of extraordinary situations of various genesis for the territory of the Siberian Federal District 76
- Solodukhina M.A., Bondarevich E.A., Mikhailova L.A., Vitkovsky Yu.A., Filenko R.A.** Ecological and geochemical assessment of the distribution of toxic elements in the soil cover in the impact zone of a mining and processing plant (using the example of the Khapcheranginsky mining and processing plant (Transbaikal Territory)) 87

HYDROLOGY

- Margaryan V.G., Vershinin D.A.** Manifestations of climate change in the ice regime of the rivers of the Debed River basin (Armenia) 94

APPLIED GEOPHYSICAL METHODS

- Kulakova E.P., Dedov I.E., Meshcheriakova O.A., Kurbanov R.N.** First experimental study of rock-magnetic indicators of archaeological paleo-hearths on the example of Kyrgyzstan loess 104

DISCUSSION

- Gutak Ja.M.** Development of structure of the west part of the Altae-Sayan Orogen (The Mesozoic Stage) 123

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

УДК 553.45:553.452

ХАПЧЕРАНГИНСКОЕ ОЛОВОПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)



Б.Н. Абрамов

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

Отмечается четкая горизонтальная зональность оруденения относительно Хапчерангинского штока. Выявлено, что формирование даек диоритовых порфириров и рудоносных лейкократовых гранитов Хапчерангинского штока происходило из единого глубинного магматического очага. Это подтверждается их соответствием единому эталонному интрузивному тренду щелочных лейкогранитов, близкими возрастными интервалами их формирования (163 ± 7 – 165 – 170 ± 7 млн лет), а также наличие оловополиметаллического оруденения в дайках диоритовых порфириров.

Ключевые слова: Хапчерангинское месторождение, магматические очаги, источники оруденения, степень дифференциации, индикаторные отношения элементов, Восточное Забайкалье.

Введение

Хапчерангинское оловополиметаллическое месторождение расположено в южной части Забайкальского края в оловянно-вольфрамово-редкометалльном поясе, выделенном С.С. Смирновым [Смирнов, 1936]. Особенности геологического строения месторождения описаны в работах многих предшествующих исследователей [Константинов и др., 1971; Онтоев, 1974; Гонгальский, Сергеев, 1993]. Представленная работа дополнит сведения о геохимических особенностях пород и руд Хапчерангинского месторождения. Актуальность статьи заключается в выяснении условий формирования, обнаружении связи оруденения с конкретными магматическими образованиями. Исследование имеет большое значение для понимания условий образования подобных месторождений. Ранее магматические источники пород дайкового комплекса не рассматривались как возможные источники оруденения.

Методы исследования

Аналитические исследования проведены в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Определение элементного состава пород проводилось рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ЭДПС-1, аналитик Б.Ж. Жалсараев. Содержание редкоземельных элементов установлено ICP-AES-методом (атомно-эмиссионная спектроскопия с индуктивно-связанной плазмой). Средство измерения – атомно-эмиссионный спектрометр ОРТИМА 2000 DV (PerkinElmer), аналитики Л.А. Левантуева, Т.И. Казанцева, А.А. Цыренова.

Содержание петрогенных компонентов определялось стандартным методом «мокрой» химии.

Краткая геологическая характеристика Хапчерангинского оловополиметаллического месторождения

В Хапчерангинском рудном районе развиты Хапчерангинское, Курултыкенское и Тарбальджейское рудные поля, расположенные в узлах пересечения Тарбальджейского глубинного разлома с тектоническими нарушениями северо-западного простирания. Рудная минерализация в месторождениях пространственно связана со скрытым Хапчерангинским гранитным массивом. Гравиметрическими исследованиями на разных глубинах установлено наличие вытянутых вдоль Тарбальджейского глубинного разлома кровли гранитоидов Хапчерангинского массива, не выходящих на дневную поверхность (рис. 1).

Размеры кровли интрузии, по геофизическим данным, занимают площадь 50 км^2 . Отмечаются три выступа кровли интрузии: Хапчерангинский, обнажающийся на дневной поверхности, и Центральный и Тарбальджейский, выделенные по геофизическим данным [Зорин, Бугров, 1964]. В геологическом строении Хапчерангинского месторождения принимают участие граниты Хапчерангинского массива харалгинского комплекса (J_{2-3}), дайковый комплекс пород среднепозднеюрского возраста, осадочные отложения ингодинской серии (C_{1-2}), отложения хапчерангинской серии (T_1) (рис. 2). Хапчерангинский шток сложен резкопорфировидными гранитами и маломощной зоной гранит-порфириров в апикальной части купола. К экзо-

эндоконтактовой части штока приурочено редкометалльное грейзеновое оруденение. По данным Р.М. Константинова и соавт. образование грейзеновой формации Хапчерангинского месторождения происходило во временной период $165-170 \pm 7$ млн лет. Образование касситерит-сульфидной формации, развитой южнее Хапчерангинского штока, происходило в интервале $148 \pm 5,0$ млн лет [Константинов и др., 1971].

В пределах рудного поля дайковый комплекс представлен диоритовыми порфиридами, лампрофирами, кварцевыми порфирами, диабазовыми порфиридами [Онтоев, 1974]. Дайки диоритовых порфиридов и лампрофиров локализованы в разрывных структурах субмеридионального и северо-западного простирания. Установлено, что дайки диоритовых порфиридов, расположенные вблизи Хапчерангинского штока, подвергнуты контактовому метаморфизму – интенсивно биотитизированы и местами превращены в роговики. Это свидетельствует о догранитном возрасте даек. На глубоких горизонтах месторождения отмечено пересечение даек диорито-

вых порфиридов дайками кварцевых порфиридов. Абсолютный возраст даек диоритовых порфиридов, расположенных вблизи Хапчерангинского массива, составляет 163 ± 7 млн лет [Онтоев, 1974]. Близость временного интервала формирования даек диоритовых порфиридов и грейзеновой формации Хапчерангинского штока свидетельствует о возможном единстве магматических источников их формирования.

В результате поисково-разведочных и тематических исследований соотношения дайковых комплексов с рудными телами выявлено, что дайки диоритовых порфиридов являются дорудными, а кварцевых порфиридов (палеориолитов) – синрудными. Эти данные свидетельствуют о двух основных временных интервалах магматической активности. Наиболее важными структурными элементами Хапчерангинского месторождения являются зоны тектонических нарушений субширотного и северо-западного направлений. В зонах тектонических нарушений локализовано большинство оловополиметаллических рудных тел (рис. 2).

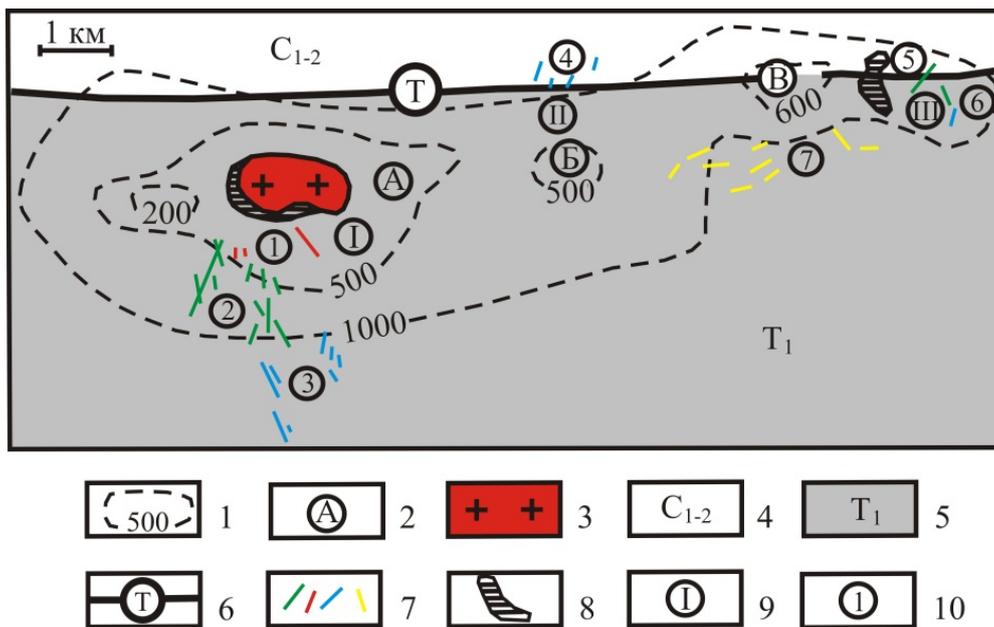


Рис. 1. Схема Хапчерангинской интрузии, по геофизическим данным [Зорин, Бугров, 1964], и размещения месторождений Хапчерангинского рудного района

1 – линии равных глубин залегания кровли гранитов; 2 – выступы кровли Хапчерангинской интрузии: А – Хапчерангинский, Б – Центральный, В –Тарбальджейский; 3 – граниты Хапчерангинского штока; 4 – вмещающие филлиты и сланцы ингодинской серии (C_{1-2}); 5 – песчаники и алевролиты хапчерангинской серии (T_1); 6 – Тарбальджейский разлом; 7 – рудные жилы; 8 – штокверки; 9 – рудные поля: I – Хапчерангинское, II – Курултыкенское, III – Тарбальджейское; 10 – месторождения (цифры в кружках): 1 – Гранитное грейзеновое оловянно-вольфрамовое, 2 – Хапчерангинское хлорит-сульфидно-касситеритовое, 3 – Южный участок свинцово-цинковое, 4 – Курултыкенское полиметаллическое, 5 – Тарбальджейское оловянное, 6 – Курултейское оловянно-полиметаллическое, 7 – Тарбальджейское золоторудное

Fig. 1. Scheme of Khapcheranginsky intrusion, based on geophysical data [Zorin, Bugrov, 1964], and location of deposits of Khapcheranginsky ore district

1 – Equal depth lines of the granite roof bedding; 2 – roof protrusions of Khapcheranginsky intrusion: A – Khapcheranginsky, B – Central, C – Tarbaldzheysky; 3 – granites of Khapcheranginsky rod; 4 – host phyllites and shales of Ingodinsky series (C_{1-2}); 5 – sandstones and siltstones of Khapcheranginsky series (T_1); 6 – Tarbaldzheysky fault; 7 – ore veins; 8 – stockworks; 9 – ore fields: I – Khapcheranginsky, II – Kurultikensky, III – Tarbaldzheysky; 10 – deposits (numbers in circles): 1 – Granite greisen tin-tungsten deposit; 2 – Khapcheranginsky chlorite-sulphide-cassiterite deposit; 3 – Southern section lead-zinc deposit; 4 – Kurultikensky polymetallic deposit; 5 – Tarbaldzheysky tin deposit; 6 – Kurulteysky tin-polymetallic deposit; 7 – Tarbaldzheysky gold ore deposit

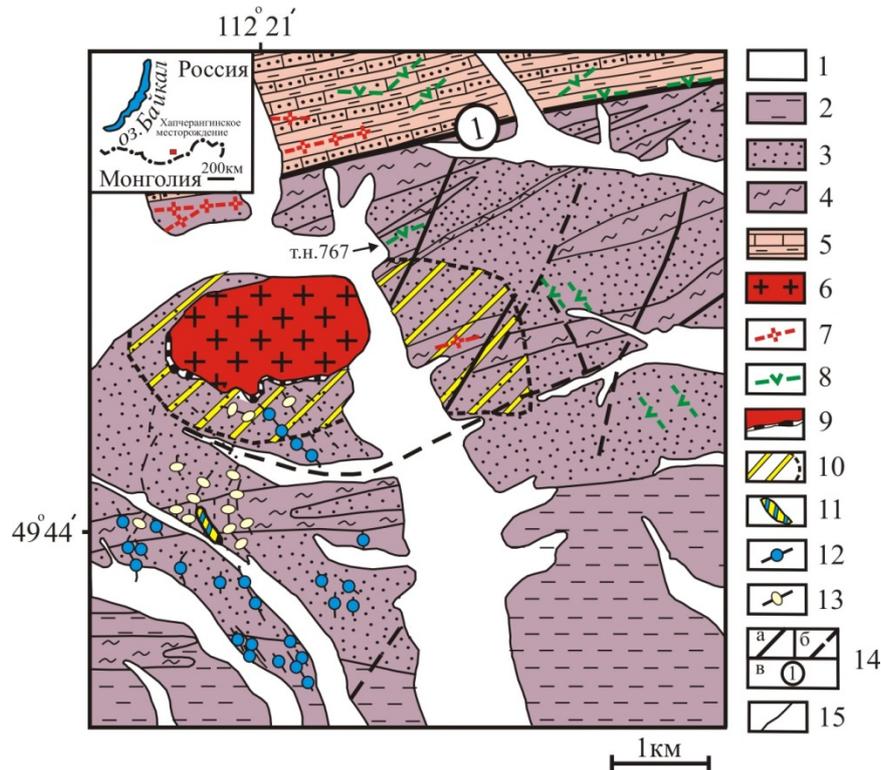


Рис 2. Схема геологического строения Хапчерангинского оловополиметаллического месторождения [по данным В.Д. Куклина, В.Н. Полягина, Н.И. Винникова, А.Р. Кучуриной, 1975 фонды]

1 – Четвертичные отложения (пески, галечники, суглинки, глины); Хапчерангинская серия (Т) нижний отдел: 2 – глинистые и алевролитистые сланцы с прослоями песчаников, 3 – полимиктовые и кварцитовидные песчаники, туфо-песчаники, реже глинистые и алевролитовые сланцы, 4 – глинистые и алевролитовые сланцы с прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов; 5 – Ингодинская серия (С₁₋₂): филлиты, филлитовидные сланцы с прослоями кварцито-сланцев и песчаников; Кыринский интрузивный комплекс: 6 – гранит-порфиры Хапчерангинского массива, 7 – дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, 8 – дайки диоритовых порфиров, лампрофиров; 9 – роговики и ороговикованные породы; 10 – олово-редкометалльные грейзены; 11 – штокерковые зоны; 12 – кварц-касситеритовые жилы, 13 – полиметаллические жилы; 14 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые, в – Тарбальджейский разлом; 15 – геологические границы

Fig. 2. Geological structure scheme of Khapcheranginsky tin-polymetallic deposit [according to V.D. Kuklin, V.N. Polyagin, N.I. Vinnikov, A.R. Kuchurina, 1975 funds]

1 – Quaternary sediments (sands, gravels, loams, clays); Khapcheranginsky series (T) lower division: 2 – clayey and silty shales with interlayers of sandstones, 3 – polymict and quartzitic sandstones, tuff-sandstones, rarely clayey and silty shales, 4 – clayey and silty shales with interlayers of sandstones, gravelites and conglomerates; 5 – Ingodinsky series (C₁₋₂): phyllites, phyllite shales with interlayers of quartzitic shales and sandstones; Kyrinsky intrusive complex: 6 – granite-porphyrines of Khapcheranginsky massif, 7 – dikes of quartz porphyries and felsite porphyries, 8 – dikes of diorite porphyries, lamprophyries; 9 – hornfels and hornfelsed rocks; 10 – tin-rare-metal greisens; 11 – stockwork zones; 12 – quartz-cassiterite veins, 13 – polymetallic veins; 14 – tectonic disturbances: a – credible, b – inferred, c – Tarbaldzheisky fault; 15 – geological boundaries

Образование Хапчерангинского гранитного штока, даек среднего и кислого составов связывается с Тарбальджейским глубинным разломом. В непосредственной близости от данного разлома отмечается сгущение дайковых образований. Дайки имеют преимущественное близширотное и северо-западное простирание, что и оловорудные жилы месторождения.

Гранит-порфиры Хапчерангинского штока имеют следующий минеральный состав: калиевый полевой шпат – 35–40 %, плагиоклаз – 20–25 %, кварц – 30–35 %, биотит – 5 %, аксессуарные минералы – до 2 % (циркон, апатит, анатаз, касситерит, монацит).

Структура порфировидная, обусловленная наличием вкрапленников калиевого полевого шпата (микроклин-пертита), кварца и, в меньшей степени, плагиоклаза. Структура основной массы микроалатриоморфнозернистая.

Субвулканические дайки кварцевых порфиров имеют порфировую структуру. Основная масса скрытокристаллическая фельзитовой структуры. Текстура флюидальная. Фенокристаллы представлены кварцем (до 40 %), олигоклазом (до 20–30 %). В небольших количествах присутствует биотит. Диоритовые порфириты массивной текстуры, порфировой структуры. Порфировые вкрапленники

представлены андезином, в меньшей степени биотитом и роговой обманкой. Структура основной массы микродиоритовая, состоит из микролейст плагиоклаза, микропризм роговой обманки и чешуек биотита.

На месторождении зафиксировано несколько десятков оловополиметаллических жил и несколько прожилковых зон (Западная, Южная, Центральная, Террасовая, Восточная, Спектральная, Тыринская, Грейзеновая). Их простирание – северо-западное, вкрест простирания вмещающих палеозойских складчатых структур. Мощность рудных жил колеблется от нескольких сантиметров до 2,5–150 м.

Оловополиметаллическое оруденение имеет четкую горизонтальную зональность относительно Хапчерангинского штока. В эндоконтактовой зоне гранитов развиты олово-редкометалльные грейзены с касситеритом, вольфрамитом, бериллом и топазом. Далее, по мере удаления от гранитного штока, развиты пирит-касситерит-кварцевые, кварц-касситерит-арсенопиритовые руды, затем следуют

сфалерит-галенитовые руды. Вертикальная рудная зональность Хапчерангинского месторождения выражается в изменении состава рудных жил, уменьшением с глубиной их протяженности и мощности. В верхних горизонтах месторождения развиты сфалерит-галенитовые руды, ниже отмечаются кварц-касситерит-арсенопиритовые руды, в нижних горизонтах – пирит-касситерит-кварцевые. В самых глубоких горизонтах отмечаются жильные трещины, выполненные безрудным кварцем и кальцитом. Вертикальный интервал активного рудоотложения составляет 500–800 м. Ширина рудной зоны сульфидно-касситеритового оруденения около 1,5 км, длина – 3,5 км.

Геохимические особенности пород и руд Хапчерангинского месторождения

По геохимическим особенностям граниты и кварцевые порфиры Хапчерангинского штока соответствуют коллизионным образованиям (рис. 3).

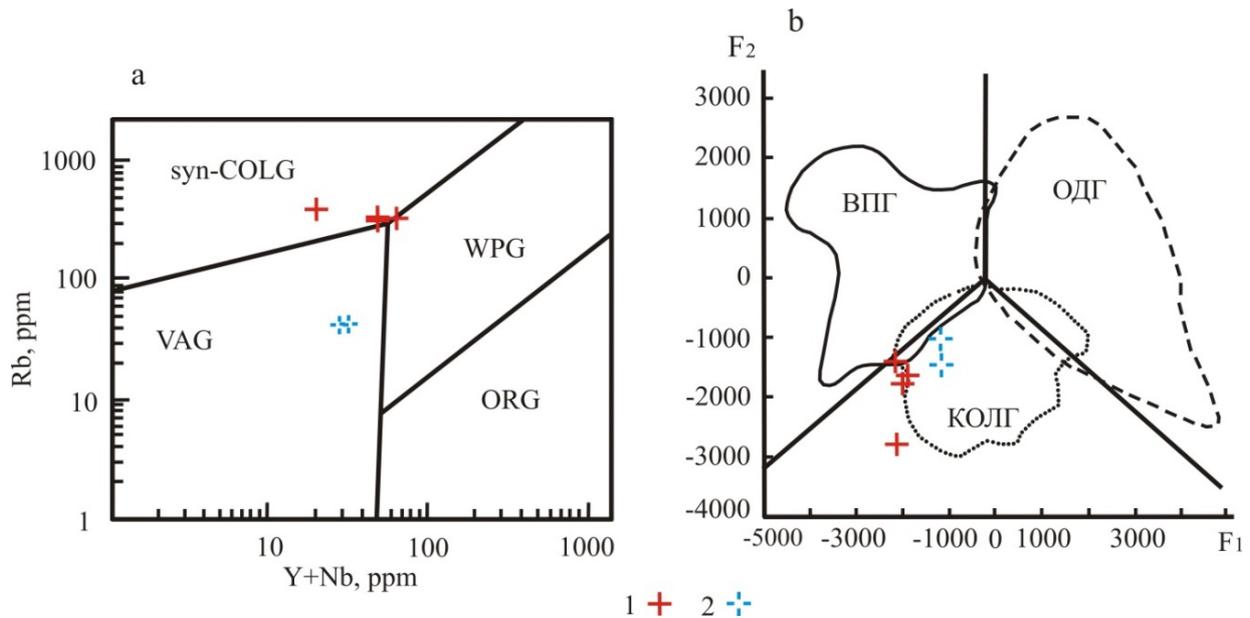


Рис 3. Дискриминационная диаграмма Rb – (Y + NB) [Pearce et al., 1984], F₁–F₂ [Великославинский, 2003] интрузивных образований кислого состава харалгинского комплекса (J₂₋₃)

a – диаграмма Rb – (Y+Nb) для гранитов хапчерангинского комплекса. Поля на диаграммах: syn-COLG – коллизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов. 1 – граниты, 2 – кварцевые порфиры. b – граниты: ВПГ – внутриплитные, ОДГ – островодужные, КОЛГ – коллизионные. $F_1 = 196,203\text{SiO}_2 + 753,953\text{TiO}_2 + 481,96\text{Al}_2\text{O}_3 + 92,664\text{FeO}^* + 521,5\text{MgO} + 374,766\text{CaO} + 7,571\text{Na}_2\text{O} - 584,778\text{K}_2\text{O} + 0,379\text{Ba} - 0,339\text{Sr} - 0,733\text{Rb} - 0,429\text{La} - 3,33\text{Ce} - 5,242\text{Nd} + 10,565\text{Sm} - 19823,8$. $F_2 = 1292,962\text{SiO}_2 + 4002,667\text{TiO}_2 + 1002,231\text{Al}_2\text{O}_3 + 1297,136\text{FeO}^* + 262,067\text{MgO} + 1250,48\text{CaO} + 1923,417\text{Na}_2\text{O} + 1009,287\text{K}_2\text{O} + 0,3634\text{Ba} - 0,325\text{Sr} - 0,701\text{Rb} + 0,8015\text{La} + 3,347\text{Ce} + 2,68\text{Nd} + 10,11\text{Sm} - 126860,0$. $\text{FeO}^* = 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$

Fig. 3. Discrimination diagram Rb – (Y + NB) [Pearce et al., 1984], F₁–F₂ [Velikoslavinsky, 2003] of acidic intrusive formations of Kharalginsky complex (J_{2,3})

a-diagram Rb - (Y+Nb) for granites of the Khapcheranginsky complex. Fields on the diagrams: syn-COLG – collisional granites, WPG – intraplate granites, VAG - granites of volcanic arcs, ORG – granites of oceanic ridges. 1 – granites, 2 – quartz porphyries. b – granites: VAG – intraplate, ODG – island-arc, KOLG – collisional. $F_1 = 196.203\text{SiO}_2 + 753.953\text{TiO}_2 + 481.96\text{Al}_2\text{O}_3 + 92.664\text{FeO}^* + 521.5\text{MgO} + 374.766\text{CaO} + 7.571\text{Na}_2\text{O} - 584.778\text{K}_2\text{O} + 0.379\text{Ba} - 0.339\text{Sr} - 0.733\text{Rb} - 0.429\text{La} - 3.33\text{Ce} - 5.242\text{Nd} + 10.565\text{Sm} - 19823.8$ $F_2 = 1292.962\text{SiO}_2 + 4002.667\text{TiO}_2 + 1002.231\text{Al}_2\text{O}_3 + 1297.136\text{FeO}^* + 262.067\text{MgO} + 1250.48\text{CaO} + 1923.417\text{Na}_2\text{O} + 1009.287\text{K}_2\text{O} + 0.3634\text{Ba} - 0.325\text{Sr} - 0.701\text{Rb} + 0.8015\text{La} + 3.347\text{Ce} + 2.68\text{Nd} + 10.11\text{Sm} - 126860.0$ $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$

Для расчета глубин формирования магматических очагов и степени их дифференциации использованы Eu/Sm , Eu/Eu^* и Rb/Sr отношения [Интерпретация..., 2001]. Магматические очаги, функционировавшие в верхней континентальной коре, имеют значения Eu/Sm менее 0,2 [Винокуров, 1996]. Минерализация и геохимические особенности гранитов Хапчерангинского массива имеют редкометаллную специализацию, которая подтверждается развитием касситеритового оруденения.

Индикаторные отношения элементов свидетельствуют о формировании рудно-магматических образований Хапчерангинского месторождения из разновывших и в различной степени дифференцированных магматических очагов. Граниты Хапчерангинского массива были образованы из очень диффе-

ренцированных магматических очагов, расположенных в верхней континентальной коре ($Eu/Sm - 0,04-0,05$; $Eu/Eu^* - 0,14-0,17$). Более значительными глубинами функционирования и меньшей степенью дифференциации отличались магматические расплавы диоритовых порфиров ($Eu/Sm - 0,21-0,23$; $Eu/Eu^* - 0,75-0,77$), кварцевых порфиров ($Eu/Sm - 0,14$, $Eu/Eu^* - 0,48-0,59$) и олово-полиметаллических руд ($Eu/Sm - 0,23-0,32$; $Eu/Eu^* - 0,55-0,69$) (табл. 1, 2, рис. 4). Известно, что величина европиевой аномалии (Eu/Eu^*) является индикатором степени дифференцированности магматических расплавов, определяемой процессами фракционирования плагиоклаза. Степень проявления минимума оценивается показателем Eu/Eu^* [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Таблица 1

Химический состав интрузивных образований Хапчерангинского месторождения

Table 1

Chemical composition of the intrusive formations of Khapcheranginsky deposit

№ пробы	742	742-1	744	*	767	773	774	775	775-1
SiO ₂	73,10	73,30	72,10	72,79	—	63,10	61,80	78,20	77,60
TiO ₂	0,13	0,15	0,14	0,17	—	0,49	0,46	0,19	0,17
Al ₂ O ₃	13,70	13,60	13,40	13,54	—	14,00	13,50	10,90	10,80
Fe ₂ O ₃	1,05	0,69	0,99	0,33	—	1,09	1,44	0,74	0,92
FeO	0,94	1,33	1,06	1,96	—	6,11	8,43	1,29	1,37
MnO	0,05	0,05	0,04	0,04	—	0,16	0,28	0,11	0,14
MgO	0,26	0,25	0,27	0,12	—	1,41	1,78	0,37	0,41
CaO	0,50	0,38	1,05	0,79	—	1,02	1,06	0,53	0,64
Na ₂ O	3,81	3,92	3,69	3,82	—	0,88	0,58	3,82	3,82
K ₂ O	5,32	5,41	5,29	5,16	—	7,62	6,47	2,40	2,36
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,09	0,05	—	0,17	0,14	0,07	0,06
Ппп	0,82	0,85	1,04	0,62	—	2,48	3,44	0,88	1,01
F	0,1	0,13	0,36	—	—	0,02	0,03	0,02	0,02
Σ	99,97	100,02	99,16	99,39	—	99,13	99,38	99,50	99,30
Zn	240	186	180	55	7 800	2 300	770	110	130
As	36	32	120	—	—	32	70	19	20
Pb	51	42	41	28	5 370	2 601	470	75	83
Mo	4	3	2	—	—	4	5	7	2
Rb	331	318	347	400	19	134	109	43	41
Sr	77	76	80	90	70	213	196	341	333
Zr	156	161	160	168	94	147	142	220	152
Nb	22	21	21	20	3	7,1	7,3	10	9
Sn	31	25	30	12,5	79	267	470	32	35
Sb	—	—	4	—	24	6	—	3	3
U	4,3	5,9	—	5,1	—	—	—	6,8	5,9
Th	38	37	4,8	29	—	—	—	24	37
Hf	5,8	1,0	4,8	5,9	—	—	3,8	3,6	1,5
Ba	240	245	258	270	25	2 430	2 320	660	630
La	41,7	43,7	40,1	41,9	3,50	22,7	22,4	28,6	21,7
Ce	94,2	94,2	87,9	96,9	7,80	44,3	43,2	58,9	48,6
Pr	9,5	9,5	9,8	11,3	0,90	4,0	4,0	5,2	4,5
Nd	38,2	39,3	36,8	36,6	3,30	19,5	18,3	24,5	20,0
Sm	8,9	9,1	8,9	9,2	0,64	4,1	3,8	5,2	4,4
Eu	0,38	0,41	0,45	0,17	0,24	0,93	0,82	0,71	0,63
Gd	7,5	7,3	7,7	7,9	1,15	3,3	2,9	3,9	3,4
Tb	1,19	1,15	1,4	1,4	<1,0	<0,5	<0,5	<0,5	0,59
Dy	8,1	8,0	8,3	8,0	1,15	3,3	3,0	4,15	3,9
Ho	1,52	1,54	1,7	1,7	<0,5	0,70	0,63	0,90	0,83
Er	4,4	4,25	4,7	5,4	0,96	1,9	1,8	2,6	2,4
Tm	0,66	0,56	0,72	0,83	0,17	<0,3	<0,3	0,34	0,32
Yb	4,4	4,0	4,4	3,9	0,77	1,65	1,60	2,35	2,33

Продолжение табл. 1
Extension of Table 1

№ пробы	742	742-1	744	*	767	773	774	775	775-1
Lu	0,50	0,46	0,48	0,78	0,15	0,18	0,17	0,26	0,26
Y	42,5	39,4	41,2	–	7,90	17,5	16,0	22,7	20,5
ΣTR	263,7	262,9	254,6	225,9	28,63	124,1	118,6	160,3	134,4
(La/Yb) _n	6,6	7,6	6,3	0,13	3,2	9,5	9,7	8,4	6,5
Eu/Eu*	0,14	0,15	0,17	0,06	0,86	0,77	0,75	0,48	0,50
Eu/Sm	0,04	0,04	0,05	0,02	0,37	0,23	0,21	0,14	0,14
Rb/Sr	4,29	4,18	4,33	4,44	0,27	0,63	0,55	0,13	0,12
U/Th	0,11	0,16	–	0,17	–	–	–	0,28	0,16
ASI	1,06	1,05	0,98	1,07	–	1,20	1,35	1,12	1,09

Примечание. 742, 742-1, 744, * – граниты; 767, 773, 774 – диоритовые порфириды; 775, 775-1 – кварцевые порфиры. ASI = Al₂O₃ / (Na₂O + K₂O + CaO) в молекулярных количествах. * – данные [Козлов и др., 2008]; «←» – нет данных.

Note. 742, 742-1, 744, * – granites; 767, 773, 774 – diorite porphyrites; 775, 775-1 – quartz porphyries. ASI = Al₂O₃ / (Na₂O + K₂O + CaO) in molecular quantities. * – data [Kozlov et al., 2008]; «←» – no data.

Таблица 2

Содержание редких, рудных и редкоземельных элементов в рудах Хапчерангинского месторождения, г/т

Table 2

Content of rare, ore and rare-earth elements in ores of Khapcheranginsky deposit, ppm

Элемент	Номер пробы							
	746	748	749	751	753F	754	757	759
Bi	48	59	46	93	150	250	120	13
Ag	670	61	56	104	69	115	61	80
Cd	1950	560	740	1800	2640	1840	1540	1650
Mo	0	7	2,1	1,3	0	2,4	6,5	6,5
Cu	10180	2840	3200	12400	11300	6800	5200	8790
Zn	343000	62300	91000	257000	434000	263000	205000	257460
As	1820	3040	1230	93			580	1870
Pb	82400	30800	14000	2280	245	1990	5500	3100
Rb	43	13	18	15	4300	4000	26	5
Sr	334	159	263	61	9	8	64	10
Nb	4,8	1,6	3	2,3	51	19	3,8	1,3
Sn	610	27	420	1390	13	5,6	50	393
Sb	240	69	44	0	10700	2360	76	22
Ba	0	16	29	25	0	27	53	18
La	–	–	–	–	0	0	–	–
Ce	–	–	–	–	8,2	–	–	–
Pr	–	–	–	–	16,2	–	–	–
Nd	–	–	–	–	<2	–	–	–
Sm	–	–	–	–	6,6	–	–	–
Eu	–	–	–	–	1,6	–	–	–
Gd	–	–	–	–	0,36	–	–	–
Tb	–	–	–	–	2,5	–	–	–
Dy	–	–	–	–	<0,5	–	–	–
Ho	–	–	–	–	3,3	–	–	–
Er	–	–	–	–	0,69	–	–	–
Tm	–	–	–	–	1,7	–	–	–
Yb	–	–	–	–	<0,3	–	–	–
Lu	–	–	–	–	0,94	–	–	–
Y	–	–	–	–	<0,15	–	–	–
ΣTR	–	–	–	–	60,29	–	–	–
(La/Yb) _n	–	–	–	–	6,1	–	–	–
Eu/Eu*	–	–	–	–	0,55	–	–	–
Eu/Sm	–	–	–	–	0,22	–	–	–
Nb/La	–	–	–	–	1,68	–	–	–
Y/Ho	–	–	–	–	30,3	–	–	–

Продолжение табл. 2
Extension of Table 2

Элемент	Номер пробы						
	761F	762 Cl	764F	765	769	770	771
Bi	53	34	29	3	16	150	4
Ag	0	15	157	21	21	456	0
Cd	1480	1760	0	41	41	2490	356
Mo	5,1	13	0	3,4	0	0	0
Cu	3200	4300	0	360	0	6900	0
Zn	186500	244200	3900	4380	4460	107280	12340
As	0	200	0	1970	810	0	970
Pb	7300	3780	48620	6740	8800	75170	9500
Rb	96	13	17	6	307	620	310
Sr	14	1417	32	20	4	25	5
Nb	14	2	54	6	82	45	157
Sn	23	21	77000	375	113870	99210	176360
Sb	34	54	980	50	0	870	0
Ba	28	7	14	12	0	160	19
La	2,8	8,18	16,1	–	–	–	<2
Ce	5,5	18,2	32,1	–	–	–	<4
Pr	<2	1,80	3,83	–	–	–	<2
Nd	2,5	3,50	16,2	–	–	–	<2
Sm	<1	2,23	5,01	–	–	–	<2
Eu	0,29	0,66	0,79	–	–	–	<2
Gd	1,3	3,13	7,22	–	–	–	<2
Tb	<0,5	0,75	1,42	–	–	–	<2
Dy	1,5	5,40	9,16	–	–	–	6,2
Ho	<0,5	1,26	1,94	–	–	–	1,2
Er	0,91	3,19	5,19	–	–	–	3,6
Tm	<0,3	0,33	0,56	–	–	–	0,40
Yb	0,52	1,73	2,79	–	–	–	1,8
Lu	<0,15	0,20	0,35	–	–	–	–
Y	9,7	31,7	52,3	–	–	–	32,0
∑TR	25,02	62,26	154,96	–	–	–	45,20
(La/Yb) _n	3,8	3,3	4,0	–	–	–	–
Eu/Eu*	–	0,76	0,40	–	–	–	–
Eu/Sm	–	0,29	0,16	–	–	–	–
Nb/La	5,0	0,24	3,35	–	–	–	–
Y/Ho	–	25,1	26,9	–	–	–	26,7

Примечание. Рудные жилы арсенопирит-халькопирит-галенит-сфалерит-кварцевого состава: 746, 749, 754, 759; халькопирит-пирит-арсенопирит-галенит-сфалерит-кварцевого состава: 748, 765; халькопирит-галенит-сфалерит-кварцевого состава: 751, 753F, 757, 762Cl, 770; галенит-сфалерит-касситерит-кварцевого состав: 764F, 769, 770, 771; «←» – нет данных.

Note. Ore veins of arsenopyrite-chalcopyrite-halenite-halenite-sphalerite-quartz composition: 746, 749, 754, 759; chalcopyrite-pyrite-arsenopyrite-halenite-sphalerite-quartz composition: 748, 765; chalcopyrite-pyrite-galenite-sphalerite-quartz composition: 751, 753F, 757, 762Cl, 770; galena-pyrite-sphalerite-cassiterite-quartz composition: 764F, 769, 770, 771. «←» – no data.

Значения ASI интрузивных образований кислого состава харалгинского комплекса соответствуют коллизийным и островодужным образованиям $1,05 < ASI < 1,15$ [Интерпретация..., 2001]. Наличие европиевого минимума в гранитах хапчерангинского штока, дайках кварцевых порфиров указывает на их образование из дифференцированного магматического источника. При этом дайки диоритовых порфиров в сравнении с гранитами были образованы из более глубинного и менее дифференцированного магматического очага.

В непосредственной близости от Хапчерангинского штока в дайках диоритовых порфиров отме-

чаются включения галенитов, сфалеритов размерами до 0,5 см (т. н. 767, см. рис. 1). Характерной особенностью химического состава рудной минерализации в дайках диоритовых порфиров является повышенные концентрации (г/т): Sn – 79–470; Zn – 770–2 300; Pb – 470–2 601; Sb – 267–470; Ba – 2 330–2 430 (табл. 1). Отличиями химического состава руд в дайках от химического состава основных рудных ассоциаций месторождения являются повышенные содержания Ba, низкие концентрации As и отсутствие Cu, что свидетельствует о разных условиях их формирования (табл. 1, 2).

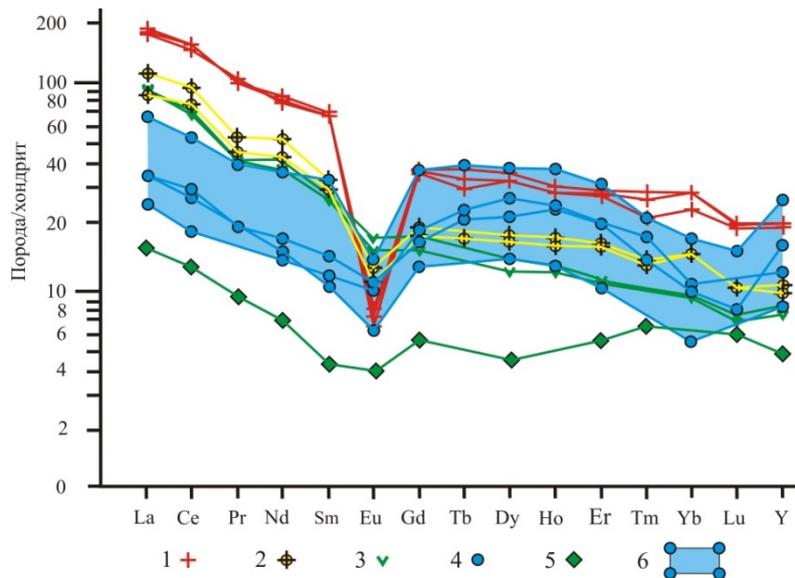


Рис. 4. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в породах и рудах Хапчерангинского месторождения

Интрузивные образования: 1 – граниты Хапчерангинского штока, 2 – дайки кварцевых порфиров, 3 – дайки диоритовых порфиров; 4 – оловополиметаллические руды; 5 – кварцево-полиметаллические жилы в дайке диоритовых порфиров; 6 – поля значений оловополиметаллических руд

Fig. 4. Spider-diagram of rare earth elements distribution in rocks and ores of Khapcheranginsky deposit

Intrusive formations: 1 – granites of Khapcheranginsky stock, 2 – dikes of quartz porphyries, 3 – dikes of diorite porphyrites; 4 – tin-polymetallic ores; 5 – quartz-polymetallic veins in diorite porphyrite dike; 6 – value fields of tin-polymetallic ores.

Обсуждение результатов

В период формирования интрузивных рудно-магматических образований Хапчерангинского месторождения (143–154 млн лет) в Восточном Забайкалье происходила смена коллизионной стадии развития региона на рифтогенную [Гордиенко, Кузьмин, 1999]. Для выявления принадлежности интрузивных образований Хапчерангинского месторождения к единому магматическому очагу была использована диаграмма Л.С. Бородина [Бородин, 2004]. На классификационной диаграмме эталонных трендов рудогенных интрузивных образований граниты Хапчерангинского штока и дайки диоритовых порфиров соответствуют тренду щелочных лейкогранитов, дайки кварцевых порфиров – известково-щелочному тренду (рис. 5). Отличия также проявляются в принадлежности гранитов Хапчерангинского массива к калиево-натриевой серии, кварцевых порфиров – к натриевой серии (см. табл. 1). Эти данные свидетельствуют о различиях магматических источников, за счет которых были образованы граниты Хапчерангинского штока и даек кварцевых порфиров.

Рудная зональность Хапчерангинского месторождения аналогична рудной зональности Шерловогорского оловополиметаллического месторождения [Абрамов, 2020] и оловополиметаллических место-

рождений Дальнего Востока [Томсон, 1998]. Подобная рудная зональность типична для золоторудных месторождений Восточного Забайкалья, приуроченных к кольцевым структурам.

В центральных частях этих структур располагаются гранитные штоки с W, Mo и Sn минерализацией, затем по мере удаления от гранитного штока следует оруденение колчеданной стадии (Cu, As, Bi); полиметаллической (Pb, Zn, Ag); сульфосольной (Ag, Pb, Sb, Bi, Cu, As, Hg). Во всех исследуемых рудно-магматических системах отмечается совмещение в пространстве шоссонит-латитовых и известково-щелочных серий магматических пород, образованных в процессе мантийно-корового взаимодействия [Спиридонов, Зорина, 2006].

Установлено, что типоморфные отношения микроэлементов в рудах отражают обстановки их формирования. В гидротермальных флюидах, содержащих хлор, отношения Hf/Sm, Nd/La и Th/La в рудах, преимущественно, меньше единицы, а во флюидах, обогащенных фтором, больше единицы [Ridley, Diamond, 2000]. Значения Y/Ho отношений, позволяет судить об источниках лантаноидов во флюидах [Baum, 1996]. Преобладающие значения Y/Ho отношений золоторудных месторождений Восточного Забайкалья 22–32 соответствуют значениям флюидов гидротермальных систем [Абрамов, 2019].

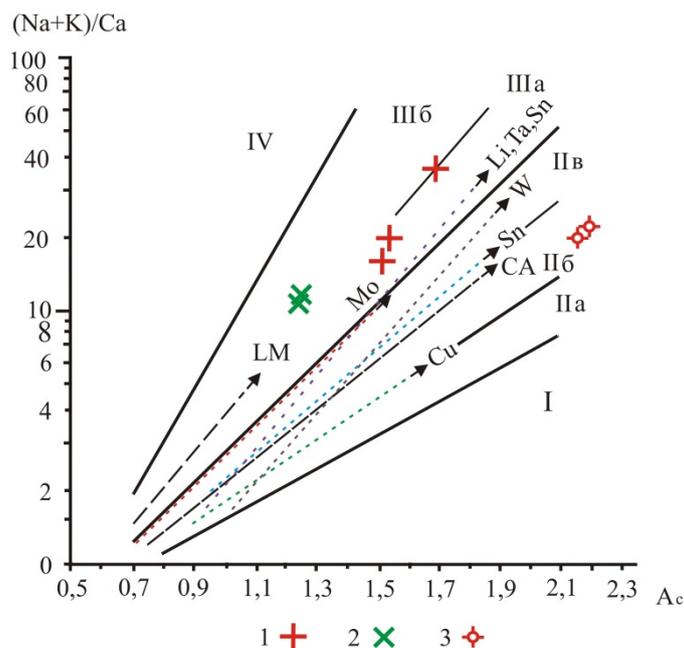


Рис. 5. Диаграмма $(Na + K) / Ca - A_c$ для магматических образований Хапчерангинского оловополиметаллического месторождения с эталонными трендами интрузивных образований [Бородин, 2004]

Квалификационные поля: I – известковое, II – известково-щелочное (IIa – субизвестковистые, IIb – известково-щелочные, IIc – известково-субщелочные граниты); III – субщелочное (IIIa – субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты, IIIb – щелочные агапитовые граниты и лейкограниты); IV – щелочное. Эталонные тренды (штрихпунктирные линии): CA – главный известково-щелочной, LM – латитовый (монзонитовый). A_c – коэффициент валовой кислотности пород.

Эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций (пунктирные линии): Sn – оловянный, Cu – медно-порфировый, Mo-(Cu) – молибденовый, W-(Mo) – вольфрам-молибденовый; Li, Ta, Nb, Sn – литий-тантал-ниобий-оловянный. 1 – граниты Хапчерангинского штока, 2 – дайки диоритовых порфириров, 3 – дайки кварцевых порфириров

Fig. 5. $(Na + K) / Ca - A_c$ diagram for magmatic formations of Khapcheranginsky tin-polymetallic deposit with reference trends of intrusive formations [Borodin, 2004]

Qualification fields: I – lime, II – lime-alkaline (IIa – sub-lime, IIb – lime-alkaline, IIc – lime-subalkaline granites); III – subalkaline (IIIa – subalkaline and alkaline granites and leucogranites, IIIb – alkaline apgaitic granites and leucogranites); IV – alkaline. Reference trends (dashed lines): CA – main lime-alkaline, LM – latite (monzonite). A_c – coefficient of gross acidity of rocks.

Reference trends of ore-formations of granitoid formations (dotted lines): Sn – tin, Cu – copper-porphyrific, Mo-(Cu) – molybdenum, W-(Mo) – tungsten-molybdenum; Li, Ta, Nb, Sn – lithium-tantalum-niobium-tin. 1 – granites of Khapcheranginsky stock, 2 – dikes of dioritic porphyrites, 3 – dikes of quartz porphyries

Этим же значениям соответствуют Y/Но отношения оловополиметаллических руд Хапчерангинского месторождения.

В рудах Хапчерангинского месторождения отмечаются пробы, обогащенные как хлором ($Nb/La < 1$), так и фтором ($Nb/La > 1$) (см. табл. 2). Это можно объяснить разными стадиями рудного процесса. Так, в медно-молибден-порфировых месторождениях Сибири начальные стадии рудного процесса характеризуются повышенными концентрациями хлора, конечные стадии – фтора [Берзина, 1992].

Установлено, что ASI интрузивных образований кислого состава харалгинского комплекса соответствуют коллизионным образованиям. Пространственная приуроченность рудных месторождений Хапчерангинского рудного поля к Тарбальджейскому глубинному разлому свидетельствует о возможности поступления мантийного источника

рудного вещества в верхние горизонты земной коры.

В Восточном Забайкалье в средне-позднеюрский период формирование коллизионных образований происходит при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов [Зорин и др., 1998]. В завершающие стадии коллизионного этапа (J_3-K_1), в начальные стадии рифтогенеза территория испытывает воздействие Северо-Азиатского суперплюма [Ярмолюк и др., 2003]. В Восточном Забайкалье воздействие мантийного плюма в этот период сопровождалось формированием первичных, промежуточных и периферических магматических очагов [Хомич, Борискина 2017]. Рудоносные диоритовые порфириды района Хапчерангинского месторождения, вероятнее всего, являются производными нижнекорового промежуточного магматического очага. Соответствие гранитов Хапчерангинского штока и

даек диоритовых порфиритов единому эталонному интрузивному тренду щелочных лейкогранитов указывает на вероятность их формирования из единого глубинного магматического очага.

Заключение

Таким образом, вероятным источником оловополиметаллического оруденения Хапчерангинского месторождения был глубинный магматический очаг (вероятно, основного состава), функционировавший в нижней континентальной коре. В течение первого этапа формирования месторождения повышенная проницаемость Тарбальджейского глубинного разлома способствовала проникновению в нижние горизонты земной коры рудоносных магм, с мантийными составляющими, за счет которых были образованы рудоносные дайки диоритовых порфиритов. В течение

второго этапа, вероятно в промежуточной магматической камере, в верхней континентальной коре, в ходе дифференциации единой рудоносной магмы и поступления его по проницаемым зонам глубинного Тарбальджейского глубинного разлома был сформирован рудоносный Хапчерангинский гранитоидный массив с сопутствующим оловополиметаллическим оруденением. Интерпретация отношений индикаторных элементов в рудах ($Y/No - 25,1-30,3$) указывает на их образование из разноглубинных ($Eu/Sm - 0,16-0,29$) магматических очагов. Наличие в рудоносных расплавах руд, обогащенных как хлором ($Nb/La < 1$), так и фтором ($Nb/La > 1$), можно объяснить разными стадиями рудного процесса. Так, в медно-молибден-порфировых месторождениях Сибири начальные стадии рудного процесса характеризуются повышенными концентрациями хлора, конечные стадии – фтора [Берзина, 1992].

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Б.Н.** Источники рудоносных флюидов Au , Mo , W и $Pb-Zn$ месторождений Восточного Забайкалья (по данным распределения редких и редкоземельных элементов) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330, № 7. С. 71–83. DOI: 10.18799/24131830/2019/7/2178.
- Абрамов Б.Н.** Особенности формирования рудно-магматических систем Шерловогорского и Хапчерангинского оловополиметаллических месторождений Восточного Забайкалья // Вестник Забайкальского государственного университета. 2020. № 6. С. 6–13. DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-6-6-13.
- Берзина А.Н.** Хлор и фтор в рудно-магматическом процессе (на примере $Cu-Mo$ -порфировых месторождений Сибири) : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1992. 19 с.
- Бородин Л.С.** Модельная система петрохимических и металлогенических трендов гранитоидов как система прогноза месторождений Sn , Li , Ta , W , Mo , Cu // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 1–26.
- Гонгальский Б.И., Сергеев А.Д.** Хапчерангинское оловорудное месторождение // Месторождения Забайкалья. М. : Геоинформмарк, 1993. Т. 1, кн. 1. С. 101–105.
- Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.** Геодинамика и металлогения Монголо-Охотского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1545–1562.
- Великославинский С.Д.** Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
- Винокуров С.Ф.** Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // Доклады академии наук. 1996. Т. 346, № 6. С. 792–795.
- Зорин Ю.А., Бугров Ю.Н.** Морфология кровли Хапчерангинского плутона по геофизическим данным // Записки Забайкальского отдела геофизического общества СССР. Чита, 1964. Вып. XXIII. С. 145–147.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г. и др.** Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 104–112.
- Интерпретация геохимических данных** : учеб. пособие / под ред. Е.В. Склярова. М. : Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Константинов Р.М., Томсон И.Н., Полякова О.П.** Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья // Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах востока СССР. М. : Наука, 1971. С. 36–49.
- Козлов В.Д., Спиридонов А.М., Чокан В.М.** Петрогеохимия, редкоэлементная и редкоземельная характеристики гранитоидов Любавинско-Хапчерангинского района Центрального Забайкалья // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2008. № 7 (33). С. 4–17.
- Онтоев Д.О.** Стадийность минералообразования и зональность месторождений Забайкалья. М. : Недра, 1974. 244 с.
- Смирнов С.С.** Схема металлогении Восточного Забайкалья // Проблемы советской геологии. 1936. Вып. 6, № 10. С. 846–864.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д.** Геолого-генетические модели золоторудных месторождений Забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1158–1169.
- Томсон И.Н.** Генетические модели глубинных ярусов на оловянных месторождениях Приморья // Доклады Академии наук. 1998. Т. 358, № 5. С. 653–656.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора, ее состав и эволюция. М. : Мир, 1988. 384 с.
- Хомич В.Г., Борискина Н.Г.** Совершенствование минерагенического районирования Восточного Забайкалья на основе геофизических исследований // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 7. С. 1029–1046. DOI: 10.15372/GiG20170706.
- 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.
- Vaun M.** Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/No Zr/Hf , and lanthanide tetrad effect // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. P. 323–333. DOI: 10.1007/s004100050159.

Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983. DOI: 10.1093/petrology/25.4.956.

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

Автор:

Абрамов Баир Намжилович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения РАН, Чита, Россия.

E-mail: b_abramov@mail.ru

Geosphere Research, 2021, 1, 6–17. DOI: 10.17223/25421379/18/1

B.N. Abramov

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

KHAPCHERANGINSKY TIN-POLYMETALLIC DEPOSIT: GEOCHEMICAL FEATURES, PROBABLE SOURCES OF ORE MATERIAL (EASTERN TRANSBAIKALIA)

Structurally, Khapcheranginsky tin-polymetallic deposit is associated with the Tarbaldzheisky deep fault zone. Spatially, intrusions outcrops of the Kharkaralginzky complex (J_{2-3}) gravitate to this zone. It has been revealed that the formation of ore-magmatic formations of Khapcheranginsky tin-polymetallic deposit occurred from a deep magmatic source as a result of collisional and postcollisional processes. In the deposit area, the dyke complex is represented by dioritic porphyries, lamprophyries, quartz porphyries, and diabase porphyries. Several dozens of tin-polymetallic veins and several vein zones have been identified at the deposit. The tin-polymetallic mineralisation has a clear horizontal zoning in relation to the Khapcheranginsky rod. In the endocontact zone of granites tin-rare metal greisens with cassiterite, wolframite, beryl and topaz are developed. Further, pyrite-cassiterite-quartz, quartz-cassiterite-arsenopyrite ores are developed as they move away from the granite seam, followed by sphalerite-galenite ores. The vertical ore zoning of Khapcheranginsky deposit is represented by a change in the composition of ore veins, reduction in their length and thickness with depth. Sphalerite-galenite ores are developed in the upper horizons of the deposit, quartz-cassiterite-arsenopyrite ores are recorded below, pyrite-cassiterite-quartz ores are observed in the lower horizons. The ore zoning of Khapcheranginsky deposit is similar to the ore zoning of Sherlovogorsky tin-polymetallic deposit of Eastern Transbaikalia and tin-polymetallic deposits of the Far East. It has been established that the dikes of dioritic porphyrites and leucocratic granites of the Khapcheranginsky rod were formed from a single deep magmatic chamber. This is confirmed by their correspondence to the single reference intrusive trend of alkaline leucogranites, close age intervals of their formation ($163 \pm 7 - 165 - 170 \pm 7$ Ma), and presence of tin-polymetallic mineralization in dykes of diorite porphyrites. It was found that the most differentiated were magmatic sources of granites ($Eu/Eu^* - 0.14 - 0.17$), less differentiated were magmatic sources of tin-polymetallic ores ($Eu/Eu^* - 0.40 - 0.76$), and the least differentiated were sources of polymetallic ores in diorite porphyrites ($Eu/Eu^* - 0.75 - 0.77$). The indicator ratio of elements in the ores indicates that the ores have been enriched in both chlorine ($Nd/La < 1$) and fluorine ($Nd/La > 1$). These differences can be explained by different stages of the ore process. Thus, in the copper-molybdenum-porphyry deposits of Siberia the initial stages of the ore process are characterized by higher concentrations of chlorine, the final stages by fluorine.

Keywords: *Khapcherginsky deposit, magmatic chambers, mineralization sources, degree of differentiation, indicative ratios of elements, Eastern Transbaikalia.*

References

Abramov B.N. Sources of orebearing fluids Au, Mo, W and Pb-Zn OF Eastern Transbaikalia deposits (according to the rare earth elements distribution) // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2019. V. 330. No 7. pp. 71–83. DOI: 10.18799/24131830/2019/7/2178. In Russian.

Abramov B. N. Formation features of ore-magmatic systems of Sherlovogorsky and Khapcheranginsky tin-polymetallic deposits of Eastern Transbaikalia // *Bulletin of ZabGU*. 2020. V. 26. No 6. pp. 6–13. DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-6-6-13. In Russian.

Berzina A. N. *Khlor i fluor v rudno-magmaticheskom protsesse (na primere Cu-Mo-porfirovykh mestorozhdeniy Sibiri)* [Chlorine and fluorine in the ore-magmatic process (the example of Cu-Mo-porphyry deposits in Siberia): dissertation abstract]. Novosibirsk. 1992. 19 p. In Russian.

Borodin L. S. Model system of petrochemical and metallogenic trends of granitoids as a basis for the prognosis of Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, and Cu deposits // *Geology of ore deposits*. 2004. V. 46. No 1. pp. 1–21.

Gongal'skiy B.I., Sergeev A.D. *Khapcheranginskoe olovorudnoe mestorozhdenie (kn. Mestorozhdeniya Zabaykal'ya)* [Khapcheranginsky tin ore deposit (book Deposits of Transbaikalia)]. Moscow: Geoinformmark. 1993. V. 1. No 1. pp. 101–105. In Russian.

Gordienko I.V., Kuz'min M.I. Geodinamika i metallogeniya Mongolo-Okhotskogo regiona [Geodynamics and metallogeny of the Mongol-Okhotsk region] // *Russian Geology and Geophysics*. 1999. V. 40. No 11. pp. 1545–1562. In Russian.

Velikoslavinskii S.D. Geochemical classification of silicic igneous rocks of major geodynamic environments // *Petrology*. 2003. V. 11. No 4. pp. 327–372.

Vinokurov S.F. *Evropievye anomalii v rudnykh mestorozhdeniyakh i ikh geokhimicheskoe znachenie* [Europium anomalies in the ore deposits and their geochemical significance] // *Doklady Earth Sciences*. 1996. V. 346. No 6. pp. 792–795. In Russian.

Zorin Yu.A., Bugrov Yu.N. *Morfologiya krovli Khapcheranginskogo plutona po geofizicheskim dannym* [Roof morphology of Khapcheranginsky pluton from geophysical data] // *Zapiski Zabaykal'skogo otdela geograficheskogo obshchestva SSSR*. Chita. 1964. V. XXIII. pp. 145–147. In Russian.

Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Rutshteyn I.G. et al. *Geodinamika zapadnoy chasti Mongolo-Okhotskogo poyasa i tektonicheskaya pozitsiya rudnykh proyavleniy zolota v Zabaykal'e* [Geodynamics of the western part of the Mongol-Okhotsk belt and the tectonic position of gold ore manifestations in Transbaikalia] // *Russian Geology and Geophysics*. 1998. V. 39. No 11. pp. 104–112. In Russian.

- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh: Uchebnoe posobie* [Interpretation of geochemical data: Textbook] (Ed. E.V. Sklyarov). Moscow: Intermet Inzhiniring, 2001. 288 p. In Russian.
- Konstantinov R.M., Tomson I.N., Polyakova O.P. *Vozrastnaya posledovatel'nost' formirovaniya rudnykh formatsiy Vostochnogo Zabaykal'ya* [Age sequence of formation of ore formations of Eastern Transbaikalia] // *Novye dannye po magmatizmu i mineralizatsii v rudnykh rayonakh vostoka SSSR*. Moscow: Nauka, 1971. pp. 36–49. In Russian.
- Kozlov V.D., Spiridonov A.M., Chokan V.M. Petrological-geochemical features and metallogenic specilaization of the granitoids of the Lubava-Khapcheranga ore district, Central Transbaikalia // *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya Sektzii nauk o Zemle RAEN*. 2008. No 7 (33). pp. 4–17. In Russian.
- Ontoev D.O. *Stadiynost' mineraloobrazovaniya i zonal'nost' mestorozhdeniy Zabaykal'ya* [Mineralisation staging and zoning of deposits in Transbaikalia]. Moscow: Nedra, 1974. 244 p. In Russian.
- Smirnov S.S. *Skhema metallogenii Vostochnogo Zabaykal'ya* [Eastern Transbaikalia metallogeny scheme] // *Problemy sovetskoy geologii*. 1936. Iss. 6. No 10. pp. 846–864. In Russian.
- Spiridonov A. M., Zorina L. D. Geologo-genetic models of gold deposits in the Transbaikalian area of the Mongolo-Okhotsk fold belt // *Russian Geology and Geophysics*. 2006. V. 47. No 11. pp. 1158–1169. In Russian.
- Tomson I.N. *Geneticheskie modeli glubinykh yarusov na olovyannykh mestorozhdeniyakh Primor'ya* [Genetic models of deep horizons at tin deposits in Primorye] // *Doklady Earth Sciences*. 1998. V. 358. No 5. pp. 653–656. In Russian.
- Taylor S. P., McLennan S. M. *The continental crust: its composition and evolution*. Moscow: Mir, 1988. 384 p. In Russian.
- Khomich V. G., Boriskina N. G. Advancement of mineragenic regionalization of Eastern Transbaikalia based on geophysical studies // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58. No 7. pp. 822–835. DOI: 10.1016/j.rgg.2017.06.005.
- 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. No 6. pp. 504–531.
- Baum M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aquatic systems: evidence from Y/Nb Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 123. pp. 323–333. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004100050159>.
- Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. pp. 956–983. DOI: 10.1093/petrology/25.4.956.
- Ridley J. R. and Diamond L. W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // *Reviews in Economic Geology*. 2000. V. 13. pp. 141–162.

Author's:

Abramov Bair N., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geochemistry and Ore genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Chita, Russia.
E-mail: b_abramov@mail.ru

УДК 553.2 : 549.283 (571.52)

ЗОЛОТО-СЕЛЕНИДНО-ТЕЛЛУРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АЛДАН-МААДЫРСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНАЯ ТУВА)

Р.В. Кужугет¹, **В.В. Зайков**², Н.Н. Анкушева²



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

²Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия

Охарактеризована золото-селенидно-теллуридная минерализация, развитая в рудопрооявлениях Алдан-Маадырского рудного узла (АМРУ). Детальными минералогическими исследованиями малосульфидных жил рудопровлений Улуг-Саир, Хаак-Саир и Арыскан показано разнообразие минерального состава руд и установлены ранее неизвестные минералы Au-Ag-Hg ряда (Hg-золото, электрум, Hg-электрум, Hg-кюстелит, Au-содержащее Hg-серебро), селениды (фишессерит Ag_3AuSe_2 , науманнит Ag_2Se , клаусталит $PbSe$, тиманнит $HgSe$), теллуриды (петцит Ag_3AuTe_2 , гессит Ag_2Te , алтаит $PbTe$, колорадоит $HgTe$, теллуровисмутит Bi_2Te_3 , цумоит $BiTe$, Se-волынскит $AgBiTe_2$, самородный Te) и другие минералы (барит $BaSO_4$, аргентотетраэдрит $(Ag,Cu)_{10}(Fe,Zn)_2Sb_4S_{13}$, герсдорфит $NiAsS$, бурнонит $CuPbSbS_3$, виттихенит Cu_3BiS_3 самородный Bi и т.д.). Минералы золота, селениды и теллуриды образуют включения в кварце, сульфидах и сульфосолях. Установлено, что по минеральному составу рудопрооявления сходны; на малоглубинных объектах (~1,5–2,3 км) развиты минеральные ассоциации с серебристыми блеклыми рудами, минералами Au-Ag-Hg ряда, селенидами Au-Ag, Ag и Hg, теллуридами Ag и Hg, незначительным количеством халькопирита, а на среднеглубинных (~2,3–5,4 км) значительно возрастает количество халькопирита и доля теллуридов (Au-Ag, Ag), при этом отсутствуют Hg-содержащие минералы Au-Ag-Hg ряда.

Ключевые слова: месторождения золота, самородное золото, теллуриды, селениды, Тува.

Введение

В Туве одним из перспективных рудных узлов на коренное Au является Алдан-Маадырский рудный узел (АМРУ), куда входят небольшие золото-кварцевые рудопрооявления Au, открытые в 1950–1970-х гг. при геолого-съёмочных и поисковых работах. Эти объекты локализованы в осадочных породах и средне-температурных метасоматитах березит-лиственитового ряда, и наиболее крупными из них являются рудопрооявления Хаак-Саир в лиственитах, Улуг-Саир и Арыскан – в осадочных породах и березитах [Зайкова, Зайков, 1969].

В 2008–2019 гг. авторами получены данные о стадийности, условиях образования, минералогических особенностях вышеперечисленных рудопрооявлений с использованием современных аналитических методов. На рудопрооявлении Хаак-Саир гипабиссальной фации глубинности (P ~ 0,5–0,75 кбар, ~1,5–2,3 км) впервые выявлена Au-Se-Te минерализация с селенидами ($HgSe$, $PbSe$, Ag_2Se и Ag_3AuSe_2) и теллуридами ($HgTe$, Ag_2Te), рудопрооявлениях Улуг-Саир и Арыскан гипмезоабиссальной фации глубинности (P ~ 0,75–1,8 кбар, ~2,3–5,4 км) – Au-Se-Te минерализация с теллуридами (Ag_3AuTe_2 , Ag_2Te , $PbTe$, Bi_2Te_3) и селенидами (Ag_3AuSe_2 , Ag_2Se , $PbSe$, $HgSe$) [Кужугет, 2014; Кужугет и др., 2014, 2015, 2017], которым посвящена данная статья.

Геологическое строение рудного узла

АМРУ находится в Западной Туве на левобережье р. Хемчик, в области сочленения V–Є метатерригенных комплексов Западного Саяна, венд-нижнекембрийских океанических комплексов Западной Тувы, ордовик-силурийской молассы Хемчикско-Сыстыгхемского коллизийного прогиба и девонских комплексов Тувинского рифтогенного прогиба [Берзин, Кунгурцев, 1996; Монгуш, 2016]. В геологическом строении рудного узла принимают участие венд-нижнекембрийские, ордовикские, силурийские и девонские породы (рис. 1). Венд-нижнекембрийские породы выделены в чингинскую свиту (V–Є₁чн) и представлены кремнисто-глинистыми сланцами, метабазальтами, метаандезитами и их туфами, прослоями кварцитов и песчаников. Они слагают Аржанский и Тлагаринский тектонические клинья. Базальные горизонты ордовикских пород обрамляют венд-нижнекембрийские выступы и выделены в адырташскую свиту (O₃ад), которая сложена конгломератами, песчаниками с линзами гравелитов. Эти породы распространены в восточной части крыльев Аржанской и Улуг-Саирской горст-антиклиналей в центральной части рудного узла. Наиболее распространены в районе узла породы силура. Они выделены в чергакскую свиту (S₁чр) и представлены зеленоватыми глинистыми сланцами, известняками с редкими прослоями песчаников. Слагают, как правило, синклиналильные структуры, погружающиеся в восточном направле-

нии. Нижне- и среднедевонские породы одного из «рукавов» Тувинского рифтогенного прогиба представлены красноцветными терригенными и вулкано-

генно-осадочными породами кендейской (D_1kn) и хондергейской (D_1hn) свит [Зайков и др., 1966; Безруков, 1969].

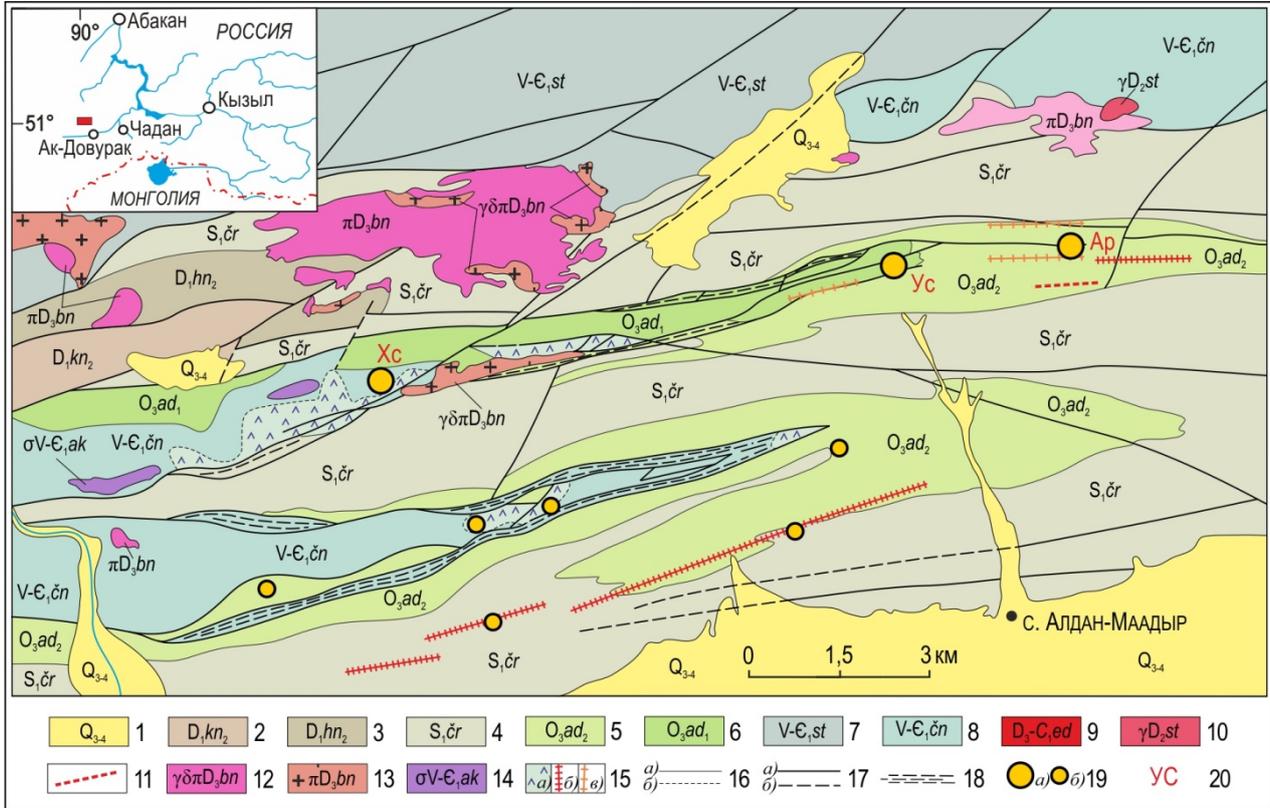


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части АМРУ (по данным В.В. Зайкова и др., 1966 и Б.Д. Васильева и др., 1979 с изменениями)

1 – аллювиально-делювиальные отложения (Q_{3-4}); 2–3 – осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы: 2 – риолитовые порфиры кендейской свиты (D_1kn_2), 3 – красноцветные песчаники и алевролиты хондергейской свиты (D_1hn_2); 4 – алевролиты чергакской свиты ($S_1\check{c}r$); 5 – алевролиты, песчаники, конгломераты верхней подсвиты адырташской свиты (O_{3ad_2}); 6 – рассланцованные конгломераты, алевролиты, гравелиты и песчаники нижней подсвиты адырташской свиты (O_{3ad_1}); 7 – серицит-хлорит-кварцевые сланцы, метаморфизованные алевролиты сютхольской свиты ($V-E_1st$); 8 – эффузивы, алевролиты, песчаники и спилиты чингинской свиты ($V-E_1\check{c}n$); 9 – габбро, монцодиориты и сиенограниты эдегейского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (D_3-C_1); 10 – граниты сютхольского комплекса (D_2st); 11–13 – интрузивные образования баян-кольского комплекса (D_3bn): 11 – дайки микродиоритов III фазы; 12 – кварцевые, андезитовые и риолитовые порфиры II фазы; 13 – $\gamma\delta\pi$ – гранодиорит-, тоналит-порфиры, гранит-порфиры, риолиты I фазы; 14 – серпентиниты, перидотиты, пироксениты, габброиды и диориты офиолитового акдовракского комплекса ($\sigma V-E_1ak$); 15 – рудные тела: лиственитизированные серпентиниты и высокотитанистые базальты (а), березитизированные дайки гранодиоритов II фазы баянкольского комплекса (D_3bn) (б); березитизированные кварцевые песчаники ордовика (в); 16 – границы геологические (а) и фациальных переходов (б); 17 – разрывные нарушения достоверные (а) и предпологаемые (б); 18 – тектонические зоны; 19 – рудопроявления (а); мелкие рудопроявления и точки минерализации Au (б); 20 – названия золото-кварцевых рудопроявлений (Xc – Хаак-Саир, Yc – Улуг-Саир, Ap – Арыскан)

Fig. 1. Geological scheme of the AMOC central area (after V.V. Zaykov et al., 1969 and B.D. Vasilyev et al., 1977, modified)

1 – alluvial sediments (Q_{3-4}); 2–3 – sedimentary, volcanosedimentary, and volcanic rocks: 2 – rhyolites of the Kendei subformation (D_1kn_2); 3 – red-colored sandstones and siltstones of the Khodergei subformation (D_1hn_2); 4 – siltstones of the Chergak Formation ($S_1\check{c}r$); 5 – siltstones, sandstones, conglomerates of the Upper Adyrtash subformation (O_{3ad_2}); 6 – foliated conglomerates, siltstones, gravelstones, and sandstones of the Lower Adyrtash Subformation (O_{3ad_1}); 6 – sericite-chlorite-quartz schists, metamorphosed siltstones of the Sutkhoh Subformation ($V-E_1st$); 8 – effusive rocks, siltstones, sandstones, and spilites of the Chingin Formation ($V-E_1\check{c}n$); 9 – gabbro, and monzodiorites sienogranites Edegey gabbro-monzodiorite-sienogranite complex (D_3-C_1); 10 – granite complex Sytkhol (D_2st); 11–13 – intrusive rocks of the Bayan-Kol complex (D_3bn): 11 – dikes of microdiorites and diorite porphyrites of phase III; quartz and andesite porphyry II of phase; 13 – granodiorite- and tonalite-porphyry, granite-porphyry, and rhyolites of phase I; 14 – serpentinites, peridotites, pyroxenites, and associated diorites of the Akdovrak ophiolite complex ($\sigma V-E_1ak$); 15 – ore bodies: listwanitized rocks (a), beresitized dykes of granodiorites of phase II of the Bayan-Kol complex (D_3bn) (b), Ordovician beresitized quartz sandstones (c); 16 – faults: geological boundaries (a) and facies transitions (b); 17 – faults: significant (a) and prospective (b); 18 – tectonic zone; 19 – ore occurrences (a); ore occurrences and Au mineralization (b); 20 – the title of gold occurrences (Xc – Haak-Sair, Yc – Ulug-Sair, Ap – Ayskan)

Размещение золотого оруденения в пределах узла определяется, главным образом, структурно-тектоническим и магматическим факторами и контролируется опережающими разломами субширотного простирания Хемчикско-Куртушибинского (Саяно-Тувинского) глубинного разлома, которые осложняют линейные горст-антиклинали и антиклинали той же ориентировки. Их ядра сложены венд-нижнекембрийскими офиолитами меланж-олисто-стромовой ассоциации (известняками и интенсивно лиственитизированными серпентинитами, высоко-титанистыми базальтами, габброидами), а крылья – ордовикскими конгломератами, алевролитами и песчаниками. В зонах глубинных разломов размещены интрузивные тела D_{1-3} , D_3-C_1 возраста [Зайков и др., 1966, 1981; Кужугет, 2014].

Сонаправленность складчатых и разрывных структур обусловила линейный характер распределения магматических пород, золоторудных объектов и способствовала формированию узких линейных зон березитизированных и лиственитизированных пород, насыщенных золото-сульфидно-кварцевыми жилами с прожилково-вкрапленной и вкрапленной минерализацией.

Промышленная минерализация Au АМРУ парагенетически связана с малыми интрузиями и дайками гранодиорит-, тоналит-порфирами I фазы и дайками гранодиорит-порфирами II фазы баянкольского комплекса (D_3) [Зайкова, Зайков, 1969, 1981]. Возраст даек габбро III фазы баянкольского комплекса, определенный Ag-Ag методом по роговой обманке, составляет $376,5 \pm 3,4$ млн лет, что соответствует D_3 [Монгуш и др., 2011; Кужугет, 2014].

Методы исследования

При минералогических исследованиях руд и метасоматитов рудопроявлений Au АМРУ для установления последовательности формирования минералов служили онтогенетические признаки (состав, строение, зональность минералов, индукционные поверхности), включая пересечение ранних минеральных агрегатов поздними, а также их брекчирование с цементацией обломков более поздними минеральными парагенезисами.

Минераграфическое изучение руд проведено на оптических микроскопах Olympus BX41, ПОЛАМ П-213М и П-212М. Исследование в отраженных электронах с определением химического состава минералов производилось на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450 + XMax 80 и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd.). Для характеристики золота и минералов (кубических твердых растворов) системы Au-Ag использована терминология, принятая в рабо-

тах [Петровская, 1973; Спиридонов, 2010]: самородное золото (1000–700 ‰), электрум (700–300 ‰) и кюстелит (300–100 ‰), а также Au-содержащее серебро с пробностью менее 100 ‰.

Минералого-геохимические особенности рудопроявлений

Рудопроявление Хаак-Саир выявлено в 1953 г. геологами 21-й партии Дальней экспедиции ВСЕГЕИ В.М. Бондаревым и Г.М. Владимирским и приурочено к осевой части Аржанской горст-антиклинали длиной более 9 км, шириной 1–1,5 км, ядро которой сложено венд-нижнекембрийскими офиолитами (лиственитизированными серпентинитами, базальтами и т.д.). На крыльях структуры они тектонически контактируют с ордовикскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и силурийскими сланцами, смятыми в линейные изоклинали складки субширотного простирания (см. рис. 1). На крыльях структура осложнена субширотными тектоническими нарушениями: на севере – Аржанским разломом, на юге – «Рудным», который «залечен» малыми интрузиями гранодиорит-, тоналит-порфирами I фазы баянкольского комплекса (D_3) [Зайкова, Зайков, 1969; Кужугет и др., 2015].

Золоторудная минерализация сосредоточена в субпараллельных сульфидно-кварцевых жилах и жильных зонах штокверкового типа, приуроченных к центральным частям тел лиственитов, реже конгломератам и песчаникам ордовика. Простирание жил и жильных зон отвечает общему широтному простиранию линзовидных тел лиственитов. Длина жил варьирует от 20 до 250 м, мощность – от 0,1 до 8 м. Жильные зоны представляют собой минерализованные штокверки шириной 1–10 м и длиной 10–100 м, состоящие из жил и прожилков разной мощности [Васильев и др., 1979]. Они сложены молочно-белым, светло-зеленоватым, бледно-коричневым халцедоновидным или тонкозернистым кварцем. Распределение Au в рудах крайне неравномерное и характеризуется значительными вариациями Ag/Au – от 0,12 до 300. Среднее содержание Au составляет 2,5 г/т, Ag – 26,55 г/т; наблюдается корреляция Au с Cu, Sb, As, Ag, B, Pb, Ba, Zn, Mo, W, Bi, Te, Cd и Mg [Кужугет, 2014].

На рудопроявлении развиты дорудные кварц-турмалиновые метасоматиты и жилы с шеелитом, W-содержащим рутилом и пиритом (этап I), которые сменяются лиственитами и жилами собственно золото-сульфидно-кварцевой формации (этап II) [Васильев и др., 1979; Зайков и др., 1981].

I кварц-турмалиновый высокотемпературный этап включает турмалиновую (1) и турмалин-кварцевую (2) стадии. II золото-сульфидно-кварцевый этап включает дорудные (березит-

лиственитовую (1) и пирит-кварцевую (2)), рудные (золото-арсенопирит-сульфосолюно-кварцевую (3), золото-ртутисто-селенидно-теллуридно-сульфидно-сульфосолюно-кварцевую (4)) и пострудные (хлорит-турмалин-кварцевую (5), карбонат-кварцевую (6) и хлорит-кварцевую (7)) стадии (рис. 2).

Минерал		Рудопроявления					
		Хаак-Саир		Улуг-Саир		Арыскан	
		Рудные стадии					
		I	II	I	II	I	II
Оксиды, карбонаты, и сульфаты	Кварц	◆	◆	◆	◆	◆	◆
	Кальцит	◆	◆	◆	◆		
	Доломит	◆	◆		◆		
	Барит		◆		◆		◆
Сульфиды, сульфосолюноиды	Пирит FeS ₂	◆	◆	◆	◆	◆	◆
	Халькопирит CuFeS ₂	◆	◆	◆	◆	◆	◆
	Галенит PbS	◆	◆	◆	◆	◆	◆
	Se-галенит		◆		◆		
	Борнит Cu ₅ FeS ₄	◆	◆		◆		◆
	Сфалерит ZnS		◆		◆		◆
	Акантит Ag ₂ S	◆	◆				
	Ялпаит Ag ₃ CuS ₂		◆				
	Виттихенит Cu ₃ BiS ₃				◆		
	Se-киноварь Hg(S,Se)		◆				
	Se-имитерит Ag ₂ Hg(S,Se) ₂		◆				
	Арсенопирит FeAsS	◆	◆				
	Герсдорфит NiAsS		◆				
Сульфосолю	Теннантит Cu ₁₀ (Fe,Zn) ₂ As ₄ S ₁₃	◆	◆		◆		◆
	Тетраэдрит Cu ₁₀ (Fe,Zn) ₂ Sb ₄ S ₁₃	◆	◆		◆		
	Аргентотетраэдрит (Ag,Cu) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	◆	◆				
	Бурнонит CuPbSbS ₃	◆	◆				
Самородные и руды Au-Ag-Hg	Золото	◆	◆	◆	◆	◆	◆
	Электрум	◆	◆	◆	◆		
	Hg-золото		◆				
	Hg-электрум		◆				
	Hg-кюстелит		◆				
	Hg-серебро		◆				
	Самородный Bi				◆		
Самородный Te						◆	
Селениды	Фишессерит Ag ₃ AuSe ₂		◆		◆		◆
	Науманнит Ag ₂ Se		◆		◆		
	Клаусталит PbSe		◆				◆
	S-клаусталит		◆				
	Тиманнит HgSe		◆		◆		
Теллуриды, селенотеллуриды и халькогениды Au	Гессит Ag ₂ Te		◆		◆		◆
	Петцит Ag ₃ AuTe ₂				◆		◆
	Алтаит PbTe				◆		◆
	Колорадоит HgTe		◆				
	Теллуровисмутит Bi ₂ Te ₃		◆				◆
	Цумоит BiTe						◆
	Se-волынскит AgBi(Te,Se) ₂				◆		
	Кавацулит Bi ₂ Te ₂ Se				◆		◆
	Буххорнит AuPb ₂ BiTe ₂ S ₃						◆

Рис. 2. Парагенетическая схема рудных стадий рудопроявлений Алдан-Маадырского рудного узла

Рудные стадии: Хаак-Саир – золото-арсенопирит-сульфосолюно-кварцевая (I), золото-ртутисто-селенидно-теллуридно-сульфидно-сульфосолюно-кварцевая (II); Улуг-Саир и Арыскан – золото-сульфидно-кварцевая (I), золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая (II)

Fig. 2. Mineral formation sequence of ore substages of the Aldan-Maadyr gold-ore cluster

Ore substages: the Khaak-Sair ore occurrence – gold-arsenopyrite-sulfosalt-sulfide-quartz (I), gold-mercury-selenide-telluride-sulfosalt-quartz (II); Ulug-Sair and Aryskaan ore occurrences – gold-sulfide-quartz (I), and gold-telluride-sulfide-quartz (II)

Высокотемпературные кварц-турмалиновые метасоматиты представляют собой породы (мощностью до 1–2 м), развитые по кварц-полевошпатовым песчаникам ордовика, сложенные бледно- и светло-зеленым игольчато-призматическим турмалином с более поздними кварц-турмалиновыми и молочно-белыми кварцевыми прожилками.

Листвениты, развитые по венд-нижнекембрийским осадочным и магматическим породам, слагают вытянутые до 2 км в широтном направлении тела мощностью 0,3–1,5 км. Листвениты представляют собой полосчатые, прожилково-пятнистые, мелко-, среднезернистые породы, сложенные карбонатом (Fe-доломитом, кальцитом) – 40–60 %, кварцем – 20–30 %, Sr-содержащими (до 0,8 мас. % Sr_2O_3) слюдами мусковит-парагонитового ряда ~ 5–15 %, пиритом и лимонитом по пириту ~ 1–5 %.

Золото-арсенопирит-сульфосольно-кварцевые жилы (I) сложены золотом (Au 74,64–98,97; Ag 4,27–24,83, Cu 0,00–0,65 мас. %), электрумом (Ag 30,97–51,38; Au 48,60–68,67; Cu 0,00–0,56 мас. %), галенитом, халькопиритом, герсдорфитом, бурнонитом, арсенопиритом (Ni до 4,8 мас. %), теннантитом (Bi до 1,1 мас. %), тетраэдритом (Bi до 1,5 мас. %), ар-

гентотеннантитом (Ag до 50,05 мас. %) ± пирит ± борнит ± кальцит ± доломит (FeO до 1,09 мас. %) ± Fe-доломит (FeO от 5,84 до 8,62 мас. %, MnO до 0,31 мас. %) и рассеяны жилами II рудной стадии.

Золото-ртутисто-селенидно-теллуридно-сульфидно-сульфосольно-кварцевые жилы (II) сложены теннантитом (Bi до 1,4 мас. %), тетраэдритом (Bi до 1,6 мас. %, Ag до 22 мас. %), аргентотетраэдритом (Ag до 40 мас. %), халькопиритом, гесситом, акантитом, герсдорфитом (Fe до 3,76 мас. %, Co до 6,88), галенитом (Se до 14,5 мас. %, Ag до 5 мас. %), клаусталитом (S до 4,69 мас. %), науманнитом (S до 2,6 мас. %), фишессеритом, тиманнитом, колорадоитом, золотом (Au 74,57–94,76; Ag 3,39–24,97; Hg 0,00–2,03; Cu 0,00–0,78 мас. %), Hg-золотом (Au 69,91–83,08; Ag 8,64–24,13; Hg 5,36–10,60; Cu 0,00–0,85 мас. %), Hg-электрумом (Ag 25,22–64,73; Au 31,24–66,93; Hg 3,61–17,42; Cu 0,00–0,81 мас. %), Hg-кюстелитом (Ag 56,26–72,76; Au 11,81–29,15; Hg 5,31–17,7; Cu 0,00–0,58 мас. %), Au-содержащим Hg-серебром (Ag 73,12–75,91; Hg 18,05–22,15; Au 1,91–8,32; Cu 0,00–0,28 мас. %), баритом, бурнонитом ± теллурувисмутит ± борнит ± сфалерит ± Se-имитерит ± Se-киноварь ± ялпаит ± кальцит (FeO до 0,89 мас. %, MnO до 0,26) (рис. 3).

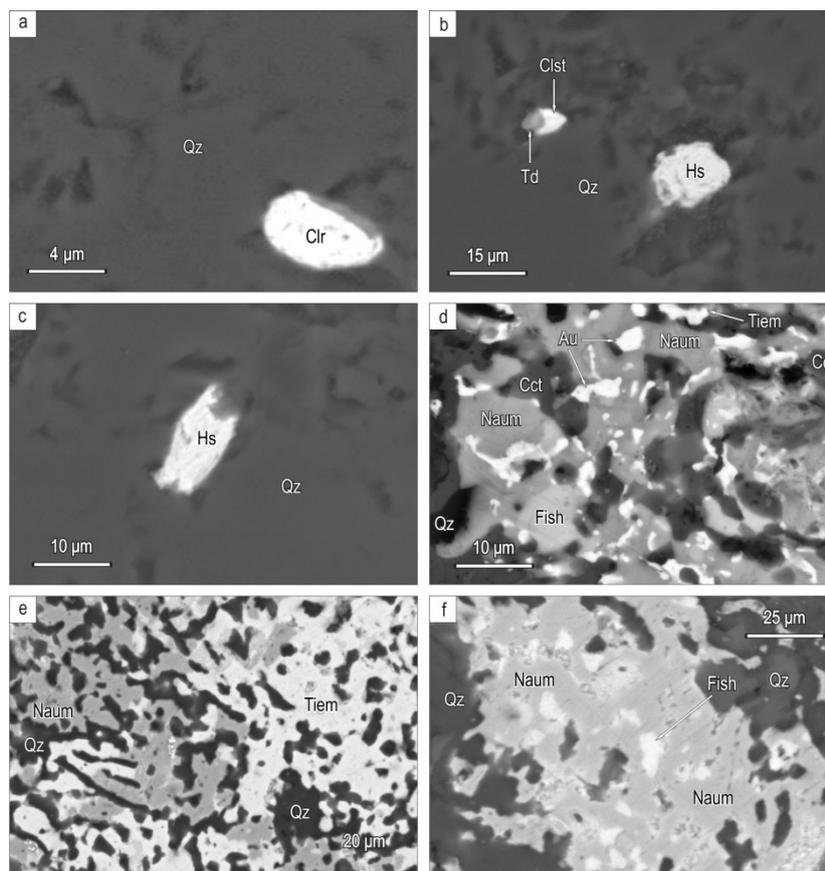


Рис. 3. Формы выделения колорадоита (Clr), клаусталита (Clst), гессита (Hs), науманнита (Naum), фишессерита (Fish), тиманнита (Tiem), тетраэдрита (Td), золота (Au) в кварце (Qz) и халькозине (Cct) рудопроявления Хаак-Саир. BSE-фото

Fig. 3. Coloradoite (Clr), clausenthalite (Clst), tetrahedrite (Td), hessite (Hs), naumannite (Naum), fischesserite (Fish), gold (Au), tiemannite (Tiem) in quartz (Qz), and chalcocite (Cct) of Khaak-Sair ore occurrence. BSE photos

Рудные минералы кварцевых жил и жильных зон частично или полностью окислены. Мощность зоны гипергенеза составляет не менее 200 м. В коре выветривания развиты халькозин, ковеллин, малахит, азурит, гематит, гётит, гидрогётит, штрмейерит, англезит, церуссит, линарит, ромеит, гидроромеит, трипугиит, триппкеит, конихальцит, брошантит, скородит, акантит, серебро, золото, атакамит, иодиды, бромиды и хлориды, образованные при окислении первичных минералов [Кужугет и др., 2015].

Теллуриды (гессит, колорадоит), селениды (фишессерит, науманнит, тиманнит, клаусталит) и селенистые минералы (Se-галенит, Se-киноварь) редки, но являются характерными минералами II рудной стадии, встречаются в виде зерен и их агрегатов размером до

100 мкм в кварце, блеклых рудах, халькопирите в ассоциации с минералами Au-Ag-Hg ряда (рис. 3–4).

На рудопроявлении Хаак-Саир широко развиты блеклые руды теннантит-тетраэдритового ряда с примесью Bi до 1,6 мас. % в виде единичных зерен теллуровисмутита. Составы селенидов, теллуридов и Se-содержащих минералов показаны в таблице.

Самородное золото (до 3 мм) комковатой, комковато-ветвистой, комковато-ячеистой, уплощенной, губчатой, дендритовидной, реже идиоморфной (октаэдры, кубооктаэдры и их комбинации и срастания) формы встречается в виде тонких вкраплений в кварце, блеклых рудах и находится в срастании с сульфидами и селенидами.

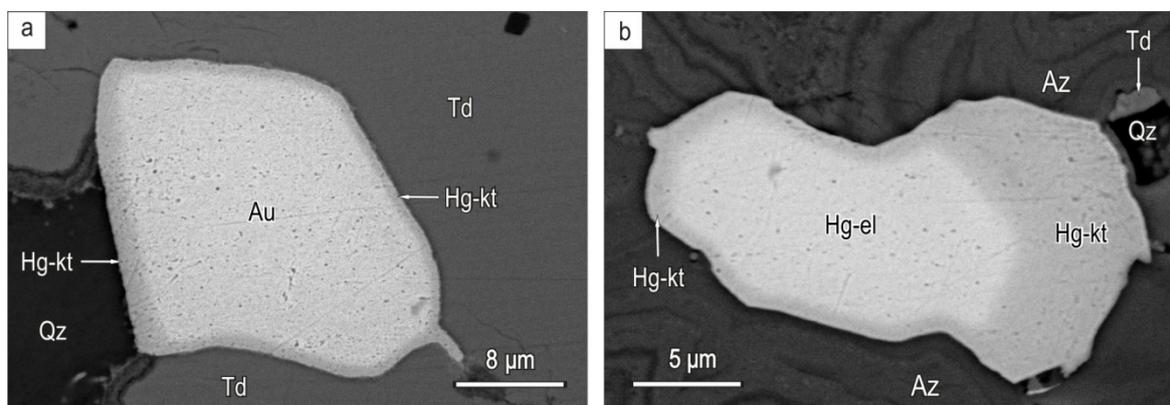


Рис. 4. Формы выделения золота (Au), Hg-электрума (Hg-el), Hg-кюстелита (Hg-kt) в кварце (Qz), тетраэдрите (Td) и азурите (Az) рудопроявления Хаак-Саир. BSE-фото

Fig. 4. Gold (Au), Hg-electrum (Hg-el), Hg-kustelite (Hg-kt) in quartz (Qz), tetrahedrite (Td), and azurite (Az) of Khaak-Sair ore occurrence. BSE photos

Химический состав теллуридов, селенидов и селенистых минералов АМРУ, мас. %

Chemical composition of tellurides, selenides, and Se-minerals of the AMOC, wt %

№ п/п	Минерал	Au	Ag	Hg	Pb	Bi	Te	Se	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
Рудопроявление Хаак-Саир											
1	Фишессерит	29,22	47,68	–	–	–	–	23,08	–	99,98	Ag _{3,00} Au _{1,01} Se _{0,99}
2		29,09	47,25	–	–	–	–	23,15	–	99,48	Ag _{2,99} Au _{1,01} Se _{2,00}
3		28,13	47,46	0,90	–	–	–	22,96	–	99,45	Ag _{3,01} (Au _{0,98} Hg _{0,01}) _{0,99} Se _{1,99}
4	Науманнит	–	73,21	–	–	–	–	26,99	–	100,2	Ag _{2,00} Se _{1,00}
5		–	73,20	–	–	–	–	26,34	–	99,54	Ag _{2,01} Se _{0,99}
6		–	72,82	–	–	–	0,95	25,91	–	99,68	Ag _{2,00} (Se _{0,98} Te _{0,02}) _{1,00}
7		–	72,95	–	–	–	0,92	25,73	–	99,60	Ag _{2,01} (Se _{0,97} Te _{0,02}) _{0,99}
8		–	72,98	–	–	–	0,92	25,46	0,43	99,79	Ag _{1,99} (Se _{0,95} S _{0,04} Te _{0,02}) _{1,01}
9		–	72,64	–	–	–	0,91	25,36	0,39	99,30	Ag _{1,99} (Se _{0,95} S _{0,04} Te _{0,02}) _{1,01}
10		–	75,20	–	–	–	–	21,78	2,62	99,60	Ag _{1,98} (Se _{0,79} S _{0,23}) _{1,02}
11		–	74,69	–	–	–	–	23,67	1,5	99,86	Ag _{2,00} (Se _{0,87} S _{0,13}) _{1,00}
13	Тиманнит	–	–	71,98	–	–	–	27,57	–	99,55	Hg _{1,01} Se _{0,99}
14		–	–	71,05	–	–	–	28,56	–	99,61	Hg _{0,99} Se _{1,01}
15		–	1,73	69,80	–	–	–	27,97	–	99,50	(Hg _{0,99} Ag _{0,04}) _{1,01} Se _{0,99}
16	Клаусталит	–	–	–	72,73	–	–	27,24	–	–	Pb _{1,01} Se _{0,99}
17		–	–	–	76,77	–	–	18,14	4,34	99,25	Pb _{1,01} (Se _{0,62} S _{0,37}) _{0,99}
18		–	–	–	76,86	–	–	17,78	4,69	99,33	Pb _{1,00} (Se _{0,61} S _{0,39}) _{1,00}
19		–	–	–	76,86	–	–	17,78	4,69	99,33	Pb _{1,00} (Se _{0,61} S _{0,39}) _{1,00}

Продолжение табл.
Extension of Table

№ п/п	Минерал	Au	Ag	Hg	Pb	Bi	Te	Se	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
20	Се-галенит	–	2,89	–	75,33	–	–	14,50	6,6	99,32	$(Pb_{0,93}Ag_{0,07})_{1,00}(S_{0,53}Se_{0,47})_{1,00}$
21		–	1,41	–	80,12	–	–	10,67	6,93	99,13	$Pb_{1,03}Ag_{0,03}(S_{0,58}Se_{0,36})_{0,94}$
22		–	1,51	–	80,62	–	–	11,15	6,64	99,92	$Pb_{1,03}Ag_{0,04}(S_{0,55}Se_{0,38})_{0,93}$
23		–	–	–	80,96	–	–	12,80	6,68	100,44	$Pb_{1,03}(S_{0,55}Se_{0,42})_{0,97}$
24		–	1,58	–	78,73	–	–	10,50	8,78	99,59	$(Pb_{0,95}Ag_{0,04})_{0,99}(S_{0,68}Se_{0,33})_{1,01}$
25		–	1,35	–	78,65	–	–	11,72	8,26	99,98	$(Pb_{0,95}Ag_{0,03})_{0,98}(S_{0,65}Se_{0,37})_{1,02}$
26		–	4,99	–	77,98	–	–	9,32	7,46	99,75	$(Pb_{0,97}Ag_{0,12})_{1,09}(S_{0,60}Se_{0,31})_{0,91}$
27	–	2,95	–	79,42	–	–	8,48	9,13	99,98	$(Pb_{0,95}Ag_{0,05})_{1,02}(S_{0,71}Se_{0,27})_{0,98}$	
28	Се-киноварь	–	–	77,72	–	–	–	15,15	6,47	99,34	$Hg_{0,99}(S_{0,51}Se_{0,49})_{1,01}$
29	Гессит	–	62,48	–	–	–	36,56	–	–	99,04	$Ag_{2,01}Te_{0,99}$
30		–	62,33	–	–	–	37,07	–	–	99,35	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
31		–	63,08	–	–	–	36,48	–	–	99,56	$Ag_{2,01}Te_{0,99}$
32		–	62,31	–	–	–	36,72	–	–	99,03	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
33		–	62,32	–	–	–	37,02	–	–	99,34	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
34		–	62,59	–	–	–	37,25	–	–	99,84	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
35		–	62,49	–	–	–	37,07	–	–	99,56	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
36	–	62,71	–	–	–	36,56	–	–	99,27	$Ag_{2,01}Te_{0,99}$	
37	–	63,09	–	–	–	36,26	–	–	99,35	$Ag_{2,02}Te_{0,98}$	
38	Колорадоит	–	–	61,32	–	–	37,79	–	–	99,11	$Hg_{1,02}Te_{0,98}$
39		–	–	61,41	–	–	38,17	–	–	99,58	$Hg_{1,01}Te_{0,99}$
40		–	–	61,62	–	–	37,96	–	–	99,58	$Hg_{1,01}Te_{0,99}$
41		–	–	61,40	–	–	37,85	–	–	99,25	$Hg_{1,02}Te_{0,98}$
42	–	–	61,06	–	–	38,42	–	–	99,48	$Hg_{1,01}Te_{0,99}$	
43	Теллуровисмутит	–	–	–	–	51,82	47,67	–	–	99,49	$Bi_{1,99}Te_{3,01}$
Рудопровявление Улуг-Саир											
44	Петцит	25,21	41,56	–	–	–	32,69	–	–	99,46	$Ag_{3,00}Au_{1,00}Te_{2,00}$
45		25,10	41,55	–	–	–	33,15	–	–	99,80	$Ag_{2,99}Au_{0,99}Te_{2,02}$
46	Гессит	–	62,08	–	–	–	37,34	–	–	99,42	$Ag_{1,99}Te_{1,01}$
47		–	62,64	–	–	–	37,76	–	–	99,40	$Ag_{2,01}Te_{0,99}$
48		–	62,38	–	–	–	36,86	–	–	99,24	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
49		–	62,72	–	–	–	36,43	–	–	99,15	$Ag_{2,01}Te_{0,99}$
50		–	63,28	–	–	–	36,49	–	–	99,77	$Ag_{2,02}Te_{0,98}$
51		–	62,91	–	–	–	36,81	–	–	99,72	$Ag_{2,01}Te_{0,99}$
52		–	62,58	–	–	–	36,56	–	–	99,14	$Ag_{2,01}Te_{0,99}$
53		–	62,79	–	–	–	36,72	–	–	99,51	$Ag_{2,01}Te_{0,99}$
54		–	62,67	–	–	–	37,08	–	–	99,75	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
55		–	62,75	–	–	–	36,57	–	–	99,32	$Ag_{2,01}Te_{0,99}$
56		–	63,03	–	–	–	37,12	–	–	100,15	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
57		–	62,59	–	–	–	37,14	–	–	99,73	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
58		–	63,12	–	–	–	36,47	–	–	99,59	$Ag_{2,02}Te_{0,98}$
59		–	62,22	–	–	–	37,29	–	–	99,51	$Ag_{1,99}Te_{1,01}$
60		–	62,29	–	–	–	37,47	–	–	99,76	$Ag_{1,99}Te_{1,01}$
61		–	62,25	–	–	–	37,55	–	–	99,80	$Ag_{1,99}Te_{1,01}$
62	–	61,85	–	–	–	37,37	–	–	99,22	$Ag_{1,99}Te_{1,01}$	
63	–	60,72	–	1,80	–	36,93	–	–	99,15	$(Ag_{1,96}Pb_{0,03})_{1,99}Te_{1,01}$	
64	–	60,65	–	1,75	–	36,95	–	–	99,35	$(Ag_{1,96}Pb_{0,02})_{1,98}Te_{1,02}$	
65	Кавацулит	–	–	–	–	54,22	36,01	8,98	–	99,21	$Bi_{1,98}Te_{2,15}Se_{0,87}$
66		–	–	–	–	55,37	36,50	7,79	–	99,66	$Bi_{2,04}Te_{2,20}Se_{0,76}$
67		–	–	–	–	55,17	35,56	8,74	–	99,51	$Bi_{2,02}Te_{2,13}Se_{0,85}$
68		–	–	–	–	55,26	35,55	8,28	–	99,09	$Bi_{2,04}Te_{2,15}Se_{0,81}$
69	–	–	–	–	55,48	35,61	8,78	–	99,87	$Bi_{2,02}Te_{2,13}Se_{0,85}$	
70	Се-вольнскит	–	19,76	–	–	39,23	30,58	9,59	–	99,16	$Ag_{1,00}Bi_{1,03}Te_{1,31}Se_{0,66}$
71		–	20,37	–	–	39,17	29,48	10,45	–	99,47	$Ag_{1,02}Bi_{1,01}Te_{1,25}Se_{0,72}$
72	Фишессерит	27,39	48,86	–	–	–	–	23,27	–	99,52	$Au_{0,94}Ag_{3,06}Se_{2,00}$
73		25,42	51,36	–	–	–	–	23,08	–	100,06	$Au_{0,86}Ag_{3,19}Se_{1,95}$
74		27,95	48,70	–	–	–	–	23,07	–	99,72	$Au_{0,96}Ag_{3,06}Se_{1,98}$
75		25,56	50,44	–	–	–	–	23,72	–	99,72	$Au_{0,87}Ag_{3,13}Se_{2,01}$
76		26,00	51,42	–	–	–	–	23,04	–	100,46	$Au_{0,88}Ag_{3,18}Se_{1,94}$
77		26,49	50,19	–	–	–	–	23,26	–	99,94	$Au_{0,90}Ag_{3,12}Se_{1,98}$
78	27,14	49,63	–	–	–	–	23,01	–	99,78	$Au_{0,93}Ag_{3,10}Se_{1,97}$	
79	Алтаит	–	–	–	60,76	–	38,44	–	–	99,20	$Pb_{0,99}Te_{1,01}$
80	Науманнит	–	72,69	–	–	–	–	26,52	–	99,21	$Ag_{2,00}Se_{1,00}$
81		–	74,75	–	–	–	–	–	22,91	1,80	99,46

Окончание табл.
End of Table

№ п/п	Минерал	Au	Ag	Hg	Pb	Bi	Te	Se	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
80	Тиманнит	–	–	72,58	–	–	–	26,49	0,76	99,83	Hg _{1,00} (Se _{0,93} S _{0,07}) _{1,00}
81		–	–	72,81	–	–	–	25,60	1,08	99,49	Hg _{1,01} (Se _{0,90} S _{0,09}) _{0,99}
82		–	–	73,65	–	–	–	23,92	1,97	99,54	Hg _{1,00} (Se _{0,83} S _{0,17}) _{1,00}
83		–	–	74,05	–	–	–	26,98	2,65	99,76	Hg _{0,99} (Se _{0,79} S _{0,22}) _{1,01}
84		–	–	74,76	–	–	–	21,69	2,93	99,38	Hg _{1,01} (Se _{0,74} S _{0,25}) _{0,99}
85	–	–	76,69	–	–	–	17,81	4,84	99,34	Hg _{1,01} (Se _{0,59} S _{0,40}) _{0,99}	
86	Se-содержащий галенит	–	–	–	86,16	–	–	0,58	12,68	99,42	Pb _{1,01} (S _{0,97} Se _{0,02}) _{0,99}
87		–	–	–	85,83	–	–	0,64	12,69	99,16	Pb _{1,01} (S _{0,97} Se _{0,02}) _{0,99}
		–	–	–	85,82	–	–	1,71	12,11	99,64	Pb _{1,02} (S _{0,93} Se _{0,05}) _{0,98}

Рудопроявление Арыскан

88	Петцит	25,59	40,99	–	–	–	32,54	–	–	99,12	Ag _{2,98} Au _{1,02} Te _{2,00}
89		25,62	41,72	–	–	–	32,89	–	–	100,23	Ag _{3,00} Au _{1,00} Te _{2,00}
90		25,26	41,21	–	–	–	32,69	–	–	99,16	Ag _{2,99} Au _{1,00} Te _{2,01}
91		23,48	42,34	–	–	–	33,47	–	–	99,79	Ag _{3,03} Au _{0,94} Te _{2,03}
92		41,86	25,53	–	–	–	32,31	–	–	99,70	Ag _{3,02} Au _{1,01} Te _{1,97}
93	41,38	25,72	–	–	–	32,76	–	–	99,86	Ag _{2,99} Au _{1,01} Te _{2,00}	
94	Гессит	–	63,21	–	–	–	36,67	–	–	99,88	Ag _{2,01} Te _{0,99}
95		–	62,22	–	–	–	36,98	–	–	99,20	Ag _{2,00} Te _{1,00}
96	Цумоит	–	–	–	–	61,53	38,32	–	–	99,85	Bi _{0,99} Te _{1,01}
97		–	–	–	–	63,17	36,13	–	–	99,30	Bi _{1,03} Te _{0,97}
98	Теллуровисмутит	–	–	–	–	53,02	46,80	–	–	99,82	Bi _{2,04} Te _{2,96}
99		–	–	–	–	51,14	48,11	–	–	99,25	Bi _{1,97} Te _{3,03}
100		–	–	–	–	52,03	47,11	–	–	99,14	Bi _{2,01} Te _{2,99}
101		–	–	–	–	52,07	47,53	–	–	99,60	Bi _{2,00} Te _{3,00}
102	Алтаит	–	–	–	62,28	–	36,30	1,11	–	99,69	Pb _{1,00} (Te _{0,95} Se _{0,05})
103		–	1,93	–	58,34	–	39,14	–	–	99,41	(Pb _{0,93} Ag _{0,06}) _{0,99} Te _{1,01}
104	Фишессерит	50,14	30,28	–	–	–	–	15,83	3,34	99,59	Ag _{3,02} Au _{1,00} (Se _{1,30} S _{0,68}) _{1,98}
105		47,56	28,94	–	–	–	–	22,92	–	99,42	Ag _{3,01} Au _{1,01} Se _{1,98}
106	Клаусталит	–	–	–	73,81	–	–	23,78	1,53	99,12	Pb _{1,01} (Se _{0,86} S _{0,13}) _{0,99}
107	Букхорнита	17,17	–	–	33,53	17,14	22,85	–	8,93	99,62	(Pb _{1,85} Bi _{0,94} S _{3,18}) _{5,97} (Au _{0,99} Te _{2,04}) _{3,04}
108		17,85	–	–	38,01	14,27	21,27	–	8,25	99,65	(Pb _{2,16} Bi _{0,80} S _{3,02}) _{5,98} (Au _{1,06} Te _{1,96}) _{3,02}
109		17,37	–	–	38,33	14,61	21,29	–	7,79	99,39	(Pb _{2,21} Bi _{0,84} S _{2,91}) _{5,96} (Au _{1,05} Te _{1,99}) _{3,04}
110		16,30	–	–	36,45	15,60	22,96	–	8,36	99,67	(Pb _{2,05} Bi _{0,87} S _{3,03}) _{5,95} (Au _{0,96} Te _{2,09}) _{3,05}

Примечание. Химический состав минералов определен на растровом электронном микроскопе MIRA LM (аналитик Н.С. Карманов, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) (пределы обнаружения содержаний элементов-примесей – около 0,01 мас. %). Прочерк – ниже пределов обнаружения. Формулы фишессерита, петцита рассчитаны на 6 ат., кавацулита, теллуровисмутита – на 5 ат., Se-вольынскита – 4 ат., науманнита, гессита – на 3 ат., тиманнита, Se-киновари, колорадоита, алтаита, клаусталит, галенита, цумоита – на 2 ат.

Note. The chemical composition of the minerals was identified using a scanning electron microscope MIRA LM (analyst N.S. Karmanov, IGM SB RAS, Novosibirsk) The detection limits for the contents of impurity elements are about 0,01 wt.%. A dash is below detection limits. The formulas of fishecherite, petcite are calculated for 6 at., Cavatulite, tellurium bismuthite – for 5 at., Sevolynskita – 4 at., Naumannite, hessite – 3 at., Timannite, Se-cinnabar, coloradoite, altaite, clausalite, galena, tsumoita – by 2 at.

Поверхность золотин шагренева, мелкоямчатая, зеркально гладкая и ямчато-бугорчатая. Цвет варьирует от золотисто-желтого до серебристого с желтоватым оттенком. Для зерен золота характерна ярко выраженная зональность – от центра к периферии, как правило, закономерно увеличиваются содержания Ag и Hg, при уменьшении Au, т.е. наблюдаются зерна, центр которых сложен золотом, а к каймам постепенно переходит к Hg-электруму или Hg-кюстелиту (см. рис. 4). В рудах количественно преобладают высоко- и среднепробное золото и ртутистые разновидности электрума и кюстелита. Средняя

пробность золота для 160 зерен (249 ан.) составляет 690 ‰ при вариациях от 19 до 957 ‰.

Рудопроявление Улуг-Саир выявлено в 1964 г. В.В. Зайковым при геологической съёмке 1 : 50 000 масштаба. Оно приурочено к осевой части одноименной горст-антиклинали субширотного простирания и осложненной тектоническими нарушениями Аржанской горст-антиклинали. Протяженность ее составляет 6 км, размах крыльев – 2–3 км, ядро сложено ордовикскими конгломератами, алевролитами, песчаниками и венд-нижнекембрийскими офиолитами (обнаженными западнее рудопроявления),

крылья – ордовикскими алевролитами, силурийскими сланцами и алевролитами (см. рис. 1).

На рудопоявлении выявлено 78 кварцевых жил и 38 жильных зон в конгломератах, алевролитах, кварц-турмалиновых метасоматитах, реже в березитах. Простираение жил ВСВ, падение близкое вертикальному, мощность – от 15 см до 2 м, длина – 20–100 м. Жильные зоны имеют ширину от 3 до 40 м и протяженность от 20 до 120 м [Зайков, Зайкова, 1969].

Зеленоватые, серые и лилово-серые конгломераты ордовика слагают пачки мощностью 10–50 м и разделены тонкими прослоями гравелитов, песчанников и алевролитов, по которым развиваются кварц-турмалиновые метасоматиты (мощностью до 5–7 м) с рутилом (в том числе W-содержащим), фторапатитом, шеелитом, пиритом и светло-зеленым игольчато-призматическим турмалином. Отметим, что на рудопоявлении Хаак-Саир кварц-турмалиновые метасоматиты генетически связаны с интрузиями тоналит-порфиоров баянкольского комплекса (D_3bn) [Зайков и др., 1981]. Широкое развитие турмалиновой минерализации на рудопоявлении Улуг-Саир дает основание предполагать наличие на глубине гранитоидного интрузива мезоабиссальной фации глубинности.

Березиты развиты по осадочным породам и дайкам кислого и среднего состава. Березиты по осадочным породам имеют «занозистую» (типа «конского хвоста») форму тел и крутое (с углами падения 75–85°), иногда вертикальное залегание согласно с вмещающими породами. Они варьируют по мощности от 0,5 до 2 м и имеют протяженность от 100 до 150 м, березитизированные дайки риолит-, гранодиорит-порфиоров – плитообразную, местами жилообразную форму, мощностью 1–3 м и протяженностью от 0,3 до 0,5 км, реже до 1 км. По минеральному составу березиты обеих разновидностей сходны – желтоватые гидротермально-измененные, тонко- и скрытокристаллические породы с тонкими пирит-кварцевыми и карбонатными прожилками, сложенные кварцем (30–50 %), альбитом (40–60 %), серицитом (до 5–10 %), кальцитом, анкеритом (до 10–30 %) и пиритом в виде хорошо ограненных кубических кристаллов (1–15 %) размером, в среднем, 1–5 мм, в максимуме достигая 1–3 см.

Среднее содержание Au в рудах составляет 3,45 г/т, Ag – 4,15 г/т [Зайков, Зайкова, 1969]. В рудах установлена положительная корреляция Au с Cu, V, Ag, Sb, As, Te, Bi, Mn, Ba, Sr, Pb, Mg, Mo, Cd, Zn и W [Кужугет, 2014].

На рудопоявлении Улуг-Саир «дозолоторудные» кварц-турмалиновые метасоматиты (этап I) сменяются собственно золото-сульфидно-кварцевой минерализацией в березитах (этап II). Опираясь на работы предшественников [Зайков, Зайкова, 1969; Васильев и др., 1979] и собственные наблюдения, установлено, что ранний высокотемпературный дозолоторуд-

ный кварц-турмалиновый этап представлен двумя стадиями: турмалиновой (1) и турмалин-кварцевой (2). На II этапе золото-сульфидно-кварцевое оруденение формировалось в течение 7 стадий: дорудные березитовая (1) и пирит-кварцевая (2); рудные золото-сульфидно-кварцевая (3) и золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая (4); пострудные хлорит-турмалин-кварцевая (5), карбонатно-кварцевая (6) и хлорит-гематит-кварцевая (7) (см. рис. 2).

Золото-сульфидно-кварцевые жилы (I) сложены кварцем, халькопиритом, пиритом, галенитом, золотом (Au 72,12–96,44; Ag 3,36–27,69; Cu 0,00–0,69; Te 0,00–0,04 мас. %), электрумом (Ag 29,80–38,45; Au 61,55–69,71; Cu 0,00–0,46 мас. %).

Золото-теллуридно-сульфидно-кварцевые жилы (II) сложены кварцем, хлоритом, серицитом, борнитом, халькопиритом, теннантитом, тетраэдритом, галенитом, Se-содержащим галенитом (Se до 1,7 мас. %), петцитом, гесситом, фишессеритом (Pb до 1 мас. %, Te – 0,6 мас. %), науманнитом, тиманнитом (S – 4,84 мас. %), кавацулитом, Se-волынскитом (Se до 10,5 мас. %), виттихенитом, алтаитом, баритом, сфалеритом, кальцитом, доломитом, акантитом, золотом (Au 72,56–90,10; Ag 9,47–27,44; Cu 0,00–0,50; Te 0,00–0,02 мас. %), электрумом (Au 60,37–69,45; Ag 30,53–40,12 мас. %), самородным Bi (рис. 5, см. таблицу).

Петцит и гессит рудопоявления Улуг-Саир представлены мелкими включениями (1–50 мкм) в халькозине, реже борните и кварце. Фишессерит, науманнит, тиманнит, кавацулит, Se-волынскит и виттихенит встречаются более ограниченно, чем теллуриды Au и Ag. Часто наблюдаются тонкие сростания этих минералов в халькозине в ассоциации с золотом, баритом, самородным Bi (рис. 5). В окисленных рудах наблюдаются малахит, азурит, халькозин, ковеллин, лимонит, иодаргирит, бисмутит $Bi_2O_2(CO_3)$ и т.д. [Кужугет, 2015]. Мощность зоны гипергенеза составляет не менее 100 м.

Золото рудопоявления трещинно-прожилковой, комковидной, комковидно-ветвистой, дендритовидной и кристаллической (октаэдры, кубооктаэдры, комковидные выделения с плохо развитыми гранями) форм отмечается в виде мелких выделений в кварце, халькопирите, борните, халькозине и пирите, а также в сростании с сульфидами, теллуридами и реликтовым турмалином. Поверхность золотинок шагреновая, иногда зеркально гладкая, часто наблюдаются отпечатки других минералов. Цвет золотисто-желтый, реже светло-желтый. Золотины слабо зональные с тенденцией к увеличению содержания Ag к периферии зерен на 3–7 мас. %. В рудах количественно преобладает высоко- и среднепробное золото, менее распространено низкопробное. Средняя пробность золота (97 зерна, 262 ан.) составляет 884 ‰ при вариациях от 601 до 967 ‰.

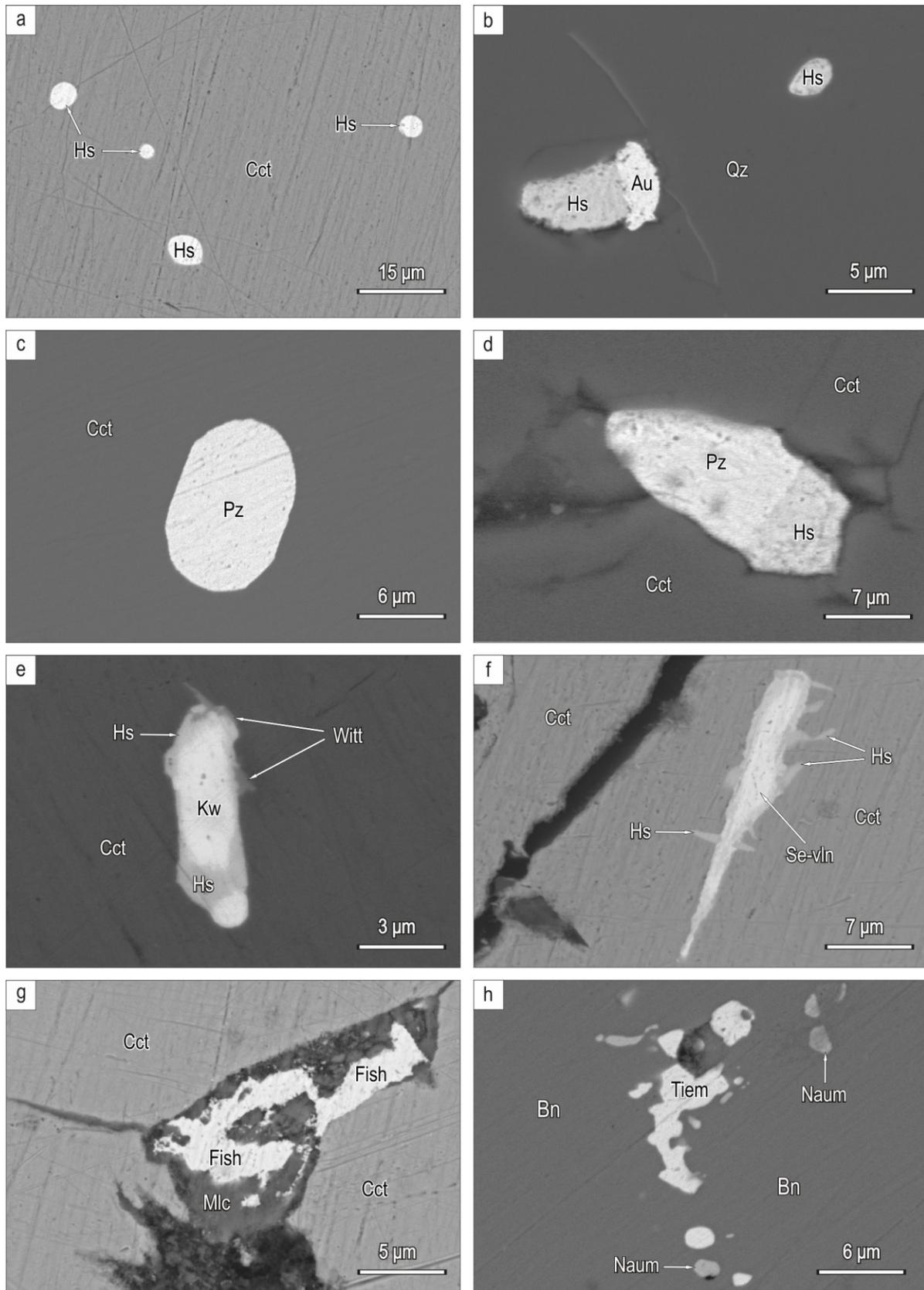


Рис. 5. Формы выделения гессита (Hs), золота (Au), петцита (Pz), кавацилита (Kwz), виттихенита (Witt), Se-волинскита (Se-vln), фишессерита (Fish), науманнита (Naum), тиманнита (Tiem) в борните (Bn), кварце (Qz), халькозине (Cct) и малахите (Mlc) рудопроявления Улуг-Саир. BSE-фото

Fig. 5. Hessite (Hs), gold (Au), petzite (Pz), kawazulite (Kwz), wittichenite (Witt), Se-volynskite (Se-vln), fishesserite (Fish), naumannite (Naum), tiemannite (Tiem) in bornite (Bn), quartz (Qz), chalcocite (Cct), and malachite (Mlc) of the Ulug-Sair ore occurrence. BSE photos

Рудопоявление Арыскан выявлено Е.В. Зайковой в 1964 г. при геологической съемке 1:50 000 масштаба [Зайков, Зайкова, 1969], расположено в восточной части АМРУ на южных склонах г. Арыскан и приурочено к восточной части Улуг-Саирской горст-антиклинали (см. рис. 1). На рудопоявлении развиты гравелиты, песчаники и алевролиты ордовика с прослоями конгломератов мощностью от долей до нескольких метров. На рудопоявлении широко развиты березиты за счет кварцевых песчаников и алевролитов и по дайкам гранодиорит-порфиров I фазы баянкольского комплекса (D₃). Первые имеют мощность от 0,5 до 5 м, протяженность до 3,5 км, вторые – 0,2 до 1 м, протяженность до 2,5 км. Березиты представляют собой желтоватые тонкокристаллические кварц-карбонатные породы с вкрапленностью пирита (до 5 %), чешуйками серицита (до 15 %), пронизанные тонкими прожилками кварца с пиритом. Тела березитов рассечены маломощными рудными жилами и прожилками (штокверкового типа, мощностью 2–7 см) с прожилковой, гнездовой и рассеянно-вкрапленной минерализацией.

Распределение Au в рудах крайне неравномерное и характеризуется значительными вариациями

Ag/Au – от 0,01 до 150. Среднее содержание Au в рудах составляет 1,44 г/т [Зайков, Зайкова, 1969].

На рудопоявлении Арыскан кварц-турмалиновых метасоматитов не обнаружено и выделены дорудные (березитовая (1) и пирит-кварцевая (2)); рудные (золото-сульфидно-кварцевая (3) и золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая (4)); пострудные (карбонатно-кварцевая (5) и хлорит-гематит-кварцевая (6)) стадии (см. рис. 2).

Золото-сульфидно-кварцевые жилы (I) сложены кварцем, халькопиритом, пиритом, галенитом и золотом (Au 80,72–93,75; Ag 6,33–18,89; Cu 0,01–0,40; Hg 0,00–0,24; Te 0,00–0,05 мас. %); золото-теллуридно-сульфидно-кварцевые жилы (II) – кварцем, борнитом, халькопиритом, пиритом, петцитом, гесситом, теллурувисмутитом, алтаитом (Se до 1,1 мас. %), цумоитом, теннантитом, фишессеритом, клаусталитом, самородным Te, баритом, букхорнитом и золотом (Au 86,01–91,56; Ag 7,47–13,779; Cu 0,00–0,25 мас. %).

Петцит, гессит, теллурувисмутит, алтаит и букхорнит образуют мелкие (5–30 мкм) включения в кварце, халькопирите, золоте и гетите преимущественно овальной формы (рис. 6).

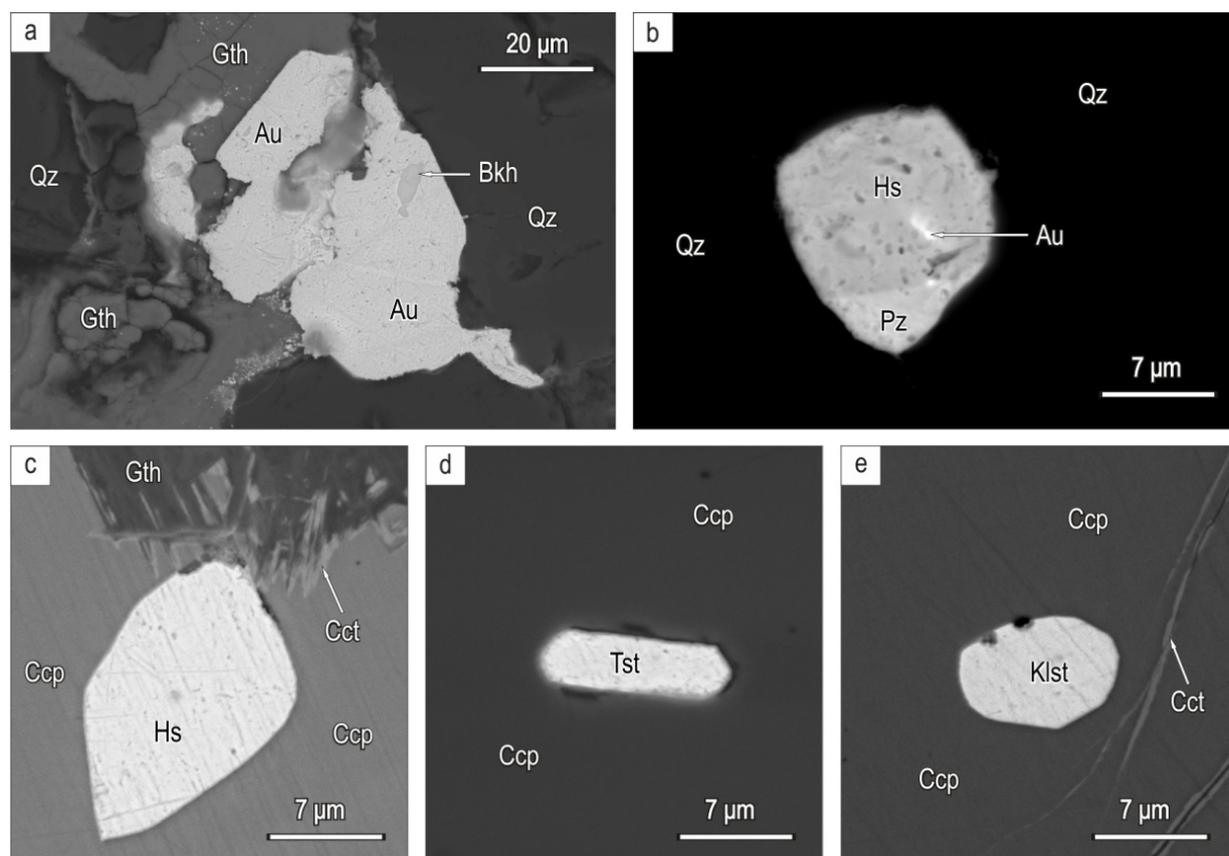


Рис. 6. Формы выделения золота (Au), букхорнита (Bkh), гессита (Hs), петцита (Pz), цумоита (Tst), клаусталита (Klst) в кварце (Qz), халькопирите (Ccp) и гётите (Gth) рудопоявления Арыскан. BSE-фото

Fig. 6. Gold (Au), buckhornite (Bkh), hessite (Hs), petzite (Pz), zumoite (Tst), claustalite (Klst) associated with quartz (Qz), chalcopyrite (Ccp) and goethite (Gth) of Aryskan ore occurrence. BSE photos

Зерна фишессерита и клаусталита (до 20 мкм) отмечаются в кварце и халькопирите. Химический состав теллуридов, селенидов и букхорнита показан в таблице.

На рудопроявлении Арыскан мощность зоны гипергенеза оценивается не менее 50 м, где проявлены гидроксиды Fe (гетит и гидрогетит) и другие гипергенные минералы Cu, Sb, As, Ag и Pb, образованные при окислении блеклых руд, галенита, халькопирита и теллуrowисмутита. За счет окисления последнего также развивается чеховичит $\text{Bi}_2\text{Te}_4\text{O}_{11}$.

Золото присутствует в виде мелких выделений в кварце в ассоциации с халькопиритом, пиритом, галенитом, теллуридами и селенидами. Морфология зерен золота весьма разнообразна, преобладают трещинно-прожилковые, комковидно-ветвистые и ксеноморфные разновидности. Цвет золотин золотисто-желтый. Для золотин наблюдается увеличение содержания Ag к периферии зерен до 4 мас. %. Средняя пробоность золота рудопроявления составляет 894 ‰ при вариациях от 810 до 935 ‰.

Обсуждение результатов

Рудопроявления АМРУ характеризуются своеобразным минеральным составом руд, характерным для вулканогенно-гидротермальных золото-серебряных, вулканогенно-плутоногенных золото-кварцевых месторождений [Спиридонов, 2010]. Для рудопроявления Хаак-Саир гипабиссальной фации глубинности ($P \sim 0,5\text{--}0,75$ кбар, $\sim 1,5\text{--}2,3$ км) характерна золото-селенидно-теллуридная минерализация с селенидами (клаусталит, фишессерит, науманнит, тиманнит), теллуридами (гессит, колорадоит и теллуrowисмутит); рудопроявлений Улуг-Саир и Арыскан гипмезоабиссальной фации глубинности ($P \sim 0,75\text{--}1,8$ кбар, $\sim 2,3\text{--}5,4$ км) – золото-теллуридная минерализация с теллуридами (гессит, петцит, алтаит \pm теллуrowисмутит \pm цумоит \pm Se-волынскит \pm самородный Te) и селенидами (фишессерит \pm клаусталит \pm науманнит \pm тиманнит). В отличие от Хаак-Саир, на Улуг-Саир и Арыскан отсутствуют минералы ртутистого золота, преобладают теллуриды над селенидами и разнообразные минеральные формы Bi (самородный Bi, витгихенит Cu_3BiS_3 , теллуrowисмутит, цумоит, кавацилит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$ и Se-волынскит AgBiTe_2). Блеклые руды теннантит-тетраэдритового ряда редки и для них не характерна примесь Bi. По-видимому, на рудопроявлении Хаак-Саир Bi в виде примеси входит в состав блеклых руд, что обусловило наличие только единичных зерен теллуrowисмутита.

Согласно опубликованным данным [Бадалов и др., 1984; Бадалов, Спиридонов, 1986; Коваленкер и

др., 2003], на верхних горизонтах месторождения Кайрагач (Узбекистан) с Au-Sn-Bi-Se-Te геохимическим профилем широко развиты селениды, Te-содержащие блеклые руды и менее – теллуриды; на глубоких горизонтах возрастает доля теллуридов и снижается доля селенидов. На Au-Te месторождениях Крипл Крик, Калгурли и других минералы Hg развиты преимущественно на верхних горизонтах [Stillwell, 1931; Emmons, 1937; Radtke, 1963; Boyle, 1979; Shackleton et al., 2003; Наумов, 2007]. Согласно [Спиридонов, 1995; Назьмова и др., 2010], это обусловлено тем, что с ростом глубинности формирования золото-кварцевых месторождений в рудах снижается количество Sb, Hg, Tl и возрастают содержания Te и W и величины отношений Au/Ag, Te/Se (от 1–2 до 100–3 000) и Au/Hg (от 1 до 200–6 500).

По минералого-геохимическим особенностям руд изученные рудопроявления отнесены к малосульфидной золото-кварцевой вулканогенно-плутоногенной формации, т.е. переходному типу от вулканогенных к плутоногенным гидротермальным месторождениям золота. Часть объектов этой формации – Лебединое, Куранах (Алдан) – по особенностям состава близки к вулканогенным месторождениям и содержат селенидно-теллуридную минерализацию, Bi- и Te-содержащие блеклые руды, колусит и киноварь [Петровская, 1973]. Другие (Дарасун (Забайкалье), Чармитан-Зармитан (Узбекистан) имеют промежуточные характеристики [Прокофьев, 1998; Кривицкая и др., 2010; Спиридонов, 2010], т.е. близки плутоногенным объектам.

Заключение

Полученные данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые рудопроявления АМРУ являются производными единой рудно-магматической системы с четкой минеральной зональностью по фациям глубинности формирования руд: на верхних уровнях развиты минеральные ассоциации с серебристыми блеклыми рудами, минералами ряда Au-Ag-Hg, селенидами Au-Ag, Ag и Hg, теллуридами Ag и Hg и незначительным количеством халькопирита. На глубоких горизонтах количество халькопирита, теллуридов и минералов Bi возрастает при снижении доли селенидов.

Выявленные закономерности распределения рудных ассоциаций на объектах АМРУ могут быть использованы при оценке уровня эрозионного среза, разработке прогнозно-поисковых, прогнозно-оценочных критериев при разведке месторождений или рудопроявлений, генетически сходных с рудопроявлениями АМРУ.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов А.С., Спиридонов Э.М., Гейнке В.Р.** Минералы – самородные элементы и теллуриды вулканогенного рудопоявления Кайрагач (УзССР) // Записки Узбекского отделения Всесоюзного минералогического общества. 1984. Вып. 37. С. 64–67.
- Бадалов А.С., Спиридонов Э.М.** Минеральные ассоциации и эндогенная зональность вулканогенного месторождения Кайрагач // Записки Узбекского отделения Всесоюзного минералогического общества. 1986. Вып. 39. С. 18–27.
- Безруков О.А.** Результаты поисково-оценочных работ в бассейне рек Ак-Суг, Алаш, Хемчик. Кызыл : ТГРЭ, 1969. 119 с.
- Васильев Б.Д., Дружков В.П., Красиков А.И., Боярко Г.Ю.** Золотое оруденение в зоне Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома (Тува) // Рудные формации и месторождения Сибири. Томск : Изд-во ТПИ, 1979. С. 91–95.
- Зайков В.В., Куликов С.С., Онуфриева (Зайкова) Е.В.** Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ак-Суг–Хемчик. Кызыл : ТГРЭ, 1966. 340 с.
- Зайкова Е.В., Зайков В.В.** О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969. С. 72–76.
- Зайков В.В., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г., Гречищева В.Н., Кужугет К.С.** Рудные формации Тувы. Новосибирск : Наука, 1981. 201 с.
- Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Прокофьев В.Ю., Гертман Ю.Л., Конеев Р.И., Поморцев В.В.** Минералогия, геохимия и генезис золото-сульфидно-селенидно-теллуридных руд месторождения Кайрагач (Республика Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 3. С. 195–227.
- Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М., Куликова И.М., Городецкая М.Д.** Парагенезы минералов Au-Bi-Sb-Te в Дарасунском вулканогенно-плутоногенном месторождении, Восточное Забайкалье // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. М. : ИГЕМ РАН, 2010. Т. 1. С. 292–294.
- Кужугет Р.В.** Золото-теллуридное оруденение Алдан-Маадырского рудного узла (Западная Тува): минералогическо-геохимические особенности руд и условия их образования : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2014. 20 с.
- Кужугет Р.В., Зайков В.В., Лебедев В.И.** Улуг-Саирское золото-турмалин-кварцевое месторождение, Западная Тува // Литосфера. 2014. № 2. С. 99–114.
- Кужугет Р.В., Зайков В.В., Лебедев В.И., Монгуш А.А.** Золоторудная минерализация Хаак-Саирского золото-кварцевого рудопоявления в листовниках (Западная Тува) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1693–1712.
- Кужугет Р.В., Зайков В.В., Анкушева Н.Н.** Минералогическо-геохимические особенности Арысканского рудопоявления золота кварцево-жильного типа в березитах (Западная Тува) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 1 (29). С. 98–110.
- Монгуш А.А., Кужугет Р.В., Дружкова Е.К.** Особенности состава магматических пород и Ag-Ag данные о возрасте базитовых даек Алдан-Маадырской золоторудной зоны (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Научное издание. Миасс : Имин УрО РАН, 2011. С. 262–268.
- Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М., Шалаев Ю.С.** Фации глубинности, фации по составу рудовмещающей среды и особенности глубоко проникающих месторождений каледонской плутоногенной золото-кварцевой формации Северного Казахстана // Материалы Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М. : ИГЕМ РАН, 2010. С. 70–72.
- Наумов Е.А.** Типы золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской складчатой области и физико-химические условия их формирования : дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2007. 192 с.
- Петровская Н.В.** Самородное золото. М. : Наука, 1973. 348 с.
- Прокофьев В.Ю.** Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. С. 514–528.
- Спиридонов Э.М.** Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37, № 3. С. 179–207.
- Спиридонов Э.М.** Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты : Изд-во К & М, 2010. С. 143–171.
- Boyle R.M.** The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element) // Bulletin (Geological Survey of Canada). 1979. № 280. 584 p.
- Emmons W.H.** Gold deposits of the World. New York; London : McGraw-Hill Book Company, 1937. 562 p.
- Radtke A.S.** Data on cuprian coloradoite from Kalgoorlie, Western Australia. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 1963. V. 58 (4). P. 593–598.
- Shackleton J.M., Spry P., Bateman R.** Telluride mineralogy of the Golden Mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia // Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. P. 1503–1524.
- Stillwell F.L.** The occurrence of telluride minerals of Kalgoorlie // Proceedings of Australasian Institute of Mining and Metallurgical. 1931. № 84. P. 115–190.

Авторы:

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

E-mail: rkuzhuget@mail.ru

Зайков Виктор Владимирович, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Россия.

Анкушева Наталья Николаевна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория минералогии рудогенеза, Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия.

E-mail: ankusheva@mail.ru

R.V. Kuzhuget¹, V.V. Zaykov², N.N. Ankusheva²¹Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources, SB of RAS, Kyzyl, Russia²Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, 456317, Chelyabinsk region, Miass, Russia**Au-Se-Te MINERALIZATION OF THE ALDAN-MAADYR GOLD-ORE CLUSTER (WESTERN TUVA)**

The paper describes Au-Te mineralization in ore occurrences of the Aldan-Maadyr gold-ore cluster (the AMOC), which is located in Western Tuva, on the left bank of the Khemchik River, at the junction of the metaterrigenous complexes of West Sayan, Vendian–Lower Cambrian oceanic complexes of western Tuva, Ordovician–Silurian molasse of the Khemchik–Systyg–Khem collisional trough, and Devonian volcanics of the Tuva rift trough. The location of gold mineralization within the cluster is caused mainly by the structure-tectonic and magmatic factors and is controlled by the faults feathering the Khemchik–Gold mineralization Kurtushiba (Sayan Tuva) deep fault. This gold occurrence is confined to the narrow linear anticlines and horst-anticlines of W–E strike diagonally adjoining the fault and to the cutting faults of the same orientation. AMOC is confined to small intrusions and dikes of granodiorite-, tonalite-porphyrries of Ist phase and dikes of granodiorite-porphyrries of IInd phase of the Bayankol complex (D₃). Ore occurrences are localized in sedimentary rocks and medium-temperature beresites and listwanites, and the largest of them are the Khaak-Sair ore occurrences in listwanites, Ulug-Sair and Aryska in sedimentary rocks and beresites. In the low-sulfide veins, Au-Ag-Hg minerals (Hg-gold, electrum, Hg-electrum, Hg-kustelite, and Au-bearing Hg-silver), selenides (fischerite Ag₃AuSe₂, naumannite Ag₂Se, clausthalite PbSe, and tiemannite HgSe) tellurides (petzite Ag₃AuTe₂, hessite Ag₂Te, altaite PbTe, coloradoite HgTe, tellurobismuthite Bi₂Te₃, tsumoite BiTe, Se-volynskite AgBiTe₂, and native Te) are previously unknown; and other minerals (barite BaSO₄, Ag-tetrahedrite Ag₁₀(Fe,Zn)₂Sb₄S₁₃, gersdorffite NiAsS, bournonite CuPbSbS₃, wittichenite Cu₃BiS₃ native Bi, etc.). Minerals of gold, selenides and tellurides form inclusions in quartz, sulfides and sulphosalts. Mineralogical and geochemical peculiarities of ore occurrences from AMOC indicate that they are derivatives of the same ore-magmatic system, where mineral zoning is clearly shown in the facies of the ore formation depth; on shallow objects (P ~ 0,5–0,75 kbar, ~ 1,5–2,3 km) mineral assemblages include silver fahlores, Au-Ag-Hg minerals, selenides of Au-Ag, Ag and Hg, Ag and Hg tellurides, insignificant chalcopyrite. On average depths (P ~ 0,75–1,8 kbar, ~ 2,3–5,4 km), the chalcopyrite and telluride (Au-Ag, Ag) amounts increase considerably, in the process, and Hg minerals are absent.

Keywords: gold deposits, native gold, tellurides, selenides, Tuva.

References

- Badalov A.S., Spiridonov E.M., Geinke V.R. *Mineraly – samorodnye elementy i telluridy vulkanogenogo rudoproyavleniya Kajragach (UzSSR)* [Minerals – native elements and tellurides of the volcanic ore occurrence Kairagach (UzSSR)] // Zapiski Uzbekskogo otdeleniya Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obshchestva. 1984. V. 37. pp. 64–67. In Russian
- Badalov A.S., Spiridonov E.M. *Mineral'nye associacii i endogennaya zonal'nost' vulkanogenogo mestorozhdeniya Kajragach* [Mineral associations and endogenous zoning of the Kairagach volcanic field] // Zapiski Uzbekskogo otdeleniya Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obshchestva. 1986. V. 39. pp. 18–27. In Russian
- Bezrukov O.A. *Rezultaty poiskovo-ocenocnyh rabot v bassejne rek Ak-Sug, Alash, Hemchik* [Results of prospecting and evaluation work in the Ak-Sug, Alash, Khemchik river basin] // Kyzyl: «TGRE», 1969. 119 p. In Russian
- Vasil'ev B.D., Druzhkov V.P., Krasikov A.I., Boyarko G.Yu. *Zolotoe orudnenie v zone Hemchiksko-Kurtushibinskogo glubinnogo razloma (Tuva)* [Gold mineralization in the zone of the Khemchik-Kurtushibinsky deep fault (Tuva)] // Rudnye formacii i mestorozhdeniya Sibiri. Tomsk: «TPI», 1979. pp. 91–95. In Russian
- Vasiliev B.D., Druzhkov V.P., Krasikov A.I., Boyarko G.Yu. Zaykov V.V., Kulikov S.S., Onufrieva (Zaykova) E.V. *Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye mezhdurech'ya Ak-Sug–Hemchik* [Geological structure and minerals of the Ak-Sug – Khemchik interfluvium]. Kyzyl: «TGE», 1966. 340 p. In Russian
- Zaikova E.V., Zaikov V.V. *O zolotom orudnenii v Zapadnoj Tuve, svyazanom s devonskim magmatizmom* [Gold mineralization related to Devonian magmatism in western Tuva] // Materials on Geology of the Tuvian ASSR. Kyzyl, 1969. pp. 72–76. In Russian
- Zaykov V.V., Lebedev V.I., Tulkin V.G., Grechischeva V.N., Kuzhuget K.S. *Rudnye formacii Tuvy* [Ore formations of Tuva]. Novosibirsk: «Nauka», 1981, 201 p. In Russian
- Kovalenker V.A., Plotinskaya O.Yu., Prokofev V.Yu., Gertman Yu.L., Koneev R.I., Pomortsev V.V. *Mineralogy, geochemistry, and genesis of gold-sulfide-selenide-telluride ores from the Kairagach deposit (Uzbekistan)* // Geology of Ore Deposits. 2003. V. 45. No 3. pp. 171–200.
- Krivitskaya N.N., Bryzgalov I.A., Spiridonov E.M., Kulikova I.M., Gorodetskaya M.D. *Paragenezы mineralov Au-Bi-Sb-Te v Darasunskom vulkanogenno-plutonogenom mestorozhdenii, Vostochnoe Zabajkale* [Paragenesis of Au-Bi-Sb-Te minerals in the Darasun volcanogenic-plutonogenic deposit (East Transbaikalia)] // Samorodnoe zoloto: tipomorfizm mineral'nyh associacij, usloviya obrazovaniya mestorozhdenij, zadachi prikladnyh issledovanij. Moscow: IGM RAS. 2010. V. 1. pp. 292–294.
- Kuzhuget R.V. *Zoloto-telluridnoe orudnenie Aldan-Maadyrskogo rudnogo uzla (Zapadnaya Tuva): mineralogo-geohimicheskie osobennosti rud i usloviya ih obrazovaniya* [Gold-Telluride Mineralization of the Aldan-Maadyr Ore Cluster (Western Tuva): Mineralogical and Geochemical Peculiarities of Ores and Their Formation Conditions]: Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk. Novosibirsk, 2014. 20 p. In Russian
- Kuzhuget R.V., Zaikov V.V., Lebedev V.I. *Ulug-Sairskoe zoloto-turmalin-kvarcevoe mestorozhdenie, Zapadnaya Tuva* [The Ulug-Sair gold-tourmaline-quartz deposit, Western Tuva] // Litosfera. 2014. No 2. pp. 99–114. In Russian
- Kuzhuget R.V., Zaikov V.V., Lebedeva V.I., Mongush A.A. *Gold mineralization of the Khaak-Sair gold-quartz ore occurrence in listwanites (western Tuva)* // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. pp. 1332–1348.
- Kuzhuget R.V., Zaykov V. V., Ankusheva N.N. *Mineralogo-geohimicheskie osobennosti Aryskauskogo rudoproyavleniya zolota kvarcevo-zhil'nogo tipa v berezitah (Zapadnaya Tuva)* [Mineral and geochemical features of the Aryskauskoye gold-quartz mineralization in beresites (Western Tuva)] // Geology and mineral resources of Siberia. 2017. No 1(29). pp. 98–110. In Russian

Mongush A.A., Kuzhuget R.V., Druzhkova, E.K. *Osobennosti sostava magmaticeskikh porod i Ar-Ar dannye o vozraste bazitovykh daek Aldan-Maadyrskoj zolotorudnoj zony (Zapadnaya Tuva)* [Composition of igneous rocks and Ar-Ar data on the age of basic dikes of the Aldan-Maadyr gold ore zone (Western Tuva)] // *Metallogeniya drevnih i sovremennykh okeanov-2011*. Miass, IMin UB RAS. pp. 262–268. In Russian

Naz'mova G.N., Spiridonov E.M., Shalaev Yu.S. *Facii glubinnosti, facii po sostavu rudovmeshchayushchej sredy i osobennosti gluboko pronikayushchih mestorozhdenij kaledonskoj plutonogennoj zoloto-kvarcevoj formacii Severnogo Kazakhstana* [The depth facies, composition facies of ore-enclosing strata, and peculiarities of deeply penetrating deposits of Caledonian plutonic gold-quartz assemblage in northern Kazakhstan] // *Materialy Vserossijskoj konferencii «Samorodnoe zoloto: tipomorfizm mineral'nykh associacij, usloviya obrazovaniya mestorozhdenij, zadachi prikladnykh issledovanij»* [Proceedings of the Russian Conference «Native Gold: Typomorphism of Mineral Assemblages, Conditions of Deposit Formation, and Problems of Applied Research»]. Moscow, IGM RAN, pp. 70–72. In Russian

Naumov E.A. *Tipy zoloto-rtutnoj mineralizacii Altae-Sayanskoj skladchatoj oblasti i fiziko-himicheskie usloviya ih formirovaniya* [Types of gold-mercury mineralization of the Altai-Sayan folded region and physicochemical conditions for their formation]: Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk. Novosibirsk, 2007. 18 p. In Russian

Petrovskaya N.V. *Samorodnoe zoloto* [Native Gold]. Moscow: «Nauka», 1973. 348 p.

Prokofiev V.Yu. Types of Hydrothermal Ore-Forming Systems (from Fluid Inclusion Studies) // *Geology of Ore Deposits*. 1998. V. 40. pp. 457–470.

Spiridonov E.M. Inversion plutonic gold-quartz assemblage in the Caledonides of northern Central Kazakhstan // *Geology of Ore Deposits*. 1995. V. 37 (3). pp. 179–207.

Spiridonov E.M. *Obzor mineralogii zolota v vedushchikh tipakh Au mineralizatsii* [Review of gold mineralogy in major types of Au mineralization]. *Zoloto Kolskogo poluostrova i sopredelnykh regionov. Trudy Vserossijskoj (s mezhdunarodnym uchastiem) nauchnoj konferencii, posvyashchennoj 80-letiyu Kolskogo NC RAN* [Gold of the Kola Peninsula and Adjacent Regions. Proceedings of the Russian (with Non-Russian Participants) Conference Dedicated to the 80th Anniversary of the Kola Scientific Center (Russian Academy of Sciences)]. Apatity, «K&M», 2010. pp. 143–171. In Russian

Boyle R.M. The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element) // *Bulletin (Geological Survey of Canada)*. 1979. No 280. 584 p.

Emmons W.H. *Gold deposits of the World*. New York-London: «McGraw-Hill Book Company», 1937. 562 p.

Radtke Arthur S. Data on cuprian coloradoite from Kalgoorlie, Western Australia // *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*. 1963. V. 58(4). pp. 593–598.

Shackleton J.M., Spry P., Bateman R. Telluride mineralogy of the Golden Mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia // *Canadian Mineralogist*. 2003. V. 41. pp. 1503–1524.

Stillwell F.L. The occurrence of telluride minerals of Kalgoorlie // *Proceedings of Australasian Institute of Mining and Metallurgical*. 1931. No 84. pp. 115–190.

Author's:

Kuzhuget Renat V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Lead Researcher, Laboratory of geodynamics, magmatism and ore formation, Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: rkuzhuget@mail.ru

Zaykov Viktor V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), until December 2017 Chief Researcher, Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, Russia.

Ankusheva Natalia N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher, Laboratory of ore genesis mineralogy, Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia.

E-mail: ankusheva@mail.ru

УДК 552.321.6

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ АГАРДАГСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА)

А.А. Пешков, А.И. Чернышов, К.В. Бестемьянова



Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Исследование минералогического состава пород Агардагского массива позволило выявить особенности состава минералов, обусловленные формированием ультрамафитов, их высокотемпературным метасоматическим преобразованием, а также прогрессивным и последующим регрессивным метаморфизмом на уровнях верхней мантии и земной коры, отражающие их мантийно-коровую эволюцию.

Ключевые слова: офиолиты, ультрамафиты, петрография, минералогия, гарцбургиты, дуниты.

Введение

Объектом настоящего исследования является минералогический состав ультрамафитов Агардагского массива, расположенного в юго-восточной части Тывы.

Этот массив на протяжении многих лет неоднократно являлся объектом изучения многих исследователей [Пинус и др., 1955; Пинус, Колесник, 1966; Велинский и др., 1978; Гончаренко, 1989; Котляров, Симонов, 2009; Симонов и др., 2009]. Однако до настоящего времени многие вопросы, связанные с наложенными метаморфическими преобразованиями ультрамафитов, остаются дискуссионными и требуют дальнейшего изучения, что определяет актуальность настоящего исследования.

Основной целью статьи является детальное рассмотрение особенностей минералогического состава ультрамафитов Агардагского массива на основе оригинальных данных микронзондового анализа минералов. Полученные результаты позволили впервые установить эволюционную направленность метаморфогенного преобразования состава исследованных минералов.

Геологическая характеристика объекта исследования

Агардагский массив приурочен к Агардагской шовной зоне сочленения Сангиленского срединного сиалического массива с раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоной [Гоникберг, 1999].

Он располагается в юго-западной части Южно-Тувинского офиолитового пояса (рис. 1). Массив имеет линзовидную форму и протяженность около 23 км при ширине до 3,2 км и вытянут в северо-

восточном направлении согласно с региональной структурой [Гончаренко, 1989]. Контакты Агардагского массива часто осложнены проникающими в него тектоническими клиньями кристаллических сланцев, а в зонах экзоконтакта нередко отмечаются отторженцы ультрамафитов. Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами с прослоями известняков, кремнистых и терригенных пород венд-кембрийского возраста [Никитчин, 1969].

Массив преимущественно сложен породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса с преобладанием гарцбургитов, которые претерпели интенсивные пластические деформации [Чернышов и др., 1992]. Дуниты и гарцбургиты часто интенсивно серпентинизированы, вплоть до серпентинитов. В восточной части массива в экзоконтактовых зонах габброидных интрузий встречаются верлиты и клинопироксениты. В массиве среди дунитов и гарцбургитов выявлены многочисленные, небольшие по размерам тела хромитов [Никитчин, 1969].

Вдоль южного эндоконтакта массива в его центральной части проходит зона наиболее активной тектонической переработки. Здесь ультрамафиты представлены рассланцованными антигоритовыми серпентинитами, которые прорываются многочисленными мелкими дайко- и линзообразными телами габбро, габбро-диабазов и плагиогранитов. В пределах этой зоны среди серпентинитов сосредоточено большинство апобазитовых родингитовых тел. В пределах массива неравномерно встречаются линейные тела лиственитов, протяженностью в несколько десятков метров при мощности до нескольких метров, которые тяготеют к зонам трещиноватости и тектоническим контактам с вмещающими толщами [Ойдуп, 1987; Ойдуп, Кужугет, 1989].

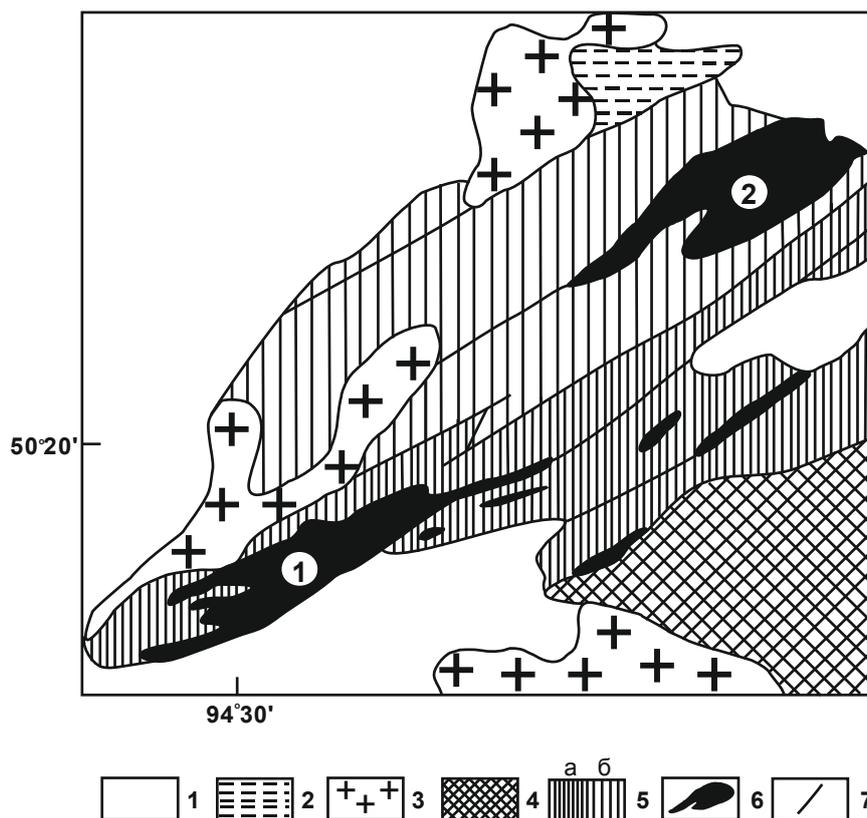


Рис. 1. Геологическая позиция и схема геологического строения Агардагского массива (составлена по материалам [Гоникберг, 1999] с дополнениями авторов)

1 – кайнозойский чехол; 2 – осадочные отложения и средне-кислые вулканиты (O_3 -D); 3 – гранитоиды (O-D); 4 – Сангиленский сиалический массив (R_3 - C_1); 5 – Агардагская межблоковая зона (структурные этажи: а – средний кремнисто-базальтоидный, V- C_1 , б – верхний туфогенно-карбонатный, C_1); 6 – массивы габброидов и гипербазитов (V- C_1); 1 – Агардагский, 2 – Карашатский; 7 – геологические границы и разломы

Fig. 1. Geological position and scheme of the geological structure of the Agardag massif (compiled from materials [Gonicberg, 1999] with the authors' additions)

1 – cenozoic cover; 2 – sedimentary deposits and medium acid volcanics (O_3 -D); 3 – granitoids (O-D); 4 – Sangilen sialic massif (R_3 - C_1); 5 – Agardag interblock zone (structural levels: a – middle siliceous-basaltoid, V- C_1 , b – upper tuffaceous-carbonate, C_1); 6 – massifs of gabbroids and hyperbasites (V- C_1); 1 – Agardag, 2 – Karashat; 7 – geological boundaries and faults

Методы исследования

Петрографическое изучение ультрамафитов осуществлялось на поляризационном микроскопе AxioScop 40 фирмы Carl Zeiss.

Химический состав минералов получен на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si (Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ, г. Томск (аналитик К.В. Бестемьянова).

Химический состав оливинов из верлитов и клинопироксенитов, хромшпинелидов из верлитов был заимствован [Лоскутов и др., 1999].

Петрографическая характеристика ультрамафитов

Массив преимущественно сложен реститовыми породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса с преобладанием гарцбургитов [Пешков, Чернышов, 2019]. При этом гарцбургиты являются менее деплетированными образованиями, а дуниты, очевидно, – предельно деплетированными. Дуниты и гарцбургиты претерпели интенсивные пластические деформации, что находит отражение в искажении внутренней структуры оливина [Чернышов и др., 1992]. Незначительным распространением пользуются породы верлит-клинопироксенитовой ассоциации, которые являются продуктами клинопироксенитизации исходных дунитов и гарцбургитов и которые неоднократно отмечались во многих ультрамафитовых массивах офиолитовых комплексов [Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Чернышов и др., 2020].

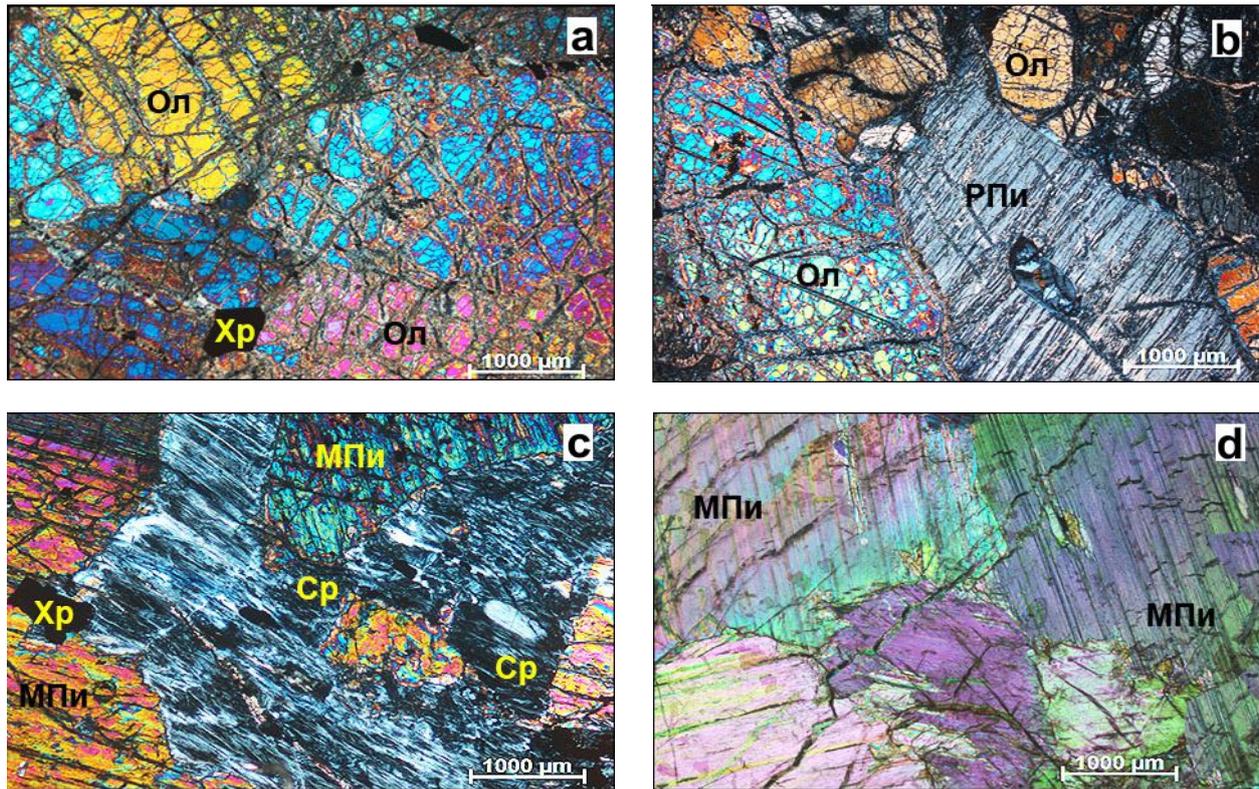


Рис. 2. Породы Агардагского массива

a – дунит (обр. 15027); b – гарцбургит (обр. Аг-56); c – верлит (обр. Аг-6/3); d – клинопироксенит (обр. Аг-6/1). Ол – оливин, РПи – ромбический пироксен, МПи – моноклинный пироксен, Хр – хромшпинелид, Ср – серпентин

Fig. 2. Rocks of the Agardag massif

a – dunite (sample 15027); b – harzburgite (sample Ag-56); c – wehrlite (sample Ag-6/3); d – clinopyroxenite (sample Ag-6/1). Ол – olivine, РПи – rhombic pyroxene, МПи – monoclinic pyroxene, Хр – chromspinelide, Ср – serpentine

Гарцбургиты Агардагского массива являются наименее деплетированными мантийными образованиями и представлены относительно свежими и серпентинизированными разностями, нередко переходящими в апогарцбургитовые серпентиниты. Их структура среднезернистая, текстура однородная, реже директивная. Они сложены, главным образом, оливином (~70–85%), при подчиненной роли энстатита (~15–30%), в качестве акцессорного минерала отмечается хромшпинелид.

Оливин в гарцбургитах образует субизометричные, иногда вытянутые зерна с плавными и заливообразными границами. Их размер 3–6 мм. Удлиненные зерна нередко обнаруживают предпочтительную ориентировку и отражают направление директивности. Для них характерно однородное погасание. Для пластически деформированных зерен оливина отмечается неоднородное погасание и полосы пластического излома. Зерна оливина обычно разбиты многочисленными хаотичными трещинками, вдоль которых они замещаются петельчатым поперечно-волоконистыми жилками и пластинчато-волоконистыми индивидами лизардита либо хризотилом. При этом для волокон лизардита характерно

отрицательное удлинение, а для хризотила – положительное. Нередко зерна оливина интенсивно замещены более поздними пластинчатыми и чешуйчатыми индивидами антигорита.

Энстатиты наблюдаются в виде субизометричных, ксеноморфных, нередко удлиненных индивидов, которые обнаруживают субпараллельную ориентировку согласно директивности породы. Их размер от 3 до 6 мм. В пластически деформированных индивидах проявляется неоднородное погасание.

Энстатит интенсивно псевдоморфно замещается вторичными минералами (см. рис. 2). Псевдоморфозы сложены баститом, а также микрозернистыми агрегатами оливин-клинопироксен-тремолит-серпентин-магнетитового состава с различными вариациями минералов, вплоть до мономинеральных. Подобное разнообразие псевдоморфного замещения отмечалось в гарцбургитах Оспинского массива [Гончаренко, Чернышов, 1990].

Псевдоморфозы *бастита* по энстатиту встречаются в серпентинизированных гарцбургитах. Они полностью унаследуют исходную структуру энстатита. В них отчетливо выражена призматическая спайность, они выделяются низкими цветами интерференции.

Погасание прямое, часто неоднородное субблоковое, иногда отмечаются полосы пластического излома.

Клинопироксеновые псевдоморфозы. Процесс замещения начинается обычно с периферии индивидов ортопироксена с возникновением оторочки светло-коричневого скрытокристаллического агрегата клинопироксена. Псевдоморфозы клинопироксена окрашены в светло-бурый цвет и содержат мелкие равномерно рассеянные зерна магнетита, которые концентрируются в агрегаты, образуя тонкие оторочки по краям индивидов. В других случаях псевдоморфозы имеют параллельно-волоконистое строение, обусловленное реликтовой спайностью ортопироксена.

Магнетит-оливин-клинопироксеновые псевдоморфозы отличаются от предыдущих наличием вторичного оливина, мелкозернистый агрегат которого проявляется вдоль реликтовой спайности либо по трещинам. Размер зерен оливина составляет сотые и десятые доли миллиметра. Скопления вторичного оливина обычно насыщены тонкодисперсным магнетитом.

Магнетит-оливиновые псевдоморфозы образуются в результате полной оливинизации клинопироксена. Псевдоморфозы имеют зональное строение, внешняя зона насыщена тонкодисперсным магнетитом, а центральная выполнена гранобластовым агрегатом оливина, импрегнированного магнетитом. Оливин имеет таблитчатую и призматическую форму и располагается вдоль реликтовой спайности.

Магнетитовые псевдоморфозы отличаются обильной насыщенностью псевдоморфоз клинопироксена магнетитом. Среди магнетитовых агрегатов обычно отмечаются мельчайшие зерна вторичного оливина.

Хромшпинелиды наблюдаются в виде редкой вкрапленности зерен, эвгдральной либо неправильной формы с размерами до 2 мм. В центральных частях зерна хромшпинелидов нередко просвечивают красно-вишневым цветом. Чаще они имеют черный цвет вследствие замещения магнетитом.

Дуниты являются предельно деплетированными образованиями и также представлены как свежими, так и серпентинизированными разностями, вплоть до серпентинитов.

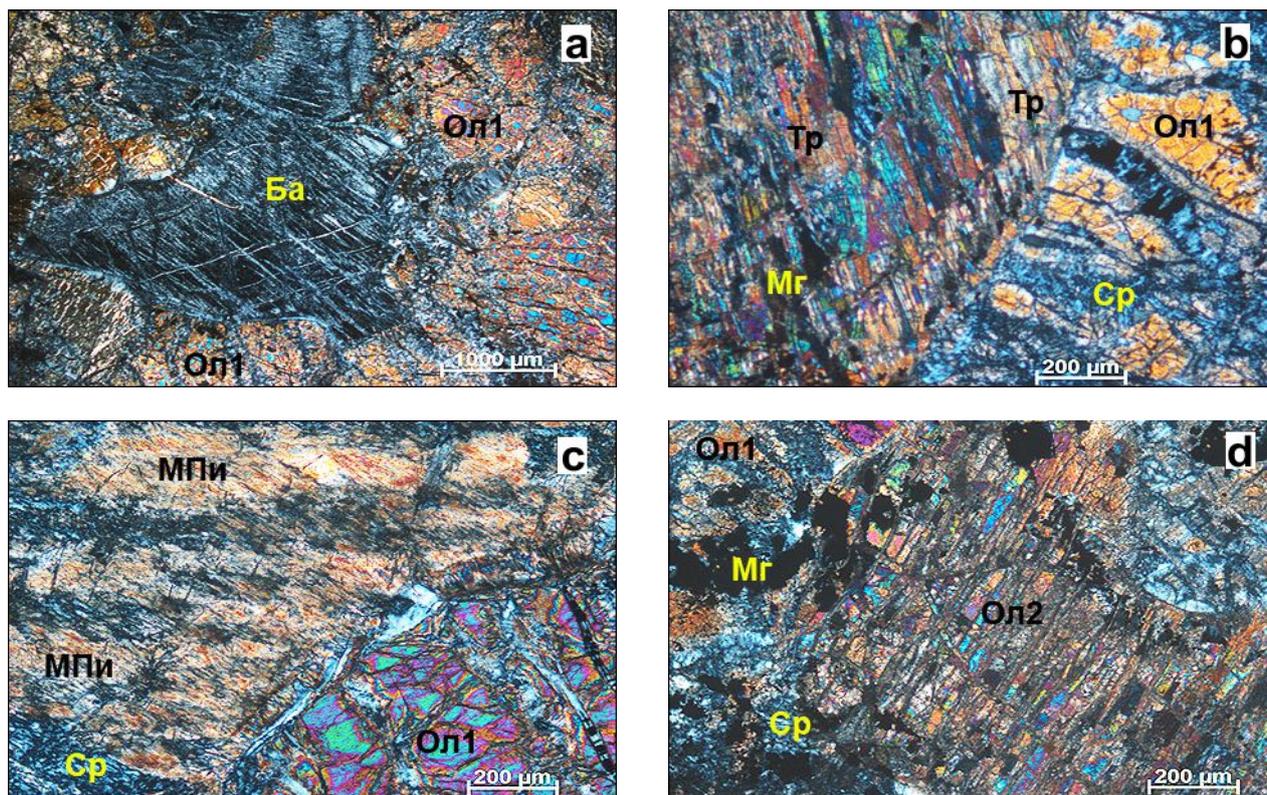


Рис. 3. Псевдоморфные замещения энстатита

a – баститовые (обр. Аг-40/1); b – тремолит-магнетитовые (обр. 15002); c – клинопироксеновые (обр. 15010); d – магнетит-оливиновые (обр. 15002). Ол1 – оливин в основной массе, Ол2 – оливин в псевдоморфных обособлениях по энстатиту, Ба – бастит, Тр – тремолит, МПи – моноклинный пироксен, Мг – магнетит, Ср – серпентин

Fig. 3. Pseudomorphic substitutions of enstatite

a – bastite (sample Ag-40/1); b – tremolite-magnetite (sample 15002); c – clinopyroxene (обр. 15010); d – magnetite-olivine (sample 15002). Ол1 – olivine in the groundmass, Ол2 – olivine in pseudomorphic segregations after enstatite, Ба – bastite, Тр – tremolite, МПи – monoclinic pyroxene, Мг – magnetite, Ср – serpentine

Структура дунитов обычно средне-, крупнозернистая, иногда отмечается пегматоидная. При рекристаллизации образуется порфирокластовая. Текстура обычно однородная, в участках порфирокластеза отмечается наложенная директивность. Дуниты являются практически мономинеральными породами, содержание оливина составляет ~95–100 %, отмечаются аксессуарные хромшпинелиды до 5 %.

Оливин в дунитах обычно имеет неправильную либо субизометричную формы зерен с плавными, часто заливообразными границами. Для него характерны значительные вариации размеров от 2 до 10 мм, иногда встречаются пегматоидные разности размером до 30 мм. Зерна оливина обычно имеют однородное погасание. В участках порфирокластеза наблюдаются интенсивные пластические деформации оливина с образованием порфирокластовых и гетерогранокластовых структур, при этом зерна оливина приобретают резко выраженное неоднородное волнистое погасание, появляются многочисленные полосы пластического излома. В участках порфирокластеза образуются удлиненные индивиды, которые ориентируются субпараллельно и отражают наложенную директивность. Вдоль границ деформированных индивидов оливина наблюдаются мозаичные агрегаты мелких зерен, которые образуются в результате синтетектонической рекристаллизации. Зерна оливина в дунитах насыщены многочисленными хаотичными мелкими трещинками, которые выполнены петельчатыми поперечно-волоконистыми жилками лизардита либо хризотила. В зонах повышенной трещиноватости по оливину образуются мелкие агрегаты микрозернистых, удлиненных, лучистых и шестоватых зерен антигорита.

Хромшпинелиды в дунитах наблюдаются в виде аксессуарной вкрапленности зерен размером 0,5–1,5 мм. Они обычно имеют вишнево-красный, красно-бурый, а по трещинкам и периферии – черный цвет, вследствие замещения магнетитом.

Верлиты являются высокотемпературными реакционно-метасоматическими образованиями. Они имеют средне-, крупнозернистую структуру. Текстура однородная. Они сложены оливином (~60 %) и клинопироксеном (~35–40 %), присутствует магнетит (до 5 %).

Оливин в верлитах образует субизометричные, иногда слабо вытянутые зерна. Их размер 3–4 мм, редко до 5 мм. Для пластически деформированных зерен оливина отмечается неоднородное погасание и полосы пластического излома. Зерна оливина в верлитах разбиты хаотичными мелкими трещинками и выполнены петельчатыми поперечно-волоконистыми жилками лизардита.

Клинопироксен имеет субизометричную, таблитчатую и неправильную форму зерен размером 2–4 мм. В пластически деформированных индивидах проявляется неоднородное погасание.

Клинопироксениты имеют средне-, крупнозернистую структуру. Текстура однородная. Они являются мономинеральными породами. Клинопироксен представлен крупными субизометричными и удлиненными зернами размером 3–7 мм. Они нередко пластически деформированы, что отражается в разной степени неоднородного погасания (см. рис. 3).

Особенности минералогического состава ультрамафитов

С целью выявления минералогических особенностей ультрамафитов Агардагского массива был проведен микрозондовый анализ. Основное внимание уделялось изучению вещественного состава главных породообразующих минералов: оливинов, хромшпинелидов и пироксенов. Также проведено изучение вторичных высоко-, средне- и низкотемпературных минералов, которые образовались по исходным породообразующим минералам.

Главные породообразующие минералы.

Оливин из гарцбургитов, дунитов и верлитов по химическому составу соответствует форстериту и характеризуется незначительными вариациями железистости (6,98–9,21 % для гарцбургитов, 6,48–8,49 % для дунитов, 6,84–8,08 % для верлитов) (табл. 1). В оливинах из клинопироксенитов резко возрастает количество фаялитовой составляющей (15,89–16,65 %).

При анализе вариационных бинарных диаграмм состава оливинов из ультрамафитов Агардагского массива можно выявить ряд особенностей (рис. 4). На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ оливины из гарцбургитов образуют обособленное поле, они отличаются увеличением содержания SiO_2 при уменьшении содержания MgO . Наиболее магнезиальные оливины характерны для предельно деплетированных дунитов. В это же поле попадает оливин из верлитов, которые образуются по исходным дунитам в результате клинопироксенизации. Оливины из клинопироксенитов, которые претерпели максимальную клинопироксенизацию, отличаются минимальными содержаниями MgO и незначительным уменьшением SiO_2 по отношению к исходным дунитам.

На диаграмме FeO--MgO фигуративные точки гарцбургитов и дунитов образуют закономерный тренд, который характеризуется увеличением содержания MgO при незначительном снижении содержания FeO . Фигуративные точки оливинов из верлитов попадают в поле дунитов и характеризуются близким составом. Оливин из клинопироксенитов образует резко обособленное поле, существенно обогащенное FeO и обедненное MgO .

Для гарцбургитов и дунитов характерны примерно одинаковые содержания NiO , но с большими вариациями в гарцбургитах. Небольшие содержания NiO установлены в клинопироксенитах и минимальные – верлитах (табл. 1).

Таблица 1
Химический состав породообразующих оливинов в ультрамафитах Агардагского массива, мас. %

Table 1

Chemical composition of rock-forming olivines in ultramafic rocks of the Agardag massif, wt. %

Образец	SiO ₂	FeO	MgO	NiO	Сумма	Fa
Гарцбургиты						
A-01	42,48	8,37	47,70	0,42	98,97	8,83
A-02	42,88	8,42	47,71	0,37	99,38	8,92
A-03	42,75	8,25	48,48	0,37	99,85	8,67
A-04	43,25	8,68	47,85	0,44	100,22	9,21
A-05	43,05	6,60	49,19	0,60	99,44	6,98
A-06	42,87	7,85	49,09	0,35	100,16	8,22
A-07	43,42	7,26	49,04	0,35	100,07	7,68
A-08	42,77	8,36	48,89	0,24	100,26	8,74
A-09	42,41	8,44	48,84	0,42	100,11	8,79
A-13	42,00	8,50	48,57	0,43	99,50	8,84
Дуниты						
15011/3	40,95	7,22	51,54	0,31	100,02	7,25
15011/4	40,40	6,96	51,99	0,43	99,78	6,93
15018	41,20	8,33	49,66	0,40	99,59	8,49
15025/2	40,61	8,04	49,89	0,41	98,95	8,14
15027	40,63	6,50	52,24	0,31	99,68	6,48
1-1-82	41,01	7,67	51,00	0,38	100,06	7,73
1-10/1-82	41,40	6,95	51,65	0,37	100,37	7,02
1-2-82	40,99	7,71	50,85	0,33	99,88	7,77
1-5-82	40,86	7,06	51,14	0,39	99,45	7,12
1-5/2-82	41,28	6,85	51,25	0,37	99,75	6,94
Верлиты						
54-1-82	40,72	6,80	51,21	н.о.	98,73	6,84
54-1/1-82	41,52	6,92	51,25	н.о.	99,69	7,01
74-82	40,56	6,84	51,28	0,36	99,04	6,87
74/1-82	41,41	7,97	50,51	н.о.	99,89	8,08
Клинопироксениты						
Ag-3b-97	40,48	16,27	44,19	0,17	101,11	16,65
Ag-3b-97-1	39,77	15,58	44,19	0,17	99,71	15,89
Ag-3b-97-1a	40,28	15,62	43,95	0,16	100,01	16,06

Примечание. Fa – содержание фаялитового минала ($Fa = Fe/(Fe + Mg) \times 100$).

Note. Fa – content of fayalite mineral ($Fa = Fe/(Fe + Mg) \times 100$).

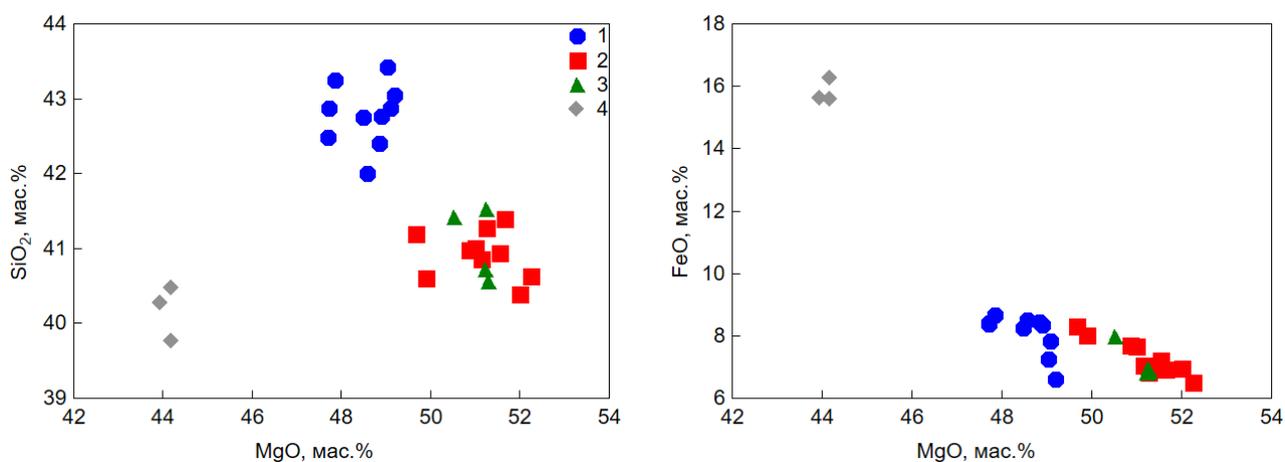


Рис. 4. Вариационные диаграммы состава оливинов в ультрамафитах Агардагского массива
1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты

Fig. 4. Variational diagrams of olivine composition in ultramafic rocks of the Agardag massif
1 – harzburgites, 2 – dunites, 3 – wehrlites, 4 – clinopyroxenites

Хромшпинелиды. На классификационной диаграмме [Павлов, 1949] фигуративные точки хромшпинелидов из ультрамафитов Агардагского массива характеризуются значительными вариациями состава (табл. 2, рис. 5). Хромшпинелиды из гарцбургитов характеризуются минимальными вариациями состава. Их фигуративные точки образуют компактное поле и соответствуют переходным разностям от алюмохромитов к хромитам. Фигуративные точки хромшпинелидов из дунитов попадают в поле хромитов, что, очевидно, связано с дальнейшим возрастанием степени деплетирования в дунитах. Хромшпинелиды из верлитов существенно отличаются от хромшпинелидов из гарцбургитов и дунитов. По своему составу они отвечают субферриалюмохромитам.

Столь значительные отличия хромшпинелидов из верлитов, очевидно, обусловлены процессами клинопироксенизации исходных ультрамафитов. Подобная тенденция изменения состава хромшпинелидов в верлитах в процессе клинопироксенизации была установлена для ультрамафитов Кызыр-Бурлюкского массива на северо-востоке Западного Саяна [Чернышов и др., 2020]. В хромшпинелидах из гарцбургитов и дунитов Агардагского массива характерно постоянное присутствие V_2O_5 (до 0,43 и 0,38 % соответственно) (табл. 2). В хромшпинелидах из верлитов V_2O_5 отсутствует.

При анализе бинарных диаграмм состава хромшпинелидов из ультрамафитов Агардагского массива можно установить ряд особенностей (рис. 6). Фигуративные точки хромшпинелидов из гарцбургитов и дунитов образуют поля, которые часто перекрываются. Такая тенденция, вероятно, обусловлена неравномерной степенью деплетирования гарцбургитов и дунитов. Тогда как фигуративные точки верлитов образуют поля на диаграммах, обособленные от гарцбургитов и дунитов. В пределах этих полей отмечается существенный разброс фигуративных точек. Подобное обособление фигуративных точек хромшпинелидов из верлитов, очевидно, обусловлено неравномерной степенью клинопироксенизации исходных гарцбургитов и дунитов.

Ортопироксены. Ортопироксены в гарцбургитах характеризуются высокой магниальностью при низкой железистости и глиноземистости (табл. 3). Они представлены энстатитом малоглиноземистого типа ($En = 84,87-91,23$; $Fs = 3,01-8,42$, $Wo = 1,58-12,11$).

Для ортопироксена характерно отсутствие алюминия в шестерной координации, что позволяет предположить их образование при давлениях 4–12 кбар [Малахов, 1983]. По своему составу и расчетным параметрам ортопироксены относятся к метаморфическому типу, сформировавшемуся при температурах 1 050–1 170 °С (рис. 7).

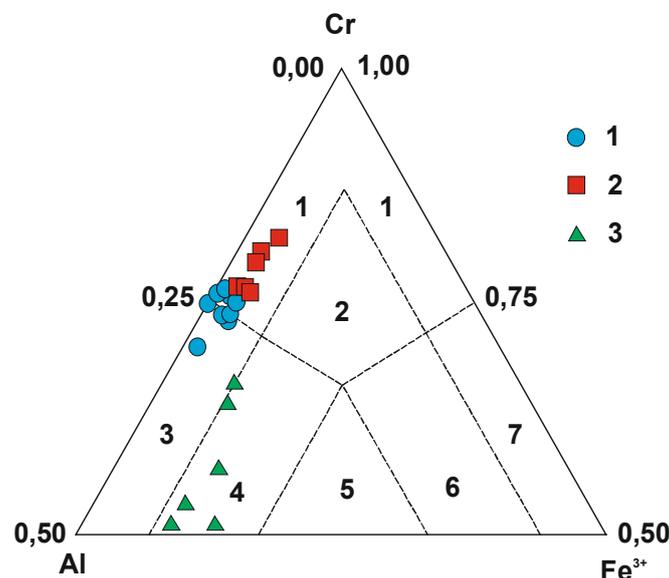


Рис. 5. Классификационная диаграмма состава хромшпинелидов в ультрамафитах Агардагского массива [Павлов, 1949]

Поля: 1 – хромиты, 2 – субферрихромиты, 3 – алюмохромиты, 4 – субферриалюмохромиты, 5 – ферриалюмохромиты, 6 – субалюмоферрихромиты, 7 – феррихромиты

Легенда: 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты; 3 – верлиты

Fig. 5. Classification diagram of the composition of chromspinel in ultramafic rocks of the Agardag massif [Pavlov, 1949]

Fields: 1 – chromites, 2 – subferrichromites, 3 – aluminochromites, 4 – subferryalumochromites, 5 – ferryalumochromites, 6 – subaluminoferrichromites, 7 – ferrichromites

Legend: 1 – harzburgites, 2 – dunites, 3 – wehrlites

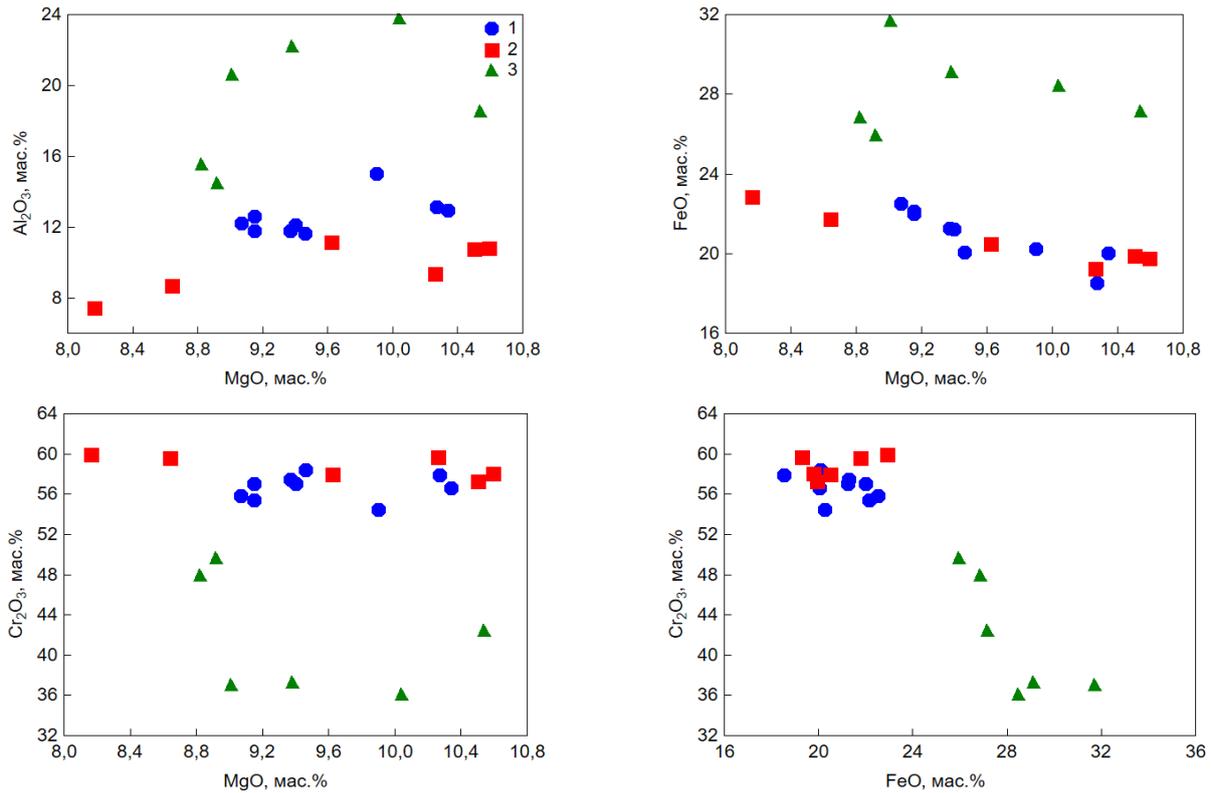


Рис. 6. Вариационные диаграммы состава хромшпинелидов в ультрамафитах Агардагского массива
1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – верлиты

Fig. 6. Variational diagrams of chromspinel composition in ultramafic rocks of the Agardag massif
1 – harzburgites, 2 – dunites, 3 – wehrlites

Таблица 2

Химический состав хромшпинелидов в ультрамафитах, мас. %

Table 2

Chemical composition of chromspinel in ultramafic rocks, wt. %

Образец	Состав	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	V ₂ O ₅	Сумма	
Гарцбургиты								
A-01	Хромиты	12,59	55,43	22,14	9,15	0,24	99,54	
A-02		12,12	57,09	21,23	9,40	0,45	100,28	
A-03		12,25	55,81	22,51	9,07	0,38	100,00	
A-04		11,79	57,04	22,00	9,15	0,19	100,16	
A-06		11,64	58,40	20,07	9,46	н.о.	99,56	
A-07		12,95	56,65	20,05	10,34	н.о.	99,98	
A-09		11,80	57,45	21,29	9,37	0,17	100,06	
A-05		Алюмохромиты	13,13	57,93	18,52	10,27	0,17	100,01
A-13			15,04	54,51	20,26	9,90	0,38	100,09
Дуниты								
15011/3	Хромиты	11,16	57,99	20,49	9,62	0,40	99,66	
15011/4		10,83	58,07	19,78	10,59	0,43	99,70	
15018		8,70	59,59	21,77	8,64	н.о.	98,70	
15025/2		7,47	59,94	22,88	8,16	н.о.	98,45	
15027		10,80	57,30	19,91	10,50	0,23	98,74	
14a-82		9,39	59,73	19,26	10,26	н.о.	98,64	
Верлиты								
54-83	Субферри- алюмохромиты	18,57	42,46	27,14	10,54	н.о.	98,71	
54a-83		20,62	37,06	31,70	9,01	н.о.	98,39	
74-82		14,50	49,65	25,96	8,92	н.о.	99,03	
74a-82		15,58	47,93	26,86	8,82	н.о.	99,19	
C-42-83		22,20	37,36	29,11	9,38	н.о.	98,05	
C-42a-83		23,80	36,08	28,45	10,04	н.о.	98,37	

Примечание. н.о. – не обнаружено.

Note. н.о. – not detected.

Таблица 3

Химический состав пироксенов в ультрамафитах Агардагского массива, мас. %

Table 3

Chemical composition of pyroxenes in ultramafic rocks of the Agardag massif, wt. %

Образец	Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Сумма	F	Wo	Fs	En
Клинопироксены												
Аг-6/1-1	диопсид	56,13	2,05	н.о.	2,44	16,00	23,43	100,05	7,88	49,22	4,00	46,78
Аг-6/1-2	диопсид	56,24	0,79	н.о.	3,66	16,43	23,28	100,40	11,11	47,51	5,83	46,66
Аг-6/1-3	диопсид	56,15	1,20	0,36	3,84	15,74	23,63	100,92	12,04	48,69	6,18	45,13
Аг-6/3-1	диопсид	56,57	1,23	0,50	3,55	16,94	22,07	100,86	10,52	45,59	5,72	48,69
Аг-6/3-2	диопсид	56,76	1,33	0,28	3,11	16,03	22,50	100,01	9,81	47,64	5,14	47,23
Аг-6/3-3	диопсид	56,49	2,48	н.о.	3,28	16,46	21,58	100,29	10,05	45,87	5,44	48,69
15002	диопсид	56,81	0,38	0,33	0,45	18,01	23,89	99,87	1,38	48,46	0,71	50,83
15006	диопсид	56,70	н.о.	н.о.	0,24	17,69	24,93	99,56	0,76	50,13	0,38	49,50
15010	диопсид	55,36	0,50	0,31	0,39	18,80	24,92	100,28	1,15	48,50	0,59	50,91
15010б	диопсид	55,62	0,60	0,35	0,40	18,95	22,38	98,30	1,17	45,62	0,64	53,75
А-03	диопсид	55,84	0,51	0,44	0,35	18,74	21,71	97,59	1,04	45,17	0,57	54,26
А-04	диопсид	55,86	н.о.	0,38	0,46	18,31	24,85	99,86	1,39	49,02	0,71	50,27
А-13	диопсид	55,40	0,64	0,66	0,83	18,12	24,11	99,76	2,50	48,25	1,30	50,46
Ортопироксены												
15010	энстатит	57,25	0,74	0,47	4,94	35,68	0,92	100,00	7,21	1,69	7,08	91,23
15020/1	энстатит	57,83	1,01	0,59	5,68	34,05	0,83	99,99	8,56	1,58	8,42	90,00
15020/2	энстатит	57,45	н.о.	0,61	5,61	34,09	1,07	98,83	8,45	2,02	8,28	89,70
15020/3	энстатит	57,21	0,99	0,36	5,57	34,48	1,39	100,00	8,31	2,59	8,09	89,32
15025	энстатит	56,94	0,61	н.о.	2,13	33,64	6,68	100,00	3,43	12,11	3,01	84,87

Примечание. F = Fe / (Fe + Mg) × 100; Wo = Ca / (Ca + Fe + Mg) × 100; Fs = Fe / (Ca + Fe + Mg) × 100; En = Mg / (Ca + Fe + Mg) × 100. н.о. – не обнаружено. Диопсид из клинопироксенитов (обр. Аг-6/1-1, Аг-6/1-2, Аг-6/1-3); диопсид из верлитов (обр. Аг-6/3-1, Аг-6/3-2, Аг-6/3-3); вторичный диопсид (обр. 15002, 15006, 15010, 15010б, А-03, А-04, А-13).

Note: F = Fe / (Fe + Mg) × 100; Wo = Ca / (Ca + Fe + Mg) × 100; Fs = Fe / (Ca + Fe + Mg) × 100; En = Mg / (Ca + Fe + Mg) × 100. н.о. – not detected. Diopside from clinopyroxenites (обр. Аг-6/1-1, Аг-6/1-2, Аг-6/1-3); diopside from wehrlites (обр. Аг-6/3-1, Аг-6/3-2, Аг-6/3-3); secondary diopside (обр. 15002, 15006, 15010, 15010б, А-03, А-04, А-13).

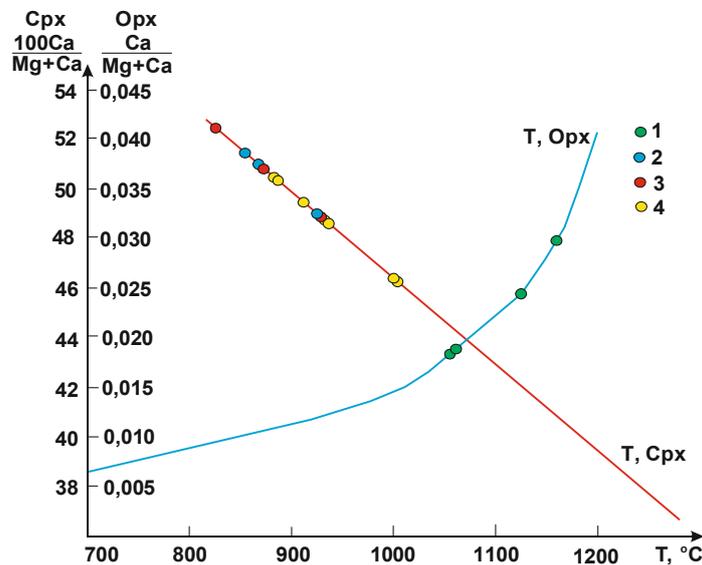


Рис. 7. Номограмма определения температуры образования пироксенов [Малахов, 1983]

1 – ортопироксены; 2 – клинопироксены из верлитов; 3 – клинопироксены из клинопироксенитов; 4 – вторичные клинопироксены

Fig. 7. Nomogram for determining the temperature of pyroxene formation [Malakhov, 1983]

1 – orthopyroxenes; 2 – clinopyroxenes from wehrlites; 3 – clinopyroxenes from clinopyroxenites; 4 – secondary clinopyroxenes

Клинопироксены. Породообразующие клинопироксены в верлитах и клинопироксенитах представлены низкожелезистым (2,44–3,84 мас. %) диопсидом (En = 45,13–48,69; Fs = 4,00–6,18; Wo = 45,59–

49,22) (см. табл. 3). Низкое содержание Al₂O₃ и отсутствие в исследуемых клинопироксенах алюминия в шестерной координации свидетельствует об образовании при давлениях менее 12 кбар [Малахов,

1983]. Температура кристаллизации клинопироксенов оценивается по отношению $Ca / (Mg + Ca)$ и составляет 820–920 °С (рис. 7).

Вторичные минералы. Из вторичных минералов рассмотрены регенерированные оливины, клинопироксены, амфиболы и серпентины.

Регенерированный оливин выявляется в серпентинизированных гарцбургитах и дунитах. Установлены две модификации вторичного оливина. Одна из них наблюдается в серпентинизированной оливиновой массе гарцбургитов и дунитов и представлена небольшими по размерам и неправильными по форме скоплениями очень мелких зерен оливина (менее 0,5 мм). На фоне серпентинизированной оливиновой массы они выделяются свежим обликом и часто насыщены тонкодисперсной вкрапленностью магнетита. При этом состав новообразованного оливина отличается от исходного породообразующего большей магнезиальностью и появлением MnO (табл. 4). Другая модификация вторичного оливина устанавливается в псевдоморфных обособлениях по энстатиту и наблюдается в виде призматических индивидов, ориентированных вдоль его реликтовой спайности. Этот оливин отличается максимальной магнезиальностью по отношению к вторичному оливину в основной массе породы.

Таким образом, выявленные модификации вторичного оливина отличаются большей магнезиальностью по отношению к первичным и относятся к форстеритам с минимальными содержаниями фаялитовой составляющей 2,05–5,20 %. В первичных оливинах содержание фаялита составляет 7,96–9,31 % (табл. 4). Содержания SiO₂ остаются практически неизменными. Вторичные оливины отличаются также постоянным присутствием в них MnO, который полностью отсутствует в породообразующих оливинах. Отмечается также слабая тенденция увеличения NiO от первичных к вторичным.

Клинопироксены. Вторичные клинопироксены, как и вторичные оливины, являются продуктами преобразования исходных зерен энстатита. Они наблюдаются в псевдоморфных скоплениях по энстатиту обычно совместно с оливином, тремолитом и магнетитом в различных сочетаниях. Зерна клинопироксена обычно имеют призматическую форму и вытягиваются вдоль исходной спайности. Проведено их сравнение с породообразующими клинопироксенами, слагающими верлиты и клинопироксениты.

Из анализа химического состава сравниваемых вторичного и породообразующего пироксенов можно выявить их отличительные особенности (см. табл. 3). Вторичные клинопироксены отличаются возрастанием MgO и, соответственно, En. При этом отмечается уменьшение FeO и, соответственно, F и Fs. Выявляются слабые тенденции уменьшения содержаний SiO₂ и

Al₂O₃. При этом содержания Cr₂O₃, CaO и, соответственно, Wo остаются практически неизменными.

Вторичные клинопироксены представлены низкожелезистым ($F = 0,24–0,83$ мас. %) диопсидом ($En = 49,50–54,26$; $Fs = 0,38–1,30$; $Wo = 45,17–50,13$ мас. %) с невысокими содержаниями Al₂O₃ (менее 1 мас. %) и Cr₂O₃ (до 0,7 мас. %) (табл. 3). Низкое содержание Al₂O₃ и отсутствие в исследуемых клинопироксенах алюминия в шестерной координации свидетельствуют об их образовании при давлениях менее 12 кбар [Малахов, 1983]. Температура кристаллизации клинопироксенов оценивается по отношению $Ca / (Mg + Ca)$ и составляет 870–1 000 °С (рис. 7). По отношению к породообразующим клинопироксенам отмечается тенденция возрастания температур их образования.

Для выявления особенностей состава первичных и вторичных клинопироксенов приводятся бинарные диаграммы (рис. 8). На приведенных диаграммах отчетливо видно, что породообразующие клинопироксены характеризуются меньшими содержаниями MgO по отношению к вторичным. При этом клинопироксены из верлитов и клинопироксенитов отличаются уменьшением содержаний SiO₂ от первых ко вторым и одновременно возрастанием CaO в этом ряду. Среди вторичных клинопироксенов по содержанию SiO₂ и CaO устанавливаются два типа, одни из них по этим элементам близки верлитам и клинопироксенитам, другие заметно отличаются уменьшением SiO₂ и возрастанием CaO. На диаграммах FeO–MgO и Al₂O₃–MgO клинопироксены из верлитов и клинопироксенитов не обнаруживают отличий. При этом вторичные клинопироксены отличаются заметным уменьшением этих элементов по отношению к породообразующим.

Амфиболы. Агрегативные тонкозернистые скопления амфиболов довольно часто замещают исходные зерна энстатита. Согласно классификации [Leake et al., 1997], исследованные амфиболы в ультрамафитах Агардагского массива представлены тремолитом (табл. 5, рис. 9). Тремолиты являются маложелезистыми и малоглиноземистыми.

Серпентины. В дунитах и гарцбургитах оливин часто замещается волокнистым хризотилом и чешуйчатым антигоритом. Хризотил, слагающий петельчатые поперечно-волокнистые жилки в зернах оливина, нередко полностью их замещает. Он отличается низкой железистостью ($F = 0,87–1,38$) (табл. 6). При этом в процессе серпентинизации железо обособилось в самостоятельную фазу в виде тонкой вкрапленности магнетита, который тесно ассоциирует с хризотилом. Антигорит представляет, очевидно, более позднюю генерацию серпентина, которая накладывается на исходные зерна оливина и хризотиловые агрегаты. При этом антигорит отличается от хризотила большей железистостью ($F = 2,46–2,51$).

Химический состав оливинов разных генераций в гарцбургитах Агардагского массива, мас. %

Таблица 4

Table 4

Chemical composition of olivines of different generations in harzburgites of the Agardag massif, wt. %

Образец	15002		15006		15012		15017/1	
	Первичный	Вторичный-1	Первичный	Вторичный-1	Первичный	Вторичный-2	Первичный	Вторичный-2
SiO ₂	42,55–43,90 43,23	43,12–43,33 43,23	43,08–44,75 43,92	42,48–45,25 43,87	42,87–43,28 43,08	43,95–45,02 44,49	42,59–43,11 42,85	43,84–45,10 44,47
FeO	7,54–8,13 7,84	4,40–4,91 4,66	8,42–8,71 8,57	3,64–4,30 3,97	7,26–7,83 7,55	2,08–2,21 2,15	7,45–8,32 7,89	1,95–2,13 2,04
MnO	н.о.	0,77–0,87 0,82	н.о.	0,39–0,51 0,45	н.о.	0,43–0,71 0,57	н.о.	0,56–0,67 0,62
MgO	47,44–48,83 48,14	50,24–51,28 50,76	45,98–47,60 46,79	50,53–52,35 51,44	48,68–49,28 48,98	52,09–53,04 52,57	48,51–49,54 49,03	52,18–53,38 52,78
NiO	0,33–0,35 0,34	0,32–0,39 0,36	0,31–0,43 0,37	0,36–0,57 0,47	0,30–0,35 0,33	0,41–0,45 0,43	0,32–0,39 0,36	0,42–0,46 0,44
Fa	8,19–8,54 8,37	4,59–5,20 4,90	9,30–9,32 9,31	3,88–4,41 4,15	7,63–8,28 7,96	2,19–2,28 2,24	7,78–8,78 8,28	2,05–2,19 2,12

Примечание. Вторичный-1 – оливин в основной массе; вторичный-2 – оливин в псевдоморфных обособлениях по энстатиту. В числителе – минимальные и максимальные содержания; в знаменателе – средние содержания (количество определений – 9 зерен первичного и вторичного оливина в каждом шлифе); н.о. – не обнаружено. Fa – содержание фаялитового минала (Fa = Fe / (Fe + Mg) × 100).

Note: Вторичный-1 – olivine in bulk; вторичный-2 – olivine in pseudomorphic segregations after enstatite. The numerator contains the minimum and maximum contents; the denominator contains the average contents (the number of determinations is 9 grains of primary and secondary olivine in each thin section); н.о. – not detected. Fa – content of fayalite mineral (Fa = Fe / (Fe + Mg) × 100).

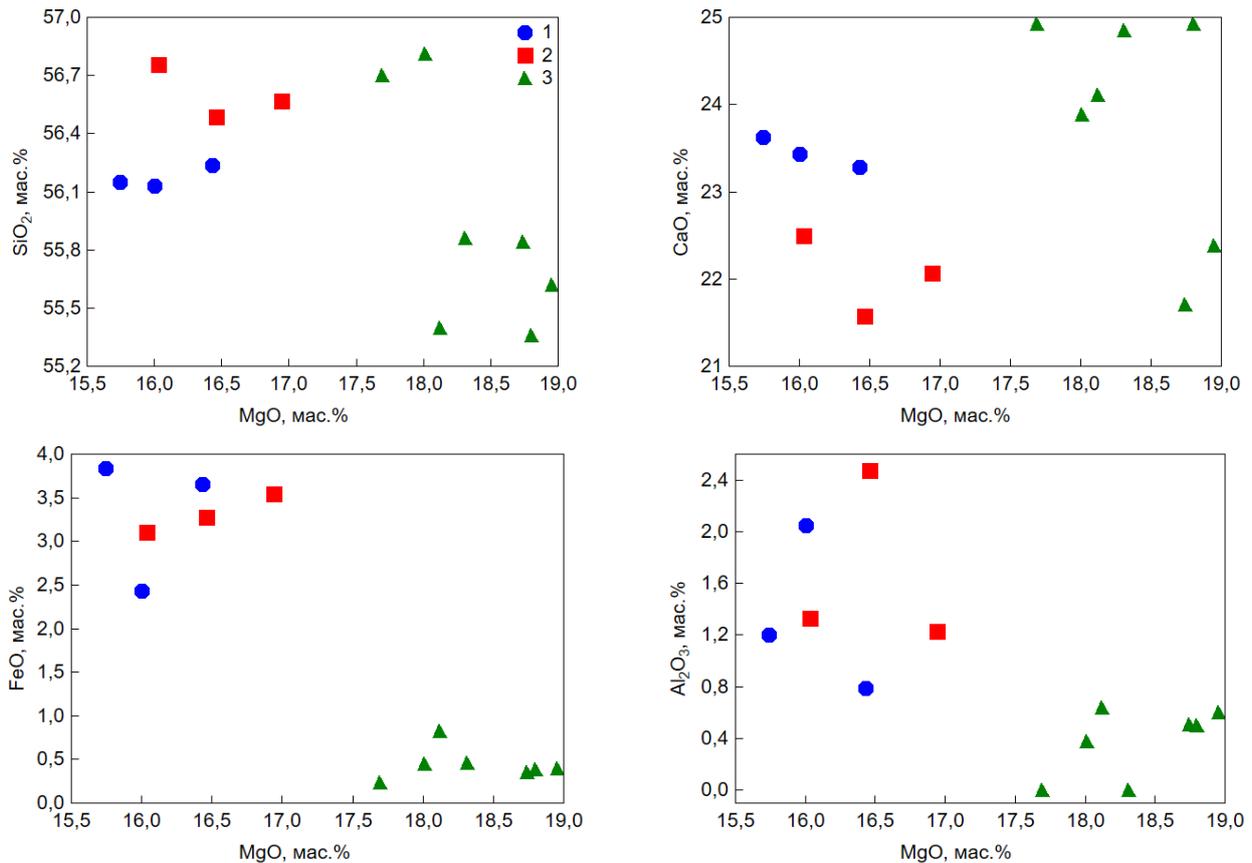


Рис. 8. Вариационные диаграммы составов первичных и вторичных клинопироксенов в ультрамафитах Агардагского массива

Первичные клинопироксены: 1 – верлиты, 2 – клинопироксениты; вторичные клинопироксены: 3 – гарцбургиты

Fig. 8. Variational diagrams of compositions of primary and secondary clinopyroxenes in ultramafic rocks of the Agardag massif

Primary clinopyroxenes: 1 – wehrlite, 2 – clinopyroxenite; secondary clinopyroxenes: 3 – harzburgites

Таблица 5

Химический состав амфиболов в ультрамафитах, мас. %

Table 5

Chemical composition of amphiboles in ultramafic rocks, wt. %

Образец	Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Сумма
15002	Тремолит	58,16	н.о.	0,51	25,03	13,76	97,46
15025	Тремолит	58,27	0,65	0,46	25,70	11,83	96,91
15025/1	Тремолит	58,02	0,70	0,44	24,95	13,41	97,52
A-06	Тремолит	58,84	0,41	0,56	26,04	12,16	98,01
A-06/1	Тремолит	58,91	0,91	0,58	24,12	13,07	97,59

Примечание. н.о. – не обнаружено.

Note. н.о. – not detected.

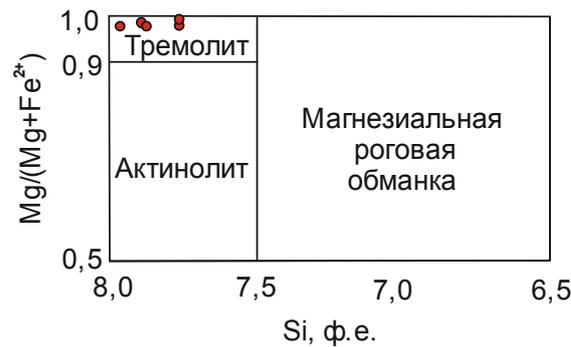


Рис. 9. Состав кальциевых амфиболов на классификационной диаграмме [Leake et al., 1997]

Fig. 9. Composition of calcium amphiboles on the classification diagram [Leake et al., 1997]

Таблица 6

Химический состав серпентинов в ультрамафитах, мас. %

Table 6

Chemical composition of serpentines in ultramafic rocks, wt. %

Образец	Минерал	SiO ₂	FeO	MgO	Сумма	F
15025/2	хризотил	49,16	0,76	40,05	89,97	1,05
A-01	хризотил	47,09	0,97	40,24	88,30	1,33
A-02	хризотил	48,61	1,04	41,62	91,27	1,38
A-03	хризотил	47,78	0,98	40,04	88,80	1,35
A-04	хризотил	46,74	0,64	40,94	88,32	0,87
A-09	хризотил	47,90	1,00	40,29	89,19	1,37
15011/4	антигорит	50,86	1,87	40,78	93,51	2,51
A-05	антигорит	48,58	1,78	39,60	89,96	2,46

Примечание. F – железистость ($F = Fe / (Fe + Mg) \times 100$).

Note: F – iron content ($F = Fe / (Fe + Mg) \times 100$).

Обсуждение результатов

Агардагский массив сложен преимущественно реститовыми ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса, которые представляют собой нижнюю часть офиолитового покрова [Гончаренко, 1989]. Наиболее деплетированными являются дуниты по отношению к гарцбургитам, что отражается в изменении состава оливина и хромшпинелида. От гарцбургитов к дунитам в оливине происходит уменьшение содержаний кремнезема и, соответственно, возрастание его магнезиальности.

При этом от гарцбургитов к дунитам изменяются также составы хромшпинелидов от алюмохромитов к хромитам. По составу энстатита установлено, что формирование исходных гарцбургитов происходило при давлениях 4–12 кбар и температурах 1 050–1 170 °C [Малахов, 1983].

Дуниты и гарцбургиты Агардагского массива прорываются дайковыми телами габброидов. Под их влиянием в результате высокотемпературных метасоматических процессов ультрамафиты в экзоконтактовых зонах даек подвергались неравномерной клинопироксенизации с образованием верлитов и

клинопироксенитов. Подобные процессы клинопироксенитизации ультрамафитов являются довольно распространенным явлением среди метаморфических перидотитов офиолитовых комплексов [Гончаренко, 1989; Леснов и др., 2019]. Процессы клинопироксенитизации способствовали изменению состава минералов. Установлено, что в верлитах состав оливина соответствует составу дунитов, однако при интенсивной клинопироксенитизации в клинопироксенитах происходит существенное увеличение железистости оливина и уменьшение его магнезиальности. Изменяется также состав хромшпинелидов, возрастает их глиноземистость и железистость. При этом их состав соответствуют субферриалюмохромитам. Подобные изменения составов оливина и хромшпинелидов установлены в Кызыр-Бурлюкском массиве в Западном Саяне [Чернышов и др., 2020].

Регрессивная стадия эволюции массива начинается с автосерпентинизации ультрамафитов, главным образом с замещения оливина петельчатым хризотилом, которое сопровождалась «освобождением» железа и обособлением его в самостоятельную фазу в виде тонкодисперсного магнетита. Образовавшийся при этом хризотил характеризуется минимальной железистостью. При этом энстатит в гарцбургитах замещался баститом.

Серпентинизированные ультрамафиты в тектонически активных зонах, способствующих их разогреву, нередко подвергались прогрессивным метаморфическим преобразованиям в виде дегидратации серпентина с образованием регенерированного оливина в серпентинизированной оливиновой массе породы. Новообразованный оливин отличается по своему составу от исходного породобразующего существенным уменьшением железистости.

На этом этапе псевдоморфозы бастита по энстатиту претерпели прогрессивные метаморфогенные преобразования. Устанавливается следующая последовательность их преобразования. На начальных стадиях отмечается образование игольчатого тремолита в бастите вдоль исходной спайности энстатита. Затем по мере возрастания температуры появляется диопсид длиннопризматической формы, также контролируемый исходной спайностью, и завершается процесс формирования призматического оливина вдоль исходной спайности. При этом новообразованные минералы характеризуются отличительными особенностями своего состава. Тремолит имеет очень высокую магнезиальность. Новообразованный диопсид также отличается очень высокой магнезиальностью, повышенными содержаниями СаО, низкой железистостью и низкими содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 . По своему составу они заметно отлич-

чаются от состава диопсида в породах верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Установлено, что вторичный оливин по псевдоморфозам бастита отличается максимальной магнезиальностью по отношению к вторичному оливину в основной массе породы.

На постметаморфическом этапе консолидированные ультрамафиты массива были прорваны гранитоидами, под влиянием флюидов которых они подвергались обширной аллосерпентинизации, способствующей возникновению антигорита, вплоть до образования серпентинитов. При этом антигорит по своему составу отличается большей железистостью по отношению к раннему хризотилу.

Заключение

Таким образом, проведенные детальные петрографические исследования ультрамафитов Агардагского массива позволили выявить особенности преобразования минералогического состава, отражающие их мантийно-коровую эволюцию. На мантийном уровне ультрамафиты претерпели неравномерное деплетирование с формированием гарцбургитов и дунитов, при этом дуниты являются предельно рестирированными образованиями, что нашло отражение в увеличении магнезиальности оливина и возрастании хромистости хромшпинелидов.

В коровых условиях консолидированные ультрамафиты под влиянием более поздних габброидных интрузий подверглись высокотемпературному метасоматозу, способствующему их клинопироксенитизации. В результате сформировались породы верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Установлено, что с возрастанием степени клинопироксенитизации происходило увеличение железистости оливина и возрастание глиноземистости хромшпинелидов.

В процессе прогрессивного метаморфизма серпентинизированных ультрамафитов в них происходило образование вторичных минералов от среднетемпературных к высокотемпературным. Наиболее хорошо эта последовательность проявляется в эволюционной направленности изменения псевдоморфоз бастита по энстатиту. В них отчетливо прослеживается следующая последовательность образования минералов: тремолит → диопсид → оливин. Отличительными особенностями состава этих минералов является очень высокая магнезиальность.

На заключительном этапе ультрамафиты массива, очевидно, под влиянием более поздних интрузий гранитоидов подвергались интенсивной серпентинизации с образованием антигоритовых серпентинитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В.** Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // Геология и геофизика. 1978. № 11. С. 14–25.
- Гоникберг В.Е.** Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89–103.
- Гончаренко А.И.** Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск : Изд-во ТГУ, 1989. 404 с.
- Гончаренко А.И., Чернышов А.И.** Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск : Изд-во ТГУ, 1990. 200 с.
- Котляров А.В., Симонов В.А.** Особенности формирования офиолитов Восточной и Южной Тувы // Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс : ИМин УрО РАН, 2009. С. 281–284.
- Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К.** Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитового массивов Республики Тыва. Новосибирск : Гео, 2019. 350 с.
- Лоскутов И.Ю., Ступаков С.И., Симонов В.А.** Петролого-минералогические особенности дунит-гарцбургитового комплекса Агардагской зоны (Юго-Восточная Тува) // Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологии офиолитов. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. С. 13–23.
- Малахов И.А.** Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М. : Наука, 1983. 207 с.
- Никитчин П.А.** К вопросу о геологическом строении и хромитоносности Агардагского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. 1969. Вып. 1. С. 43–47.
- Ойдул Ч.К.** Альбитсодержащие апогипербазитовые листвениты Агардагского массива (Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 4. Минералогия, геохимия. Новосибирск : АН СССР, 1987. С. 106–111.
- Ойдул Ч.К., Кужугет К.С.** О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива (Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрология, минералогия, геохимия. Новосибирск : АН СССР, 1989. С. 100–112.
- Павлов Н.В.** Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. 1949. Вып. 103. 91 с.
- Пешков А.А., Чернышов А.И.** Петрография хромитоносных ультрамафитов Агардагского массива (Юго-Восточная Тыва) // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2019. № 6. С. 12–19.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.** Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М. : Наука, 1966. 211 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.** Гипербазиты Тувы. М. : Изд-во АН СССР, 1955. 136 с.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М. : Наука, 1987. 230 с.
- Симонов В.А., Котляров А.В., Котов А.Б.** Петрология, геохимия и условия формирования офиолитов Тувы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 80–81.
- Чернышов А.И., Воробьева А.В., Юричев А.Н.** Петрология Кызыл-Бурлюкского мафит-ультрамафитового массива (Северо-Восток Западного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331, № 8. С. 199–207.
- Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Кужугет К.С., Ойдул Ч.К.** Петроструктурная эволюция гипербазитов Агардагского массива (Южная Тува) и ее роль в локализации хромитового оруденения // Вопросы геологии Сибири. 1992. Вып. 1. С. 132–136.
- Leake V.E. et al.** Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Am. Mineral. 1997. V. 82, № 9–10. P. 1019–1037.

Авторы:

Пешков Алексей Александрович, старший преподаватель, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: peshkov@ggf.tsu.ru

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

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Бестемьянова Ксения Викторовна, младший научный сотрудник, лаборатория геохронологии и геодинамики; ассистент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: best@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2021, 1, 33–48. DOI: 10.17223/25421379/18/3

A.A. Peshkov, A.I. Chernyshov, K.V. Bestemyanova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

MINERALOGICAL FEATURES OF ULTRAMAFITS OF THE AGARDAG MASSIF (SOUTH-EASTERN TYVA)

The Agardag massif is composed mainly of restite ultramafic rocks of the dunite-harzburgite banded complex, which is the lower part of the ophiolite cover. The most depleted are dunites relative to harzburgites, which is reflected in changes in the olivine composition. From harzburgites to dunites in olivine, there is a decrease in the contents of silica and, accordingly, an increase in its magnesia. At the same time, the compositions of Cr-spinels from aluminochromites to chromites also change from harzburgites to dunites. According to the composition of enstatite, it was established that the initial harzburgites were formed at pressures of 4–12 kbar and temperatures (1 050–1 170 °C).

Dunites and harzburgites of the Agardag massif are cut through by gabbroid dyke bodies. Under their influence, as a result of high-temperature metasomatic processes, ultramafic rocks in the exocontact zones of dikes underwent uneven clinopyroxenization with the formation of wehrlites and clinopyroxenites. Such processes of clinopyroxenization of ultramafic rocks are quite common among metamorphic peridotites of ophiolite complexes. Clinopyroxenization processes contributed to the change in the composition of minerals. It was found that the composition of olivine in wehrlites corresponds to the composition of dunites; however, with intense clinopyroxenization in clinopyroxenites, a significant increase in the iron content of olivine and a decrease in its magnesia occur. The composition of Cr-spinels also changes significantly, and their alumina and iron content increases. Moreover, their composition corresponds to subferri-al alumochromites. Similar changes in the compositions of olivine and Cr-spinels were found in the Kyzyr-Burlyuk massif in the Western Sayan.

The regressive stage of the massif evolution begins with serpentinization of ultramafic rocks, mainly with the replacement of olivine by looped chrysotile, which was accompanied by the "liberation" of iron and its separation into an independent phase in the form of finely dispersed magnetite. The resulting chrysotile is characterized by a minimal iron content. At the same time, enstatite in harzburgites was replaced by bastite.

Serpentinized ultramafic rocks in tectonically active zones, contributing to their heating, often underwent progressive metamorphic transformations in the form of serpentine dehydration with the formation of regenerated olivine in the serpentinized olivine rock mass. Newly formed olivine differs in its composition from the original rock-forming one by a significant decrease in iron index.

At this stage, the pseudomorphs of bastite after enstatite underwent progressive metamorphogenic transformations. The following sequence of their transformation is established. At the initial stages, the formation of acicular tremolite in basite along the initial cleavage of enstatite is noted. Then, as the temperature rises, diopside of a long-prismatic shape appears, also controlled by the initial cleavage. And the process ends with the formation of prismatic olivine along the initial cleavage. At the same time, newly formed minerals are characterized by distinctive features of their composition. Tremolite has a very high magnesia. The newly formed diopside is also characterized by a very high magnesia, high CaO contents, low Fe, and low SiO₂ and Al₂O₃ contents. In their composition, they differ markedly from the composition of diopside in rocks of the wehlite-clinopyroxenite association. It has been established that secondary olivine, based on bastite pseudomorphs, is characterized by the maximum magnesia in relation to secondary olivine in the groundmass of the rock.

At the post-metamorphic stage, the ultramafic rocks of the massif, apparently under the influence of later intrusions of granitoids, underwent extensive serpentinization, contributing to the intensive formation of antigorite, often before the formation of serpentinites. At the same time, antigorite in its composition is distinguished by a higher iron content in relation to early chrysotile.

Keywords: ophiolites, ultramafic rocks, petrography, mineralogy.

References

- Velinsky V.V., Vartanova N.S., Kovyazin S.V. *Giperbazity severo-zapadnoy chasti Sangilenskogo massiva* [Hyperbasites of the northwestern part of the Sangilensky massif] // Geology and geophysics. 1978. No 11. pp. 14–25. In Russian
- Gonikberg V.Ye. *Rol' sdvigovoy tektoniki v sozdanii orogennoy struktury rannikh kaledonid Yugo-Vostochnoy Tuvy* [The role of strike-slip tectonics in the creation of the orogenic structure of the early Caledonian Southeastern Tuva] // Geotektonika. 1999. No 3. pp. 89–103. In Russian
- Goncharenko A.I. *Deformatsiya i petrostrukturnaya evolyutsiya al'pinotipnykh giperbazitov* [Deformation and petrostructural evolution of alpine-type hyperbasites]. Tomsk: Publishing House Tom. University, 1989. 404 p. In Russian
- Goncharenko A.I., Chernyshov A.I. *Deformatsionnaya struktura i petrologiya nefritonosnykh giperbazitov* [Deformation structure and petrology of nephrite-bearing hyperbasites]. Tomsk: Publishing house Tom. University, 1990. 200 p. In Russian
- Kotlyarov A.V., Simonov V.A. *Osobennosti formirovaniya ofiolitov Vostochnoy i Yuzhnoy Tuvy* [Features of the formation of ophiolites in Eastern and Southern Tuva] // Metallogeny of ancient and modern oceans – 2009. Models of ore formation and assessment of deposits. Miass: IMU UB RAS. 2009. pp. 281–284. In Russian
- Lesnov F.P., Kuzhuget K.S., Mongush A.A., Oydup Ch.K. *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' mafit-ul'tramafitovogo massivov Respubliki Tyva* [Geology, petrology and ore content of the mafic-ultramafic massifs of the Tyva Republic]. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo", 2019. 350 p. In Russian
- Loskutov I.Yu., Stupakov S.I., Simonov V.A. *Petrologo-mineralogicheskiye osobennosti dunit-gartsburgitovogo kompleksa Agardagzonoj zony (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Petrological and mineralogical features of the dunite-harzburgite complex of the Agardag zone (South-Eastern Tuva)] // Problems of petrology, mineralogy, geochemistry and geologists of ophiolites. Novosibirsk: Publishing house of SB RAS, 1999. pp. 13–23. In Russian
- Malakhov I.A. *Petrokhimiya glavnykh formatsionnykh tipov ul'trabazitov* [Petrochemistry of the main formation types of ultrabasites]. Moscow: Nauka, 1983. 207 p. In Russian
- Nikitichin P.A. *K voprosu o geologicheskom stroyenii i khromitnosnosti Agardagskogo giperbazitovogo massiva* [On the question of the geological structure and chromite content of the Agardag hyperbasite massif] // Materials on the geology of the Tuva ASSR. 1969. V. 1. pp. 43–47. In Russian
- Oydup Ch.K. *Al'bitsoderzhashchiye apogiperbazitovyye listvenity Agardagskogo massiva (Tuva)* [Albite-bearing apohyperbasite listvenites of the Agardag massif (Tuva)] // Hyperbasite associations of folded regions. V. 4. Mineralogy, geochemistry. Novosibirsk: AN SSSR, 1987. pp. 106–111. In Russian
- Oydup Ch.K., Kuzhuget K.S. *O genezise rodingitov Agardagskogo giperbazitovogo massiva (Tuva)* [On the genesis of rodingites of the Agardag hyperbasite massif (Tuva)] // Hyperbasite associations of folded regions. V. 5. Petrology, mineralogy, geochemistry. Novosibirsk: AN SSSR, 1989. pp. 100–112. In Russian
- Pavlov N.V. *Khimicheskiy sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod ul'traosnovnykh intruzivov* [Chemical composition of Cr-spinels in connection with the petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusions] // Transactions of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. 1949. V. 103. 91 p. In Russian
- Peshkov A.A., Chernyshov A.I. *Petrografiya khromitnosnykh ul'tramafitov Agardagskogo massiva (Yugo-Vostochnaya Tyva)* [Petrography of chromite-bearing ultramafic rocks of the Agardag massif (Southeastern Tyva)] // Bulletin of the Institute of Geology of the Komi-Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. 2019. No 6. pp. 12–19. In Russian

Pinus G.V., Kolesnik Yu.N. *Al'pinotipnyye giperbazity yuga Sibiri* [Alpine-type hyperbasites of the south of Siberia]. Moscow: Nauka, 1966. 211 p. In Russian

Pinus G.V., Kuznetsov V.A., Volokhov I.M. *Giperbazity Tuvy* [Hyperbasites of Tuva]. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1955. 136 p. In Russian

Savelyeva G.N. *Gabbro-ul'trabazitovyye komplekсы ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore* [Gabbro-ultramafic complexes of the Ural ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow: Nauka, 1987. 230 p. In Russian

Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Kotov A.B. *Petrologiya, geokhimiya i usloviya formirovaniya ofiolitov Tuvy* [Petrology, geochemistry and conditions for the formation of ophiolites in Tuva] // Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2009. V. 2. pp. 80–81. In Russian

Chernyshov A.I., Vorobieva A.V., Yurichev A.N. *Petrologiya Kyzyr-Burlyukskogo mafit-ul'tramafitovogo massiva (Severo-Vostok Zapadnogo Sayana)* [Petrology of the Kyzyr-Burlyuk mafite-ultramafic massif (North-East of the Western Sayan)] // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Engineering of georesources. 2020. V. 331. No 8. pp. 199–207. In Russian

Chernyshov A.I., Goncharenko A.I., Kuzhuget K.S., Oydup Ch.K. *Petrostrukturnaya evolyutsiya giperbazitov Agardagskogo massiva (Yuzhnaya Tuva) i yeye rol' v lokalizatsii khromitovogo orudneniya* [Petrostructural evolution of hyperbasites of the Agardag massif (South Tuva) and its role in the localization of chromite mineralization] // Problems of Geology of Siberia. Tomsk: Publishing house of Vol. University, 1992. V. 1. pp. 132–136. In Russian

Leake B.E., et al. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Am. Mineral.* 1997. V. 82. No 9–10. pp. 1019–1037.

Author's:

Peshkov Alexey A., Senior Lecturer, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: peshkov@ggf.tsu.ru

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

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Bestemyanova Ksenia V., Junior Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics; Assistant, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: best@ggf.tsu.ru

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.794+581.524(571.54)

ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ БАССЕЙНА ОЗЕРА ИЛЬЧИР (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) ЗА ПОСЛЕДНИЕ 8 500 ЛЕТ

Е.В. Волчатова¹, Е.В. Безрукова^{1,2,3}, Н.В. Кулагина^{1,2}, Е.В. Кербер¹,
С.А. Решетова¹, А.А. Щетников^{1,2}, И.А. Филинов²



¹Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск, Россия

Результаты палинологического анализа донных отложений озера Ильчир стали основой реконструкции растительности и климата в котловине и бассейне озера, понимания процесса развития природной среды района в среднем–позднем голоцене. Высокое временное разрешение и надежная возрастная модель новой палинологической записи являются уникальными для Восточного Саяна, позволяя проводить внутри- и межрегиональные корреляции изменений природной среды для понимания возможных причин палеоэкологических сдвигов.

Ключевые слова: спорово-пыльцевой анализ, растительность, климат, голоцен.

Введение

Саяны – крупная горная система, занимающая обширные территории Южной Сибири и части Северной Монголии; они простираются на восток до озера Байкал, а на западе их продолжением является Алтай. Район исследования приурочен к Ильчирскому грабену на границе Окинского плато и Тункинских Гольцов (рис. 1). Фундамент озерного водосбора слагают докайнозойские метаморфические и неогеновые вулканические породы, частично перекрытые ледниковыми отложениями позднего плейстоцена [Mackay et al., 2012].

Ильчирский грабен со всех сторон окружен высокими хребтами, что обуславливает особый тип климатического режима [New et al., 2002]. Климат характеризуется средней июльской температурой +11 °С и средней январской температурой –26 °С. Минимальные температуры часто опускаются ниже 40 °С, а максимальные летние температуры могут превышать 25 °С. Среднегодовая температура не превышает –6,6 °С. Среднегодовое количество осадков составляет около 400 мм, из которых только 10 % выпадает в холодное время года с октября по март. Поверхностные воды озера Ильчир могут прогреваться до +15 °С в июле. С октября по июнь озеро покрыто льдом [Bondarenko et al., 2002].

Современная растительность в горах Восточного Саяна имеет четкое высотное зонирование. Пихта

Abies sibirica Ledeb., ель *Picea obovata* Ledeb. и сосна сибирская *Pinus sibirica* Du Roi доминируют на высотах ниже 1 000 м над ур. м. Сосна сибирская и лиственница *Larix sibirica* Ledeb. преобладают в интервале высот 1 000 и 1 800–2 000 м. Кустарники, в том числе виды кустарниковой березки *Betula sect. Nanae* L., ольхи кустарниковой *Duschekia fruticosa* (Rupr.) Pouzar и Ericales, распространены в нижнем ярусе темнохвойных лесов и в субальпийском поясе над линией деревьев. Леса из сосны обыкновенной *Pinus sylvestris* L. занимают более теплые и сухие места обитания в восточной части Саян на низких высотных уровнях и на предгорных равнинах. В растительности котловины озера Ильчир преобладают редкие лиственницы с подлеском из кустарниковой березки, наземным покровом из лишайников рода *Cladonia* Hill ex P. Browne и мхов рода *Sphagnum* L. Участки мохово-лишайниковой тундры чередуются с пятнами осоково-злаковых и кобрезиевых *Kobresia myosuroides* (Vill.) Fiori, *Minuartia arctica* (Steven ex Ser.) Graevn., *Carex ledebouriana* (C.A. Mey. ex Trev. Worosch., *C. Rupestris* All.) травяных лугов в понижениях рельефа. На плоских склонах южной экспозиции можно встретить луговины из *Valeriana capitata* Pall. ex Link, *Trollius asiaticus* L., *Allium schoenoprasum* L., *Primula nivalis* Pall. В прибрежной части озера растут макрофиты, в том числе виды рода *Carex* L. и *Potamogeton* spp. [Холбоева, 2011; Mackay et al., 2012].

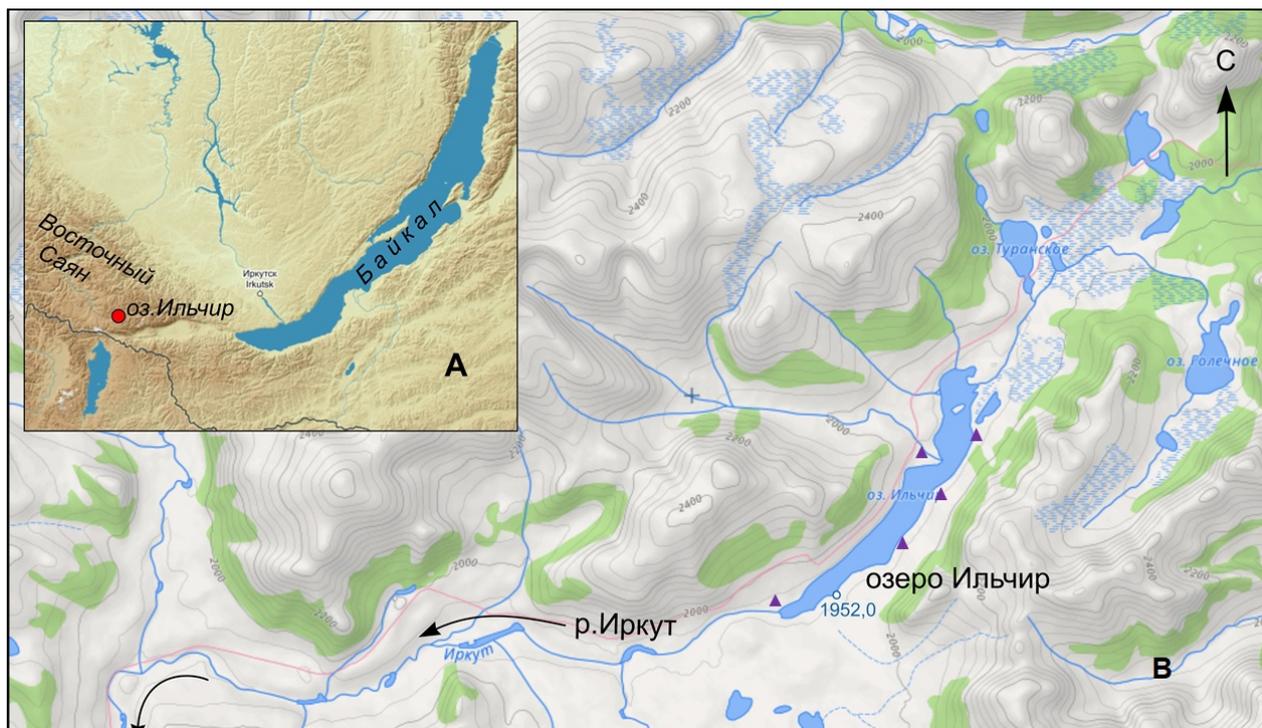


Рис. 1. Местонахождение озера Ильчир

A – общее положение озера в горах Восточного Саяна; B – котловина озера с впадающими в него безымянными постоянными водотоками; красными треугольниками отмечены точки отбора поверхностных проб в прибрежной полосе озера

Fig. 1. Location of Lake Ilchir

A – general position of Lake Ilchir in the East Sayan mountains; B – the Lake Ilchir basin with a streams flowing into it; red triangles mark points of surface pollen samples

Материалы и методы исследования

Донные отложения озера Ильчир были пробурены в 2013 г., длина керна составила 132 см.

Палинологический анализ. Керн был опробован в лабораторных условиях Института геохимии СО РАН (г. Иркутск). Для целей палинологического анализа был опробован каждый второй сантиметр, что в сумме составило 67 образцов. Для экстракции пыльцы и спор в лабораторных условиях образец естественной влажности подвергался стандартной процедуре обработки [Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986], этапы которой заключались в следующем: до начала обработки каждый образец объемом в 1,5 г влажного осадка помещали в стеклянный стакан и добавляли несколько капель разбавленной соляной кислоты (НС1) для обнаружения карбоната кальция.

Этот этап показал, что образцы из донных отложений озера Ильчир не содержат такового, поэтому далее применялась следующая процедура. Осадок отмывали 2–3-разовым центрифугированием, затем добавляли 10 %-й гидроксид калия (КОН) и помещали стаканы на 10–15 мин в водяную баню с температурой 80 °С. На этом этапе происходила дезагрегация матрицы осадка и растворение гуминовых

кислот. Далее остывшую смесь растворенного в КОН осадка пропускали через сито с ячейей 120 мкм, при этом пыльцевые зерна и споры проходили через сито. Суспензия, прошедшая через сито, собиралась в полипропиленовые центрифужные пробирки, промывалась трехкратным центрифугированием на скорости около 3 000 об./мин на протяжении 3 мин. Затем проходила обработка 40 %-й плавиковой кислотой (HF) в электрической водяной бане 45 мин – 4 ч при температуре 80 °С в зависимости от того, когда на дне пробирок не останется твердой фракции. После остывания проводили центрифугирование с добавлением слабого раствора соды до нейтральной реакции лакмуса. Конечный осадок переносился в 5-миллиметровые пластиковые пробирки.

Безводный глицерин использовали для хранения образцов и подготовки предметных стекол. Пыльцу и споры идентифицировали при увеличении $\times 400$, $\times 600$ и $\times 1\,000$ с помощью опубликованных определителей пыльцы и атласов [Куприянова, Алешина, 1978; Бобров и др., 1983; Moore et al., 1991].

В качестве современных или субрецентных спорово-пыльцевых спектров (СПС) мы рассматриваем пять спектров, полученных из илов у уреза воды в озере (см. рис. 1). Их состав приведен на рис. 2.

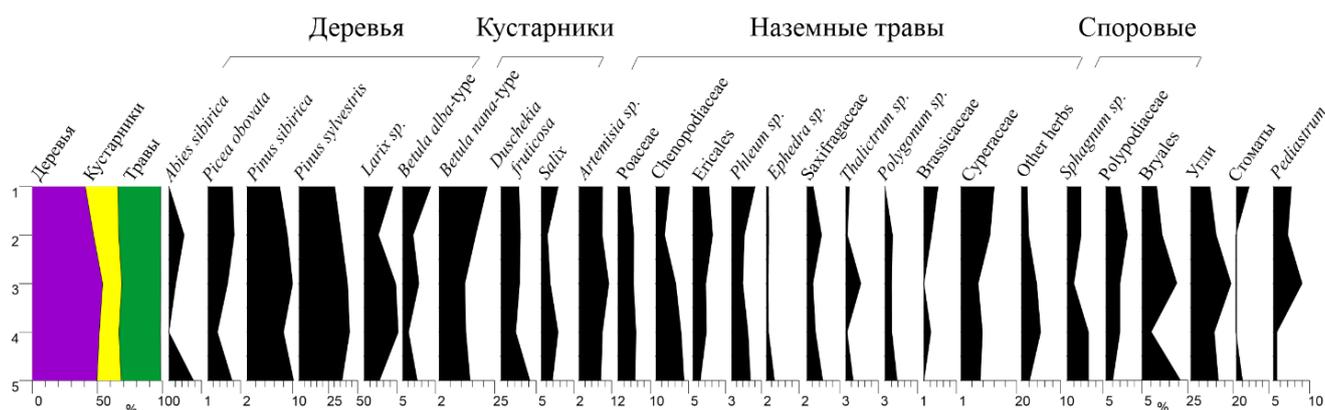


Рис. 2. Состав спорово-пыльцевых спектров из верхнего слоя ила у уреза воды в озере Ильчир

В группе общего состава СПС лиловым цветом выделена пыльца древесных растений, желтым – кустарников, зеленым – наземных трав. Относительное обилие спор не превышает 1,5 %, поэтому на диаграмме они почти не видны. Обилие микрочастиц углей, stomat, клеток водорослей *Pediastrum* Meyen приведены в абсолютном количестве на пыльцевом слайде

Fig. 2. Composition of spore-pollen spectra from the uppermost silt layer at the water edge in Lake Ilchir

In the general SPS composition section, lilac is the pollen of arboreal plants, yellow corresponds shrubs, green color means on-land herbs pollen. The relative abundance of spores does not exceed 1,5 %, so they are almost invisible on the diagram. The abundance of the charcoal microparticles, stomata, and *Pediastrum* Meyen algae cells are shown in absolute numbers met on the pollen slide

Процентное соотношение индивидуальных пыльцевых таксонов во всех СПС рассчитывалось от суммы всех пыльцевых зерен, исключая споры папоротников и мхов. Процентное содержание зерен споровых растений было определено от суммы всех подсчитанных в каждом образце зерен пыльцы и спор. Одновременно в этих же препаратах проводился и подсчет общего количества частиц угля. Подсчет микрочастиц углей полезен в любом случае, поскольку позволяет косвенно судить о возникновении или отсутствии пожарных явлений в исследуемом регионе/районе, независимо от размеров бассейна озера. При этом мы не рассчитывали частоту пожарных явлений, их интенсивность, близость к береговой линии озера, потому что не применяли специальную методику выделения микрочастиц углей, а считали их на пыльцевых слайдах. Такая практика является обычной в палеогеографических исследованиях для получения дополнительной информации [Conedera et al., 2009]. На пыльцевых слайдах нами были определены и устьица хвойных древесных растений, нахождение которых является полезным методом для реконструкции истории растительности [Macdonald, 2002]. Устьица или stomata хвойных деревьев указывают на близость исходных деревьев, например, к линии озера и играют важную роль в изучении растительности и восстановлении миграций границ древесной растительности в горных районах [Pisaric et al., 2001]. В описании пыльцевых зон приводятся средние значения обилия господствующих таксонов пыльцы.

Программное обеспечение Tilia/Tilia-Graph/TGView [Grimm, 2011] использовалось для расчета процентного соотношения пыльцевых таксонов, построения диаграмм и выделения локальных пыльцевых зон. Поскольку на происхождение, распространение и захоронение непальцевых палиноморф – НПП (микрочастицы углей, stomata, водоросли) могут влиять совершенно разные наборы экологических переменных, то, согласно рекомендациям [Chevalier et al., 2020], мы не включали сумму НПП для расчета их относительного обилия, а показали их абсолютные значения на пыльцевых слайдах.

Хронологический контроль. Возраст отложений в керне определен методом радиоуглеродного датирования с применением ускорительной масс-спектрометрии (УМС ^{14}C) в Познаньской радиоуглеродной лаборатории (Польша) и в Институте ядерной физики им. Г.И. Будкера Сибирского отделения Российской академии наук (ИЯФ СО РАН). Дату, полученную в ИЯФ СО РАН, следует рассматривать как экспериментальную, так как на данный момент лаборатория не сертифицирована. Однако значение даты логично встраивается между имеющимися датами из сертифицированной лаборатории. Всего получено пять дат, измеренные и калиброванные значения которых приведены в таблице. Измеренные значения ^{14}C возраста откалиброваны с использованием пакета программ OxCal v4.3 [Bronk Ramsey, 1995] и калибровочной кривой IntCal13 [Reimer et al., 2013]. Далее все значения возраста приводятся в калиброванном летоисчислении (лет назад до настоящего времени = л. н.).

УМС ^{14}C даты и их калиброванные значения для образцов из отложений керн из озера ИльчирAMS ^{14}C dates and their calibrated values for samples from sedimentary core from Lake Ilchir

Лаб. номер	Глубина в керне, см	^{14}C значение	Калиброванное значение
Poz-106390	5–6	2 190 ± 30	2 219 ± 63
BINP_NSU_1420	27–28	3 134 ± 54	3 311 ± 90
Poz-106392	60–61	3 935 ± 35	4 415 ± 80
Poz-106393	91–92	4 740 ± 35	5 530 ± 74
Poz-106394	129–130	7 550 ± 40	8 373 ± 119
Расчетный возраст в модели	132	–	8 490

Пыльцевые индексы. Используя полученную палинологическую запись, мы рассчитали некоторые пыльцевые индексы, характеризующие изменение климата исследуемого района. Так, соотношение пыльцы темнохвойных и светлохвойных древесных растений, имеющих различные требования к эколого-эдафическим и климатическим факторам [Коропачинский, Встовская, 2002], может служить качественным показателем относительной изменчивости континентальности климата (относительного увлажнения и контрастности средних температур летнего и зимнего сезонов).

В группу пыльцы светлохвойных древесных включена пыльца *Pinus sylvestris* L. и *Larix sibirica* Ledeb., а в группу пыльцы темнохвойных древесных – пыльца *Pinus sibirica* Du Tour, *Abies sibirica* Ledeb., *Picea obovata* Ledeb. Отношение суммы пыльцы древесных растений (arboreal pollen, AP) к сумме пыльцы кустарников и трав (Non Arboreal Pollen, NAP) характеризует относительную лесопокрываемость территории. Индекс степь/лес (Steppe-Forest Index) отражает взаимоотношение между лесными и степными таксонами – индикаторами изменения уровня общего увлажнения [Traverse, 2007]. Повышенные значения SFI соотносятся с повышенной засушливостью/аридностью климата и наоборот. При построении графика «Изменение избранных палинологических индексов природной среды бассейна озера Ильчир» использованы значения соответствующих пыльцевых таксонов, подсчитанные при анализе (рис. 4). Нелинейные характеристики, полученные в результате подсчета пыльцы и спор в образцах, особенно пики на глубине 80 и 43 см в керне, были аппроксимированы с применением полинома третьей степени, чтобы сгладить вариации обилия пыльцы ветроопыляемых растений и упростить понимание изменения рассчитанных индексов.

Результаты

Хронология. Результаты датирования показали, что возраст отложений в основании керн из озера Ильчир составляет около 8 500 лет. Возраст верхнего слоя (5,5 см) оказался равным 2 190 лет.

Отражение локальной растительности котловины озера Ильчир в современных пыльцевых спектрах. Локальная растительность котловины озера представлена редкими островками лиственницы, зарослями кустарниковой березки. Наземный покров на северных склонах котловины сформирован вересковыми кустарничками, лишайниками и сфагновыми мхами. В прибрежной части озера преобладают осоки и злаки, а на склонах южной экспозиции – представители травянистых растений, принадлежащих к лугово-степным сообществам – рода полыни *Artemisia* L., семейства маревых *Chenopodiaceae*, лютиковых *Ranunculaceae*, гвоздичных *Caryophyllaceae*, сложноцветных *Asteraceae*, гречишных *Polygonaceae*, бобовых *Fabaceae*, камнеломковых *Saxifragaceae*.

Известно, что пыльца лиственницы слабо представлена в поверхностных (современных) пыльцевых спектрах [Brubaker et al., 2005; Lisitsyna et al., 2011; Klemm et al., 2013]. В современных СПС, взятых из илов у уреза воды в озере, среднее значение обилия пыльцы лиственницы составляет 4 % (см. рис. 2), формируя локальный компонент пыльцевого дождя. Это значение мы принимаем за пороговое, указывающее на ее произрастание в котловине озера Ильчир в виде островков или лент, как в настоящее время (рис. 4).

Пыльца пихты и ели также не разносится на значительные расстояния, и большая ее часть оседает у стены продуцирующих их древостоев [Liu et al., 1999; Bezrukova et al., 2005]. В составе современной растительности вокруг озера Ильчир пихта и ель не произрастают, а в современных СПС среднее значение пыльцы пихты составляет 0,3 %, а ели – 1,3 % (рис. 3). Следовательно, в современных СПС района исследования эти значения связаны с разреженной растительностью локального ландшафта и отражают региональный компонент пыльцевого дождя.

Известно, что поверхностные СПС открытых ландшафтов, таких как лесотундра, тундра, степь содержат пыльцевые зерна из внерегиональных источников [Serrä et al., 2004]. Особенно много в СПС из открытых ландшафтов пыльцы ветроопыляемых древесных растений, таких как сосна сибирская и обыкновенная и береза древовидная [Безрукова, 1999].

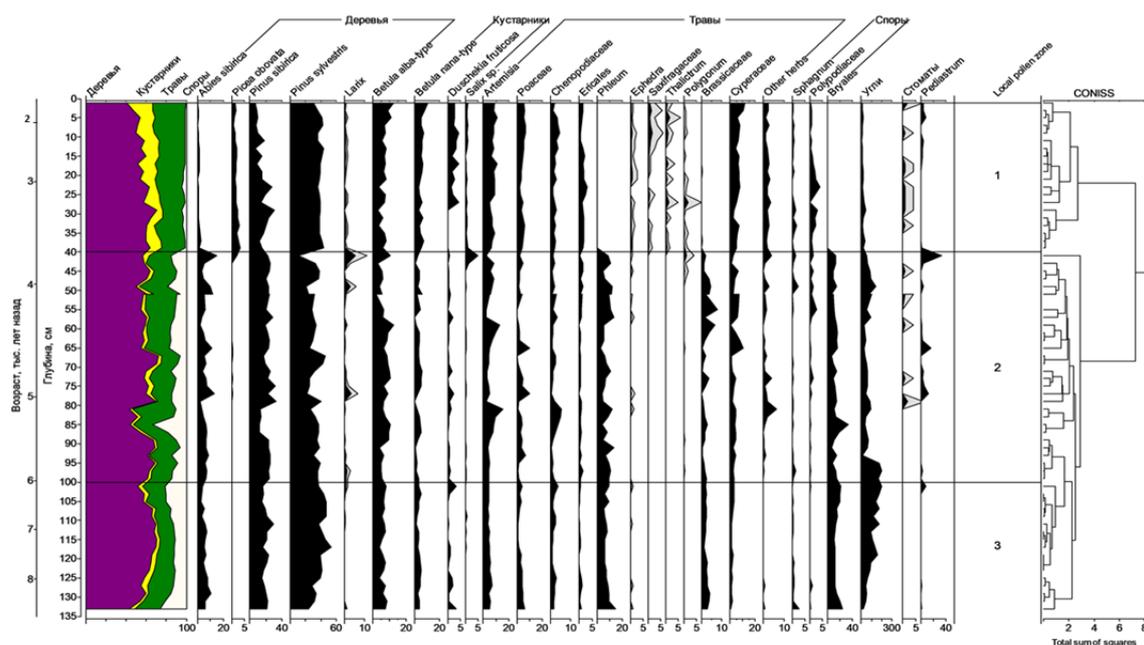


Рис. 3. Споро-пыльцевая диаграмма донных отложений озера Ильчир

В шкале общего состава СПС лиловый цвет – пыльца древесных растений, желтый – кустарников, зеленый – наземных трав, белый – споры папоротникообразных, сфагновых и зеленых мхов

Fig. 3. Spore-pollen diagram of bottom sediments of Lake Ilchir

In the general SPS composition section, lilac is the pollen of arboreal plants, yellow corresponds shrubs, green color means on-land herbs pollen, white refers to spores of ferns, *sphagnum* and green mosses



Рис. 4. Вид котловины озера Ильчир с запада, фото авторов

Fig. 4. View of the Lake Ilchir basin from the west, photo by the authors

В котловине озера Ильчир в настоящее время этих древесных таксонов нет. В СПС из поверхностных образцов значения пыльцы этих древесных составляют 9,35 и 2 % соответственно (см. рис. 2). Следовательно, пыльца обеих сосен и березы также может быть отнесена к заносному компоненту СПС. Значения обилия в современных СПС пыльцы большей части кустарни-

ковых и травянистых таксонов в общем верно отражает современное распространение этих растений в котловине озера Ильчир. Присутствие в поверхностных отложениях устьиц лиственницы характеризует ее присутствие вблизи береговой линии озера.

Палиностратиграфия. Результаты пыльцевого анализа донных отложений озера Ильчир суммирова-

ны на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 3). Описание локальных пыльцевых зон приведено ниже.

Самая нижняя зона 3 (132–98 см, ок. 8 490–6 000 л.н.) включает спорово-пыльцевые спектры с максимальным содержанием пыльцы группы древесных растений (68 %), в которой преобладает пыльца сосны обыкновенной (40 %). Довольно высоко обилие пыльцы тимopheевки *Phleum* sp. (8 %) из семейства злаковых Poaceae (3 %), а также микрочастиц углей (116 штук/слайд).

Зона 2 (98–40 см, ок. 6000–3700 л.н.) включает СПС, в которых, по сравнению с предыдущей зоной, снизилось относительное обилие пыльцы древесных (с 68 до 62 %), в основном, за счет пыльцы сосны обыкновенной (с 40 до 31 %). При этом повысилось содержание пыльцы пихты (с 5,5 до 7 %), сосны сибирской (с 19 до 23 %) и особенно лиственницы (с 0,1 до 0,7 %), а также устьиц ее хвои (с 0 до 2 штук/слайд). Количество микрочастиц угля снизилось (со 116 до 72 штук/слайд).

В СПС зоны 1 (верхние 40 см керна, последние примерно 3 700 лет) по сравнению с предыдущей зоной еще больше снижается содержание пыльцы древесных (с 62 до 56 %) и повышается – пыльцы кустарников (с 3,5 до 14 %) и травянистых растений (с 23 до 27 %). В группе древесных стало больше пыльцы сосны обыкновенной (с 31 до 38 %), березки кустарниковой (с 3 до 6 %), ели (с 0,2 до 1,9 %). Продолжается снижение обилия микрочастиц угля (с 72 до 18 штук/слайд).

Обсуждение результатов и интерпретация пыльцевой записи

По мере уточнения знаний о геологических процессах, становится все более очевидным, что существуют значительные различия между последовательностью событий на разных континентах и даже между различными регионами внутри континентов, как и океанах. Для установления терминологии, необходимой для однозначной коммуникации, для понимания места регионального события в его мировой шкале и причин, его вызывавших, требуется связная и глобально применимая хроностратиграфическая структура, в том числе структура голоцена. Такая структура для голоцена была одобрена Международной комиссией по стратиграфии (ICS) и ратифицирована в 2018 г. исполнительным комитетом Международного союза геологических наук (IUGS), куда входит и Россия. Для соответствия международному уровню хроностратиграфических исследований и проведения соответствующих корреляций следует правильно размещать выявляемые региональные события в масштабах глобальных стратотипов и пытаться понять причины возникновения региональных событий.

Полученная нами первая детальная пыльцевая запись из озера Ильчир позволяет реконструировать исто-

рию растительности и природно-климатических условий водосборного бассейна озера за последние почти 8 500 лет. Согласно новому формальному подразделению голоценовой эпохи [Walker et al., 2019], последние 8 500 лет включают в себя финал гренландской эпохи (the Greenlandian), а также северо-гриппианскую (the Northgrippian) и мегалайскую (the Meghalayan) эпохи.

Для высокогорий Восточного Саяна (как и Алтая) сравнение региональных палеогеографических событий с глобальными стратотипами из Северо-Атлантического региона выглядит уместным, если учесть, что климат юга Сибири формируется под решающим воздействием генерального западного атмосферного переноса из Северо-Атлантического региона [Wassenburg et al., 2016]. Термины *гренландский*, *северо-гриппианский* и *мегалайский ярус/эпоха* были предложены для обозначения трех давно используемых международным сообществом подразделений, которые аналогичны ранней, средней и поздней эпохам соответственно.

Состав СПС, повышенные значения AP/NAP и пониженные – SFI свидетельствуют о значительном участии лесной растительности в бассейне озера Ильчир в финале гренландской эпохи и в первой половине северо-гриппианской эпохи, ок. 8 490–6 000 л. н., что видно на рис. 5.

Согласно нашей записи, для этого времени было характерно самое широкое развитие в лесном поясе Восточного Саяна кедровых лесов с участием пихты, лиственницы, сосны и березы. Широкое распространение сосен в горах, ниже озера Ильчир, ок. 8 490–6 000 л. н. хорошо согласуется с их распространением в это время в горах Восточного Саяна, Алтая [Blyakharchuk et al., 2007; Mackay et al., 2012; Bezrukova et al., 2016]. Повышенное содержание пыльцы сосны обыкновенной в СПС зоны 3 (40 %), сосны сибирской (в среднем 20 %), пихты (5,5 %) по сравнению с их содержанием в поверхностных СПС (35, 9 и 0,3 % соответственно) предполагает более высокое, чем сегодня, положение верхней границы леса и ее приближение к бассейну озера Ильчир. Повышенное обилие микрочастиц углей в эту эпоху может служить косвенным подтверждением более густого растительного покрова в котловине и (или) в бассейне озера и (или) активной эрозии в бассейне озера. Однако относительно низкая средняя скорость аккумуляции отложений (рис. 5) позволяет предполагать, что основной причиной поступления микрочастиц углей могли быть региональные пожарные явления. Плотный растительный покров мог продуцировать подходящую для горения биомассу. Локальная растительность была представлена разнотравно-злаковыми луговыми группировками (возможно, как и сегодня тимopheевкой луговой) с небольшими островками древесной растительности из лиственницы и, возможно, пихты, хотя отсутствие в отложениях их устьиц предполагает произрастание деревьев довольно далеко от берега озера.

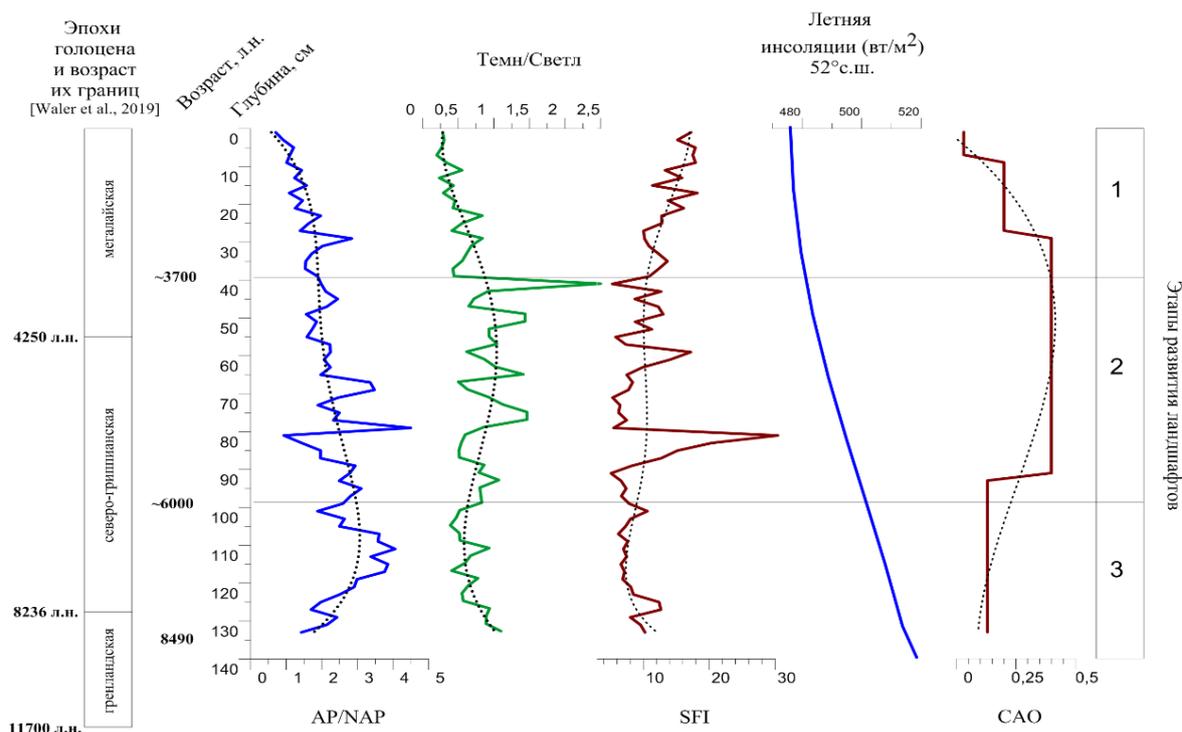


Рис. 5. Изменение избранных палинологических индексов природной среды бассейна озера Ильчир

Расчитаны из представленной в статье пыльцевой записи в сравнении с поступлением летнего тепла на широту Восточного Саяна согласно [Berger, Loutre, 1991]. Пунктирные линии в шкалах AP/NAP, Темн/Светл и SFI – полиномиальная аппроксимация данных (полином 5-й степени). CAO – средняя скорость аккумуляции отложений между датированными уровнями, см/год

Fig. 5. Changes in the selected palynological indices of the natural environment of the Lake Ilchir catchment

Calculated on the pollen record presented in the article in comparison with the summer insolation values to the latitude of the Eastern Sayan, according to [Berger, Loutre, 1991]. Dashed lines in AP/NAP, Dark/Light and SFI scales – polynomial approximation of the data (5th degree polynomial). CAO – average sediment accumulation rate (SAR) between the AMS14C dated levels, cm/year

Вероятно, в котловине климат был умеренно-холодный с недостаточным увлажнением. Скорее всего, значительно более высокий, чем современный, уровень летней инсоляции (см. рис. 5) приводил к высокому испарению с поверхности почв в котловине озера, затрудняя распространение в ней древесных.

Ранний период развития природной среды бассейна озера Ильчир ок. 8 490–6 000 л. н. совпадает с максимальным за последние 8 500 лет поступлением летней инсоляции на широту Восточного Саяна (рис. 5) и активным западным переносом атмосферной влаги с Атлантического океана [Zhang et al., 2020], что могло приводить к глубокому протаиванию многолетней мерзлоты в горах, поддерживая почвенное увлажнение, благоприятное для лесной растительности.

Во второй половине северо-гриппианской и первой половине мегалитской эпохи (рис. 5), 6 050–3 700 л. н., климат бассейна озера Ильчир характеризовался более теплыми, чем современные, зимними сезонами и высоким снежным покровом, который не позволял промерзать почвам и поддерживал развитие пихты. Однако обилие пыльцы лиственницы и клеток устьиц ее хвои в отложениях этого времени (см. рис. 3) предполагает постепенное усиление роли

лиственницы в составе локальной растительности склонов котловины озера и (или) ее приближение к береговой линии озера. Лиственница известна как древесная порода, которая хорошо приспособлена к существованию в холодном и недостаточно влажном климате [Щербаков, 1962]. Расширение площадей лиственницы в бассейне озера Ильчир ок. 6 000–3 700 л. н. может означать, что климатические условия этого времени стали более благоприятными для повышения конкурентной способности лиственницы, т.е. климат постепенно становился резко континентальным, более холодным. Похолодание, обусловленное снижением уровня летней инсоляции, вероятно, привело к формированию близко залегающего к поверхности слоя многолетнемерзлых пород, что очень неблагоприятно для пихты [Епова, 1960]. Пыльцевые индексы также свидетельствуют о развитии более изреженной, чем в предыдущий этап, древесной растительности.

Постоянное присутствие вокруг озера злаковых ассоциаций, большая часть пыльцы которых морфологически идентична пыльце рода *Phleum* L. [Moore et al., 1991], подтверждает вывод о довольно высоком почвенном увлажнении в прибрежной зоне озера Ильчир.

Состав СПС, формировавшихся в мегалайскую эпоху голоцена, в последние примерно 3 700 лет (см. рис. 3), предполагает продолжающееся повышение континентальности климата, снижение среднегодовой суммы атмосферных осадков, особенно в виде снега, который ранее предотвращал глубокое промерзание почв. Такие условия привели к почти полному исчезновению пихты в бассейне озера Ильчир и расширению площадей ели, а также тундровых группировок из кустарниковой березки и заболоченных осоковых и сфагновых группировок, хорошо приспособленных к существованию на близко залегающих многолетнемерзлых породах [Bezrukova et al., 2003, 2005]. Таяние многолетней мерзлоты обеспечивало высокое почвенное увлажнение летом, что позволяло ели существовать в долинах водотоков бассейна озера Ильчир. Однако отсутствие устьиц ели и постоянное присутствие устьиц хвой лиственницы дают основание предположить, что в самой котловине озера ель не росла.

Палинологические индексы свидетельствуют о постепенном сокращении лесной растительности параллельно снижению летней инсоляции, расширению степной растительности, причем этот локальный тренд соответствует ранее реконструированному расширению степной растительности на южных склонах котловины озера ESM-1, расположенного в нескольких км выше озера Ильчир [Mackay et al., 2012].

Взаимоотношения реконструированных растительных сообществ с пожарами. Многочисленные исследования показывают, что состав локальной/региональной растительности в значительной степени может быть взаимосвязан не только с климатом, но и с режимом пожаров на протяжении всего голоцена [Molinari et al., 2020]. В полученной нами записи микрочастиц углей представлены таковые размером менее 120 мкм, прошедшие через сито, применяемое в процессе подготовки образцов. Как правило, предполагается, что микрочастицы угля длиной примерно 10–200 мкм могут переноситься ветром на большие расстояния от места осаждения и, следовательно, в основном отражают историю региональных пожаров [Blackford, 2000]. В донных отложениях озера Ильчир (рис. 3) их самое высокое обилие характерно для периода ок. 8 490–6 000 л. н. В это же время реконструировано самое высокое положение границы сосны относительно бассейна озера Ильчир и локальное присутствие пихты, трав. Вероятно, эти растения обеспечивали биомассу для природных пожаров в самые теплые месяцы летних сезонов.

В интервал времени ок. 6 000–3 700 л. н. среднее значение встречаемости микрочастиц углей на слайде снизилось со 116 фрагментов до 72. Несмотря на возросшие значения скорости аккумуляции отложений, снижение обилия микрочастиц углей могло означать сокращение доступной для огня растительной биомассы и (или) повышение влажности почв. Такое

предположение согласуется с реконструированным похолоданием, активизацией многолетней мерзлоты, снижением верхней границы обеих сосен в бассейне озера Ильчир во второй половине северо-гриппианской эпохи.

Самое низкое количество микрочастиц углей характерно для последних 3 700 лет, для которых реконструировано похолодание, снижение среднегодовой суммы атмосферных осадков, верхней границы леса в регионе, развитие многолетней мерзлоты – источника высокого почвенного увлажнения, сдерживающего низовые пожары. Такой вывод поддерживается исследованиями, показывающими, что опасность пожаров, вызванных климатическими условиями, реже встречается в менее продуктивных экосистемах [Pausas, Ribeiro, 2013]. В нашем случае, вероятно, снижение биомассы растений привело к развитию менее продуктивных экосистем в бассейне озера Ильчир позднее 3 700 л. н., что в сочетании с влажными и холодными почвами могло привести к снижению частоты и интенсивности пожаров.

В целом отсутствие резких изменений в составе реконструированной растительности позволяет предполагать, что в бассейне и котловине озера Ильчир природные пожары не оказывали решающего влияния на смену состава растительности.

Заключение

Новая палинологическая запись из донных отложений озера Ильчир дает представление о палеоэкологической истории его котловины и бассейна, начиная с 8 490 л. н. Реконструкции растительности и климата за это время показывают, что климат финала гренландской и первой половины северо-гриппианской эпохи был относительно теплым и обеспечивал самое широкое развитие лесной растительности в горах Восточного Саяна. Однако в самой котловине озера преобладала травянокустарниковая растительность. Позднее, во второй половине северо-гриппианской и первой половине мегалайской эпохи, постепенное похолодание климата привело к отступлению верхней границы леса от озера, замещению в локальных древостоях пихты на лиственницу. Дальнейшая континентализация климата на протяжении большей части мегалайской эпохи в котловине и бассейне озера привела к исчезновению пихты, расширению площадей лугово-степной и болотной растительности в котловине на склонах разной экспозиции. Появление ели, вероятно, в долинах рек и ручьев в бассейне озера, также индицирует более холодный, чем ранее, климат. Степная растительность стала занимать хорошо прогреваемые летом склоны южной экспозиции.

Сравнение полученной нами новой записи растительности и климата из высокогорной части Восточ-

ного Саяна за последние 8 490 лет с поступлением в исследуемый регион летней инсоляции в этот же период времени показывает, что динамика верхней границы леса в горах Восточного Саяна зависит от климата и контролируется, прежде всего, температурой воздуха.

Первые результаты палеоэкологического изучения донных отложений озера Ильчир показали их высокий потенциал для дальнейшей работы с донными отложениями озер этого региона. Планируемое еще более детальное временное разрешение подобных записей улучшит наше понимание взаи-

модействия гидрологического режима озер с климатом и предоставит ценнейшую научную информацию для рационального использования водных ресурсов.

Исследования поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (гранты № 19-05-00328, 20-05-00247), Интеграционным проектом СО РАН (№ 0341-2017-0001) и выполнены в соответствии с государственным заданием Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (проект № 0284-2021-0003).

ЛИТЕРАТУРА

- Епова Н.А.** Опыт дробного геоботанического районирования Хамар-Дабана (южная часть Средней Сибири) // Проблемы ботаники / В.Н. Сукачев. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 47–62.
- Безрукова Е.В.** Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск: Наука, 1999. 128 с.
- Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В., Тарасевич В.Ф.** Споры папоротникообразных и пыльца голосеменных и однодольных растений флоры Европейской части СССР. Л.: Наука, 1983. 208 с.
- Коропачинский И.Ю., Встовская Т.Н.** Древесные растения Азиатской России. Новосибирск: Гео, 2002. 705 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А.** Пыльца двудольных растений флоры Европейской части СССР. Л.: Наука, 1978. 184 с.
- Холбоева С.А.** Структура растительного покрова Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Ученые записки ЗабГГПУ, 2011. № 1 (36). С. 214–216.
- Щербаков И.П.** Лесные ресурсы Якутии и их использование. Якутск: Кн. изд-во, 1962. 36 с.
- Berger A.B., Loutre M.F.** Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quaternary Science Reviews. 1991. V. 10. P. 297–317.
- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M.** Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. New York, 1986. P. 455–484.
- Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orplova L.A., Danko L.V.** Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // Quaternary International. 2005. V. 136. P. 18–32.
- Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kuzmin M.I., Sharova O.G., Kulagina N.V., Letunova P.P., Ivanov E.V., Kraynov M.A., Kerber E.V., Filinov I.A., Levina O.V.** First data on the environment and climate change within the Zhom-Bolok volcanic field (Eastern Sayan Mountains) in the Middle–Late Holocene // Reports Earth Sciences. 2016. V. 468. P. 527–531.
- Bezrukova E.V., Vershinin K.E., Orlova L.A., Letunova P.P., Krapivina S.M., Chepinoga V.V., Verkhozina A.V., Dudareva N.V., Abzaeva A.A.** Late Holocene vegetation and climate in the East Sayan Mountains // Russian Geology and Geophysics. 2003. V. 44 (4). P. 380–384.
- Blackford J.J.** Charcoal fragments in surface samples following a fire and the implications for interpretation of subfossil charcoal data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. V. 164 (1–4). P. 33–42.
- Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., Van der Knaap W.O., Ammann B.** Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 245. P. 518–534.
- Bondarenko N.A., Sheveleva N.G., Domysheva V.M.** Structure of plankton communities in Ilchir, an alpine lake in Eastern Siberia // Limnology. 2002. V. 3. P. 127–133.
- Bronk Ramsey C.** Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program // Radiocarbon. 1995. V. 37 (2). P. 425–430.
- Brubaker L.B., Anderson P.M., Edwards M.E., Lozhkin A.V.** Beringia as a glacial refugium for boreal trees and shrubs: new perspectives from mapped pollen data // Journal of Biogeography. 2005. V. 32. P. 833–848.
- Chevalier M., Davis B.A.S., Heiri O., Seppä H., Chase B.M., Gajewski K., Lacourse T., Telford R.G., Finsinger W., Guiot J., Kühl N., Maezumi S.Y., Tipton J.R., Carter V.A., Brussel T., Phelps L.N., Dawson A., Zanon M., Vallé F., Nolan C., Mauri A., de Vernal A., Izumi K., Holmström L., Marsicek J., Goring S., Sommer Ph.S., Chapute M., Kupriyanov D.** Pollen-based climate reconstruction techniques for late Quaternary studies // Earth-Science Reviews. 2020. V. 210. P. 103–384.
- Conedera M., Tinner W., Neff Ch., Meurer M., Dickens A.F., Krebs P.** Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28. P. 555–576.
- Grimm E.C.** Tilia 1.7.16 Software. Springfield, IL: Illinois State Museum. Research and Collection Center, 2011. URL: <http://intra.museum.state.il.us/pub/grimm/tilia/>
- Klemm J., Herzschuh U., Pisaric M.F.J., Telford R.J., Heim B., Pestryakova L.A.** A pollen-climate transfer function from the tundra and taiga vegetation in Arctic Siberia and its applicability to a Holocene record // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013. V. 386. P. 702–713.
- Lisitsyna O.V., Giesecke T., Hicks S.** Exploring pollen percentage threshold values as an indication for the regional presence of major European trees // Review of Palaeobotany and Palynology. 2011. V. 166. P. 311–324.
- Liu H.Y., Cui H.T., Pott R., Speier M.** The surface pollen of the woodland-steppe ecotone in southeastern Inner Mongolia, China // Review of Palaeobotany and Palynology. 1999. V. 105. P. 237–250.
- Macdonald G.M.** Conifer Stomata // Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research / J.P. Smol, H.J.B. Birks, W.M. Last, R.S. Bradley, K. Alverson. 2002. Springer, Dordrecht. V. 3. doi: 10.1007/0-306-47668-1_3.

- Mackay A.W., Bezrukova E.V., Leng M.J., Meaney M., Nunes A., Piotrowska N., Self A., Shchetnikov A., Shilland E., Tarasov P., Luo Wang, White D.** Aquatic ecosystem responses to Holocene climate change and biome development in boreal, central Asia // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 41. P. 119–131.
- Molinari Ch., Carcaillet Ch., Bradshaw R.H.W., Hannon G.E., Lehsten V.** Fire-vegetation interactions during the last 11,000 years in boreal and cold temperate forests of Fennoscandia // *Quaternary Science Reviews*. 2020. V. 241. P. 106–408.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E.** Pollen analysis. Second edition. Blackwell Scientific Publications. 1991. 216 p.
- New M., Lister D., Hulme M., Makin I.** A high-resolution data set of surface climate over global land areas // *Climate Research*. 2002. V. 21. P. 1–25.
- Pausas J.G., Ribeiro E.** The global fire productivity relationship // *Global Ecol. Biogeogr.* 2013. V. 22. P. 728–736.
- Pisaric M.F.J., MacDonald G.M., Cwynar L.C., Velichko A.A.** Modern pollen and conifer stomates from north-central Siberian lake sediments: their use in interpreting late Quaternary fossil pollen assemblages // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2001. V. 34. P. 19–27.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., Van der Plicht J.** IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. P. 1869–1887.
- Seppä H., Birks H.J.B., Odland A. et al.** A modern pollen–climate calibration set from northern Europe: Developing and testing a tool for palaeoclimatological reconstructions // *Journal of Biogeography*. 2004. V. 31. P. 251–267.
- Traverse A.** *Paleopalynology*. Dordrecht: Springer. 2007. 813 p. ISBN 9781402056093
- Walker M., Gibbard Ph., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H.** Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary // *Journal Geological Society of India*. 2019. V. 93. P. 135–141.
- Wassenburg J.A., Dietrich S., Fietzke J., Fohlmeister J., Jochum K.P., Scholz D., Richter D.K., Sabaoui A., Spöfl Ch., Lohmann G., Andreae M.O., Immenhauser A.** Reorganization of the North Atlantic Oscillation during early Holocene deglaciation // *Nature Geosciences*. 2016. V. 9. P. 602–606.
- Zhang D., Chen X., Li Ya., Wang W., Sun A., Yang Yu., Ran M., Feng Zh.** Response of vegetation to Holocene evolution of westerlies in the Asian Central Arid Zone // *Quaternary Science Reviews*. 2020. V. 229. P. 106–138.

Авторы:

Волчатова Екатерина Валерьевна, аспирант, инженер-исследователь, лаборатория 24, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: volchatova@igc.irk.ru

Безрукова Елена Вячеславовна, доктор географических наук, главный научный сотрудник, лаборатория 24, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия; Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: bezrukova@igc.irk.ru

Кулагина Наталья Валентиновна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: kulagina@crust.irk.ru

Кербер Евгений Викторович, ведущий инженер, лаборатория 24, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: dr.kerber@yandex.ru

Решетова Светлана Александровна, кандидат географических наук, научный сотрудник, лаборатория 24, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: srescht@mail.ru

Щетников Александр Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: shch@crust.irk.ru

Филинов Иван Анатольевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: filinov@crust.irk.ru

Geosphere Research, 2021, 1, 49–60. DOI: 10.17223/25421379/18/4

E.V. Volchatova¹, E.V. Bezrukova^{1,2,3}, N.V. Kulagina^{2,3}, E.V. Kerber¹, S.A. Reshetova¹, A.A. Shchetnikov^{1,2}, I.A. Filinov²

¹*Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Russia, Irkutsk*

²*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Russia, Irkutsk*

³*Irkutsk Scientific Center, SB RAS, Russia, Irkutsk*

VEGETATION HISTORY IN THE LAKE ILCHIR BASIN (EAST SAYAN MOUNTAINS) FOR THE LAST 8500 YEARS

Holocene climate is more complex both temporally and spatially than is commonly recognized. Pollen records from inland regions are important for understanding past changes in landscapes, assessing the sensitivity of ecosystems to future climatic variations that affect the composition of vegetation and its change over time. High-mountain boreal ecosystems are very vulnerable to climate change, and even minor fluctuations in it can lead to serious natural changes. We carried out analysis of pollen, spores, micro-charcoal particles, conifer stomata, and lithology of an AMS ¹⁴C-dated core from high-mountain Lake Ilchir situated in the Eastern Sayan mountains, in order to reveal changes in vegetation and climate since 8490 cal yr BP. The sediments of 133 cm long core consists of gray silty clay and shows no signs of sedimentary hiatuses. Five bulk sediment samples were dated with an accelerator mass spectrometry (AMS) system.

The modern vegetation of the Lake Ilchir basin is ranges from moist forb-grass meadow around the lake to small patches of open larch stands and shrubby birch on the basin slopes.

The pollen record presented here is the first continuous and well-dated records from Lake Ilchir covering the last 8490 cal years, allowing detailed reconstruction of vegetation and environmental dynamics in the region.

The results of the pollen analysis and pollen-based vegetation and climate reconstruction suggest that grass-dominated meadow communities prevailed in the lake basin from 8490 to 6000 kyr BP. The absence of larch and fir stomata in the sediments suggests the growth of trees rather far from the Lake shore. Probably, the climate in the basin was moderately cold with insufficient moisture. The high Scots pine pollen percentage in comparison with surface pollen spectra suggests a higher than today position of the upper boundary of the pine in response of higher-than-present summer insolation.

Between 6000–3700 kyr BP the climate was characterized by warmer than modern winter seasons and high snow cover, which did not allow the soils to freeze and supported the development of fir in the Ilchir Lake basin. However, the increased abundance of larch pollen and stomatal cells of its needles in sediments suggest an increased role of larch in the composition of local vegetation and / or its approach to the lake shoreline. Expansion of the areas of larch means that climate gradually became sharply continental, more arid.

The last 3700 years was characterized by a continuing increase in climate continentality and cooling that led to the complete disappearance of fir and appearance of spruce in the lake catchment.

The more detailed temporal resolution of future palaeoecological records from this region will improve our understanding of the interaction of the lakes hydrology with climate and will provide valuable information for the efficient use of water resources.

Keywords: spore-pollen analysis, vegetation, climate, Holocene.

References

- Epova N.A. *Opyt drobnogo geobotanicheskogo rayonirovaniya Khamar-Dabana (yuzhnaya chast' Sredney Sibiri)* [Geobotanical zoning of Khamar-Dabana (southern part of Central Siberia)] // Problemy botaniki / V.N. Sukacheva. Izd-vo AN SSSR, Moscow-Leningrad, 1960. pp. 47–62. In Russian
- Bezrukova E.V. *Paleogeografiya Pribaykal'ya v pozdnelednikov'e i golotsene* [Paleogeography of the Baikal region in the Late Ice Age and Holocene]. Novosibirsk: Nauka, 1999. 128 p. In Russian
- Bobrov A.E., Kupriyanova L.A., Litvintseva M.V., Tarasevich V.F. *Spory paprotnikoobraznykh i pyl'tsa golosemennykh i odnodol'nykh rasteniy flory Evropeyskoy chasti SSSR* [Fern spores and pollen of gymnosperms and monocotyledons of flora of the European part of the USSR] / L.A. Kupriyanova. Leningrad: Nauka, 1983. 208 p. In Russian
- Koropachinskiy I.Yu., Vstovskaya T.N. *Drevesnye rasteniya Aziatskoy Rossii* [Woody plants of Asian Russia]. Novosibirsk: Geo, 2002. 705 p. In Russian
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. *Pyl'tsa dvudol'nykh rasteniy flory Evropeyskoy chasti SSSR* [Pollen of dicotyledonous plants of the flora of the European part of the USSR] / L.A. Kupriyanova. Leningrad: Nauka, 1978. 184 p. In Russian
- Kholboeva C.A. *Struktura rastitel'nogo pokrova Okinskogo ploskogor'ya (Vostochnyy Sayan)* [The structure of the vegetation cover of the Okinsky plateau (Eastern Sayan)] // Uchenye zapiski ZabGGPU. 2011. No 1 (36). pp. 214–216. In Russian
- Shcherbakov I.P. *Lesnye resursy Yakutii i ikh ispol'zovanie* [Forest resources of Yakutia and their use.]. Yakutsk: Kn. izd-vo, 1962. 36 p.
- Berger A.B., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quaternary Science Reviews. 1991. V. 10. pp. 297–317.
- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology / B.E. Berglund. Interscience. New-York, 1986. pp. 455–484.
- Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orplova L.A., Danko L.V. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // Quaternary International. 2005. V. 136. pp. 18–32.
- Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kuzmin M.I., Sharova O.G., Kulagina N.V., Letunova P.P., Ivanov E.V., Kraynov M.A., Kerber E.V., Filinov, I.A. Levina O.V. First data on the environment and climate change within the Zhom-Bolok volcanic field (Eastern Sayan Mountains) in the Middle–Late Holocene // Reports Earth Sciences. 2016. V. 468. pp. 527–531.
- Bezrukova E.V., Vershinin K.E., Orlova L.A., Letunova P.P., Krapivina S.M., Chepinoga V.V., Verkhovina A.V., Dudareva N.V., Abzaeva A.A. Late Holocene vegetation and climate in the East Sayan Mountains // Russian Geology and Geophysics. 2003. V. 44(4). pp. 380–384.
- Blackford J.J. Charcoal fragments in surface samples following a fire and the implications for interpretation of subfossil charcoal data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. V. 164. pp. 33–42.
- Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., Van der Knaap W.O., Ammann. B. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 245. pp. 518–534.
- Bondarenko N.A., Sheveleva N.G., Domysheva V.M. Structure of plankton communities in Ilchir, an alpine lake in eastern Siberia // Limnology. 2002. V. 3. pp. 127–133.
- Bronk Ramsey C. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program // Radiocarbon. 1995. V. 37. pp. 425–430.
- Brubaker L.B., Anderson P.M., Edwards M.E., Lozhkin A.V. Beringia as a glacial refugium for boreal trees and shrubs: new perspectives from mapped pollen data // Journal of Biogeography. 2005. V. 32. pp. 833–848.
- Chevalier M., Davis B.A.S., Heiri O., Seppä H., Chase B.M., Gajewski K., Lacourse T., Telford R.G., Finsinger W., Guiot J., Kühl N., Maezumi S.Y., Tipton J.R., Carter V.A., Brussel T., Phelps L.N., Dawson A., Zanon M., Vallé F., Nolan C., Mauri A., de Vernal A., Izumi K., Holmström L., Marsicek J., Goring S., Sommer Ph.S., Chapute M., Kupriyanov D. Pollen-based climate reconstruction techniques for late Quaternary studies // Earth-Science Reviews. 2020. V. 210. pp. 103–384.
- Conedera M., Tinner W., Neff Ch., Meurer M., Dickens A.F., Krebs P. Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28. pp. 555–576.
- Grimm E.C. Tilia 1.7.16 Software. Springfield, IL: Illinois State Museum. Research and Collection Center, 2011. Available: <http://intra.museum.state.il.us/pub/grimm/tilia/>

- Klemm J., Herzsuh U., Pisaric M.F.J., Telford R.J., Heim B., Pestryakova L.A. A pollen-climate transfer function from the tundra and taiga vegetation in Arctic Siberia and its applicability to a Holocene record // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. V. 386. pp. 702–713.
- Lisitsyna O.V., Giesecke T., Hicks S. Exploring pollen percentage threshold values as an indication for the regional presence of major European trees // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2011. V. 166. pp. 311–324.
- Liu H.Y., Cui H.T., Pott R., Speier M. The surface pollen of the woodland-steppe ecotone in southeastern Inner Mongolia, China // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1999. V. 105. pp. 237–250.
- Macdonald G.M. Conifer Stomata. In: Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M., Bradley R.S., Alverson K. (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments // Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer, Dordrecht, 2002. V. 3. https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_3.
- Mackay A.W., Bezrukova E.V., Leng M.J., Meaney M., Nunes A., Piotrowska N., Self A., Shchetnikov A., Shilland E., Tarasov P., Luo Wang, White D. Aquatic ecosystem responses to Holocene climate change and biome development in boreal, central Asia // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 41. pp. 119–131.
- Molinari Ch., Carcaillet Ch., Bradshaw R.H.W., Hannon G.E., Lehsten V. Fire-vegetation interactions during the last 11,000 years in boreal and cold temperate forests of Fennoscandia // *Quaternary Science Reviews*. 2020. V. 241. pp. 106–408.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. *Pollen analysis*. Second edition. Blackwell Scientific Publications, 1991. 216 p.
- New M., Lister D., Hulme M., Makin I. A high-resolution data set of surface climate over global land areas // *Climate Research*. 2002. V. 21. pp. 1–25.
- Pausas J.G., Ribeiro E. The global fire productivity relationship // *Global Ecol. Biogeogr.* 2013. V. 22. pp. 728–736.
- Pisaric M.F.J., MacDonald G.M., Cwynar L.C., Velichko A.A. Modern pollen and conifer stomates from north-central Siberian lake sediments: their use in interpreting late Quaternary fossil pollen assemblages // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2001. V. 34. pp. 19–27.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., Van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. pp. 1869–1887.
- Seppä H, Birks HJB, Odland A et al. A modern pollen–climate calibration set from northern Europe: Developing and testing a tool for palaeoclimatological reconstructions // *Journal of Biogeography*. 2004. V. 31. pp. 251–267.
- Traverse A. *Paleopalynology*. Dordrecht: Springer, 2007. 813 p. ISBN 9781402056093.
- Walker M., Gibbard Ph., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary // *Journal Geological Society Of India*. 2019. V. 93. pp. 135–141.
- Wassenburg J.A., Dietrich S., Fietzke J., Fohlmeister J., Jochum K.P., Scholz D., Richter D.K., Sabaoui A., Spötl Ch., Lohmann G., Andreae M.O., Immenhauser A. Reorganization of the North Atlantic Oscillation during early Holocene deglaciation // *Nature geosciences*. 2016. V. 9. pp. 602–606.
- Zhang D., Chen X., Li Ya., Wang W., Sun A., Yang Yu., Ran M., Feng Zh. Response of vegetation to Holocene evolution of west-erlies in the Asian Central Arid Zone // *Quaternary Science Reviews*. 2020. V. 229. pp. 106–138.

Author's:

Volchatova Ekaterina V., postgraduate student, Research Engineer, Laboratory 24, Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia.

E-mail: volchatova@igc.irk.ru

Bezrukova Elena V., Dr. Sci. (Geography), Chief Researcher, Laboratory 24, Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia; Irkutsk scientific center, SB RAS, Irkutsk, Russia.

E-mail: bezrukova@igc.irk.ru

Kulagina Natalya V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia; Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia.

E-mail: kulagina@crust.irk.ru

Kerber Evgeny V., Leading Engineer, Laboratory 24, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia.

E-mail: dr.kerber@yandex.ru

Reshetova Svetlana A., Cand. Sci. (Geography), Researcher, Laboratory 24, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia.

E-mail: srescht@mail.ru

Shchetnikov Alexander A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia; Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia.

E-mail: shch@crust.irk.ru

Filinov Ivan A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia.

E-mail: filinov@crust.irk.ru

УДК 563.12:551.781(571.1)

СКРЫТЫЕ ПЕРЕРЫВЫ В СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия



Приведены сведения о перерывах в стратиграфии палеогена Западной Сибири, соответствующих времени датского и латдорфского ярусов. Скрытые несогласия, связанные с этими перерывами в региональных схемах палеогена до сих пор не известны. Однако резкое изменение литологии и микрофауны в смежных свитах – ганькинской и талицкой, а также нюрольской и тавдинской, указывает на проявление между ними перерывов, соответствующих двум фазам альпийского тектогенеза. Предлагается восстановить в общей стратиграфической схеме латдорфский ярус, время которого соответствует перерыву в осадконакоплении между указанными свитами.

Ключевые слова: палеоген, перерывы, даний, латдорф, фораминиферы, Западная Сибирь.

Введение

В известных стратиграфических схемах мела и палеогена Западной Сибири отсутствуют перерывы в осадконакоплении. Тектонические движения альпийской эпохи тектогенеза, проявившегося в значительных масштабах на границах мела – палеогена и эоцена – олигоцена, привели к подъему региона и смене направления трансгрессий (с южного на северное и наоборот). Подобные события отмечены по резкому изменению литологии и включаемой микрофауне на границах двух местных стратиграфических подразделений – свит. При этом по резкому изменению литологии и вмещающей микрофауне можно судить о скрытых перерывах, соответствующих времени выпадения из разреза таких стратонов, как ярус или его значительная часть.

В морских отложениях палеогена Западной Сибири на основании этих признаков отмечены два значительных перерыва в осадконакоплении, соответствующих выпадению из разреза большей части датского и латдорфского ярусов. Как отмечал Д.В. Наливкин, любое изменение фауны требует времени и чем изменение больше, тем значительнее промежуток времени, ему соответствующий [Наливкин, 1974].

Для каждого из таких перерывов нужно определить относительный возраст смежных стратонов – свит на основании целого ряда методов. Из них наиболее существенными являются корреляция установленных комплексов организмов с одновозрастными, сходными по систематическому составу в пределах единых биохорий (провинций, областей). Резкое различие литологии и состава остатков организмов наблюдается между ганькинской и талицкой свитами. В ганькинской свите, литологически состоящей из серых глин и алевролитов с содержанием карбонатного материала, обнаружены секретионно-

известковые и агглютинированно-известковые фораминиферы и остракоды.

В самых верхних слоях ганькинской свиты, более опесчаненных и местами опоквидных алевролитов, появляются раннедатские виды фораминифер, включая планктонные формы. Слои с подобными фораминиферами автором выделены в зону *Brotzenella praeacuta*. Эта зона установлена только в понижениях в рельефе: в Омской впадине, в меридиональном среднем течении р. Васюган, а также в Зауралье и других районах.

Вышележащие отложения талицкой свиты, состоящие из темно-серых пластичных глин с кремнистой органикой (агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы, радиолярии), резко отличаются по литологии и включаемой органике от таковых ганькинской свиты. По указанным выше признакам между этими свитами наблюдается перерыв в осадконакоплении, соответствующий большей части датского яруса. Предполагается проявление в этот период времени первой фазы альпийского тектогенеза.

Вторым значительным перерывом в осадконакоплении является таковой между нюрольской и тавдинской свитами. Значительное изменение литологии и состава микрофауны в этих свитах также дает основание судить о проявившихся в пределах Западной Сибири тектонических движениях. Возможно, это вторая фаза альпийского тектогенеза, которая привела к поднятию северного борта Западной Сибири и опусканию южной территории. Действие этих тектонических движений соответствует, как и в датское время, подъему региона и изменению направления трансгрессии с северного на южное. Подобные структурные перестройки соответствовали значительному периоду времени на перерыв в осадконакоплении, предположительно равный латдорфскому веку. Ярус, соответствующий данному веку, в результате общего подъема северных регио-

нов Евразии в основном выпадает из многих разрезов. На перерыв в структурных перестройках, подъем региона, изменение направления трансгрессий необходимо время, и оно соответствует в Западной Сибири ранее упраздненному латдорфскому веку. Стратотип яруса этого века известен в Германии.

Ниже в краткой форме приводятся сведения по слоям указанных ярусов в верхах ганькинской и нюрольской свит, местами сохранившихся в разрезах палеогена. Если в самых нижних слоях датского яруса в понижениях рельефа еще имеются небольшие сведения, то по редким палеонтологическим остаткам латдорфского яруса в самых верхах нюрольской свиты можно только предполагать о времени на его перерыв в осадконакоплении. Почти полное отсутствие сведений по этому ярусу и времени на его перерыв объясняется, по мнению автора, общим подъемом многих регионов Северной Евразии под действием значительных положительных тектонических движений. Далее наблюдается опускание южной территории Западной Сибири и изменение направления трансгрессии с юга, через Тургайский, возможно, другие проливы на Урале. Эти структурные перестройки после перерыва в осадконакоплении привели к формированию тавдинской свиты, резко отличающейся по литологии и микрофауне от нижележащей нюрольской глинисто-опоковидной свиты с кремнистой органикой. Эта свита (нюрольская), возможно, формировалась в течение приабонского века в бассейне, связанном с Арктикой. Фораминиферы вышележащей тавдинской свиты, определяемые южной трансгрессией, имеют большое сходство по систематическому составу с таковыми из стратотипа рюпельского яруса (Бельгия, формация Боом, отбор и исследования керн В.М. Подобиной) [Подобина, 2020].

Ниже приводим краткие сведения по остаткам датского и зеладскому ярусам (верхи ганькинской и талицкая свиты). Приводятся также сведения по приабонскому и рюпельскому ярусам (нюрольская и тавдинская свиты), относящихся к вышележащим отложениям морского палеогена. Кроме датского перерыва впервые даются сведения о втором, предположительно латдорфском, перерыве в осадконакоплении между приабонским и рюпельским ярусами и соответствующим им нюрольской и тавдинской свитами.

В настоящее время есть основание восстановить латдорфский ярус в общей стратиграфической шкале.

Результаты исследований двух ярусов палеогена

Датский ярус – P₁d

Верхи ганькинского горизонта

В работе приведены краткие сведения по датским фораминиферам, слои с которыми выделены местами в литологически измененной верхней части ганькинской свиты. Датские фораминиферы на западе в

разрезах Зауралья и Омской впадины состоят в основном из секреционно-известковых форм комплекса с *Brotzenella praeacuta*. В восточных разрезах по реке Тым (Усть-Тымская впадина) в синхронных породах обнаружен условно датский комплекс с *Bathysiphon nodosarieformis*, *Glomospira charoides*. Подобные комплексы известны в разрезах меридионального течения р. Васюган. Датские отложения относятся к нижнему палеоцену и сохранились от размыва только в понижениях рельефа Западной Сибири [Подобина, 2009, 2020]. Они соответствуют, по-видимому, самой нижней планктонной зоне фораминифер *Euglobigerina taurica* [Решение..., 1999].

Начавшийся подъем Западной Сибири под действием первой фазы альпийской эпохи тектогенеза привел к обмелению и дальнейшему осушению маастрихт-датского бассейна Западной Сибири. Видимо, осадконакопление в начале палеогена происходило в бассейне с изменившимся гидрологическим режимом (снижение температуры, увеличение в воде растворенного кремнезема), и сформировавшиеся слои в верхах ганькинской свиты лишены карбонатного материала, а местами стали опоковидными. Подъем территории Западной Сибири привел, видимо, к размыву и почти полному выпадению из разреза нижнего палеогена (Дания), кроме нижних слоев датских отложений. Слои, соответствующие вышележащим нижнепалеоценовым зонам планктонных фораминифер – *Globoconusa daubjergensis* и *Acarinina inconstans*, из разреза в Западной Сибири выпадают. Они ошибочно выделены в талицкой свите Западной Сибири и сопоставлены с зонами по диноцистам в этой свите [Унифицированная..., 2001]. Слои с датскими фораминиферами, как указывалось, известны в ряде разрезов Омской впадины. Здесь обнаружены секреционно-известковые бентосные и планктонные фораминиферы с датскими видами. Этот комплекс фораминифер включает и реликтовые виды нижележащего комплекса верхнего маастрихта (зона *Spiroplectamina kasanzevi*, *Vulimina rosenkranzi*). Слои с датскими фораминиферами выделены в зону *Brotzenella praeacuta* [Подобина, 1992, 1998, 2009, 2018, 2020].

В унифицированной региональной стратиграфической схеме [2001] эта зона датирована нижним палеоценом (датский ярус) и ошибочно, по мнению В.М. Подобиной, отнесена к нижней половине талицкой свиты.

Автором [Подобина, 1992] типовой разрез зоны *Brotzenella praeacuta* установлен в пределах Омской впадины, пос. Саргат, скв. 1-р, инт. 558,83–552,18 м. Вмещающие породы – литологически опесчаненные, немного опоковидные верхние слои ганькинской свиты мощностью до 6 м. Зональный комплекс в этом разрезе состоит из видов *Gaudryina gigantea* (Subbotina), *Clavulina parisiensis* Orb., *Lenticula inusitata* (Kisselman), *Parrella lens* Brotzen, *Anomalina danica* Brotzen, *Cibicides spiropunctatus* Galloway et Morrey, *Brotzenella praeacuta* (Vassilenko) (палеонт. табл. I).

Палеонтологические таблицы I–VI

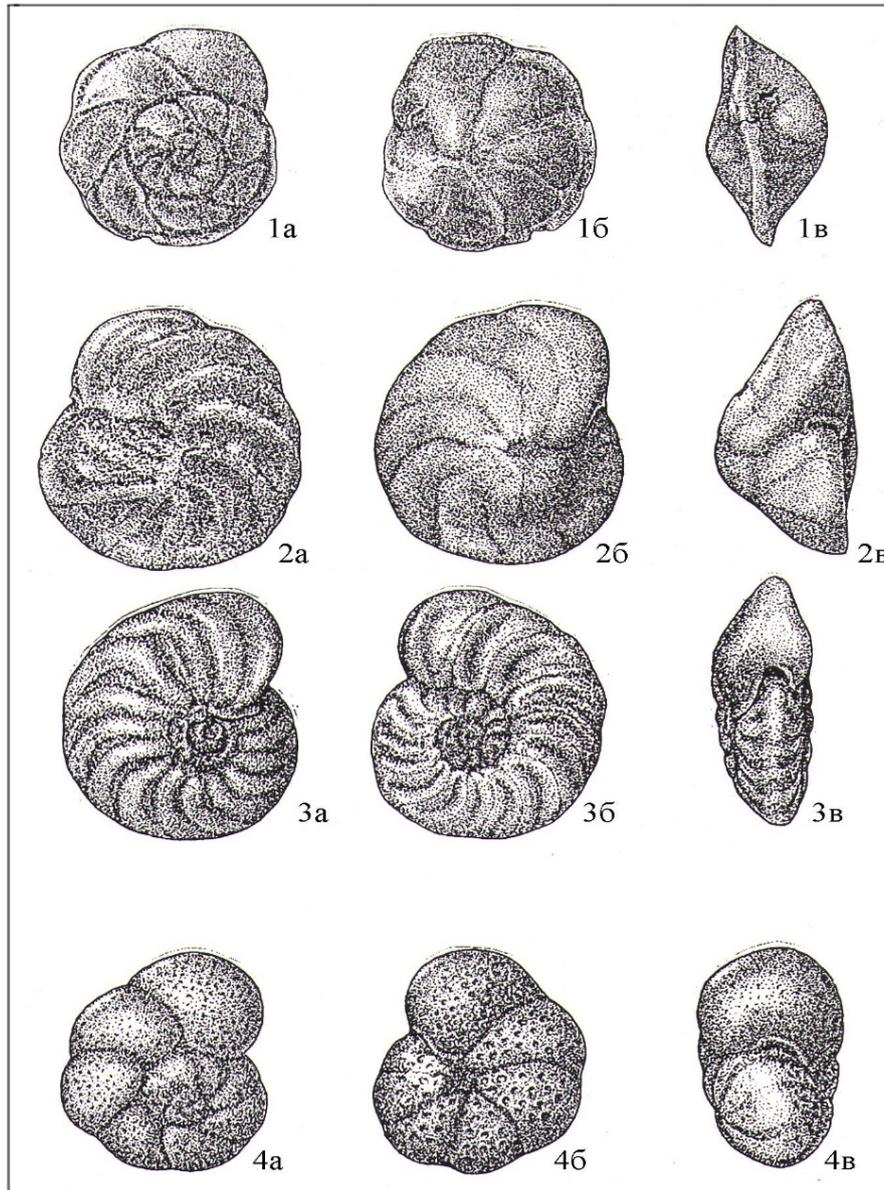
Рисунки фораминифер с натуры выполнены художницей О.М. Лозовой. Экземпляры раковин хранятся в лаборатории микропалеонтологии Сибирского палеонтологического научного центра (СПНЦ) Национального исследовательского Томского государственного университета

Paleontological tables I–VI

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

ТАБЛИЦА I

Нижний палеоцен
Lower Paleocene
Верхи ганькинского горизонта
Top of the Gankinskian horizon
Зона *Brotzenella praeacuta*



a – вид со спинной стороны; *б* – вид с брюшной стороны; *в* – вид со стороны устья
a – view from the dorsal side; *b* – view from the ventral side; *c* – view from the aperture

Фиг. 1. *Parella lens* Brotzen

Экз. № 1354. Омская обл., пос. Саргат, скв. 1-р, инт. 558,83–552,18 м; датский ярус; х60

Фиг. 2. *Cibicides spiro-punctatus* Galloway et Morrey

Экз. № 1357. Омская обл., пос. Саргат, скв. 1-р, инт. 558,83–552,18 м; датский ярус; х60

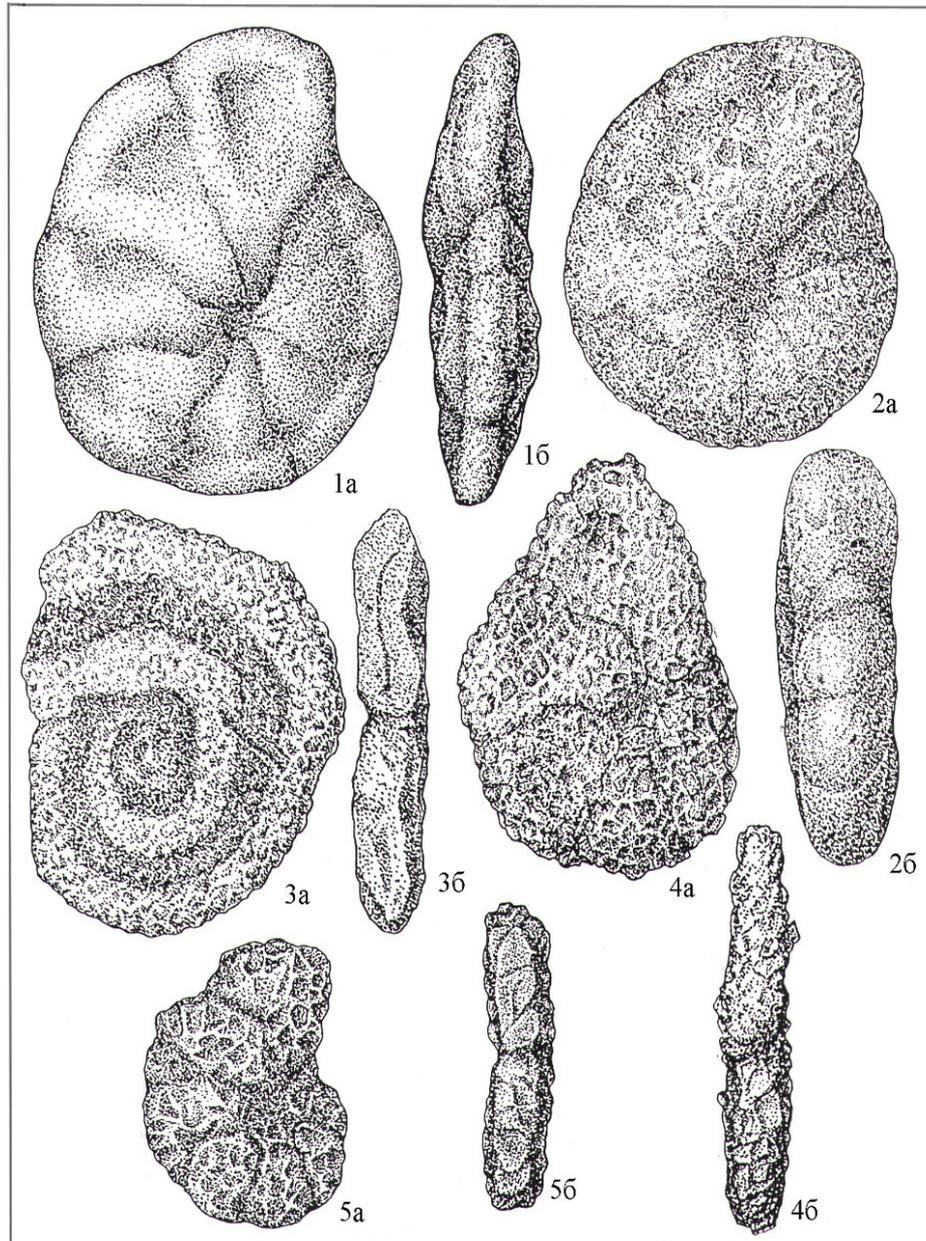
Фиг. 3. *Brotzenella praeacuta* (Vassilenko)

Экз. № 1361. Омская обл., пос. Саргат, скв. 1-р, инт. 558,83–552,18 м; датский ярус; х60

Фиг. 4. *Anomalina danica* Brotzen

Экз. № 1359. Омская обл., пос. Саргат, скв. 1-р, инт. 558,83–552,18 м; датский ярус; х60

Средний палеоцен
Middle Paleocene
Талицкий горизонт
Talitskian horizon
Зона *Ammoscalaria friabilis*



a – вид с боковых сторон; *b* – вид со стороны устья
a – view from the sides; *b* – view from the aperture

Фиг. 1–2. *Cyclammina coksuvorovae* Uschakova

1 – экз. № 1739, 2 – экз. № 1740. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Васюганская партия), скв. 1, гл. 575,0 м; талицкий горизонт, зеландский ярус; х60

Фиг. 3. *Ammoscalaria friabilis* (Ehremeeva)

Экз. № 1566. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 2, гл. 590,0 м; талицкий горизонт, зеландский ярус; х60

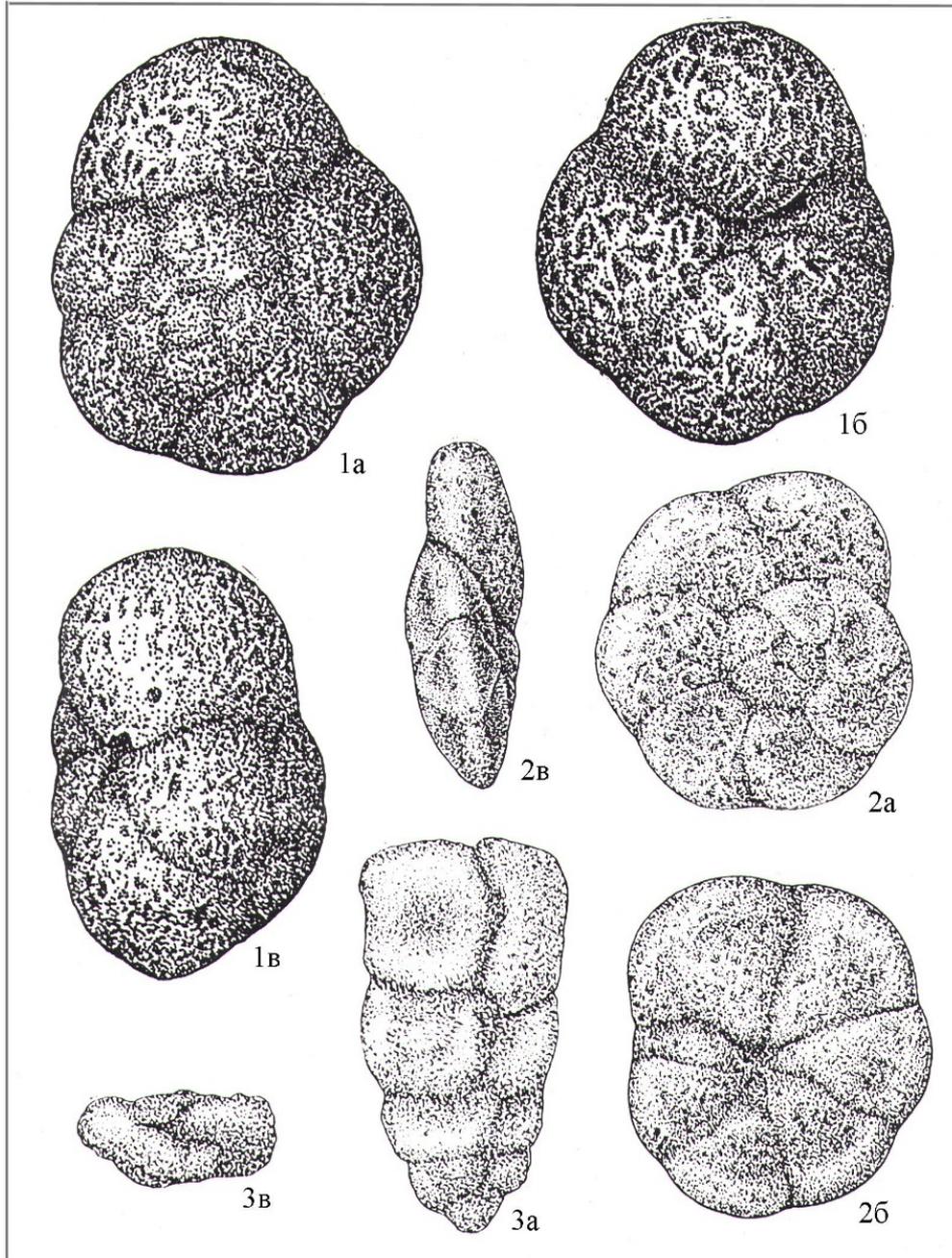
Фиг. 4–5. *Ammomarginulina brevis* (Lipman)

4 – экз. № 1742. Омская обл., Тарский профиль, скв. 46-к, инт. 319,0–312,6 м; талицкий горизонт, зеландский ярус; х60

5 – экз. № 1743. Томская обл., бассейн р. Ильяк (Ильякская партия), скв. 10, гл. 504,0 м; талицкий горизонт, зеландский ярус; х60

ТАБЛИЦА III

Средний палеоцен
Middle Paleocene
Талицкий горизонт
Talitskian horizon
Зона *Ammoscalaria friabilis*



a – вид с боковых сторон или со спинной стороны; *б* – вид с брюшной стороны; *в* – вид со стороны устья
a – view from the sides or from the dorsal side; *b* – view from the ventral side; *c* – view from the aperture

Фиг. 1. *Trochammina intacta* Podobina

Голотип № 1744. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 1, гл. 575,0 м; талицкий горизонт, зеландский ярус; х60

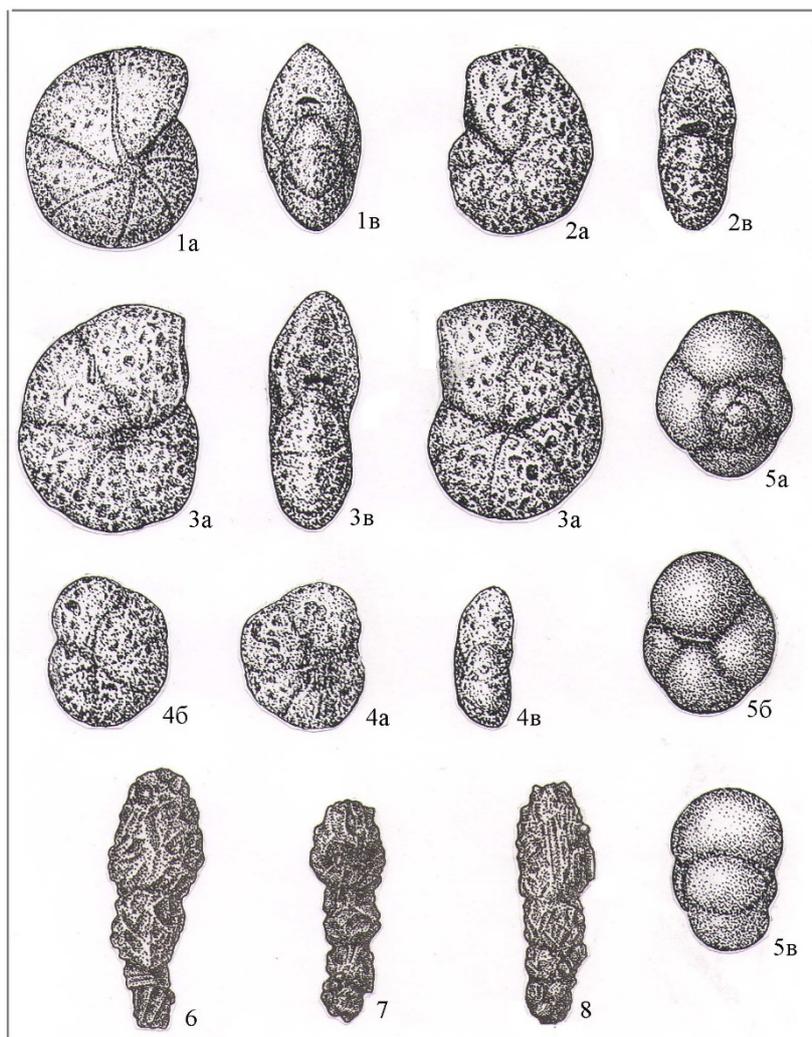
Фиг. 2. *Trochammina pentacamerata* Lipman

Экз. № 1747. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 1, гл. 575,0 м; талицкий горизонт, зеландский ярус; х60

Фиг. 3. *Verneuilinoides paleogenicus* (Lipman)

Экз. № 1748. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 1, гл. 585,0 м; талицкий горизонт, зеландский ярус; х60

Верхний эоцен
Upper Eocene
Нюрольский горизонт
Nurosian horizon
Зона *Labrospira honesta* (фиг. 1–5)
Нижний олигоцен (?)
Lower Oligocene (?)
Слой с *Reophax* (фиг. 6–8)



a – вид с боковых сторон, вид со спинной стороны; *b* – вид с брюшной стороны; *c* – вид со стороны устья
a – view from the sides, view from the dorsal side; *b* – view from the ventral side; *c* – view from the aperture

Фиг. 1–3. *Labrospira honesta* Podobina

1 – экз. № 394. Томская обл., широтное течение р. Васюган (Нюрольская партия), скв. 4-п, инт 375,0–368,0 м; нюрольский горизонт, приабонский ярус; х80; 2 – экз. № 1563, 3 – экз. № 1814. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 3, гл. 383,0 м; нюрольский горизонт, приабонский ярус; х60

Фиг. 4. *Trochammina infirma* Podobina

Экз. № 1816. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 3, гл. 383,0 м; нюрольский горизонт, приабонский ярус; х60

Фиг. 5. *Globigerina officinalis* Subbotina

Экз. № 1564. Томская обл., бассейн р. Чижалки (Чижалская партия), скв. 5-к, инт. 242,8–235,0 м; нюрольский горизонт, приабонский ярус; х60

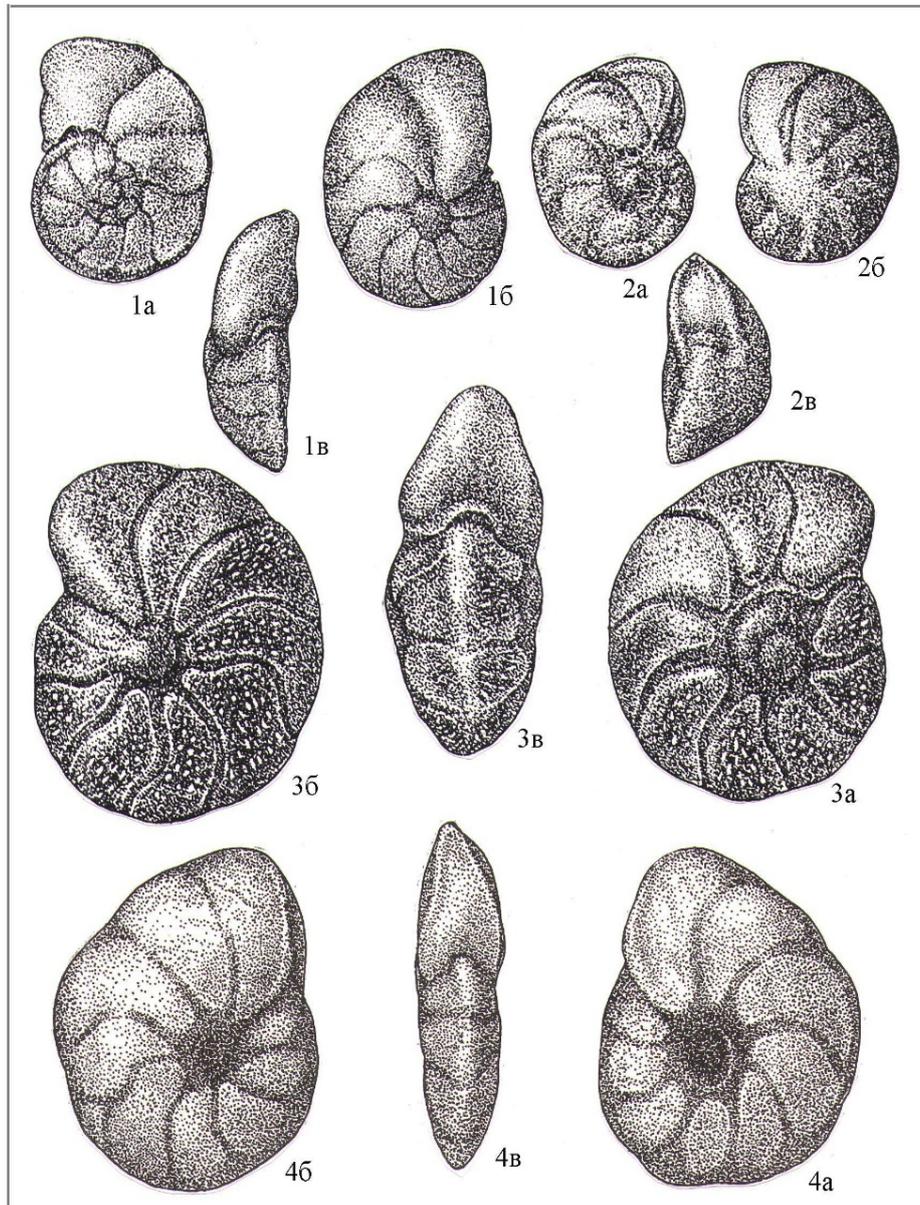
Фиг. 6. *Reophax subfusiformis* Earland

Экз. № 1554. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Васюганская партия), скв. 1, гл. 380,0 м; нюрольский горизонт, приабонский – латдорфский (?) ярусы; х40

Фиг. 7–8. *Reophax dentaliniformis* Brady

7 – экз. № 1798, 8 – экз. № 1799. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 2, гл. 375,0 м; нюрольский горизонт, приабонский – латдорфский (?) ярусы; х40

Средний олигоцен
Middle Oligocene
Тавдинский горизонт
Tavdinskian horizon
Зона *Cibicoides pseudoungerianus*, *Evolutonion decoratum*



a – вид со спинной стороны; *b* – вид с брюшной стороны; *c* – вид со стороны устья
a – view from the dorsal side; *b* – view from the ventral side; *c* – view from the aperture

Фиг. 1. *Cibicoides borislavensis* Aisenstat

Экз. № 1821. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 1, гл. 254,5 м; тавдинский горизонт, рюпельский ярус; х40

Фиг. 2. *Cibicoides lopjanicus* Mjatluk

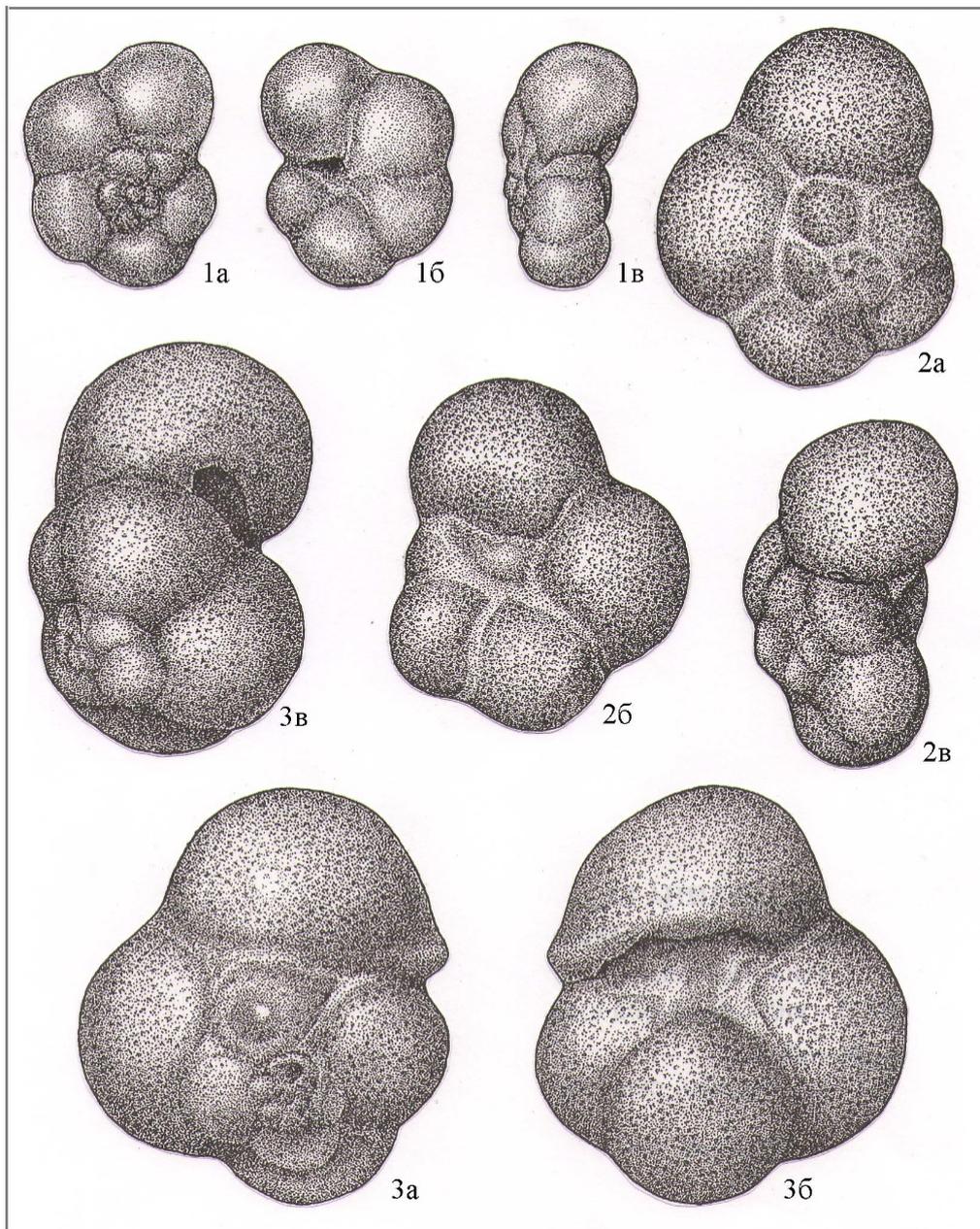
Экз. № 1822. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 2, гл. 314,0 м; тавдинский горизонт, рюпельский ярус; х40

Фиг. 3–4. *Cibicoidoides pseudoungerianus* (Cushman)

3 – экз. № 1823. Омская обл., Тарский профиль, скв. 46-к, гл. 204,0 м; тавдинский горизонт, рюпельский ярус; х60

4 – экз. № 1827. Томская обл., мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 1, гл. 285,0 м; тавдинский горизонт, рюпельский ярус; х60

Средний олигоцен
Middle Oligocene
Тавдинский горизонт
Tavdinskian horizon
Зона *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutonion decoratum*



a – вид со спинной стороны; *б* – вид с брюшной стороны; *в* – вид со стороны устья
a – view from the dorsal side; *b* – view from the ventral side; *c* – view from the aperture

Фиг. 1. *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatluk)

Экз. № 1258. Томская обл., бассейн р. Чижапка, скв. 13-к, гл. 293,0 м; тавдинский горизонт, рюпельский ярус; х60

Фиг. 2. *Globigerina angustumbilicata* Bolli

Экз. № 1259. Томская обл., бассейн р. Чижапка, скв. 13-к, гл. 293,0 м; тавдинский горизонт, рюпельский ярус; х60

Фиг. 3. *Globigerina ampliapertura* Bolli

Экз. № 1260. Омская обл., с. Петухово, скв. 4-к, инт. 101,1–94,8 м; тавдинский горизонт, рюпельский ярус; х60

На востоке Западной Сибири (Усть-Тымская впадина) этой части разреза, по-видимому, соответствуют слои, вмещающие комплекс с *Bathysiphon nodosarieformis*, *Glomospira charoides* [Подобина, 1992, 1998, 2020]. В комплексе преобладают примитивно устроенные фораминиферы – *Bathysiphon nodosarieformis* Subbotina, *Glomospira gordialiformis* Podobina, *G. charoides* Parker et Jones. К ним прибавляются более сложно устроенные, а также и реликтовые формы – *Spiroplectammina* sp. (aff. *S. kasanzevi* Dain), *Trochamminoides lamentabilis* Podobina, *Labrospira granulosa* (Lipman), *Haplophragmoides fastosus* Podobina, *Adercotryma horrida* (Grzybowski), *Trochammina completa* Lipman.

Н.Н. Субботиной и Э.Н. Кисельман [Субботина и др., 1964] проанализирован систематический состав комплекса *Anomalina praeacuta* и установлено его сходство с таковым датского яруса, известного во многих районах бывшего СССР. Среди найденных западносибирских фораминифер есть планктонные формы датского яруса. Из них обнаружены *Subbotina*

pseudobulloides (Plummer), *S. trivialis* (Subbotina), *S. comressa* (Plummer) совместно с бентосными видами фораминифер в верхних слоях ганькинской свиты.

Находки *Nautilus bellerophon* Ludgr. в отложениях, соответствующих верхам ганькинской свиты (горизонта), подтверждают датский возраст этой части разреза Западной Сибири, выделенной автором как зона *Brotzenella praeacuta* [Ренгартен, 1951].

Следует отметить, что для датских комплексов фораминифер западного – *Brotzenella praeacuta* и восточного – *Bathysiphon nodosarieformis*, *Glomospira charoides* характерно присутствие реликтовых позднемаастрихтских форм.

В унифицированной региональной стратиграфической схеме [2001] зона *Brotzenella praeacuta* ошибочно сопоставлена со слоями с диноцистами, выделяемыми в талицкой свите. В этой свите повсеместно распространена зеландская зона среднего палеоцена – *Ammoscalaria friabilis* и выше – танетская зона (верхнего палеоцена) *Glomospira gordialiformis*, *Cibicidoides favorabilis* (табл. 1).

Таблица 1

Палеоценовые фораминиферовые зоны и слои Западно-Сибирской провинции

Table 1

Paleocene foraminifer zones and layers West Siberian province

Система	Отдел	Ярус	Свита	Зоны и слои бентосных фораминифер		
				Западный и центральный районы. Зоны	Восточный район. Слои	Юго-восточный район. Слои
Палеогеновая	Палеоцен	Танетский	Серовская	Glomospira gordialiformis, Cibicidoides favorabilis	Glomospira gordialiformis, Cyclammina coksuvorovae	Glomospira gordialiformis, Cyclammina coksuvorovae
		Зеландский	Талицкая			
		Датский	Ганькинская	Brotzenella praeacuta	Bathysiphon nodosarieformis, Glomospira charoides	Не обнаружены

Материалы и методы исследования

Зеландский ярус – P₁² zI

Талицкая свита

Исследования многочисленных разрезов выше лежащей талицкой свиты (горизонта) показали, что это совершенно другие по литологии породы. Свита состоит из серых и темно-серых, пластичных, плотных, местами опоквидных глин. Судя по породам и

включаемой широко распространенной кремнистой микрофауне, можно определить, что они формировались в бассейне, созданном бореальной трансгрессией. Фораминиферы в центральном районе состоят из агглютинированных кварцево-кремнистых раковин и радиолярий. Большая нижняя часть талицкой свиты (горизонта) датирована зеландским ярусом (средний палеоцен), и в этих породах установлена зона *Ammoscalaria friabilis*. В окраинных районах

местами наряду с агглютинированными кварцево-кремнистыми или без них встречены секреторно-известковые формы, определяемые автором как слои с комплексом *Cibicidoides proprius* [Подобина, 1998, 2009, 2020].

В центральном районе автором наиболее детально талицкая свита изучена в разрезах скв. 1, 4 и 5 бассейна меридионального течения р. Васюган (Западная партия). В разрезе скв. 1 на глубине 600,0 м обнаружен комплекс с *Ammoscalaria friabilis* видового состава – *Bathysiphon nodosarieformis* Subbotina, *Psammosphaera laevigata* White, *Glomospira gordialiformis* Podobina, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Labrospira granulosa* (Lipman), *Quinqueloculina* aff. *moremani* Cushman et Jarvis, *Q. pulchra* Putrja, *Robulus discus* Brotzen, *Donsissonia laxata* Podobina, *Eponides lunatus* Brotzen, *Cibicidoides proprius* Brotzen, *Evolutononion sibiricus* (Lipman), *Nonionellina ovata* (Brotzen), *Subbotina varianta* (Subbotina), *S. triloculinoides* (Plummer), *Protoglobobulimina ovata* (Brotzen) и др. Наряду с агглютинированными 11 последних видов – секреторно-известковые формы из широко распространенного в Зауралье зеландского комплекса с *Cibicidoides proprius*. Многие виды этого комплекса известны из стратотипа зеландия в Дании и монографически описаны с этого стратиграфического уровня Ф. Бротценом [Brotzen, 1948] в Южной Швеции (г. Мальме) [Подобина, 1998] (см. палеонт. табл. II, III).

В Северном Зауралье в разрезе скв. 86 (район пос. Березово; Федоровская партия) в породах с глубин 258,0–203,0 м, представленных глиной темно-серой, почти черной, плотной, оскольчатой, местами с примесью глауконита, встречен комплекс фораминифер с *Ammoscalaria friabilis*. Агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы преобладают во всех образцах, кроме таковых с глубин 213,0; 208,0 и 203,0 м, где они единичны.

На юго-востоке Западной Сибири наиболее разнообразный зеландский комплекс фораминифер встречен в разрезе скв. Т-29 на глубине 230,0 м. Здесь определены 14 видов фораминифер, а также многие окварцованные их ядра и единичные ядра остракод. В составе комплекса фораминифер определены следующие виды: *Trochamminoides* cf. *lamentabilis* Podobina, *Labrospira* sp. indet., *Haplophragmoides* aff. *fastosus* Podobina, *Asanospira* cf. *grzybowski* (Mijatliuk), *Cyclammina* cf. *coksuvorovae* Uschakova, *Ammomarginulina* cf. *brevis* (Lipman), *Ammoscalaria* sp. indet., *Recurvoidella* cf. *lamella* (Grzybowski), *Adercotrima* aff. *horrida* (Grzybowski), *Trochammina* cf. *intacta* Podobina, *T.* aff. *pentacamerata* Lipman.

Кроме указанного списка агглютинированных фораминифер, здесь присутствуют характерные бентосные секреторно-известковые формы: *Cibicidoides* cf. *proprius* Brotzen и *Discorbinella* aff.

limbata (Brotzen). Определены с некоторой долей условности и два вида планктонных форм: *Acarinina* aff. *spiralis* (Bolli) и *Morosovella* cf. *angulata* (White), характерные для зеландского яруса.

Вмещающие указанный комплекс фораминифер темно-серые алевроитовые глины мощностью более 3 м, местами слоистые или оскольчатые, жирные на ощупь относятся к талицкой свите одноименного горизонта. Талицкая свита, формировавшаяся здесь (на юго-востоке) в прибрежных условиях, отличается увеличенным содержанием алевроитового и песчаного материала, появляются местами тонкие прослойки светло-желтого песка и сидеритизированной глины.

Результаты исследований двух ярусов эоцена и олигоцена

Приабонский ярус – P³₂

Нюрольская свита

Первоначально автором [Подобина, 1990] в нюрольской свите выделены слои с *Labrospira honesta*, а затем они переведены в ранг зоны [Подобина, 1996].

Стратотип этой зоны расположен в бассейне р. Васюган (средняя часть меридионального течения), скв. 2, инт. 439,0–419,0 м (Западная партия). Литологически – это глины зеленовато-серые, алевроитовые или опесчаненные, плитчатые, слабо опоконидные, мощностью до 20 м.

Комплекс фораминифер в стратотипе: *Psammosphaera laevigata* White, *Saccamina micra* Bulatova, *S. sphaerica* (M. Sars), *Reophax difflugiformis* Brady, *R. subfusiformis* Earland, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Glomospira gordialiformis* Podobina, *Labrospira honesta* Podobina, *Haplophragmoides depexus* Podobina, *Trochammina gracilis* Lipman (см. палеонт. табл. IV).

Все виды представлены единичными экземплярами, преобладают грубозернистые реофаиды и гаплофрагмоидиды. Подобный комплекс фораминифер приурочен к нюрольской свите (горизонту).

Характерными для комплекса являются: вид-индекс *Labrospira honesta* Podobina, грубозернистые реофаиды, гаплофрагмоидиды, изредка встречающиеся секреторно-известковые фораминиферы и их ядра. В разрезе скв. 5к бассейна р. Чижанка (Чижанская партия) на этом стратиграфическом уровне встречены многочисленные представители вида *Globigerina officinalis* Subbotina [Подобина, 1975, 1990; Кисельман, 1978]. Верхнеэоценовые отложения (приабонский ярус), соответствующие нюрольской свите, выделены автором в разрезе скв. 23с южной части Тургайского прогиба в интервале глубин 160,0–120,0 м. Здесь установлен выделенный автором комплекс *Labrospira honesta*, *Anomalinoidea granosus*. Наиболее характерными его

позднеэоценовыми видами являются *Bolivinopsis haueri* (Orb.), *Eponides schreibersi* (Orb.), *Alabama tangentialis* (Cloudius), *Baggina iphigenia* (Samoilova), *Anomalinoides granosus* (Hantken), *Cibicidoides ungerianus* (Orb.), *Bolivina beurichi* Reuss и др.

Зона *Labrospira honesta* с указанными видами фораминифер, по-видимому, соответствуют подзоне Nummulites, *Eponides* зоны *Vaginulinopsis decorata*, *Pseudohastigerina micra* Северной Европы [Doppert, Neele, 1983]. Указанный комплекс схож также с приабонским комплексом Польши [Odrzywolska-Bienkova, Pozaryska, 1984]. По планктонным фораминиферам эта зона соответствует (снизу вверх) верхней части зоны *Particulasphaera semiinvoluta*, зоне *Turborotalia conialensis* и *Turborotalia cerroasulensis* [Berggren et al., 1995].

Верхи приабонского и нижние слои

латдорфского (?) ярусов P_2^3 $p - P_3^1$ *lt*

Верхние слои нюрольской свиты

Слои с *Reophax* первоначально установлены В.М. Подобиной [Подобина, 1990] под названием *Reophax subfusiformis*, *R. dentaliniformis*.

Стратотип этих слоев выделен в бассейне р. Ва-сюган (средняя часть меридионального течения), скв. 2, инт. 412,0–407,0 м (Западная партия). Литологически – это глины зеленовато-серые, алевроитовые, с присыпками песка и пятнами ожелезнения, мощностью до 5 м (см. палеонт. табл. IV).

Комплекс фораминифер в стратотипе представлен единичными обломками представителей рода *Reophax* и гаплофрагмоидид. Все встреченные на этом стратиграфическом уровне раковины фораминифер обычно грубозернистые, плохой сохранности и заполнены пиритом. Изредка встречаются пиритизированные ядра фораминифер, включая и секреторные известковые формы. Слои с реофацитами соответствуют находкам радиолярий семейства *Liosphaeridae* [Липман, 1997], также распространенным в самых верхах нюрольской свиты. Р.Х. Липман считала, что слои с *Liosphaeridae* характерны для данного стратиграфического уровня на территории всей Северной Евразии. Возможно, слои с *Reophax* и *Liosphaeridae* соответствуют верхней части зоны планктонных фораминифер *Turborotalia cerro-asulensis* [Berggren et al., 1995]. Автором предполагается, что это самые нижние слои латдорфского яруса (нижний олигоцен), местами сохранившиеся от размыва.

Рюпельский ярус – P_3^2 r

Тавдинская свита

В.М. Подобиной [Подобина, 1998] первоначально в тавдинской свите установлена зона *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*.

Стратотип зоны отмечен в Омской области, с. Петухово (севернее Транссибирской железнодорожной магистрали), скв. 4к, инт. 115,0–37,75 м и состоит из глин зеленовато-серых, алевроитистых, тонкослоистых, с прослоями и присыпками тонкозернистого песка и гнездами пирита, мощностью 77 м.

Комплекс фораминифер в стратотипе: *Cribroelphidium rischtanicum* (N. Bykova), *Elphidiella vegrandia* Uschakova, *Globorotalia kugleri* Bolli, *Turborotalia centralis* (Cushman et Bermudez) *perfecta* Podobina, *Globanomalina micra* (Cole), *G. barbadoensis* (Blow), *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace *gnaucki* Blow et Banner, *G. praebulloides* Blow, *G. galavisi* Bermudez *lucida* Podobina, *G. angustiumbelicata* Bolli, *G. ampliapertura* Bolli, *G. angiporoides* Hornibrook, *G. senilis* Bandy, *G. venezuelana* Hedberg. В комплексе сравнительно многочисленны глобигериниды, единичны цибисидоидесы, эльфидииды и нониониды.

Наиболее характерны для среднего олигоцена планктонные фораминиферы, встреченные во многих разрезах юга Западной Сибири: *Globorotalia kugleri* Bolli, *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatljuk), *P. anguliofficialis* (Blow), *Turborotalia centralis* (Cushman et Bermudez) *perfecta* Podobina, *Globanomalina barbadoensis* (Blow), *Globigerina ouchitoensis* Howe et Wallace *gnaucki* Blow et Banner, *G. ampliapertura* Bolli, *G. prasaepis* Blow. (см. палеонт. табл. V, VI).

В ряде разрезов Зауралья и в центральном районе встречены представители характерных видов бентосных форм: *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), *Evolutononion decoratum* (Cushman et McGlamery), *E. advenum* (Cushman), *Nonionelina oligocenica* Cushman et McGlamery, *Protoglobobulimina corpolithoides* (Andreae), широко распространенных в Северной Америке и Северной Европе на данном стратиграфическом уровне.

В разрезах центрального района Западной Сибири в составе комплексов зоны встречаются различные эльфидииды и нониониды. В некоторых разрезах обнаружены единичные плохой сохранности агглютинированные реофациты и гаплофрагмоидидеи. Характерен для среднего олигоцена, обнаруженный в комплексе вид *Protoglobobulimina corpolithoides* (Andreae), известный на данном стратиграфическом уровне (рюпельский ярус) в Северной Европе и впервые установленный в Германии [Andreae, 1884].

Нижняя граница зоны определяется по появлению представителей, указанных аномалинид, эльфидиид, нонионид и глобигеринид.

Как показали исследования автора, сибирские особи *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman) соответствуют американскому одноименному виду, принятому автором в Западной Сибири в качестве одного из зональных видов. По сравнению с эльфидиидами и

нонионидами распространение этого вида ограничено разрезами тавдинской свиты Зауралья и частично центрального района Западно-Сибирской провинции.

Зона выделяется в отложениях тавдинской свиты в пределах Западной Сибири и относится к рюпельскому ярусу среднего олигоцена (см. палеонт. табл. V, VI).

По зональной шкале планктонных фораминифер [Berggren et al., 1995] зона *Cibicoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum* соответствует самой нижней зоне планктонных фораминифер среднего олигоцена – *Chiloguembelina cubensis*, *Pseudohastigerina* sp.

Планктонные фораминиферы, подобные встреченным на территории Западной Сибири, ранее исследованы В.А. Крашенинниковым в Южной Армении [Крашенинников, 1974], а также им и У. Пфлауманом [Krasheninnikov, Pflauman, 1977] из

отложений средней части олигоцена Атлантического океана.

На основании изучения западносибирских планктонных и секреционных известковых бентосных фораминифер, их сопоставления с атлантическими, европейскими (формация Боом в Бельгии) и американскими видами, автор пришел к выводу о соответствии тавдинской свиты зоне *Globigerina ampliapertura* рюпельского яруса среднего олигоцена (фораминиферы – P19, наннопланктон – NP23) [Berggren et al., 1995].

Латдорфский ярус в Западной Сибири в основном выпадает из разреза и его время соответствует перерыву в осадконакоплении. Возможно, его следы соответствуют самым верхним слоям нюрольской свиты (пиритизированные ядра фораминифер в основном рода *Reophax* и др.), когда в это время началась вторая фаза альпийской эпохи тектогенеза (табл. 2).

Таблица 2
Схема зонального расчленения по фораминиферам пограничных эоцен-олигоценовых отложений Западной Сибири

Table 2
Scheme of zonal partitioning by foraminifer's boundary Eocene-Oligocene sediments of Western Siberia

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Зоны и слои фораминифер
Палеогеновая	Олигоцен	Рюпельский	Тавдинский	Тавдинская свита Зона <i>Cibicoides pseudoungerianus</i> , <i>Evolutononion decoratum</i>
			Л.	
	Эоцен	Приабонский	Нюрольский	Слои с <i>Reophax</i> Нюрольская свита Зона <i>Labrospira honesta</i>



- перерыв в осадконакоплении, время которого предположительно соответствует большей части латдорфского яруса



- предположительно самые нижние слои латдорфского яруса

Заключение

Приводимые данные по литологии и комплексам фораминифер в верхних слоях ганькинской свиты Западной Сибири показали следующее. Тектонические движения первой фазы альпийской эпохи тектогенеза начали действовать уже в конце маастрихтского века и далее привели к обмелению и осушению позднемаастрихт-датского бассейна.

Датские отложения, видимо, самые нижние слои – зона *Brotzenella praeacuta* сохранились от размыва лишь в понижениях рельефа Западной Сибири, в самых верхних слоях ганькинской свиты и относимых к ней переходных слоев к талицкой сви-

те. Вышележащие датские отложения из разреза выпадают даже во впадинах этого региона.

Отложения вышележащей талицкой свиты содержат совершенно другую – кремнистую микрофауну и литологически резко изменяются, что указывает на подъем региона уже с конца маастрихта и изменение направления трансгрессии с южного на северное. По этой причине из разреза выпадает большая часть датского яруса (нижнего палеоцена). Вышележащие отложения талицкой свиты относятся к среднему палеоцену – зеландскому ярусу.

Как видно из указанных списков фораминифер, здесь наряду с бентосными присутствуют планктонные формы родов *Globigerina* и *Acarinina*, слои с которыми

соответствуют зоне планктонных фораминифер *Morosovella angulata* [Решение..., 1999]. Выделяемая в Западной Сибири зона *Ammoscalaria friabilis* коррелируется с породами зеландского яруса, стратотип которого находится близ Копенгагена (Дания). К данной зоне Западной Сибири относятся слои с *Cibicidoides proprius*, выделенные автором в крайних районах Западной Сибири.

Исследования В.М. Подобины [Подобина, 1998] показали, что вид *Cibicidoides proprius* Brotzen из шведского зеландского комплекса является характерным для зеландского комплекса Западно-Сибирской провинции. Как указывалось, на юго-востоке, как и в крайних районах, в разрезе скв. Т-29 этот комплекс встречен совместно с агглютинированными формами зоны *Ammoscalaria friabilis* и их псевдоморфозами, что подтверждает зеландский возраст этой зоны [Orbigny, 1846; Odrzywolska-Bienkova, Pozaryska, 1984; Подобина, 2009, 2020].

Вышеуказанный латдорфский перерыв в осадконакоплении также представляет скрытое страти-

графическое несогласие. Следы предположительно латдорфского яруса прослежены в самых верхах нюрольской свиты, где местами в понижениях рельефа обнаружены пиритизированные раковины в основном рода *Reophax* и некоторых гаплофрагмид.

Вышележащая тавдинская свита формировалась после подъема северного борта Западной Сибири, опускания южных территорий под действием второй фазы альпийской эпохи тектогенеза. В результате структурной перестройки изменилось направление трансгрессии с северного на южное, что отразилось на изменении литологии и появлении известковой микрофауны (фораминиферы и остракоды) в тавдинской свите. Перерыв в осадконакоплении, возникший по указанным причинам, по-видимому, соответствует латдорфскому веку.

Упраздненный в общей стратиграфической шкале латдорфский ярус целесообразнее восстановить, а рюпельский ярус, как и ранее, представляет средний подотдел олигоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Кисельман Э.Н.** Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск : Наука, 1978. С. 41–51.
- Крашенинников В.А.** Некоторые виды планктонных фораминифер из эоценовых и олигоценовых отложений Южной Армении // Труды ГИН АН СССР. М. : Наука, 1974. Вып. 17. С. 95–135.
- Липман Р.Х.** Зональная биостратиграфия палеогена Западно-Сибирской низменности (история вопроса и новые современные задачи) // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 1997. С. 90–91.
- Наливкин Д.В.** Проблемы перерывов // Этюды по стратиграфии. М. : Наука, 1974. С. 10–21.
- Подобина В.М.** Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск : Изд-во ТГУ, 1975. 163 с., 40 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Корреляция фораминиферовых зон палеогена Западной Сибири, Турция и Европы // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 20–26.
- Подобина В.М.** Датский ярус Западной Сибири // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск : Изд-во ТГУ, 1992. С. 80–83, 3 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Геодинамика и изменение комплексов микрофауны на рубежах эпох палеогена Западной Сибири и Арктического бассейна // Магматизм и геодинамика Сибири : тез. докл. науч. конф., посвящ. 75-летию со дня рождения проф. М.П. Кортусова. Томск, 1996. С. 128–130.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск : ТГУ, 1998. 327 с., 62 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск : ТГУ, 2009. 432 с., 73 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы датского яруса нижнего палеоцена Западной Сибири, их значение для стратиграфии // Горные ведомости. 2018/ № 5 (159). С. 32–43, палеонт. табл. 2–7.
- Подобина В.М.** Биостратиграфия и фораминиферы палеогена Западной Сибири. Томск : Издательский Дом Томского государственного университета, 2020. 273 с., 43 палеонт. табл.
- Ренгартен В.П.** Стратиграфия меловых и третичных отложений Восточного Приуралья // Труды ИГН АН СССР. Сер. геол. 1951. Вып. 138, № 54. 136 с.
- Решение XVI** пленарного заседания МСК по палеогеновой системе. Л. : Недра, 1999. 6 с.
- Субботина Н.Н., Кисельман Э.Н. и др.** Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ. Л., 1964. Вып. 234. 321 с., 66 табл.
- Унифицированная** региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Принята на Межведомственном регион. стратигр. совещ. 28.09.2000 г. Утв. МСК России 02.02.2001 г. Новосибирск: СНИИГиМС, 2001.
- Andreae A.** Beitrag zur Kenntniss der Elssasser Tertiars; Theil II, Die Oligocan Schichten; Geol. Spezialkarte Elssass Loth., Abhandl. 1884. V. 2, No 3. 239 p.
- Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P.** Geochronology, time scales and Global stratigraphic correlateion. Publ. Society for Sedimentary Geology. III. Cenozoic Era. 1995. P. 129–212.
- Brotzen F.** The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // Arsbook Sver. Geol. Undersök. 1948. Ser. C. V. 42, No 493 (2). 140 p., 19 pls.
- Doppert J.W., Neele N.G.** Biostratigraphy of marine Paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas // Geological Survey of the Netherlands. 1983. V. 37 (2). P. 79, 32 pls.

Krasheninnikov V.A., Pflaummann U. Zonal stratigraphy and planktonic foraminifera of Paleogene of the Atlantic ocean to the West Africa (Deep Sea Drilling Project), Leg 41. Washington, 1977. P. 581–611, 8 pls.

Odrzywolska-Bienkova E., Pozaryska K. Priabonian Foraminifers of the Polish Lowlands // *Acta Paleontol. Polonica*. Warszawa, 1984. V. 29, No 3–4. P. 107–156, 14 pls.

Orbigny A. Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne (Autriche). Paris: Gide et Comp., 1846. 312 p.

Автор:

Подобина Вера Михайловна, доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра палеонтологии и исторической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2021, 1, 61–75. DOI: 10.17223/25421379/18/5

V.M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

THE LATENT INTERRUPTIONS IN PALEOGENE STRATIGRAPHY OF WESTERN SIBERIA

In this work information about the latent interruptions in Paleogene stratigraphy of Western Siberia have been confirmed. These ones correspond to time of Danien and Latdorfien stages. The covert jars connecting with interruptions were not known. Yet abrupt changing in lithology and microfauna between boundaries suites have been given opportunity to propose interruptions in Paleogene section. The age of boundary suites may be defined on the base of foraminiferal species and very rare of characteristic shellfishes.

The first time two interruptions in rock sedimentation have been established in Paleogene stratigraphy. The first of them has known as early Paleocene or lower part of Danien stage. According of planktonic scheme, these layers correspond to Eoglobigerina taurica zone. In Western Siberia these has known as Brotzenella praeacuta zone in upper part of Gankinskaya suite (such name of Horizon). In this part of suite, calcareous material have lost and suite became more sandy and slightly opoka stately. These deposits with Brotzenella praeacuta zone have been known only in Omsk depression and other local territories of Zauralie where they have preseved from washout. The upper layers of Talitskaya suite (such name of Horizon) offer to middle Paleocene (Zelandian stage). This suite have included quartz-siliceous shells of Foraminifera and Radiolaria. To this age, transgression have changed: direction from South in Maastrichtian to Boreal in Zelandian. The second interruption have been seen between Njrolskaya and Tavdinskaya suites (such names of Horizons). The first one contain quartz-siliceous shells of Foraminifera and Radiolaria. The rocks became more sandy and have included single shells of Reophax and Haplophragmoididae. The rocks of Tavdinskaya suite have contained calcareous shells of Foraminifera and Ostracoda. The abrupt changed of lithology and including the other of Foraminiferal systematic composition in Tavdinskaya suite correspond to interruption between Njrolskaya and Tavdinskaya suites.

This interruption may be Latdorfian age and the upper layers of Tavdinskaya suite have included characteristic Foraminiferal species of Rupelian age.

These interruptions correspond to two phases of Alpien tectonic movements. The Latdorphien stage offer to restore by author in stratigraphic schemes.

Key words: *Paleogene, interruptions, Danien, Latdorfien, Foraminifera, Western Siberia.*

References

Kisel'man E.N. *Kompleksy foraminifer paleogenovykh otlozhenij Zapadnoj Sibiri* [Complexes of foraminifera of Paleogene deposits of Western Siberia] // *Paleogen i neogen Sibiri*. Novosibirsk: Nauka, 1978. pp. 41–51. In Russian

Krasheninnikov V.A. *Nekotorye vidy planktonnykh foraminifer iz eocenovykh i oligocenovykh otlozhenij YUzhnoj Armenii* [Some species of planktonic foraminifera from the Eocene and Oligocene sediments of Southern Armenia]. // *Tr. GIN AN SSSR*. Vyp. 17. Moscow: Nauka, 1974. pp. 95–135. In Russian

Lipman R.H. *Zonal'nyaya biostratigrafiya paleogena Zapadno-Sibirskoj nizmennosti (istoriya voprosa i novye sovremennye zadachi)* [Zonal biostratigraphy of the Paleogene of the West Siberian Lowland (history and new modern challenges)] // *Vopr. geologii i paleontologii Sibiri*. Tomsk: Izd-vo nauch.-tekhn. lit., 1997. pp. 90–91. In Russian

Nalivkin D.V. *Problemy pereryvov* [Break Issues] // *Etyudy po stratigrafii*. Moscow: Nauka, 1974. pp. 10–21. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery verhnego mela i paleogena Zapadno-Sibirskoj nizmennosti, ih znachenie dlya stratigrafii* [Foraminifera of the Upper Cretaceous and Paleogene of the West Siberian Lowland, Their Importance for Stratigraphy]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1975. 163 p., 40 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Korrelyatsiya foraminiferovykh zon paleogena Zapadnoj Sibiri, Turgaya i Evropy* [Correlation of foraminiferous zones of the Paleogene of Western Siberia, Turgai and Europe] // *Geologiya i geofizika*, 1990. No 3. pp. 20–26. In Russian

Podobina V.M. *Datskij yarus Zapadnoj Sibiri* [Danish tier of Western Siberia] // *Materialy po paleontologii i stratigrafii Zapadnoj Sibiri*. Tomsk: TGU, 1992. pp. 80–83, 3 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Geodinamika i izmenenie kompleksov mikrofauny na rubezhah epoh paleogena Zapadnoj Sibiri i Arkticheskogo bassejna* [Geodynamics and changes in microfauna complexes at the borders of the Paleogene epochs of Western Siberia and the Arctic basin] // *Magmatizm i geodinamika Sibiri*: Tez. dokl. nauchnoj konferencii, posvyashchennoj 75-letiyu so dnya rozhdeniya prof. M.P. Kortusova. Tomsk, 1996. pp. 128–130. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya paleogena Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: TGU, 1998. 327 p., 62 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery, biostratigrafiya verhnego mela i paleogena Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera, biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: TGU, 2009. 432 p., 73 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery datskogo yarusa nizhnego paleocena Zapadnoj Sibiri, ih znachenie dlya stratigrafii* [Foraminifera of the Danish Stage of the Lower Paleocene of Western Siberia, Their Importance for Stratigraphy] // *Gornye vedomosti*. 2018, No 5(159). pp. 32–43, paleont. tabl. 2–7. In Russian

- Podobina V.M. *Biostratigrafiya i foraminifery paleogena Zapadnoj Sibiri* [Biostratigraphy and foraminifera of the Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: Izdatel'skij Dom Tomskogo gosudarstvennogo universiteta, 2020. 273 p., 43 paleont. tabl. In Russian
- Rengarten V.P. *Stratigrafiya melovyh i tretichnyh otlozhenij Vostochnogo Priural'ya* [Stratigraphy of Cretaceous and Tertiary sediments of the Eastern Urals] // Tr. IGN AN SSSR. Ser. geol. 1951. Vyp. 138, No 54. 136 p. In Russian
- Reshenie XVI plenarnogo zasedaniya MSK po paleogenovoj sisteme* [Decision of the XVI plenary meeting of the MSC on the Paleogene system]. Leningrad: Nedra, 1999. 6 p. In Russian
- Subbotina N.N. i dr. *Foraminifery melovyh i paleogenovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Foraminifers of Cretaceous and Paleogene deposits of the West Siberian Lowland]. Leningrad, 1964. 321 p., 66 tabl. / Tr. VNIGRI, vyp. 234. In Russian
- Unificirovannaya regional'naya stratigraficheskaya skhema paleogenovyh i neogenovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj ravniny* [Unified regional stratigraphic scheme of Paleogene and Neogene deposits of the West Siberian Plain]. Prinyata na Mezhdomejstvennom region. stratigr. soveshch. 28.09.2000 g. Utv. MSK Rossii 02.02.2001 g. Novosibirsk: SNIIGiMS, 2001. 84 p. In Russian
- Andrae A. Beitrag zur Kenntniss der Elsasser Tertiars; Theil II, Die Oligocan Schichten; Geol. Spezialkarte Elsass Loth., Abhandl. 1884. V. 2, No 3. 239 p.
- Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. Geochronology, time scales and Global stratigraphic correlateion. Publ. Society for Sedimentary Geology. III. Cenozoic Era. 1995. pp. 129–212.
- Brotzen F. The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // *Arsbook Sver. Geol. Undersök.* 1948. Ser. C. V. 42. No 493(2). 140 p., 19 pls.
- Doppert J.W., Neele N.G. Biostratigraphy of marine Paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas // Geological Survey of the Netherlands. 1983. V. 37(2). p. 79, 32 pls.
- Krashennnikov V.A., Pflaumann U. Zonal stratigraphy and planktonic foraminifera of Paleogene of the Atlantic ocean to the West Africa (Deep Sea Drilling Project), Leg 41. Washington, 1977. pp. 581–611, 8 pls.
- Odrzywolska-Bienkova E., Pozaryska K. Priabonian Foraminifers of the Polish Lowlands // *Acta Paleontol. Polonica.* Warszawa, 1984. V. 29, No 3–4. pp. 107–156, 14 pls.
- Orbigny A. Foraminiferes fossiles du bassin tertiaire de Vienne (Austrie). Paris: Gide et Comp., 1846. 312 p.

Author's:

Podobina Vera M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Historical Geology and Paleontology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 504.4 (571.1/.5)

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ИНТЕГРАЛЬНОГО ИНДЕКСА РИСКА ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЙ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СИБИРСКОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА



А.В. Игнатьева, Р.В. Кнауб

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Проанализированы подходы к определению риска чрезвычайных ситуаций. На основе зарубежного опыта определения интегрального индекса риска возникновения чрезвычайных ситуаций (ЧС), предложена видоизмененная формула для оценки перехода опасных природных явлений в состояние ЧС, адаптированная под условия Сибирского федерального округа. Установлены значения ряда коэффициентов с целью анализа обстановки в области выявления, противодействия и снижения последствий от ЧС и опасных природных явлений.

Ключевые слова: интегральный индекс риска, районирование Сибирского федерального округа, коэффициент защищенности от стихийных бедствий, коэффициент перехода опасного природного явления в состояние чрезвычайной ситуации, коэффициент уязвимости региона.

Введение

В первые десятилетия XX в. в мире наблюдается устойчивая тенденция существенного роста материальных потерь в результате природных и техногенных катастроф, размер которых только в 2011 г. достиг рекордного значения в истории, превысив 370 млрд долл. США [Порфирьев, 2016]. В общем случае катастрофы представляют собой неблагоприятное сочетание факторов и событий, создающих угрозу жизни, нарушающих условия нормальной жизнедеятельности, препятствующих производственной, бытовой и другим видам деятельности человека [Шульц и др., 2013].

Критерии оценки интегрального индекса риска выходят на первый план для определения региональных особенностей развития природных и техногенных катастроф, при этом во главу угла ставится вопрос о согласовании этих региональных особенностей с устойчивым развитием [Жуков, Жукова, 2016].

Международный подход к определению риска чрезвычайных ситуаций

Для мирового сообщества разработаны многочисленные базы данных по рискам возникновения природных и техногенных чрезвычайных ситуаций (ЧС). К ним можно отнести [Европейская экономическая комиссия...] Экономическую и социальную комиссию для Азии и Тихого океана (ЭСКАТО), Межправительственную группу экспертов по изменению климата (МГЭИК), Управление по координа-

ции гуманитарной деятельности (УКГД) ООН, Международную стратегию уменьшения опасности бедствий Организации Объединенных Наций (МСУОБ ООН), Платформу Организации Объединенных Наций для использования космической информации в целях предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций и экстренного реагирования (СПАЙДЕР-ООН), Глобальный фонд снижения опасности бедствий и ликвидации их последствий (ГФСОБЛП) Всемирного банка, сотрудничающий Исследовательский центр по проблемам эпидемиологии бедствий (ИЦЭБ) Всемирной организации здравоохранения [EM-DAT: The Emergency Events Database].

Согласно [Европейская экономическая комиссия...], при наличии столь большого количества баз данных по рискам ЧС природного и техногенного характера, существует ряд проблем, связанных с использованием этих баз данных на практике. Сюда относится отсутствие общих определений и классификаций бедствий, унификации по одним показателям всех баз данных, дублирование информации.

Помимо проблем унификации статистических показателей ЧС существует проблема единого подхода к оценке интегрального показателя риска на уровне всех стран мира. В настоящее время в рамках Сендайской рамочной программы [Протоколы...], активно развивается новый подход к построению интегрального показателя риска ЧС. Этот подход, получивший название «методология INFORM», представляет собой универсальный инструментальный, применимый на глобальном, национальном, регио-

нальном и муниципальном уровнях [Index... 2015]. Методология основана на оценке степени опасностей, уровня уязвимости и потенциала противодействия угрозам.

Таким образом, методология INFORM позволяет рассчитать оценку рисков ЧС на основе построения тенденций изменения опасностей, уязвимостей и отсутствия потенциала противодействия.

В соответствии с международным опытом, методология INFORM также является удобным инструментом сравнительного анализа для выявления наиболее уязвимых регионов, районов, муниципалитетов [Жуков, Жукова, 2016].

Интегральный индекс риска в методологии INFORM учитывает около 50 различных индикаторов для измерения опасностей и воздействия на них, показателей уязвимости и определения необходимых ресурсов для предотвращения опасностей [Арефьева, Рыбаков, 2016].

Поэтому предлагается формализованное представление интегрального индекса риска INFORM как функции трех аргументов:

$$R = f(H, V, L), \quad (1)$$

где H – индикатор угроз опасностей; V – индикатор уязвимости к опасностям; L – индикатор недостаточности потенциала противодействия бедствиям (ЧС).

Данное представление более подробно характеризует исследуемые показатели и в большей степени отвечает современным международным стандартам в данной сфере. При внедрении данного подхода в нашей стране необходимо учитывать следующие положения.

В рамках существующей методологии INFORM интегральный индекс риска определяется по формуле [Index... 2015]. Индикатор опасностей и угрозы включает индикаторы по природным и техногенным опасностям, которые, в свою очередь, подразделяются на подгруппы. Индикатор уязвимости характеризует состояние уязвимости и включает две группы индикаторов: индикаторы социально-экономической уязвимости и индикаторы уязвимых групп населения. Индикатор отсутствия потенциала противодействия показывает недостаточность ресурсов, которые необходимы для противодействия и предупреждения опасностей и угроз.

Все индикаторы нормированы и принимают значения от 0 до 10. Чем ближе значение индикатора к нулю, тем более благоприятна ситуация в том аспекте, который измеряется соответствующим индикатором. Напротив, значения индикатора, близкие к 10, характеризуют ситуацию как более опасную.

Материалы исследования

Основными источниками фактических данных явились материалы из государственных докладов и

отчетов МЧС РФ, архив МЧС РФ, материалы многолетних исследований авторов по изучению потенциальных источников ЧС различного генезиса на территории Сибирского федерального округа (СФГО). В основу работы были положены руководящие документы МЧС РФ. К выполнению исследования привлекались также фактические материалы исследований соответствующей тематики, опубликованные в научных работах, посвященных изучению чрезвычайных ситуаций, их комплексной оценке и районированию.

При описании чрезвычайных ситуаций была использована следующая терминология. *Чрезвычайная ситуация* – совокупность условий и обстоятельств, создающих опасную для жизнедеятельности человека обстановку на конкретном объекте, территории (акватории), возникших в результате совершившейся аварии или катастрофы, опасного природного явления.

Риск – это вероятность наступления какого-то непредвиденного события. Существует множество определений риска, рожденных в различных ситуационных контекстах и различными особенностями применений. Различия в определениях риска зависят от контекста потерь, их оценки и измерения, когда же потери являются ясными и фиксированными, например «человеческая жизнь», оценка риска фокусируется только на вероятности события (частоте события) и связанных с ним обстоятельств [Официальный сайт МЧС России, 2019].

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

Региональный интегральный индекс риска чрезвычайных ситуаций

Интегральный индекс риска рассчитывается на основании методологии INFORM по формуле

$$R = \sqrt[3]{H \times V \times L}, \quad (2)$$

где H – индикатор угроз опасностей; V – индикатор уязвимости к опасностям; L – индикатор недостаточности потенциала противодействия бедствиям (ЧС).

На основании методологии INFORM интегральный индекс риска нами был предложен для выявления наиболее уязвимых субъектов СФО.

Применяя формулы (4), (6), (7) и с учетом методики [Kuzmin, 2015], предложена следующая формула для расчета интегрального индекса риска чрезвычайных ситуаций на территории Сибирского федерального округа:

$$R = \sqrt[3]{Hc \times Ky \times Vc}, \quad (3)$$

где H_c – коэффициент природной опасности (формула (4)); K_y – коэффициент уязвимости региона (формула (6)); V_c – коэффициент защищенности от стихийных бедствий (формула (7)).

Данная формула получена в результате обобщения трех коэффициентов, что позволит сделать комплексный анализ природно-техногенной безопасности в субъектах.

Коэффициент природной опасности рассчитывается по формуле (4) [Kuzmin, 2015]:

$$H_c = D \times \frac{S}{P}, \quad (4)$$

где D – количество природных процессов, опасных в масштабе региона; S – площадь региона, км²; P – численность населения региона, человек.

С помощью данного коэффициента субъекты СФО разделены на районы, согласно уровню природной опасности от ЧС, учитывая полученные значения коэффициента. По уровню риска от стихийных бедствий регионы можно разделить на пять категорий:

- 1) пренебрежимо или очень низкий риск;
- 2) низкий;
- 3) средний;
- 4) высокий;
- 5) очень высокий.

По данному коэффициенту проведено ранжирование субъектов СФО по уровню риска (от низкого до очень высокого) на основе полученных расчетов.

Для расчета коэффициента риска перехода опасного природного явления в чрезвычайную ситуацию природного характера авторами предложена следующая формула:

$$K_{рчс} = \frac{N_{чс}}{N_{опя}}, \quad (5)$$

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

Далее нами предложен коэффициент (формула (6)), который показывает уязвимость регионов от ЧС различного генезиса. Коэффициент уязвимости регионов Сибирского федерального округа определяется по формуле

$$K_y = \frac{\frac{P_{счс}}{N_{срег}} + \frac{S_{регЧС}}{S_{рег}} + \frac{K_{чсрег}}{K_{чсСФО}} + \frac{P_{постр}}{P_{пострСФО}} + \frac{P_{погибш}}{P_{погибшСФО}}}{5}, \quad (6)$$

где K_y – коэффициент уязвимости региона; $P_{счс}$ – численность населения в зоне воздействия ЧС, человек; $N_{срег}$ – общая численность населения региона, человек; $S_{регЧС}$ – площадь региона, подверженного влиянию природных и техногенных ЧС, км²; $S_{рег}$ – общая площадь региона, км²; $K_{чсрег}$ – количество ЧС, произошедших в регионе; $K_{чсСФО}$ – количество ЧС, произошедших в СФО; $P_{постр}$ – количество населения, пострадавшего в результате воздействия ЧС,

человек; $P_{пострСФО}$ – количество населения, пострадавшего в результате воздействия ЧС на СФО, человек; $P_{погибш}$ – количество населения, погибшего в результате воздействия ЧС, человек; $P_{погибшСФО}$ – количество населения, погибшего в результате воздействия ЧС на СФО, человек.

Данный коэффициент учитывает все риски, потери, которые понесет или понес субъект в результате воздействия ЧС различного характера. Коэффициент уязвимости территорий от природных и техногенных ЧС варьируется от 0 (минимальное значение) до 1 (максимальное значение).

Коэффициент защищенности от стихийных бедствий рассчитывается по формуле (7):

$$V_c = \frac{B + P_j + T + C + W + L + K}{P_p + CHD + E}, \quad (7)$$

где B – коэффициент ВРП на душу населения; P_j – доля трудоспособного населения; T – телекоммуникационный коэффициент; C – транспортный коэффициент; W – коэффициент военных ресурсов; L – коэффициент ожидаемой продолжительности жизни; K – коэффициент грамотности; P_p – доля населения, находящегося за чертой бедности; CHD – коэффициент детской смертности; E – коэффициент напряженности экологических проблем.

Индекс недостаточности потенциала противодействия бедствиям (ЧС) определяем по следующей формуле (8):

$$In = 1 - V_c, \quad (8)$$

где In – индекс недостаточности потенциала противодействия бедствиям (ЧС); V_c – коэффициент защищенности от стихийных бедствий.

Результатом предложенной методики оценки интегрального индекса риска стало то, что все индикаторы нормированы и принимают значения от 0 до 1, в отличие от первоначальной методологии INFORM.

Чем ближе значение индикатора к нулю, тем более благоприятна ситуация в том аспекте, который измеряется соответствующим индикатором. Напротив, значения индикатора, близкие к 1, характеризуют ситуацию как более опасную.

Результаты

В итоге проведения расчетов интегрального индекса риска (формула (3)) были получены результаты, обобщенные в табл. 1.

Используя полученные данные, субъекты Сибирского федерального округа были поделены на районы (рис. 1) с использованием градации табл. 2.

Согласно коэффициенту перехода опасного природного явления в состояние ЧС по формуле (5), было проведено районирование Сибирского федерального округа (рис. 2) по данному коэффициенту.

Таблица 1

Интегральный индекс риска в субъектах СФО

Table 1

Integral risk index in the subjects of the Siberian Federal District

Субъект	Интегральный индекс риска R
Республика Алтай	0,027
Республика Бурятия	0,2
Республика Тыва	0,04
Республика Хакасия	0,003
Алтайский край	0,001
Забайкальский край	0,2
Красноярский край	0,067
Иркутская область	0,132
Кемеровская область	0,001
Новосибирская область	0,0003
Омская область	0,003
Томская область	0,012

Таблица 2

Уровни градации по значениям интегрального индекса риска

Table 2

Graduation Levels by values of Integral risk index

Низкий индекс	Средний индекс	Высокий индекс
0,001–0,01	0,01–0,1	0,1–0,3



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

Группировка субъектов СФО по интегральному индексу риска:

- низкий
- средний
- высокий

Рис. 1. Районирование субъектов СФО по интегральному индексу риска

Fig. 1. Zoning of the subjects of the Siberian Federal District by the integrated risk index



Легенда

Группировка субъектов СФО по величине риска перехода опасного природного явления в состояние чрезвычайной ситуации (ЧС), средние значения за период с 2000 по 2017 гг.

- до 0,5 - слабый риск
- от 0,5 до 0,7 - средний риск
- от 0,7 до 1 - сильный риск

Рис. 2. Группировка субъектов СФО по величине риска перехода опасного природного явления в состояние ЧС, средние значения за период с 2000 по 2017 г.

Fig. 2. Grouping of subjects of the Siberian Federal District by the risk of transition of a natural hazard to an emergency, average values from 2000 to 2017

Группировка стран субъектов проводилась в рамках следующих значений:

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

Согласно полученным данным, можно сделать следующие выводы:

1. Слабый риск перехода опасного природного явления в состояние ЧС отмечается в Республике Бурятия, Забайкальском крае, Томской области, Республике Алтай, Алтайском крае.

2. Средний риск перехода опасного природного явления в состояние ЧС отмечается в Республике Тыва, Красноярском крае, Республике Хакасия, Кемеровской, Новосибирской, Омской областях.

3. Сильный риск перехода опасного природного явления в состояние ЧС отмечается в Иркутской области.

Согласно табл. 3, в субъектах Сибирского федерального округа процент перехода опасных природных явлений в категорию ЧС природного характера варьирует от 0 до 100 %. Среднее значение по субъектам следующее: в Забайкальском крае – 49,5 %; Краснояр-

ском крае – 57 %; Иркутской области – 70,6 %; Новосибирской области – 53,2 %; Омской области – 67,7 %; Томской области – 39,3 %; Кемеровской области – 60,2 %; Республике Бурятия – 46,8 %; Алтайском крае – 46 %; Республике Тыва – 53,4 %; Республике Хакасия – 55,6 %; Республике Алтай – 30,8 %.

Далее проведены расчеты коэффициента уязвимости населения и территорий от ЧС природного и техногенного характера (формула (6)). Полученные данные обобщены и представлены на карте-схеме (рис. 3).

В практике районирования, при выборе градаций, обычно используются равные интервалы для деления на уровни. В данном случае авторы пошли на то, что уровень градация был выбран не равным по определенным интервалам, а по значениям анализируемого показателя. Это было сделано для более детального и рационального деления субъектов по уровню опасности. Если подходить со стороны деления по равным значениям (например, 1-й уровень – от 0 до 0,5 и от 0,5 до 1), то субъекты входили бы в один уровень и было бы сложно их выделить по уровню уязвимости.

Согласно полученным данным, наибольший коэффициент уязвимости населения и территории отмечен в Забайкальском крае (высокая природная опасность) и Республике Бурятия (высокая природная опасность). Эти субъекты подвержены природной опасности (большой частоте возникающих опасных природных процессов), так как здесь сложный рельеф, сложный климат и прочие природные условия. Низкий уровень природной опасности отмечен в Республике Алтай, Томской и Омской областях.

Согласно коэффициенту уязвимости, субъекты были поделены на четыре группы: очень высокие значения уязвимости (Красноярский край, Республика Тыва); высокие значения (Забайкальский край, Республика Бурятия, Новосибирская область, Алтайский край); средние значения (Кемеровская и Иркутская области, Республика Хакасия); низкие значения (Омская и Томская области, Республика Алтай).

Далее проведем расчет коэффициента защищенности от стихийных бедствий в субъектах СФО (формула (7)). Коэффициент защищенности от стихийных бедствий показал следующие результаты (табл. 4).

Таблица 3

Процент ЧС природного характера, произошедших в субъектах СФО, от количества опасных природных явлений, %

Table 3

The percentage of emergency situations of a natural nature that occurred in the subjects of the Siberian Federal District, of the number of natural hazards, %

Субъект	Год																	
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
Забайкальский край	53	9,5	75	100	2	100	93	8,8	100	40	100	0	93	16,6	0	50	0	0
Красноярский край	98	42	79,1	100	0,4	100	94,1	89,2	100	83,3	45,4	92,8	42,8	0	0	0	0	33
Иркутская область	90	80	100	94	100	100	98	80	100	70	100	100	0	0	0	0	0	100
Новосибирская область	75	81,8	63,6	100	3,5	87	95,1	97,7	100	50	37,5	0	0	0	100	0	0	0
Омская область	75	75	100	100	3,8	80	98,2	100	100	100	100	0	0	0	0	100	100	0
Томская область	83,3	60	28,6	100	1,2	93	91,6	95,6	33,3	0	25	0	50	0	0	0	0	0
Кемеровская область	94,7	83,3	77,2	100	96	97	92,3	87,1	100	71,4	71,4	0	0	50	0	0	0	0
Республика Бурятия	80	27,2	1	100	98,4	90	98	90,6	98,6	0	50	26,6	25	0	0,2	0	0	0
Алтайский край	71,4	4	20	100	96,4	100	94,5	75,8	100	20	0	0	0	0	100	0	0	50
Республика Тыва	75	0	1	100	90	100	71,4	80	50	75	66,6	14,3	70	14,3	100	0	0	0
Республика Хакасия	0	0	40	100	75	100	100	80	100	50	100	0	0	0	100	100	0	0
Республика Алтай	0	4	100	0	50	40	62,5	7,7	0	100	0	0	0	0	100	0	0	0



Рис. 3. Карта-схема группировки субъектов СФО по величине коэффициента уязвимости населения и территории СФО от ЧС природного и техногенного характера

Fig. 3. Map of the grouping of entities of the Siberian Federal District in terms of the coefficient of vulnerability of the population and the territory of the Siberian Federal District from emergencies of natural and technogenic

Таблица 4

Коэффициент защищенности от стихийных бедствий в субъектах СФО

Table 4

The coefficient of protection against natural disasters in the subjects of the Siberian Federal District

Субъект	V_c
Республика Алтай	0,4
Республика Бурятия	0,3
Республика Тыва	0,2
Республика Хакасия	0,6
Алтайский край	0,3
Забайкальский край	0,4
Красноярский край	0,8
Иркутская область	0,5
Кемеровская область	0,7
Новосибирская область	0,5
Омская область	0,6
Томская область	0,8

Таблица 5

Индекс недостаточности потенциала противодействия ЧС в субъектах СФО

Table 5

Index of insufficiency of emergency response potential in the regions of the Siberian Federal District

Субъект	In
Республика Алтай	0,5
Республика Бурятия	0,7
Республика Тыва	0,7
Республика Хакасия	0,4
Алтайский край	0,7
Забайкальский край	0,6
Красноярский край	0,2
Иркутская область	0,4
Кемеровская область	0,3
Новосибирская область	0,5
Омская область	0,3
Томская область	0,1

Наибольшая защищенность от стихийных бедствий отмечается в Томской и Кемеровской областях, Красноярском крае. Наименьшие значения коэффициента защищенности, а соответственно, наименьший потенциал защищенности от бедствий отмечается в Республике Тыва, Алтайском крае, Республике Бурятия, Забайкальском крае.

На основе произведенных расчетов индекса недостаточности потенциала противодействия ЧС (формула (8)) были получены следующие результаты (табл. 5).

Согласно индексу недостаточности потенциала противодействия ЧС, наибольший потенциал противодействия ЧС в субъектах СФО отмечен в Красноярском крае, Томской, Кемеровской, Омской областях. Наибольшие показатели индекса, а, соответственно, наибольшая недостаточность потенциала противодействия ЧС отмечены в Республике Тыва, Алтайском крае, Республике Бурятия, Республике Хакасия.

Обсуждение

Традиционно в исследованиях и определении риска чрезвычайных ситуаций в нашей стране используется методология наиболее общего математически формализованного подхода, который выражается в произведении частоты возникновения ЧС на ущерб от этих угроз [Акимов В.А. и др., 2004]. Интегральный индекс риска в методологии INFORM [Index..., 2015], учитывающий около 50 различных индикаторов, ведет оценку риска по таким показателям, как оценка степени опасностей, уровень уязвимости и потенциал противодействия угрозам. По заявлениям разработчиков, методология INFORM является удобным инструментом сравнительного анализа для выявления наиболее уязвимых регионов, районов, муниципалитетов. Главным достоинством методологии является наличие трех аспектов, менять

которые нельзя, а категории и компоненты, входящие в аспекты, можно.

Однако, по мнению авторов, недостатком данной методологии является наличие индикаторов, которые сложно получить для ряда территорий. Например, в категорию «Антропогенные» входит компонент «Интенсивность текущего конфликта», но не всегда на исследуемой территории происходит конфликт. Наличие таких компонентов, как «Лишения», «Неравенство», «Гуманитарная помощь», «Беженцы», относятся скорее к социальным и гуманитарным аспектам, чем к природно-техносферной безопасности. При этом их расчет нужен только в том случае, если такие компоненты имели место быть на рассматриваемой территории.

Для того чтобы приблизить расчет интегрального индекса риска от ЧС к сфере природной и техносферной безопасности, нами была предложена измененная методика, которая включала аспекты, исключительно связанные с природной и техносферной безопасностью. Предложенная методика никаким образом не противоречит методологии INFORM [Index..., 2015], так как сами разработчики утверждают, что набор индикаторов для расчета может изменяться в зависимости от цели расчетов, особенностей территории и задач, которые решают авторы.

Заключение

В заключение изложим основные выводы, вытекающие из приведенного материала:

1. Рассмотрены отечественные и зарубежные подходы к оценке риска возникновения ЧС, описаны их достоинства и недостатки. Для того чтобы приблизить расчет интегрального индекса риска от ЧС к сфере природной и техносферной безопасности, нами предложена измененная методика, которая

включала аспекты, исключительно связанные с природной и техносферной безопасностью. В основу данного исследования вошла методология INFORM, так как она является удобным инструментом сравнительного анализа для выявления наиболее уязвимых регионов, районов, муниципалитетов. Интегральный индекс риска в методологии INFORM учитывает около 50 различных индикаторов для измерения опасностей и воздействия на них, показателей уязвимости и определения необходимых ресурсов для предотвращения опасностей. Результатом предложенной методики оценки интегрального индекса риска стало то, что все индикаторы нормированы и принимают значения от 0 до 1, в отличие от первоначальной методологии INFORM. Чем ближе значение индикатора к нулю, тем более благоприятна ситуация в том аспекте, который измеряется соответствующим индикатором. Напротив, значения индикатора, близкие к 1, характеризуют ситуацию как более опасную.

2. Уровни градации по значениям интегрального индекса риска, разделенные на слабый, средний и сильный риск, позволили провести районирование территории СФО. В практике районирования при выборе градаций обычно используются равные интервалы для деления на уровни. В данном случае авторы пошли на то, что уровень градации был выбран не равным по определенным интервалам, а по значениям анализируемого показателя. Это было сделано для более детального и рационального деления субъектов по уровню опасности. Если подхо-

дить со стороны деления по равным значениям, то было бы сложно выделить субъекты по уровню уязвимости. Районирование показало, что интегральный индекс риска планомерно увеличивается от слабого к сильному в восточном направлении. В область с низкими значениями индекса вошли следующие субъекты: Омская, Новосибирская и Кемеровская области, Алтайский край. В регионы со средними значениями интегрального индекса риска вошли: Томская область, Красноярский край, республики Хакасия, Алтай и Тыва. В область с высокими значениями индекса вошли Иркутская область, Республика Алтай, Забайкальский край.

3. Авторами предложен коэффициент перехода опасного природного явления в состояние ЧС, согласно которому было проведено районирование Сибирского федерального округа в рамках следующих значений: слабый, средний и сильный риск. Достоинством данного коэффициента авторы считают определение величины перехода опасного природного явления в состояние ЧС, что отражает непосредственный урон природе, экономике и человеку. Согласно данному районированию, к субъектам со слабым риском относятся Томская область, Алтайский край, республики Алтай и Бурятия, Забайкальский край. К субъектам со средним риском перехода опасных природных явлений в ЧС относятся Омская, Новосибирская и Кемеровская области, республики Хакасия и Тыва, Красноярский край. К субъекту с сильным риском перехода опасных природных явлений в ЧС относится Иркутская область.

ЛИТЕРАТУРА

- Акимов В.А., Лесных В.В., Радаев Н.Н.** Риски в природе, техносфере, обществе и экономике / МЧС России. М. : Деловой экспресс, 2004а. 352 с.
- Акимов В.А., Лесных В.В., Радаев Н.Н.** Основы анализа и управления риском в природной и техногенной сферах. М. : Деловой экспресс, 2004б. 352 с.
- Арефьева Е.В., Рыбаков А.В.** О подходах к построению оценочного инструментария деятельности по снижению рисков бедствий: международный опыт // Сборник материалов XXVI Международной научно-практической конференции «Предупреждение. Спасение. Помощь». Секция № 10 «Моделирование сложных процессов и систем», 17 марта 2016. Химки : ФГБВОУ ВО АГЗ МЧС России, 2016. С. 5–11.
- Баринов А.В., Седнев В.А., Шевчук А.Б. и др.** Опасные природные процессы : учебник. М. : Академия ГПС МЧС России, 2009. 334 с.
- Воробьев Ю.Л., Шолох В.П., Шахрамьян М.А., Фалеев М.И., Локтионов Н.И., Шойгу С.К.** Катастрофы и человек. Книга 1. Российский опыт противодействия чрезвычайным ситуациям. М. : АСТ-ЛТД, 1997. 256 с.
- Европейская экономическая комиссия.** Углубленный анализ темы измерения экстремальных явлений и бедствий. URL: https://www.unece.org/fileadmin/DAM/stats/documents/ece/ces/2015/9-Rus_In_depth_review_of_measuring_disasters.pdf (дата обращения: 11.11.2019).
- Жуков А.О., Жукова Л.А.** О необходимости использования и обобщении методологии INFORM для управления рисками чрезвычайных ситуаций // Civil Security Technology. 2016. V. 13, № 3 (49). P. 44–48.
- Олтян И.Ю., Ляховец Т.Л.** Разработка терминологии и индикаторов прогресса в области реализации Сендайской рамочной программы по уменьшению риска бедствий на 2015–2030 годы // Технологии гражданской безопасности. 2016. Т. 13, № 1 (47). С. 22–26.
- Официальный сайт МЧС России.** URL: <http://www.mchs.gov.ru> (дата обращения: 10.09.2019).
- Порфирьев Б.Н.** Финансовые механизмы управления природными рисками // Экономика и управления. 2009. № 2 (41). С. 7–15.
- Порфирьев Б.Н.** Экономика природных катастроф // Вестник Российской академии наук. 2016. Т. 86, № 1. С. 3–17.
- Протоколы Третьей Всемирной конференции по снижению риска бедствий (14–18 марта, Сендай, Япония).** URL: http://www.unisdr.org/files/45069_proceedingsthirdunwcdtrru.pdf (дата обращения: 12.11.2019).
- Шойгу С.К., Воробьев Ю.Л., Владимиров В.А.** Катастрофы и государство. М. : Энергоатомиздат, 1997. 512 с.

Шульц В.Л., Кульба В.В., Шелков А.Б., Чернов И.В. Методы планирования и управления техногенной безопасностью на основе сценарного подхода // Национальная безопасность / Nota Bene. 2013. № 2 (25). С. 198–216.

EM-DAT: The Emergency Events Database – Université catholique de Louvain (UCL) – CRED, D. Guha-Sapir, Brussels, Belgium. URL: www.emdat.be (дата обращения: 11.11.2019).

Index for risk-management. 2015. URL: www.informindex.org (дата обращения: 12.11.2019).

Kuzmin S.B. Global Environmental Risk Assessments // Problems of Modern Science and Education Journal. 2015. No. 10 (40). P. 120–125.

Авторы:

Игнатъева Анна Владимировна, аспирант, ассистент кафедры природопользования, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: anna_tomsksu@mail.ru

Кнауб Роман Викторович, кандидат географических наук, доцент кафедры природопользования, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: knaybrv@mail.ru

Geosphere Research, 2021, 1, 76–86. DOI: 10.17223/25421379/18/6

A.V. Ignateva, R.V. Knaub

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

CRITERIA FOR EVALUATING AN INDEX FOR RISK-MANAGEMENT OF EXTRAORDINARY SITUATIONS OF VARIOUS GENESIS FOR THE TERRITORY OF THE SIBERIAN FEDERAL DISTRICT

The article analyzes approaches to determining the risk of emergencies, as well as, based on foreign experience in determining the integral risk index (INFORM methodology) of emergencies, the authors propose a modified formula adapted to the conditions of the Siberian Federal District. The INFORM methodology includes about 50 different indicators for measuring hazards and their impact, vulnerability indicators, etc. According to the developers, the INFORM methodology is a convenient comparative analysis tool for identifying the most vulnerable regions, regions, and municipalities. The main advantage of the methodology is the presence of three aspects that cannot be changed, and the categories and components included in the aspects can be. In order to bring the calculation of the integral risk index from emergencies closer to the sphere of natural and technosphere safety, we proposed a modified methodology, which included aspects exclusively related to natural and technosphere safety. The proposed methodology in no way contradicts the INFORM methodology. The values of a number of coefficients are established for the purpose of analyzing the situation for counteracting and mitigating the consequences of emergencies (ES) and natural hazards (NH). The authors have proposed a number of formulas for assessing a number of parameters in the field of natural and technospheric safety. Based on the results of calculating the coefficients, zoning of the subjects of the Siberian Federal District was carried out using map schemes. Among the subjects on the maps, groups of entities with high and low indicators of the integrated risk index, the risk factor for the transition of a natural hazard to an emergency, the coefficient of vulnerability of the population and the territory of the Siberian Federal District from natural and man-made emergencies were identified. According to the data obtained for calculating the risk factor for the transition of a hazardous natural phenomenon to an emergency state, the average maximum value among subjects was identified in the Irkutsk Region – 70.6 %; Novosibirsk region – 53.2 %; Omsk region – 67.7%, Kemerovo region – 60.2 %; Republic of Khakassia – 55.6 %. According to the values of the coefficient of protection against natural disasters, the index of insufficiency of the potential for emergency response, the subjects were ranked in tables based on the data obtained. The coefficient of protection against natural disasters showed that the greatest protection against natural disasters is observed in the Tomsk region, Krasnoyarsk Territory, Kemerovo Region. The lowest values of the coefficient of protection, and, accordingly, the least potential of protection against disasters, are observed in the Republic of Tyva, Altai Territory, the Republic of Buryatia, Transbaikal Territory. According to the index of insufficiency of emergency response potential, the greatest potential for emergency response in the subjects was noted in the Tomsk Region, Krasnoyarsk Territory, Kemerovo Region, Omsk Region.

Keywords: *Index for risk-management, Siberian Federal District, coefficient of protection against natural disasters, coefficient of transition of a natural hazard into an emergency, coefficient of vulnerability of the region.*

References

Akimov V.A., Lesnykh V.V., Radaev N.N. *Riski v prirode, tekhnosfere, obshchestve i ekonomike* [Risks in nature, technosphere, society and economy] / Russian Emergency Situations Ministry. Moscow : Delovoy Express, 2004a. 352 p. In Russian

Akimov V.A., Lesnykh V.V., Radaev N.N. *Osnovy analiza i upravleniya riskom v prirodnoy i tekhnogennoy sferakh* [Fundamentals of risk analysis and management in natural and man-made areas]. Moscow: Delovoy Express, 2004b. 352 p. In Russian

Arefieva E.V., Rybakov A.V. *O podkhodakh k postroeniyu otsenochnogo instrumentariya deyatelnosti po snizheniyu riskov bedstviy: mezhdunarodnyy opyt* [On approaches to the construction of assessment tools for disaster risk reduction: international experience] // Proceedings of the XXVI International Scientific and Practical Conference “Warning. The rescue. Help”. Section No. 10 “Modeling of complex processes and systems”, March 17, 2016. Khimki: Federal State Budget Educational Institution of Higher Vocational Education of the State Agencies of the Russian Ministry of Emergencies, 2016. pp. 5–11. In Russian

Barinov A.V., Sednev V.A., Shevchuk A.B. et al. *Opasnye prirodnye protsessy: Uchebnik* [Hazardous natural processes: Textbook] Moscow : Academy of State Fire Service of the Ministry of Emergencies of Russia, 2009. 334 p. In Russian

Vorobyov Yu.L., Sholokh V.P., Shakhramanyan M.A., Faleev M.I., Loktionov N.I., Shoigu S.K. *Katastrofy i chelovek. Kniga 1. Rossiyskiy opyt protivodeystviya chrezvychaynym situatsiyam* [Disasters and man. Book 1. Russian experience in emergency response]. Moscow : Publishing house AST-LTD. 1997. 256 p. In Russian

Economic Commission for Europe. In-depth analysis of the topic of measuring extreme events and disasters URL: https://www.unece.org/fileadmin/DAM/stats/documents/ece/ces/2015/9-Rus_In_depth_review_of_measuring_disasters.pdf (Date of accessed: 11.11.2019).

Zhukov A.O., Zhukova L.A. The Essential and Generalization of INFORM Methodology to the Emergencies Risk Management about // Civil Security Technology. V. 13, No. 3 (49). 2016 . pp. 44–48. In Russian

Oltyan I.Yu., Lyakhovets T.L. *Razrabotka terminologii i indikatorov progressa v oblasti realizatsii Sendayskoy ramochnoy programmy po umen'sheniyu riska bedstviy na 2015–2030 gody* [Development of terminology and indicators of progress in the implementation of the Sendai Framework for Disaster Risk Reduction 2015–2030] // Civil Security Technologies. 2016. V. 13, No. 1 (47). pp. 22–26. In Russian

Official website of the Russian Emergencies Ministry. URL: <http://www.mchs.gov.ru> (Date of accessed: 10.09.2019).

Porfiriev B.N. *Finansovye mekhanizmy upravleniya prirodnyimi riskami* [Financial mechanisms of natural risk management // Economics and Management. 2009. No. 2 (41). pp. 7–15. In Russian

Porfiriev B.N. *Ekonomika prirodnikh katastrof* [Economics of natural disasters] // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2016. T. 86. No. 1. pp. 3–17. In Russian

Minutes of the Third World Conference on Disaster Risk Reduction (March 14-18, Sendai, Japan). URL: http://www.unisdr.org/files/45069_proceedingsthirdunwcdrrru.pdf (Date of accessed: 12.11.2019).

Shoigu S.K., Vorobyov Yu.L., Vladimirov V.A. *Katastrofy i gosudarstvo* [Disasters and the state]. Moscow: Energoatomizdat, 1997. 512 p. In Russian

Schulz V.L., Kulba V.V., Shelkov A.B., Chernov I.V. Technological safety planning and management methods based on the scenario approach // National Security / NOTA BENE. 2013. No. 2 (25). pp. 198–216. In Russian

EM-DAT: The Emergency Events Database - Université catholique de Louvain (UCL) - CRED, D. Guha-Sapir, Brussels, Belgium. URL: www.emdat.be (Date of accessed: 11.11.2019).

Index for risk-management. 2015 // URL: www.informindex.org (Date of accessed: 12.11.2019).

Kuzmin S. B. Global Environmental Risk Assessments / Problems of Modern Science and Education Journal, Ivanovo: Olimp, 2015. No. 10 (40). pp. 120–125.

Author's:

Ignateva Anna V., post-graduate student, supporter of the Department of Nature Management, Geology and Georaphy Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: anna_tomsksu@mail.ru

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

E-mail: knaybrv@mail.ru

УДК 550.4.02

**ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ТОКСИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ
В ЗОНЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА
(НА ПРИМЕРЕ ХАПЧЕРАНГИНСКОГО ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО
КОМБИНАТА, ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)**



М.А. Солодухина¹, Е.А. Бондаревич², Л.А. Михайлова², Ю.А. Витковский², Р.А. Филенко¹

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

²Читинская государственная медицинская академия, Чита, Россия

Представлены данные об уровне загрязнения почвенного покрова и техноземов в окрестностях Хапчераангинского горно-обогатительного комбината. Коэффициент суммарного загрязнения (Z_c) в районе хвостохранилища составил 269,6 единиц, в селитебной зоне – 75,6, на фоновом участке – 27,7. По величине индекса геоаккумуляции (I_{geo}) наиболее значимыми элементами в составе техноземов были As и Pb. Эти же элементы совместно с Sn имели критические величины по величинам фактора обогащения почв ($EF(Pb) = 68,3$; $EF(As) = 61,6$; $EF(Sn) = 32,4$).

Ключевые слова: Хапчераанга, полиэлементное загрязнение, индекс геоаккумуляции, индекс обогащения, техноземы.

Введение

Образование техногенных биогеохимических провинций в Забайкалье связано с интенсивной добычей полезных ископаемых. Одним из таких районов является Хапчераангинский рудный район, где в период с 1933 по 1975 г. разрабатывали одноименное месторождение и функционировал горно-обогатительный комбинат (ГОК), добывающий олово и концентрат полиметаллических руд [Михайлова и др., 2019]. Он расположен в Кыринском административном районе на юго-западе Забайкальского края, вблизи границы с Монголией. Результатом работы Хапчераангинского ГОКа было формирование значительных по объему хвостохранилищ, расположенных в непосредственной близости от жилой зоны с. Хапчераанга. После функционирования не была осуществлена рекультивация, и значительные количества пустой породы и техноземов оказались бесхозными. Они оказывают негативное действие на экологическую обстановку в сельском поселении и окрестных территориях и неблагоприятно влияют на здоровье жителей. Значительные объемы отходов (6,2 млн т) формируют потенциально опасный район загрязнения, влияющий на состояние экосистем значительной территории России и Монголии [Михайлова и др., 2019].

Целью работы было исследование почв и техноземов по содержанию химических элементов в районе деятельности Хапчераангинского ГОКа и выделение наиболее опасных экотоксикантов.

Материалы и методы

Материалами исследования были техноземы из хвостохранилища и дерново-аллювиальные почвы,

расположенные по его периферии, а также почва населенного пункта с. Хапчераанга, являющаяся производной длительно обрабатываемого мучнисто-карбонатного чернозема, формирующего почвенный покров подошв и склонов сопредельных сопков (рис. 1).

Для сравнения пробы почв отобраны возле сел Кыра (дерново-аллювиальные почвы поймы р. Кыра и чернозем мучнисто-карбонатный с южного склона сопки, обращенной к реке) (30 км западнее ГОКа) и Нарасун (темно-каштановые почвы из урочища «Глазной ключ» в 60 км к северо-востоку (фон)). Использована эколого-генетическая классификация почв [Самофалова, 2012].

Отбор проб осуществлялся в соответствии с ГОСТ 17.4.4.02-84 «Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа». Определение 53 химических элементов проводили методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре Perkin Elmer NexION 300 D в аккредитованной лаборатории ЗАО «СЖС Восток Лимитед» (г. Чита).

Статистическая обработка проводилась в программе PAST 3.0 [Hammer et al., 2001] методами описательной статистики. Распределение концентраций загрязняющих веществ статистически значимо отличалось от нормального, в связи с чем, кроме значения величины среднего и ошибки среднего ($M \pm \sigma$), определялись медиана (Me) и интерквартильный размах ($Q_{25}-Q_{75}$). Используются эколого-геохимические коэффициенты, для которых, согласно литературным данным, имеются четкие градации их показателей и уровня техногенного воздействия на почвенный покров.

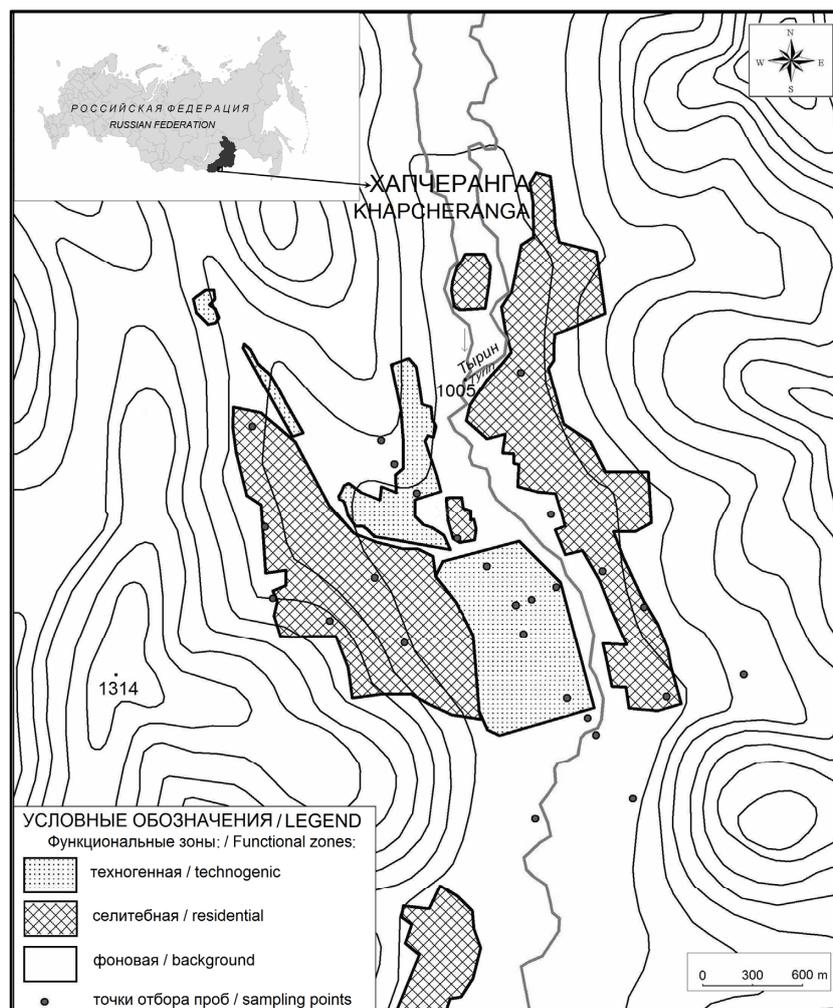


Рис. 1. Схема функциональных зон Хапчерангинского рудного района и точки отбора проб почв и техноземов

Fig. 1. Diagram of functional zones of the Khapcheranginsky ore district and processing plant and sampling points for soils and technozems

Индекс загрязнения или коэффициент техногенного загрязнения (K_C или PI):

$$(K_C) PI = \frac{C_{\text{пробы}}}{C_{\text{фон}}}, \quad (1)$$

суммарного показателя загрязнения:

$$Z_c = \sum PI - (n - 1), \quad (2)$$

где $K_c > 1$; n – число химических элементов. Значения индекса загрязнения подразделяются на четыре категории по интенсивности загрязнения: $PI < 1$ – низкое, $1 \leq PI \leq 3$ – умеренное, $3 \leq PI \leq 6$ – значительное, $PI > 6$ – сильное [Накансон, 1980; Биогеохимический..., 2017]. Суммарный показатель загрязнения имеет следующую градацию критических значений: $Z_c < 16$ – допустимая, $16 < Z_c < 32$ – умеренно опасная, $32 < Z_c < 128$ – опасная, $128 < Z_c$ – чрезвычайно опасная категория загрязнения [Сагет и др., 1990].

Индекс геоаккумуляции (I_{geo}) [Muller, 1969; Биогеохимический..., 2017]:

$$I_{geo} = \log_2 [C_m / 1,5 \times B_m], \quad (3)$$

где B_m – фоновая концентрация элемента в почве по А.П. Виноградову [Алексеев, Алексеев, 2013; Касимов, Власов, 2015]; C_m – измеренная концентрация химического элемента в почве; 1,5 – коэффициент коррекции, позволяет анализировать естественные отклонения в содержании элемента в природе и снижать антропогенное влияние. Градация интенсивности загрязнения в зависимости от значений индекса геоаккумуляции имеет следующие значения: < 0 – практически незагрязненная, $> 0-1$ – от незагрязненной до умеренной, $> 1-2$ – умеренная, $> 2-3$ – от умеренной до сильной, $> 3-4$ – сильная, $> 4-5$ – от сильной до очень сильной, > 5 – очень сильная [Биогеохимический..., 2017].

Фактор обогащения (*enrichment factor* – EF) [Zoller et al., 1974; Биогеохимический..., 2017] рассчитывался по формуле

$$EF = \frac{(C_i/C_r)_{обр.}}{(C_i/C_r)_{ср. \text{ содерж. в почве}}}, \quad (4)$$

где C_i – содержание рассматриваемого элемента; C_r – содержание элемента сравнения. В качестве элемента сравнения был выбран Sg за низкое антропогенное воздействие на его содержание. Данные о среднем содержании элементов в почве были взяты по А.П. Виноградову [Алексеевко, Алексеевко, 2013; Касимов, Власов, 2015]. EF менее 1 указывает на обеднение образца определяемым элементом, EF более 1 – на обогащение образца элементом.

Степень опасности загрязнения почв определялась в соответствии с ориентировочной оценочной шкалой опасности загрязнения почв МУ 2.1.7.730-99 «Почва. Очистка населенных мест, бытовые и промышленные отходы, санитарная охрана почвы. Ги-

гиеническая оценка качества почвы населенных мест», ГН 2.1.7.2041-06 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве», ГН 2.1.7.2511-09 «Ориентировочно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве».

Результаты и их обсуждение

Изучение химического состава почв и техноземов в окрестностях Хапчерангинского горно-обогатительного комбината позволило выявить, что ведущими неорганическими загрязнителями являются 17 элементов из 53 определяемых. Большинство исследованных проб характеризовались кларковым или около кларковым содержанием элементов либо были обеднены ими (табл. 1, 2).

Таблица 1

Среднее содержание элементов в почвах и техноземах

Table 1

The average content of elements in soils and technozems

Элемент	Функциональная зона			Кларк Медианный фон [Иванов, 2007]	Элемент	Функциональная зона			Кларк Медианный фон [Иванов, 2007]
	Техногенная	Селитебная	Фоновая			Техногенная	Селитебная	Фоновая	
Al	69 133,33	64 742,86	62 280,0	76 100,00	Mn	2 175,00	1 185,71	780,00	770,00 680,0
Ba	536,67	582,86	538,00	628,00 970,0	Mo	2,67	4,00	3,40	1,10 2,8
Be	< 5,00	< 5,00	< 5,00	6,00	Nb	9,00	9,00	9,20	12,00
Bi	1,22	0,83	0,40	0,23	Nd	25,15	23,16	24,10	29,00
Ca	23 000,00	15 285,71	21 400,0	25 660,00 31 940,0	Ni	28,83	26,14	21,40	50,00 26,0
Ce	58,27	54,49	58,86	63,00	P	1 200,00	1 842,86	980,00	690,00 630,0
Co	12,45	9,66	9,38	15,00 9,0	Pr	6,10	5,63	5,97	8,70
Cr	208,33	308,57	334,00	92,00 60,0	Rb	104,53	96,06	110,76	98,0
Cs	10,72	9,23	10,04	4,90	Sb	6,7	8,3	1,7	0,5
Dy	4,23	3,78	3,52	4,80	Sc	10,00	10,00	10,00	15,60
Er	2,51	2,24	2,02	2,70	Sm	4,98	4,47	4,52	5,70
Eu	1,03	0,93	0,89	1,30	Sr	250,00	245,71	324,00	270,00
Fe	45 983,33	29 342,86	25 600,0	40 600,00 44 590,0	Ta	0,72	0,67	0,74	1,40
Ga	18,00	15,86	15,40	1,90	Tb	0,75	0,66	0,61	0,89
Gd	4,57	4,12	3,95	0,64	Th	8,92	9,04	11,00	9,10
Ge	1,50	1,43	1,60	1,30	Ti	3 550,00	3 171,43	2 900,00	3 900,00 5 450,0
Hf	5,00	4,86	5,40	4,50	Tl	0,85	0,50	0,54	0,75
Ho	0,84	0,74	0,67	1,30	Tm	0,37	0,32	0,29	0,42
K	22 500,00	20 857,14	21 400,0	23 240,00 25 920,0	U	2,89	3,27	5,25	2,50
Li	73,32	55,71	60,00	30,00 23,0	V	75,50	62,86	54,20	106,00 95,0
La	28,50	26,94	28,86	32,00	W	5,8	6,6	4,4	1,3
Lu	0,38	0,34	0,34	0,48	Y	22,93	21,37	19,00	26,00
Mg	9 350,00	6 971,43	7 040,00	14 950,00 7 800,0	Yb	2,42	2,19	1,92	2,50

Содержание основных загрязнителей в почвах и технозомах функциональных зон Хапчерангинского рудного района, величины индексов загрязнения, геоаккумуляции и фактора обогащения для ведущих токсикантов

Table 2

The content of the main pollutants in the soils and technozems of the Khapcheranginsky ore district, the values of the pollution, geo-accumulation and enrichment factors for leading toxicants

Основной показатель	Функциональная зона	As	Cd	Cu	In	Pb	Sb	Sn	W	Zn
$M \pm \sigma$	Техногенная	261,7 ± 99,6	11,3 ± 4,7	126,7 ± 29,7	1,6 ± 0,7	853,5 ± 309	6,7 ± 1,9	267,7 ± 111	5,8 ± 1,4	1875,0 ± 704,0
		250,0 (37,5–490)	7,75 (1,9–21,9)	110,0 (7,5–183)	1,1 (0,2–2,98)	895,5 (101–1545)	6,75 (2,4–10,8)	141,5 (53,8–599)	5,5 (2,8–8,8)	1571 (328–3370)
		40,0 ± 4,4	1,8 ± 0,3	51,4 ± 8,0	0,21 ± 0,01	94,0 ± 17,1	8,3 ± 0,3	72,0 ± 11,4	6,6 ± 1,3	334,3 ± 43,7
$Me (Q_{25}–Q_{75})$	Селитебная	40 (30–50)	1,2 (1–2,5)	40 (40–70)	0,2	95,0 (50–129)	2,4 (2,2–3)	74 (50–103)	6 (4–11)	318 (259–325)
		26,0 ± 7,5	0,3 ± 0,03	22,0 ± 2,0	0,2 ± 0,001	24,0 ± 0,2	1,7 ± 0,2	7,0 ± 3,5	4,4 ± 1,6	90,6 ± 8,8
Кларк	Фоновая	30 (10–40)	0,3 (0,25–0,35)	20	0,2	18 (14–37)	1,6 (1,3–2,3)	4 (3–12,5)	2 (2–8)	102 (69,5–106)
		5,0	0,5	20,0	0,25	10,0	0,5	10,0	1,3	50,0
		–	0,07	24	–	30,0	–	–	–	75,0
Меданный фон [Иванов, 2007]	ПДК (ГН 2.1.7.2041-06)	2,0	–	3,0	–	32,0	4,5	–	–	23,0
		10,0*	2,0*	132*	–	130,0*	–	–	–	220,0*
Индекс загрязнения (PI)	Техногенная ($Z_C = 269,6$)	10,1	37,7	5,8	8,1	35,6	3,8	38,2	1,3	20,7
	Селитебная ($Z_C = 75,6$)	1,5	5,9	2,3	1,1	3,9	4,7	10,3	1,5	3,7
Индекс геоаккумуляции (I_{geo})	Техногенная	5,1	3,9	2,1	2,1	5,8	3,1	4,2	1,6	4,6
	Селитебная	2,4	1,2	0,8	0,6	2,6	1,8	2,3	1,8	2,2
Фактор обогащения по стронцию (EF)	Фоновая	1,8	–1,3	–0,5	–0,9	0,7	1,2	–1,1	1,2	0,3
	Техногенная	61,6	28,1	5,1	7,8	68,3	1,7	32,4	5,8	44,4
	Селитебная	9,4	4,4	2,1	1,0	1,4	0,7	1,4	1,3	7,6
	Фоновая	4,7	0,6	0,7	0,7	1,5	0,3	0,7	3,4	1,7

Примечание. * – почвы, близкие к нейтральным, нейтральные (суглинистые и глинистые), pH (КСИ) > 5,5; <-> – значения отсутствуют.

Note. * – soils close to neutral, neutral (loamy and clayey), pH (КСИ) > 5.5; <-> – there are no values.

По абсолютному содержанию, особенно в техногенной функциональной зоне с. Хапчеранга, отмечалось значительное превышение нормативных и кларковых показателей чрезвычайно токсичных (As, Cd, Pb, Sb, Zn) и высокотоксичных (Cu, In, Li, Sn, W) элементов. В условиях техногенной зоны содержание мышьяка превышало ПДК в 130 раз (26-кратное превышение ОДК), кадмия – 5,7 ОДК, меди – 42 ПДК, свинца – 26,6 ПДК (6,6 ОДК), сурьмы – 1,7 ПДК, цинка – 81,5 ПДК (8,5 ОДК). Для селитебной зоны с. Хапчеранга отмечено превышение нормирующих показателей для следующих элементов: мышьяк – 20-кратное превышение ПДК (4 ОДК), медь – 17 ПДК, свинец – 3 ПДК, сурьма – 1,8 ПДК, цинк – 14,5 ПДК (1,5 ОДК) (см. табл. 2). Для фоновой территории отмечалось превышение ПДК по мышьяку (13-кратное) и цинка (4 ПДК), однако, вероятно, это связано с природными геохимическими особенностями данного района южного Забайкалья.

При сравнении полученных средних значений с кларками в почвах или в литосфере выявлено существенное превышение количества висмута (от 5,3-кратного в условиях техногенной зоны до 3,5 для селитебной и фоновой зон), хрома (от 2,3 в техногенной до 3,6 для фоновой зон), галлия (в техногенной зоне 9,5, фон – 8), лития (примерно 2-кратное превышение для всех зон), марганца (в 2,8 раза в условиях техногенеза), молибдена (примерно 3-кратное превышение), мышьяка (от 52,3 для техногенной до 5,2 для фоновой зон), кадмия (от 22,6-кратного для техногенной зоны), меди и индия (более 6-кратного для техногенной зоны), свинца (от 85,4 в техногенной до 2,4 в фоновой зонах), сурьмы (от 13,4 в техногенной до 3,4 раза в фоновой зонах), олова (26,7 раза для техноземов), цинка (от 37,5 в техногенной до 1,8 для фоновой зон) (см. табл. 1, 2). Медианный фон существенно превышен в техноземах по кадмию в 161 раз, меди – в 5,3, свинцу – в 28,5, цинку – в 25, хрому – в 3,5, литию и марганцу – более чем в 3 раза [Иванов, 2007].

Для анализа степени загрязненности субстратов в экогеохимии предложено множество коэффициентов и индексов, позволяющих оценить опасность загрязнения, особенности накопления и миграции соединений различных элементов. Выбранные нами коэффициенты позволяют оценить роль наиболее важных токсичных элементов, участвующих в загрязнении территории с. Хапчеранга и формирующих биогеохимическую аномалию. Рассчитанный коэффициент техногенной концентрации (индекс загрязнения) выявил сильное загрязнение As, Cd, In, Pb, Sn и Zn техноземов и почв техногенной зоны, однако в селитебной зоне показатели индекса были гораздо меньшими и характеризовали загрязненность как умеренную или значительную (табл. 2). Сильное загрязнение техногенной зоны отмечалось по Cu и

Sb, умеренное – по Li и W. Для Sb и W отмечалось повышение коэффициента техногенной концентрации от техногенной к селитебной зонам, для остальных элементов происходило значительное снижение показателя.

Вычисленный на основе индекса загрязнения суммарный показатель Саета (Z_c) имел для техногенной зоны значение 269,6 единицы (по 21 элементу), для селитебной – 75,6 (по 20 элементам), для фоновой – 27,7 (по 21 элементу). Величина суммарного показателя загрязнения указывает на очень высокий уровень загрязнения почв техногенной зоны и на высокий уровень загрязнения для селитебной зоны, с тенденцией к снижению при уменьшении антропогенного воздействия для фоновой территории.

Аналогичную картину по ключевым токсикантам зафиксировали и при расчете индекса геоаккумуляции, величина которого имела максимумы для техногенной зоны по мышьяку и свинцу. Также индекс имел большие значения в этой зоне по кадмию, сурьме, олову и цинку. Остальные элементы характеризовали почвенный покров как имеющий умеренную интенсивность загрязнения. В селитебной зоне умеренное загрязнение связано с накоплением мышьяка, свинца, олова и цинка, по другим элементам почва характеризовалась как незагрязненная. В условиях фона для всех элементов отмечается отсутствие негативного влияния и избыточного накопления (табл. 2).

Для выявления уровня техногенного влияния на степень накопления соединений химических элементов в почвенном покрове рассчитывался фактор обогащения по стронцию. Токсичные микроэлементы имели следующую тенденцию в аккумуляции: в условиях хвостохранилища и по его периферии главным загрязнителем выступал свинец (68,28), мышьяк (61,59), цинк (44,44) и олово (32,44). Уровень влияния других элементов был гораздо меньшим. В условиях селитебной зоны по всем токсикантам наблюдалось значительное снижение показателей фактора обогащения, и максимумы отмечались по мышьяку и цинку. В условиях фона также отмечалось некоторое избыточное поступление мышьяка, что характеризует естественную загрязненность этим элементом природных ландшафтов Восточного Забайкалья, а также превышение по сравнению с селитебной зоной уровня накопления вольфрама. Для остальных элементов фактор имел минимальные значения (табл. 2).

Заключение

Изучение уровня загрязненности токсичными элементами техногенных ландшафтов Забайкалья имеет существенное значение для прогнозирования развития экологозависимых патологий. На террито-

рии с. Хапчеранга и его окрестностей имеется природная геохимическая аномалия с повышенным содержанием тяжелых металлов, сурьмы и мышьяка в горных породах. В результате промышленной добычи олова, цинка и золота в районе населенного пункта сформировались значительные объемы техноземов, которые в течение длительного времени являются источником токсичных элементов, поступающих в экосистемы и природные почвы, что приводит к интоксикации населения. Наиболее опасными являются соединения мышьяка, свинца, сурьмы, кадмия, цинка, обладающие высокой канцерогенной активностью, приводящие к тератогенным эффектам, отличающиеся иммуносупрессор-

ными свойствами, особенно при комплексном воздействии. Длительное воздействие избытка лития, индия, олова и вольфрама изучено мало, что также может приводить к усилению негативного техногенного воздействия на организм человека. Многие хронические заболевания имеют длительный латентный период между экспозицией и клинически выраженными проявлениями, что усложняет проблему установления связей между факторами окружающей среды и нарушениями в состоянии здоровья, поэтому увеличение распространенности какой-либо патологии в той или иной популяции может рассматриваться как показатель воздействия токсичных веществ.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В.А., Алексеев А.В.** Химические элементы в геохимических системах. Кларки почв селитренных ландшафтов. Ростов н/Д : Изд-во Южн. федер. ун-та, 2013. С. 86–89.
- Биогеохимический мониторинг** в районах хвостохранилищ горнодобывающих предприятий с учетом микробиологических факторов трансформации минеральных компонентов / под ред. Л.П. Рихванова. Новосибирск : СО РАН, 2017. С. 142–144.
- Иванов Г.М.** Микроэлементы-биофилы в ландшафтах Забайкалья. Улан-Удэ : БНЦ СО РАН, 2007. С. 215.
- Касимов Н.С., Власов Д.В.** Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2015. № 2. С. 7–17.
- Михайлова Л.А., Солодухина М.А., Алексеева О.Г., Бурлака Н.М., Лапа С.Э.** Гигиеническая оценка содержания химических веществ в почве горнопромышленных районов Забайкальского края // Гигиена и санитария. 2019. Т. 98, № 4. С. 400–410.
- Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С., Башаркевич И.Л., Онищенко Т.Л., Павлова Л.Н., Трефилова Н.Я., Ачкасов А.И., Саркисян С.Ш.** Геохимия окружающей среды. М. : Недра, 1990. 335 с.
- Самофалов И.А.** Современные проблемы классификации почв : учеб. пособие. Пермь : Пермская ГСХА, 2012. 175 с.
- Hakanson L.** Ecological risk index for aquatic pollution control, a sedimentological approach // Water Research. 1980. V. 14. P. 975–1001.
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D.** PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4, No. 1. 9 p. URL: http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm
- Muller G.** Index of geo-accumulation in sediments of the Rhine river // Geo Jour. 1969. V. 2. P. 108–118.
- Zoller W.H., Gladney E.S., Duce R.A.** Atmosphere concentrations and sources of trace metals at the South Pole // Science. 1974. V. 183. P. 199–201.

Авторы:

Солодухина Мария Анатольевна, кандидат географических наук, научный сотрудник лаборатории геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской академии наук, Чита, Россия.
E-mail: mabn@ya.ru

Бондаревич Евгений Александрович, кандидат биологических наук, доцент кафедры химии и биохимии, Читинская государственная медицинская академия, Чита, Россия.
E-mail: bondarevich84@mail.ru

Михайлова Лариса Альфредасовна, кандидат медицинских наук, заведующая кафедрой гигиены, Читинская государственная медицинская академия, Чита, Россия.
E-mail: mihailova-la@mail.ru

Витковский Юрий Антонович, доктор медицинских наук, заведующий кафедрой нормальной физиологии, Читинская государственная медицинская академия, Чита, Россия.
E-mail: yuvitkovsky@rambler.ru

Филенко Роман Андреевич, научный сотрудник лаборатории геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской академии наук, Чита, Россия.
E-mail: filrom@yandex.ru

Geosphere Research, 2021, 1, 87–93. DOI: 10.17223/25421379/18/7

М.А. Solodukhina¹, Е.А. Bondarevich², Л.А. Mikhailova², Yu.A. Vitkovsky², R.A. Filenko¹

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

²*Chita State Medical Academy, Chita, Russia*

ECOLOGICAL AND GEOCHEMICAL ASSESSMENT OF THE DISTRIBUTION OF TOXIC ELEMENTS IN THE SOIL COVER IN THE IMPACT ZONE OF A MINING AND PROCESSING PLANT (USING THE EXAMPLE OF THE KHAPCHERANGINSKY MINING AND PROCESSING PLANT (TRANSBAIKAL TERRITORY))

The paper presents data on the level of contamination of soil cover and technozems approximately the Khapcheranginsky mining and processing plant with 53 chemical elements. For more than 40 years, the enterprise has not been functioning, and processed rocks

are stored on the surface, causing powerful technogenic pollution of the area. Reclamation measures have not been carried out, and tailings are not being properly operated. When analyzing the level of pollution in the settlement, it was found that in the technogenic zone the arsenic content exceeded the Threshold Limit Value (TLV) by 130 times (26 times the excess of the Approximate allowable concentrations (AAC), cadmium – 5,7 AAC, copper - 42 TLV, lead – 26,6 TLV (6,6 AAC), antimony – 1,7 TLV, zinc – 81,5 TLV (8,5 AAC). For the residential zone, excess of standard values was noted for the following elements: arsenic – 20-fold excess of TLV (4 AAC), copper – 17 TLV, lead – 3 TLV, antimony – 1.8 TLV, zinc – 14,5 TLV (1,5 AAC)) For the background territory, an excess of Threshold Limit Value (TLV) for arsenic (13-fold) and zinc (4 TLV) was noted, but this is probably due to the natural geochemical features of this region of southern Transbaikalia. The total pollution by the value of the Saeta index (Z_c) in the tailings area was 269,6 units, which characterizes the technogenic zone as extremely polluted, the residential zone had a coefficient value of 75,6, and the background zone – 27,7, which indicates a high level of soil contamination chemical elements, some of which are highly toxic. The main contribution to the total pollution index, according to the pollution index, belonged to the elements: As, Bi, Cd, Cu, In, Li, Pb, Sb, Sn, W, Zn, the contents of which in the conditions of the technogenic zone of the village of Khapcheranga are many times higher than the standard values. In terms of the geoaccumulation index (Igeo), the most significant toxic elements in the composition of technozems were arsenic and lead. The same elements together with tin had critical values in terms of the soil enrichment factor (EF (Pb) = 68,3, EF (As) = 61,6, EF (Sn) = 32,4), especially in the conditions of the technogenic zone. Thus, in the territory of the village of Khapcheranga and its environs, geochemical anomalies of natural and technogenic origin with an increased content of heavy metals (zinc, antimony, lead, cadmium) and arsenic, which have high carcinogenic activity, leading to teratogenic effects with immunosuppressive properties, were formed with complex exposure

Keywords: *Khapcheranga, geoaccumulation index, enrichment index, technozems*

References

- Alekseenko V.A., Alekseenko A.V. *Himicheskie elementy v geohimicheskikh sistemah. Klarki pochv selitebnykh landshaftov* [Chemical elements in geochemical systems. The abundances in urban soils]. Rostov-on-Don: Southern Federal University Press, 2013. pp. 86–89. In Russian
- Biogeochemicheskij monitoring v rajonah hvostohranilishch gornodobyvayushchih predpriyatij s uchyotom mikrobiologicheskikh faktorov transformacii mineral'nykh komponentov* [Biogeochemical monitoring of tailings of mining industry, taking into account microbiological factors of the mineral component transformation]. Editor Rihvanov L.P. Novosibirsk: SB RAS Press, 2017. pp. 142–143. In Russian
- Ivanov G.M. *Mikroelementy-biofily v landshaftah Zabajkal'ya* [Trace elements-biophiles in landscapes of Transbaikalia]. Ulan-Ude: Buryat Scientific Center SB RAS, 2007. p. 215. In Russian
- Kasimov N.S., Vlasov D.V. *Klarki himicheskikh elementov kak etalony sravneniya v ekogeohimii* [Clarks of chemical elements as comparison standards in ecogeochemistry] // Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya, 2015 (2). pp. 7–17. In Russian
- Mikhailova L.A., Solodukhina M.A., Alekseeva O.G., Burlaka N.M., Lapa S.E. *Gigienicheskaya ocenka sodержaniya himicheskikh veshchestv v pochve gornopromyshlennykh rajonov Zabajkal'skogo kraja* [Hygienic assessment of the content of chemicals in the soil of mining areas of the Trans-Baikal region] // Gigiena i Sanitariya. 2019. V. 98. No 4. pp. 400–410. In Russian doi: 10.18821/0016-9900-2019-98-4-400-410
- Sayet Yu.E., Revich B.A., Yanin E.P., Smirnova R.S., Basharkevich I.L., Onishchenko T.L., Pavlova L.N., Trefilova N.Ya., Achkasov A.I., Sarkisyan S.Sh. *Geohimiya okruzhayushchej sredy* [Geochemistry of the environment]. Moscow: Nedra, 1990. 335 p. In Russian
- Samofalova I.A. *Sovremennyye problemy klassifikacii pochv: uchebnoe posobie* [Modern problems of soil classification]. Perm: Perm SAIA, 2012. 175 p. In Russian
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 2001. V. 4. No 1. 9 p. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm
- Hakanson L. Ecological risk index for aquatic pollution control, a sedimentological approach // *Water Research*. 1980. V. 14. pp. 975–1001.
- Muller G. Index of geo-accumulation in sediments of the Rhine river // *Geo Journal*. 1969. V. 2. pp. 108–118.
- Zoller W.H., Gladney E.S., Duce R.A. Atmosphere concentrations and sources of trace metals at the South Pole // *Science*. 1974. V. 183. pp. 199–201.

Author's:

Solodukhina Maria A., Cand. Sci. (Geogr.), Researcher, Laboratory of Geochemistry and Ore Genesis Institute, Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Chita, Russia.

E-mail: mabn@ya.ru

Bondarevich Evgeny A., Cand. Sci. (Biology), Associate Professor, Department of Chemistry and Biochemistry, Chita State Medical Academy, Chita, Russia

E-mail: bondarevich84@mail.ru

Mikhailova Larisa A., Cand. Sci. (Medicine), Head of the Department of Hygiene, Chita State Medical Academy, Chita, Russia.

E-mail: mihailova-la@mail.ru

Vitkovsky Yuri A., MD, Professor, Head of the Chair of Normal Physiology, Chita State Medical Academy, Chita, Russia.

E-mail: yuvitkovsky@rambler.ru

Filenko Roman A., Researcher, Laboratory of Geochemistry and Ore Genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Chita, Russia.

E-mail: filrom@yandex.ru

ГИДРОЛОГИЯ

УДК 502/504: 556.535.5

ПРОЯВЛЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ЛЕДОВОМ РЕЖИМЕ РЕК БАССЕЙНА р. ДЕБЕД (АРМЕНИЯ)

В.Г. Маргарян¹, Д.А. Вершинин²

¹Ереванский государственный университет, Ереван, Армения

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия



Рассматриваются закономерности динамики основных характеристик (продолжительность периода с ледовых явлений и ледостава, даты начала и окончания ледовых явлений) ледового режима рек бассейна р. Дебед в соответствии с изменениями климатических условий за период наблюдений 1939–2018 гг. В качестве исходного материала использованы данные фактических наблюдений Центра гидрометеорологии и мониторинга ГНКО Министерства окружающей среды Республики Армения за ледовыми явлениями рек бассейна р. Дебед. Исследование выполнено для 15 пунктов на реках бассейна р. Дебед по продолжительным рядам данных наблюдений.

Ключевые слова: характеристики ледового режима, ледовые явления, изменение климата, временные изменения, бассейн р. Дебед.

Введение и постановка проблемы

Оценка закономерностей динамики основных характеристик ледового режима рек бассейна р. Дебед является важной научно-практической задачей, связанной с планированием и реализацией водохозяйственных мероприятий, практическим использованием рек, разработкой стратегий рационального использования и защиты водных ресурсов, изменением климата. Когда температура воздуха опускается ниже 0 °С, наблюдается переход части водной массы из жидкой фазы в твердую – на реках появляются ледовые явления.

Бассейн р. Дебед (рис. 1) почти полностью занимает Лорийскую область Республики Армения (РА). Он находится на севере республики – между 40°41'–41°18' северной широты и 43°55'–44°57' восточной долготы и занимает площадь в пределах республики 3 790 км² (4 080 км² – за ее пределами). Здесь, в нижнем течении р. Дебед, находится самая низкая точка (375 м) территории РА. Разница в высотах превышает 2 800 м [Маргарян, 2018]. Бассейн отличается значительной расчлененностью рельефа, имеются каньоны, достигающие 300 м глубины (каньон р. Дебед), и отдельные массивы горвысотой более 2 500 м.

В бассейне р. Дебед преобладают водоупорные породы складчатых и складчато-глыбовых хребтов Малого Кавказа, по этой причине здесь велика роль поверхностной составляющей стока. Только в местах нижнего течения рек, где распространены слабосвязанные, хрупкие породы, накапливающиеся в

водоносных горизонтах воды, иногда формируют артезианские бассейны. Водопроницаемые горные породы вулканического происхождения главным образом распространены в бассейне р. Дзорагет. Из-за пористости и сильной трещиноватости большая часть атмосферных осадков просачивается и, в основном, в виде крупных источников разгружается в верхнем и среднем течениях р. Дзорагет, чем и обусловлен слабый поверхностный сток.

Изучаемая территория выделяется весьма развитой гидрографической сетью – средняя густота речной сети составляет 0,92 км/км² [Мнацаканян, Тадевосян, 2007]. Водные ресурсы, в первую очередь, представлены поверхностными водами: основной водной артерией является р. Дебед со своими многочисленными притоками. Дебед – самая полноводная река Армении образуется в результате слияния двух крупных притоков – рек Памбак и Дзорагет на высоте 870 м. Река Памбак (длина – 84 км, площадь водосборного бассейна – 1 370 км², средний уклон бассейна – 13 %) считается основным притоком р. Дебед и его верхним течением. Длина р. Дебед с притоком р. Памбак составляет 176 км (в пределах республики – 154 км). Река Дзорагет имеет протяженность 67 км, площадь водосборного бассейна – 460 км², средний уклон бассейна – 22 %.

Ледовый режим рек Армении мало изучен. Это касается и изучаемой территории. Большой вклад в изучение ледового режима рек внесли С.Я. Вартазаров [Вартазаров, 1946], М.В. Шагинян [Ресурсы..., 1973] и другие ученые.

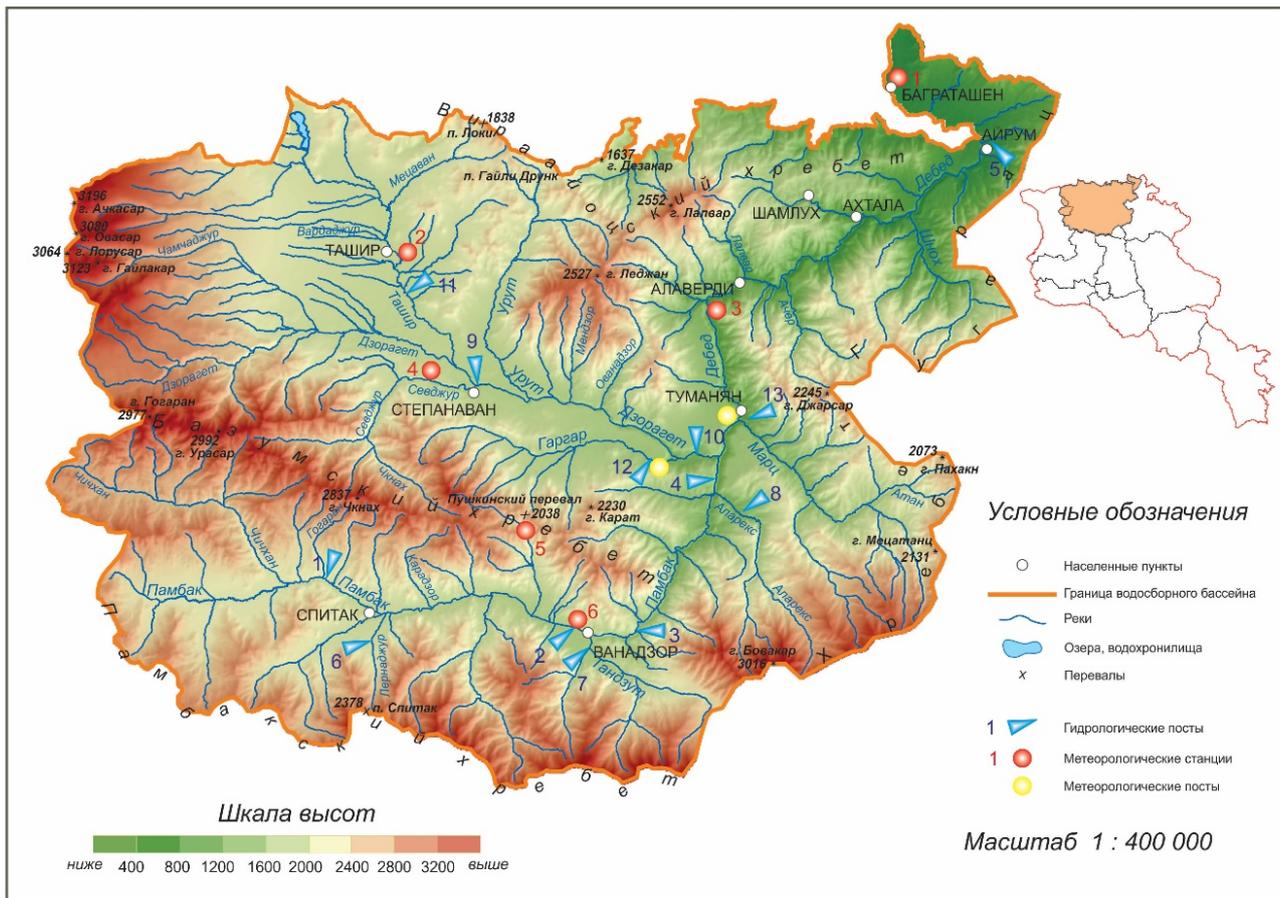


Рис. 1. Сеть метеорологических станций и гидрологических постов в бассейне р. Дебед

Метеорологические станции: 1) Баграташен; 2) Ташир; 3) Одзун; 4) Степанаван; 5) Пушкинский перевал; 6) Ванадзор. Гидрологические посты: 1) р. Памбак – п. Ширакамут; 2) р. Памбак – п. Ванадзор; 3) р. Памбак – п. Мегрут; 4) р. Памбак – п. Туманян; 5) р. Дебед – п. Айрум; 6) р. Аджигара – п. Лернапат; 7) р. Тандзут – п. Ванадзор; 8) р. Аларекс – п. Дебед; 9) р. Дзорагет – п. Степанаван; 10) р. Дзорагет – п. Гаргар; 11) р. Ташир – п. Саратовка; 12) р. Гаргар – п. Куртан; 13) р. Марцигет – п. Туманян

Fig. 1 Network of meteorological and hydrological stations in the Debed basin

Meteorological stations: 1) Bagratashen; 2) Tashir; 3) Odzun; 4) Stepanavan; 5) Pushkin Pass; 6) Vanadzor. Gauging stations: 1) Pambak – Shirakamut; 2) Pambak – Vanadzor; 3) Pambak – Meghрут; 4) Pambak – Tumanyan; 5) Debed – Ayrum; 6) Hajigara – Lernapat; 7) Tanzut – Vanadzor; 8) Alarex – Debed; 9) Dzoraget – Stepanavan; 10) Dzoraget – Gargar; 11) Tashir – Saratovka; 12) Gargar – Kurtan; 13) Marciget – Tumanyan

До настоящего времени публикация С.Я. Вартазарова «Ледовый режим рек Армении», опубликованная в 1946 г., является единственной работой, которая полностью посвящена этой теме. По результатам многолетних исследований опубликованы монографии [Ресурсы... 1969, 1973; Гидрография... 1981], в которых также обсуждаются вопросы, касающиеся ледового режима рек Армении. Нами впервые была сделана попытка оценить ледовый режим рек бассейна р. Дебед, используя длительный ряд данных инструментальных наблюдений (1939–2018 гг.).

Учитывая вышеизложенное, цель настоящего исследования – оценить влияние изменений климата

на ледовый режим рек бассейна р. Дебед. В работе поставлены и решены следующие задачи: оценить тенденции трансформации основных характеристик ледового режима в условиях изменения климатических характеристик, выявить, проанализировать и оценить особенности временных колебаний атмосферных осадков, температуры воздуха и воды.

Методика исследования и фактический материал

К качеству исходных материалов в работе использованы фактические наблюдения за ледовым режимом рек бассейна р. Дебед (в пределах территории РА) за 1939–2018 гг., температурой воды и воз-

духа, атмосферными осадками за период с ноября по март. В настоящее время действуют всего шесть метеорологических станций и 13 водомерных постов, данные которых и были использованы в исследовании. Также были использованы данные р. Чичхан – п. Дзорашен и р. Дзорагет – п. Катнарат, несмотря на то, что они действовали в 1979–1999 и 1949–1988 гг. соответственно. Выборка данных по ледовым явлениям производилась за гидрологический год, т.е. с осени предыдущего года до весны данного года (XI–III) из ежегодников.

Были использованы материалы наблюдений гидрологических постов с 1938 г., опубликованные, главным образом, в Гидрологических ежегодниках. В более ранних изданиях («Сведения об уровне воды», «Материалы по режиму рек СССР») ледовые явления полностью не учитывались. Также проанализированы и обобщены соответствующие научные источники [Ресурсы..., 1969, 1973; Гидрография... 1981; Донченко, 1987; Методические..., 1981].

За дату начала осенних ледовых явлений принимается дата образования устойчивых заберегов или первый день появления шугохода, ледохода, ледостава, в зависимости от того, какое из этих явлений наступило раньше. Случаи, когда первые ледяные образования наблюдались всего в течение 2–3 сут, после чего наступал длительный (10 сут и более) период с отсутствием ледовых явлений, во внимание не принимались. За дату окончания ледовых явлений (весеннего ледохода) принимается последняя дата, когда они наблюдались. Не принимается во внимание нехарактерный, случайный ледоход продолжительностью 1–2 сут, являющийся следствием сброса задержавшегося льда и т.п. Число суток с ледовыми явлениями и продолжительность ледостава подсчитывалось для каждого года только по фактическому числу суток, в течение которых наблюдались ледовые явления, исключая сутки с чистой водой. Если явление отмечалось менее, чем в 50 % случаев, в строке «средняя» вместо даты наступления явления поставлен знак «Нб» – нет наблюдений, а рядом в скобках – число лет, в течение которых явление отсутствовало, в процентах от общего числа лет наблюдений [Методические..., 1981].

В работе применялись следующие методы: математико-статистический, экстраполяции, интерполяции, анализа, аналогии, картографический.

Результаты и обсуждение

Исследования показывают, что характер ледовых образований на реках изучаемой территории весьма разнообразен из-за различия климатических, морфометрических и гидравлических условий. Как правило, разнообразие климатических условий при высокой расчлененности рельефа территории, морфо-

метрических и гидравлических условий горных рек обуславливает различные формы ледовых образований и характер ледового режима даже на протяжении одной и той же реки. Турбулентное перемешивание воды горных рек или на горных участках рек вызывает охлаждение воды и образование первичных кристаллов льда по всей толщине потока. Но из-за больших скоростей течения ледостав наблюдается только в суровые зимы на плесовых участках в течение кратковременного периода.

На изучаемой территории на большинстве рек происходят различные ледовые явления разных масштабов и продолжительности (забереги, шуга, ледостав, шугоход и т.д.), почти отсутствуют весенний и осенний ледоход, заторы и зажоры. При том преобладают забереги, шугоход. Забереги имеют почти повсеместное распространение. Разные ледовые явления иногда чередуются на разных участках реки, часто наблюдаются вместе, сменяя друг друга в течение зимнего периода, или прерываются на периоды, свободные ото льда.

В зависимости от географического и высотного положения водосборов и типа питания реки по характеру ледового режима можно разделить на три группы (табл. 2): 1) реки с устойчивым ледоставом; 2) реки с неустойчивым ледоставом; 3) реки без ледовых явлений [Ресурсы..., 1969, 1973]. К первой группе относятся р. Гаргар – п. Куртан, ко второй группе – все остальные реки-посты. Согласно «Методическим указаниям по ведению Государственного водного кадастра» [Методические..., 1981], ледовые явления можно представить в виде таблиц двух форм (А и Б). Форму А (полную) – для рек с устойчивым ледоставом и форму Б (сокращенную) – для рек с неустойчивым ледоставом. На изучаемой территории в форму А включен только водомерный пост Куртан на р. Гаргар (см. табл. 1), все остальные водомерные посты включены в форму Б (табл. 2).

В табл. 3 содержатся сведения о средних, ранних и поздних сроках наступления и окончания ледовых явлений, а также о числе дней со всеми ледовыми явлениями и числе дней с ледоставом по пунктам за период с начала наблюдений по 2018 г. В таблицу по рекам бассейна р. Дебед не включены пункты с кратковременными и не ежегодно наблюдающимися ледовыми явлениями. Выяснилось, что в среднем в речном бассейне образование ледовых явлений обычно начинается со второй декады ноября до третьей декады декабря и заканчивается с третьей декады февраля по третью декаду марта. Число дней с ледовыми явлениями колеблется в среднем от 60 до 114, а число дней с ледоставом – от 0 до 54.

Таблица 1

Ледовые явления на реках с устойчивым ледоставом (р. Гаргар – п. Куртан)

Table 1

Ice phenomena on the rivers with a stable ice cover (Gargar – Kurtan)

Характеристика	Дата					Продолжительность, дни				
	Начала осенних ледовых явлений	Начала осеннего ледохода	Начала ледостава	Начала весеннего ледохода	Окончания ледовых явлений	Характеристика	Осеннего ледохода (шугохода)	Весеннего ледохода (шугохода)	Ледостава	Всех ледовых явлений
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Средняя</u> % случаев	<u>08.12</u> 97 %	<u>Нб</u> 95 %	<u>Нб</u> 60 %	<u>Нб</u> 60 %	<u>11.03</u> 97 %	<u>Средняя</u> % случаев	–	–	<u>62</u> 54 %	<u>94</u> 76 %
<u>Ранняя</u> Год	<u>07.11</u> 1973	–	<u>01.12</u> 1982	<u>17.01</u> 2013	<u>11.02</u> 1987	<u>Наибольшая</u> Год	–	–	<u>102 (95)</u> 1976	<u>148 (99)</u> 2004
<u>Поздняя</u> Год	<u>21.01</u> 1994	–	<u>21.01</u> 2011	<u>18.03</u> 2012	<u>06.04</u> 2004	<u>Наименьшая</u> % случаев	–	–	<u>0</u> 60 %	<u>0</u> 3 %

Примечание. *Продолжительность фаз ледового режима (графы 10 и 11) для рек с устойчивым ледоставом вычисляется по разности дат начала и конца явления, т.е. за календарные сроки, включающие и даты, когда ледовые явления отсутствовали. Рядом в скобках приводится фактическая продолжительность ледовых явлений.

Note. * The duration of the phases of the ice regime (columns 10 and 11) for rivers with stable ice cover is calculated by the difference between the dates of the beginning and end of the phenomenon, i.e., for calendar periods, including dates when there were no ice phenomena. Nearby in parentheses the actual duration of ice events is shown.

Таблица 2

Ледовые явления на реках с неустойчивым ледоставом (р. Марцигет – п. Туманян)

Table 2

Ice phenomena on the rivers with unstable ice cover (Martsiget – Tumanyan)

Характеристика	Дата		Продолжительность, дни		
	Начала ледовых явлений	Окончания ледовых явлений	Характеристика	Ледовых явлений	Ледостава
1	2	3	4	5	6
<u>Средняя</u>	<u>12.12</u>	<u>02.03</u>	<u>Средняя</u>	<u>63</u>	<u>33</u>
<u>Ранняя</u> Год	<u>10.11</u> 1956	<u>28.01</u> 2015	<u>Наибольшая</u> Год	<u>110</u> 1954	<u>88</u> 1954
<u>Поздняя</u> Год	<u>17.01</u> 1997	<u>30.03</u> 1957	<u>Наименьшая</u> % случаев	<u>0</u> (4 %)	<u>0</u> (31 %)

Таблица 3

Основные характеристики ледового режима

Table 3

The main characteristics of the ice regime

Река – пункт	Период наблюдений, годы	Дата ледовых явлений						Средняя продолжительность, дни	
		Начало			окончание			ледовых явлений	ледостава
		средняя	ранняя	поздняя	средняя	ранняя	поздняя		
1	2	3	4	5	6	7	8	9*	10
Памбак – Ширакамут	1939–88; 1990–2018	14.12	03.11	06.02	15.03	01.02	17.04	66	0 (100 %)
Памбак – Ванадзор	1975–2018	Нб (66 %)	13.11	07.02	Нб (66 %)	14.01	21.03	0 (65 %)	0 (100 %)
Чичхан – Дзорашен	1979–1988; 1990–1999	18.11	01.11	19.12	23.03	08.03	15.04	115	18 (43 %)
Аджигара – Лернапат	1965–1988; 1996–2018	18.12	19.11	20.01	28.02	17.01	17.04	57	0 (98 %)
Аларекс – Дебед	1960–1965; 1972–2018	18.02	27.11	27.01	05.03	18.01	06.04	69	41 (32 %)
Дзорагет – Катнарат	1949–1988	04.12	22.10	19.12	30.03	14.02	17.04	97	40 (62 %)
Гаргар – Куртан	1961–2018	08.12	07.11	21.01	12.03	11.02	06.04	76	54 (40 %)
Марцигет – Туманян	1939–1944; 1946–2018	11.12	10.11	17.01	02.03	28.01	30.03	63	33 (69 %)

Примечание. * В графе 9 проценты означают число лет, в течение которых явление присутствовало, в процентах от общего числа лет наблюдений.

Note. * In column 9 percent means the number of years during which the phenomenon was present, as a percentage of the total number of years of observation.

Ледовые явления рек бассейна р. Дебед в значительной степени зависят от высотного положения водосборов. Согласно этой зависимости, выделены два района: 1) бассейн р. Памбак и 2) бассейны рек Дзорагет и Дебед ниже слияния р. Памбак и р. Дзорагет. В первом районе вертикальный градиент даты начала ледовых явлений составил около 7 дней/100 м, даты конца ледовых явлений – 5 дней/100 м, а продолжительности ледовых явлений – 14 дней/100 м. Во втором районе вертикальный градиент, соответственно, составил около 3,3 и 6 дней/100 м.

В работе исследована динамика изменения дат начала и конца ледовых явлений, продолжительности ледовых явлений и ледостава реки бассейна р. Дебед. На рис. 2 представлена динамика изменения ледовых явлений на примере водомерного поста Куртан на р. Гаргар. С 1960-х гг. четко виден перелом в тенденции изменений характеристик ледового режима в середине 1990-х гг. Поэтому тренды ледовых явлений представлены двумя линиями: за период 1966–1995 гг. и 1996–2018 гг., так как, начиная с 1995 г., в Армении отклонения температуры воздуха от таковых за стандартный период только положительные, т.е. потепление климата стало более очевидным [Second..., 2010]. Видно, что тренд начала ледовых явлений во всех обозначенных периодах положителен, а тренд конца и продолжительности ледовых явлений – отрицателен. Таким образом, в условиях изменения климата в бассейне р. Дебед наблюдается сдвиг начала ледовых явлений на более поздние сроки (запоздание) и сдвиг сроков окончания ледовых явлений на более ранние, что обуславливает сокращение продолжительности ледостава и ледовых явлений (особенно начиная с 1995 г.). Подобная ситуация свойственна также некоторым другим рекам на территории СНГ [Филатов и др., 2012; Агафонова и др., 2014; Вуглинский, 2014; Маргарян, 2016; Зуев и др., 2019; Лобанов и Горошкова, 2019; Сумачев, 2019; Magnuson et al., 2000; Frolova et al., 2011]. Однако на реках арктической зоны европейской территории России увеличивается продолжительность замерзания и шугохода, практически для всех постов отмечается увеличение продолжительности вскрытия [Агафонова и др., 2016].

Для оценки влияния изменений климата на ледовый режим рек изучаемой территории использовались также данные о температурах воды и воздуха, атмосферных осадков, речного стока за период с ноября по март. Средняя месячная температура воды во всех действующих створах рек бассейна р. Дебед за период с ноября по март положительна и колеблется в пределах от 0,4 до 7,2 °С (табл. 4). Что касается температуры воздуха (табл. 5), то отметим, что наблюдаются и отрицательные значения, за исключением метеостанции Баграташен. Так, среднемесячные температуры за ноябрь–март колеблются в пределах от –6,4 °С (Пушкинский перевал) до 7,1 °С (Баграташен). Среднемесячный слой атмосферных

осадков колеблется в пределах от 14,5 мм (Одзун) до 60,7 мм (Пушкинский перевал).

Оценены изменения среднезимней (ноябрь – март) (рис. 3, *a*) и среднегодовой (рис. 3, *b*) температуры воздуха для всей территории бассейна р. Дебед. Так как метеорологические станции начинали свою деятельность в разное время (например, метеостанция Пушкинский перевал действует с 1963 г.), то средняя температура воздуха за ноябрь – март и за год для всей территории рассчитана с 1964 г.

Изменения тренда температуры воздуха и воды также представлены двумя линиями: за период 1966–1995 гг. и 1996–2018 гг. Видно, что тренд температуры воздуха только положителен. Однако за период 1966–1995 гг. скорость годового потепления (+0,29 °С/10 лет) выше зимнего (+0,07 °С/10 лет), а за период 1996–2018 гг. – скорость годового потепления (+0,24 °С/10 лет) меньше зимнего (+0,27 °С/10 лет). Значительный рост температуры воздуха наблюдается особенно за период 1996–2018 гг. В среднем по бассейну р. Дебед с 1966 по 1995 г. температура воздуха за ноябрь – март повысилась на 0,20 °С, а с 1996 по 2018 г. – на 0,78 °С. Так, видно, что наиболее существенно температура воздуха возрастала в 1996–2018 гг., т.е. начиная с 1996 г. отмечается устойчивый рост температуры воздуха. Подобная ситуация наблюдалась также на территории Кавказа [Абдулжалимов и др., 2015; Sylvén et al., 2008; Armenia's..., 2015]. Статистический анализ изменений метеорологических характеристик показал увеличение средней температуры воздуха в холодное время года и для всей европейской части России [Филатов и др., 2012]. Исследование также показало, что на рассматриваемой территории отмечаются положительные тенденции осадков в холодное время года.

Как видно, тренд температуры воды за период 1966–1995 гг. отрицателен, а за период 1996–2018 гг. – положителен. При этом скорость потепления (+0,44–0,45 °С/10 лет) почти та же самая и за ноябрь – март (рис. 3, *c*), и за год (рис. 3, *d*). В среднем по бассейну р. Дебед с 1966 по 1995 г. температура воды за ноябрь – март снизилась на 0,15 °С, а за год – на 0,21 °С. С 1996 по 2018 г. температура воды за ноябрь – март повысилась на 1,31 °С, а за год – на 1,01 °С.

Тренд атмосферных осадков также за период 1966–1995 гг. отрицателен, а за период 1996–2018 гг. – положителен. При этом за год (рис. 3, *e*) скорость снижения атмосферных осадков (–45,2 мм/10 лет) выше, чем за ноябрь – март (рис. 3, *d*). В среднем по бассейну р. Дебед с 1966 по 1995 г. количество атмосферных осадков за ноябрь – март снизилось на 5,74 мм, а за год – на 104 мм.

За год скорость повышения количества атмосферных осадков (+30,2 мм/10 лет) выше, чем за ноябрь – март (+5,34 мм/10 лет). С 1996 по 2018 г. количество атмосферных осадков за ноябрь – март повысилось на 15,5 мм, а за год – на 69,5 мм.

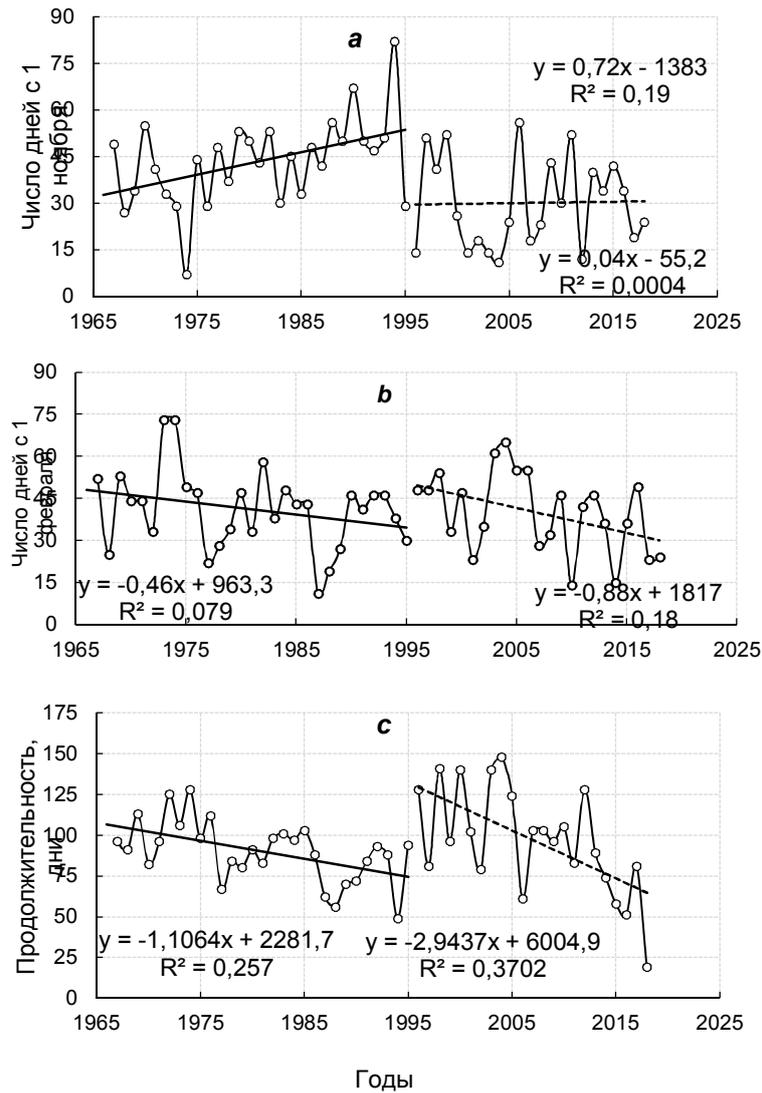


Рис. 2. Динамика изменения начала ледовых явлений (а), конец (b) и продолжительности ледовых явлений (с) р. Гаргар – п. Куртан

Fig. 2. Ice phenomena dynamics: the onset (a), the end (b), and duration (c) of ice phenomena on the River Gargar – Kurtan

Таблица 4

Значения средних температур воды

Table 4

The average water temperatures

Река – пункт	Месяц					Средняя
	XI	XII	I	II	III	
Памбак – Ширакамут	3,2	1,6	1,0	1,3	2,6	1,9
Памбак – Ванадзор	6,1	3,4	2,4	2,9	5,0	4,0
Памбак – Мегруг	7,2	4,3	3,2	3,8	5,7	4,8
Памбак – Туманян	6,4	3,3	2,1	2,8	5,1	3,9
Дебед – Айрум	7,1	3,8	2,8	3,8	6,4	4,8
Аджигара – Лернапат	4,2	1,8	1,1	1,5	3,2	2,4
Тандзут – Ванадзор	4,8	2,7	2,0	2,1	3,0	2,9
Аларекс – Дебед	3,2	1,0	0,4	0,6	2,1	1,5
Дзорагет – Степанаван	5,4	3,3	2,7	3,0	4,4	3,8
Дзорагет – Гаргар	5,6	3,1	2,3	2,9	4,8	3,7
Ташир – Саратовка	5,9	4,0	3,5	3,6	4,9	4,4
Гаргар – Куртан	4,4	1,7	0,7	0,9	3,0	2,1
Марцигет – Туманян	4,5	1,3	0,5	0,9	3,2	2,1

Значения температуры воздуха и суммы атмосферных осадков

Table 5

Air temperatures and precipitation sums

Метеостанция	Месяц					Средняя	Месяц					Сумма
	I	II	III	XI	XII		I	II	III	XI	XII	
	Температура воздуха, °С						Атмосферные осадки, мм					
Баграшашен	0,7	2,2	6,2	7,1	2,5	3,7	31,7	18,4	19,9	23,8	39,1	133
Ташир	-4,6	-3,9	-0,1	2,2	-2,4	-1,8	31,8	18,6	20,6	27,5	38,7	137
Одзун	-0,9	0,0	3,3	5,1	1,0	1,7	28,6	14,5	19,2	24,6	34,2	121
Степанаван	-3,6	-2,6	1,0	3,2	-1,5	-0,7	32,6	20,2	19,4	27,3	39,2	139
Пушкинский перевал	-6,4	-5,9	-2,3	0,6	-4,1	-3,6	42,3	28,6	32,3	40,6	60,7	204
Ванадзор	-2,6	-1,8	2,5	4,1	-0,4	0,3	32,5	18,7	19,3	25,6	37,8	134

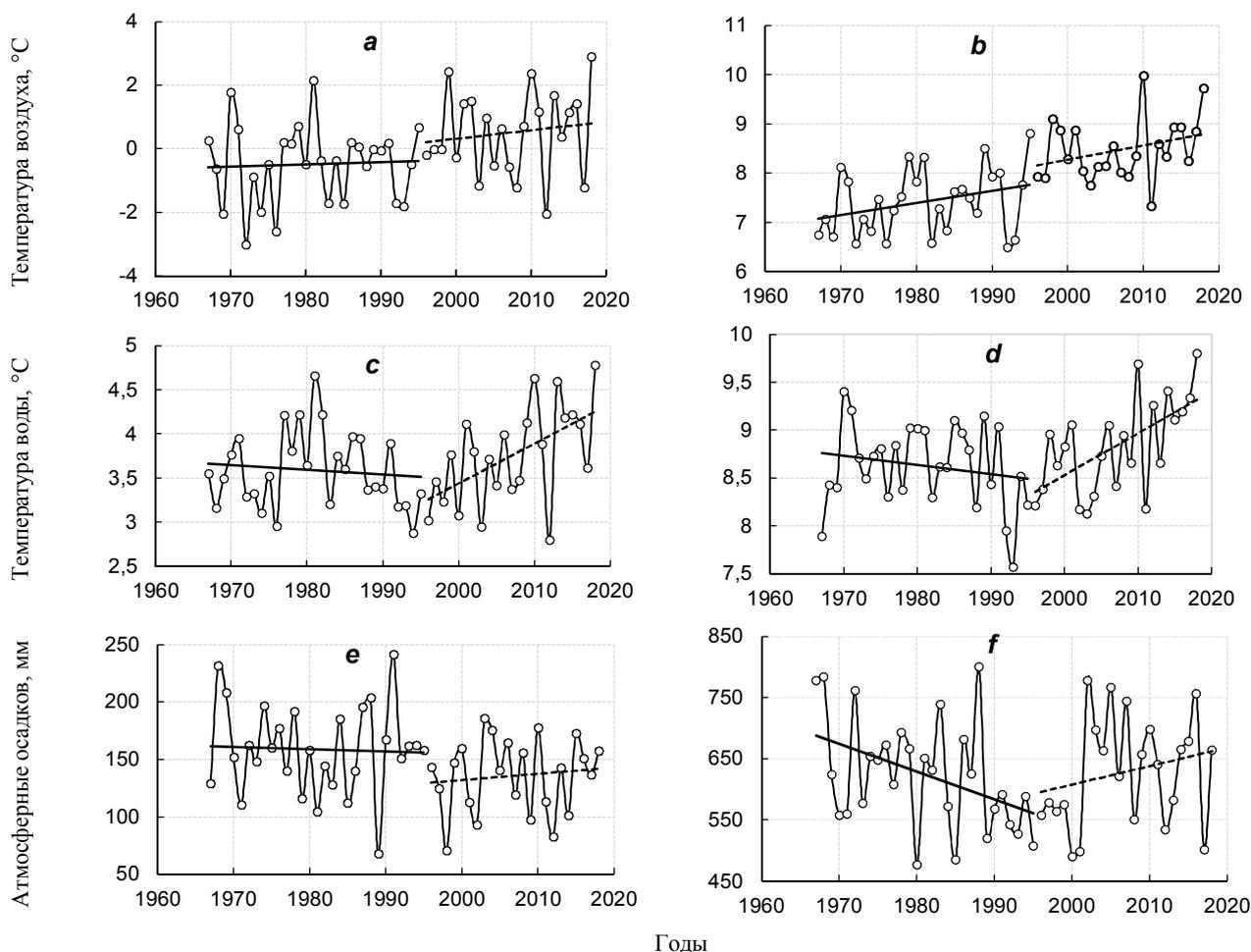


Рис. 3. Многолетние изменения и тренд средней температуры воздуха и воды, атмосферных осадков за ноябрь – март (a, c, e) и за год (b, d, f) в бассейне р. Дебед по всем действующим метеостанциям и водомерным постам

Fig. 3. Long-term changes and the trend of the average air and water temperatures, precipitation sums from November to March (a, c, e), and during the year (b, d, f) in the River Debed basin using the whole data set

Заключение

Учитывая вышеизложенное можно сделать следующие выводы:

1. Большая часть рек бассейна р. Дебед относится к числу рек с неустойчивым ледоставом и незамерзающих рек. Наибольшей продолжительностью ледостава выделяется створ Куртан на р. Гаргар.

2. В среднем образование ледовых явлений начинается со второй декады ноября до третьей декады декабря и заканчивается с третьей декады февраля по третью декаду марта.

3. Ледовый режим рек в значительной степени зависит от средней высоты водосборов. Вертикальный градиент даты начала ледовых явлений в первом районе составил около 7 дней/100 м, даты конца ледовых

явлений – 5 дней/100 м, а продолжительности ледовых явлений – 14 дней/100 м. Во втором районе вертикальный градиент составил около 3, 3 и 6 дней/100 м соответственно.

4. Средняя месячная температура воды за период с ноября по март колеблется в пределах от 0,4 до 7,2 °С, средняя месячная температура воздуха – от –6,4 до 7,1 °С, а месячное количество осадков – от 14,5 до 60,7 мм.

5. Изменения тренда ледовых явлений и гидроклиматических элементов представлены двумя линиями: за период 1966–1995 гг. и 1996–2018 гг.

6. Тренд начала ледовых явлений за период 1966–1995 гг. и 1996–2018 гг. положителен, а тренд окончания и продолжительности ледовых явлений – отрицателен. Это в основном обусловлено тем

обстоятельством, что на изучаемой территории наблюдается рост средней температуры воздуха за период ноябрь – март.

7. Тренд температуры воздуха только положителен, при этом значительный рост температуры воздуха наблюдается особенно за период 1996–2018 гг. Тренд температуры воды и осадков за период 1966–1995 гг. отрицателен, а за период 1996–2018 гг. – положителен.

8. Современные изменения ледового режима происходят в основном под действием меняющихся климатических условий.

С точки зрения изучения ледового режима результаты получились бы намного лучше, если бы на изучаемой территории действовали посты со средней взвешенной высотой более 2 300 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулжалимов А.А., Атаев З.В., Братков В.В.** Современные климатические изменения высокогорных ландшафтов Северо-Восточного Кавказа // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2015. № 2. С. 86–94.
- Агафонова С.А., Айбулатов Д.Н., Фролова Н.Л., Козлов Д.В.** Современное изменение ледового режима рек бассейна Волги // Природообустройство. 2014. № 3. С. 60–62.
- Агафонова С.А., Фролова Н.Л., Василенко А.Н., Широкова В.А.** Ледовый режим и опасные гидрологические явления на реках арктической зоны Европейской территории России // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2016. № 6. С. 41–49.
- Варгазаров С.Я.** Ледовый режим рек Армении // Известия Академии наук Армянской ССР. 1946. № 8. С. 3–24.
- Вуглинский В.С.** Оценка изменений характеристик ледового режима водных объектов для различных регионов страны в современных климатических условиях // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2014. № 3. С. 32–45.
- Гидрография** Армянской ССР. Ереван : Изд-во АН Арм. ССР, 1981. 177 с. На армян. яз.
- Донченко Р.В.** Ледовый режим рек СССР. Л. : Гидрометеиздат, 1987. 242 с.
- Зув В.В., Короткова Е.М., Уйманова В.А.** Водный и ледовый режим реки Майма в условиях современных изменений климата (Горный Алтай) // Водное хозяйство России. 2019. № 5. С. 25–39. DOI: 10.35567/1999-4508-2019-5-2
- Лобанов В.А., Горошкова Н.И.** Характеристики ледового режима рек Республики Саха (Якутия) и их климатические изменения // Ученые записки РГГМУ. 2019. № 55. С. 86–98.
- Маргарян В.Г.** Особенности ледовых явлений и динамика их изменения рек бассейна Дебед (на территории Республики Армения) // Труды V Всероссийской конференции «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 2016. С. 294–301.
- Маргарян В.Г.** Геолого-гидрогеологическое строение и состав почвогрунта речных бассейнов как важный фактор формирования речного стока территории (на примере речного бассейна р. Дебед) // Горные науки и технологии. 2018. № 4. С. 3–9. DOI: 10.17073/2500-0632-2018-4-3-9
- Методические** указания по ведению Государственного водного кадастра. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Раздел 1, вып. 4, ч. 1. Л. : Гидрометеиздат, 1981. 80 с.
- Мнацаканян Б.П., Тадевосян Г.П.** Климат и воды Лори. Ванадзор, 2007. 290 с. На армян. яз.
- Ресурсы** поверхностных вод СССР. Т. 9: Закавказье и Дагестан. Вып. 1: Западное Закавказье / под ред. Г.И. Хмаладзе. Л. : Гидрометеиздат, 1969, 312 с.
- Ресурсы** поверхностных вод СССР. Т. 9: Бассейн р. Аракса. / под ред. А.П. Муранова. М. : Гидрометеиздат, 1973. Вып. 2. 472 с.
- Сумачев А.Э.** Оценка возможности прогнозирования максимального ледоходного уровня воды с использованием максимальной толщины льда на примере рек бассейна Северной Двины // Ученые записки РГГМУ. 2019. № 54. С. 48–57.
- Филатов Н.Н., Назарова Л.Е., Георгиев А.П., Семенов А.В., Анциферова А.Р., Ожигина В.Н., Богдан М.И.** Изменения и изменчивость климата Европейского Севера России и их влияние на водные объекты // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 80–93.
- Armenia's Third National Communication on Climate Change.** Yerevan : Lusabats, 2015. 165 p.
- Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingston D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S.** Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere // Science. 2000. V. 289. P. 1743–1746.
- Frolova N., Agafonova S., Nesterenko D.** Water and ice regimes of the rivers of European Russia under climate change // Hydroclimatology: Variability and Change (Proceedings of symposium J-H02 held during IUGG2011 in Melbourne, Australia, July 2011) (IAHS Publ. 344, 2011). P. 63–68.
- Second National Communication of the Republic of Armenia under the UNFCCC.** Ministry of Nature Protection of the Republic of Armenia, UNDP/GEF Armenia 2010. Yerevan : «Lusabats» Publishing House, 2010, 132 p.
- Sylvén M., Reinvang R., Andersone-Lilley Z.** Climate Change in Southern Caucasus: Impacts on nature, people and society. WWF Norway-WWF Caucasus Programme. July, 2008.

Авторы:

Маргарян Вардуи Гургеновна, кандидат географических наук, доцент, кафедра физической географии и гидрометеорологии, Ереванский государственный университет, Ереван, Армения.

E-mail: vmargaryan@ysu.am

Вершинин Дмитрий Александрович, кандидат географических наук, доцент, кафедра гидрологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: daversh@rambler.ru

Geosphere Research, 2021, 1, 94–103. DOI: 10.17223/25421379/18/8

V.G. Margaryan¹, D.A. Vershinin²

¹Yerevan State University, Yerevan, Armenia

²National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

**MANIFESTATIONS OF CLIMATE CHANGE IN THE ICE REGIME OF THE RIVERS
OF THE DEBED RIVER BASIN (ARMENIA)**

Assessing of the dynamics regularity of the ice regime main characteristics on the Debed River basin rivers is an important scientific and practical issue for water management planning and implementation, water resources rational use and protection, and climate change.

The article highlighted several questions for the whole observation period, the duration of the ice phenomena period and the dates when ice phenomena onset explored. The ice phenomena observations data for the Debed River basin provided by the «Hydrometeorology and Monitoring Center» SNCO of the Ministry of Environment of the Republic of Armenia. The study carried out for 15 locations at the Debed River basin based on a long-term time series (from 1939 up to 2018).

Most of the Debed River basin rivers have unstable ice formation or do not freeze at all.

Ice phenomena on the studied rivers have diverse features due to different climatic, morphometric and hydraulic conditions. Due to the high flow rates, ice is observed only in cold winters on the deep areas for a short period. Most rivers have various ice phenomena with different scales and duration. Also, there are almost no springs and autumn ice run and ice jams, but shore ice distributed wildly. Ice phenomena on rivers largely depend on the catchments altitude. On average for the river basin, ice phenomena usually begin from the second decade of November up to the third decade of December and end from the third decade of February up to the third decade of March.

The changes dynamics in the beginning and end of ice events, the duration of ice events and ice cover at the Debed River basin assessed. Trends for two periods represented: 1966–1995 and 1996–2018. The changes in the dynamics of air and water temperatures, as well as of precipitation studied. The trend of air temperature is only positive, a more intensive increase of air temperature is observed in the period 1996–2018. The trend of water temperature and precipitation for the period 1966–1995 is negative, and for the period 1996–2018 – positive.

It was found that the current changes of the ice regime at the Debed River basin occur mainly under the influence of climate change conditions. In the context of climate change, there are shifts at the beginning of ice events to a later date, and at the end of ice events to an earlier date, which causes an ice phenomena duration reduction (especially since 1994 to 1995).

Keywords: ice phenomena, ice formation, freezing, climate change, Debed River basin.

References

Abdulzhalimov A.A., Ataev Z.V., Bratkov V.V. *Sovremennye klimaticheskie izmeneniya vysokogornyykh landshaftov Severo-Vostochnogo Kavkaza* [Modern climate changes of high-mountain landscapes of the North-Eastern Caucasus] // *Izvestiâ Dagestanskogo gosudarstvennogo pedagogičeskogo universiteta. Serii "Estestvennye i točnye nauk. "Dagestan State Pedagogical University. Journal. Natural and Exact Sciences"*. 2015. No 2. pp. 86–94. In Russian

Agafonova S.A., Aibulatov D.N., Frolova N.L., Kozlov D.V. *Sovremennoye izmeneniye ledovogo rezhima rek basseyna Volgi* [Modern changing ice regime of rivers Volga basin] // *Prirodoobustroystvo. "Environmental Engineering"*. 2014. No 3. pp. 60–62. In Russian.

Agafonova S.A., Frolova N.L., Vasilenko A.N., Shirocova V.A. *Ledovyy rezhim i opasnyye gidrologicheskiye yavleniya na rekakh arkticheskoy zony Yevropeyskoy Territorii Rossii* [Ice regime and dangerous hydrological phenomena on rivers of the arctic zone of European Russia] // *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya. "Moscow university bulletin. Series 5. Geography"*. 2016. No 6. pp. 41–49. In Russian

Vartazarov S.Ya. *Ledovyy rezhim rek Armenii* [Ice regime of the rivers of Armenia] // *Izvestiya Akademii nauk Armyanskoy SSR. "Proceedings of National Academy of Sciences of Armenia"*. 1946. No 8. pp. 3–24. In Russian.

Vuglinskiy V.S. *Otsenka izmeneniy kharakteristik ledovogo rezhima vodnykh ob'yektov dlya razlichnykh regionov strany v sovremennykh klimaticheskikh usloviyakh* [Assessment of change in water bodies ice regime characteristics for different regions of the country in modern climate conditions] // *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Seriya 7. Geologiya. Geografiya. "Bulletin of the St Petersburg University. Series 7. Geology. Geography"*. 2014. No 3. pp. 32–45. In Russian.

Gidrografiya Armyanskoy SSR [Hydrography of ASSR]. Yerevan: Academy of Sciences of ASSR, 1981. 177 p. In Armenian.

Donchenko R.V. *Ledovyy rezhim rek SSSR* [Ice regime of rivers in the USSR]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 312 p. In Russian.

Zuyev V.V., Korotkova E.M., Uymanova V.A. *Vodnyy i ledovyy rezhim reki Mayma v usloviyakh sovremennykh izmeneniy klimata (Gornyy Altay)* [Water and Ice Regime of te Mayma River (the Altay Mountains) in the Context of the Current Climate Change] *Vodnoye khozyaystvo Rossii. "Water Sector of Russia"*. 5. pp. 25–39. In Russian.

Lobanov V.A., Goroshkova N.I. *Kharakteristiki ledovogo rezhima rek Respubliki Sakha (Yakutiya) i ikh klimaticheskoye izmeneniya* [Characteristics of ice regime of the rivers of the Sakha Republic (Yakutia) and their climate changes]. *Uchenyye zapiski RGGMU. "Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University"*. 2019. 55. pp. 86–98. In Russian.

Margaryan V.G. *Osobennosti ledovykh yavleniy i dinamika ikh izmeneniya rek basseyna Debed (na territorii Respubliki Armeniya)* [Features of ice phenomena and its dynamics change of the rivers of Debet basin (in the territory of the Republic of Armenia)] Proceedings of the V All-Russian Conference "Ice and thermal processes on water bodies of Russia", Vladimir, October 11–14, 2016. pp. 294–301. In Russian.

Margaryan V.G. *Geologo-gidrogeologicheskoye stroeniye i sostav pochvogrunta rechnykh basseynov kak vazhnyy faktor formirovaniya rechnogo stoka territorii (na primere rechnogo basseyna r. Debed)* [Geological and hydrogeological structure of river basins and soil composition as an important factor in the formation of the stream flow of the territory (on the example of the Debed river basin)] // *Gornyye nauki i tekhnologii. "Mining science and technology"*. 2018. No 4. pp. 3–9. In Russian.

Metodicheskiye ukazaniya po vedeniyu Gosudarstvennogo vodnogo kadastra [Guidelines for maintaining the State Water Cadastre]. V. 1. Iss. 4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1981. 80 p. In Russian.

Mnatsakanyan B.P., Tadevosyan G.P. *Klimat i vody Lori. Vanadzor* [Climate and water Lori] Vanadzor, 2007. 290 p. In Armenian.

Resursy poverkhnostnykh vod SSSR (Surface-Water Resources of the USSR). V. 9. Iss. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1969. 312 p. In Russian.

Resursy poverkhnostnykh vod SSSR [Surface-Water Resources of the USSR] V. 9. Iss. 2. Moscow: Hydrometeoizdat, 1973. 472 p. In Russian.

Sumachev A. *Otsenka vozmozhnosti prognozirovaniya maksimal'nogo ledokhodnogo urovnya vody s ispol'zovaniyem maksimal'noy tolshchiny l'da na primere rek basseyna Severnoy Dviny* [Assessment of the difference in ice thickness for forecasting the maximum ice drift level of the Northern Dvina basin rivers as an example] *Uchenyye zapiski RGGMU. "Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University"*. 2019. No 54. pp. 48–57. In Russian.

Filatov N.N., Nazarov L.E., Georgiyev A.P., Semenov A.V., Antsiferov A.R., Ozhigina V.N., Bogdan M.I. *Izmeneniya i izmenchivost' klimata Yevropeyskogo Severa Rossii i ikh vliyaniye na vodnyye ob'yekty* [Changes and variability of climate in the European part of the Russian North and their effect on water facilities] *Arktika: ekologiya i ekonomika. "Arctic: ecology and economy"*. 2012, No 2 (6). pp. 80–93. In Russian.

Armenia's Third National Communication on Climate Change. Yerevan: Lusabats. 2015. 165 p.

Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingston D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere // *Science*. 2000. V. 289. pp. 1743–1746.

Frolova N., Agafonova S., Nesterenko D. Water and ice regimes of the rivers of European Russia under climate change // *Hydroclimatology: Variability and Change (Proceedings of symposium J-H02 held during IUGG2011 in Melbourne, Australia, July 2011)* (IAHS Publ. 344, 2011). pp. 63–68.

Second National Communication of the Republic of Armenia under the UNFCCC. Ministry of Nature Protection of the Republic of Armenia, UNDP/GEF Armenia 2010. Yerevan, 2010, Lusabats' Publishing House. 132 p.

Sylvén M., Reinvang R., Andersone-Lilley Ž. *Climate Change in Southern Caucasus: Impacts on nature, people and society*. WWF Norway-WWF Caucasus Programme. July, 2008

Author's:

Margaryan Varduhi G., Cand. Sci. (Geogr.), Assistant Professor, Department of Physical Geography and Hydrometeorology, Yerevan State University, Yerevan, Armenia.

E-mail: vmargaryan@ysu.am

Vershinin Dmitry A., Cand. Sci. (Geogra.), Associate Professor, Department of Hydrology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: daversh@rambler.ru

ПРИКЛАДНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

УДК 550.382.3

ОПЫТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИНДИКАТОРОВ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАЛЕОКОСТРИЩ НА ПРИМЕРЕ ЛЁССОВ КИРГИЗИИ

Е.П. Кулакова¹, И.Е. Дедов², О.А. Мещерякова¹, Р.Н. Курбанов^{3,4}

¹Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴Институт географии РАН, Москва, Россия



Обсуждаются перспективы применения петромагнитного метода для характеристики степени воздействия антропогенных костров на вмещающий субстрат и реконструкции различных параметров кострищ для целей археологии. Впервые проведено экспериментальное моделирование кострищ на лёссовом субстрате с использованием четырех типов топлива и проанализировано изменение магнитных свойств отложений в результате трансформации железосодержащих минералов. Повышенные значения магнитных параметров по сравнению с необожженными лёссами характерны и для пеплов, и для термически измененного лёсса, что делает их надежными петромагнитными идентификаторами древних кострищ.

Ключевые слова: петромагнетизм, магнитная восприимчивость, археология, палеокострища.

Введение

Свидетельства использования огня являются важным источником археологической информации об особенностях быта и адаптационных стратегиях древнего человека. Зачастую пепловые прослойки, остающиеся на местах кострищ, обнаруживаются археологами по изменению цвета на фоне вмещающих отложений (изменение в сторону красноватых, черных или серых оттенков) и по нахождению остатков угля. Действительно, эти данные являются прямыми визуальными свидетельствами существования огня, хотя его происхождение может быть как естественным, вызванным природными пожарами, так и антропогенным. Однако сохранения угольных остатков может не произойти, а интенсивность изменения цвета может слабеть с течением времени или этого изменения может вовсе не быть [Moginaga et al., 1999]. Это приводит к тому, что в полевой практике археологических исследований для обнаружения древних кострищ все большее применение начинают находить магнитные методы, такие как съемка аномалий магнитного поля и измерение магнитной восприимчивости *in situ*. Установлено, что древние кострища создают над собой положительные аномалии магнитного поля и характеризуются увеличением значений магнитной восприимчивости по сравнению с вмещающими породами [Gibson, 1986; Jrad et al., 2014].

Начиная с ранних работ Le Borgne [1955, 1960], широко известен факт, что нагрев изменяет магнит-

ную структуру почв и увеличивает их магнитную восприимчивость. Это свойство вызвало интерес в междисциплинарных исследованиях и стало находить широкий отклик в геоархеологических работах [Tite, Mullins, 1971; Mullins, 1974]. В дальнейшем исследователи стали формулировать методологические подходы, позволяющие находить следы существования огня на археологических стоянках по магнитным и петромагнитным данным, даже если часть первоначальных признаков воздействия огня не сохранилась в результате изменения и переработки отложений [Barbetti, 1986]. Развитием этих работ стал поиск методов для распознавания костров природного происхождения (природные пожары) и антропогенного генезиса (кострища, очаги, печи и другие виды контролируемых человеком костров) [Barbetti, 1986; Bellomo, 1993].

Одним из направлений применения магнитных методов в решении археологических задач является геофизическое площадное картирование стоянок по аномалиям магнитного поля и значениям магнитной восприимчивости [Матасова и др., 2013, 2016]. Магнитная съемка стала важным методом в практике археологии, являясь неструктурным методом с возможностью картирования больших площадей. Было установлено, что положительные аномалии магнитного поля над древними очагами связаны с повышенными концентрациями магнитных минералов [Bonhomme, Stanley, 1986; Gibson, 1986; Linford, Canti, 2001; Jrad et al., 2014]. Локальные магнитные

аномалии и зоны с повышенными значениями магнитной восприимчивости *in situ* являются признаками возможных древних очагов и определяют наиболее перспективные участки для археологических раскопок [Смекалова и др., 2007].

Другим направлением является лабораторное петромагнитное изучение образцов с целью характеристики отложений из кострищ и изменений, происшедших в ходе нагрева. Применение разнообразных петромагнитных параметров стало возможным благодаря развитию технической базы и увеличению чувствительности приборов. Данное направление тесно связано с экспериментальным моделированием, проводимым для сравнения полученных результатов с природными объектами и дальнейшего решения обратных задач. Особый интерес представляют пепловые отложения, изучение которых проводится для определения типа топлива [Peters et al., 2001, 2002; Church et al., 2007] и, соответственно, адаптационных стратегий древнего человека. В связи с тем, что прямые свидетельства существования костра (пепловые прослойки или угольные остатки) могут быть эродированы или перемещены в результате деятельности человека или постседиментационных процессов, идентификация кострищ может быть основана на обнаружении термически измененных пород, служивших субстратом для древнего кострища.

Многими авторами проводилось экспериментальное моделирование костров с дальнейшим изучением магнитных свойств термически измененных пород для установления степени воздействия на исследуемый субстрат (температура прогрева и минералогические изменения) [Moginaga et al., 1999; Linford, Canti, 2001; Jrad et al., 2014; Aldeias et al., 2016]. Стоит отметить, что эти параметры довольно вариативны и зависят от продолжительности горения, максимальной температуры костра, исходного минералогического состава пород, влажности и плотности субстрата, окислительно-восстановительных условий среды, повторного воспроизведения костров на том же месте.

Таким образом, на данный момент разработана общая методика обнаружения древних кострищ по петромагнитным данным и обозначены основные изменения, которые могут происходить при воздействии высоких температур. Имеется опыт успешного применения экспериментального моделирования в решении задач при исследовании природных археологических объектов [Maki et al., 2006; Jrad et al., 2014]. Однако в преобладающем большинстве работы предшественников имеют лишь частное применение и могут быть использованы для археологических стоянок с аналогичными литологическими и палеоклиматическими условиями. Учитывая разнообразие типов отложений, широкий спектр климатических условий, характерных для того или иного археологического объекта, а также многообразие возможных

источников топлива, метод экспериментального моделирования является индивидуальным для каждого археологического контекста и актуальным. Экспериментальное моделирование является необходимым условием для определения особенностей изменения петромагнитных свойств отложений.

Целью исследования является оценка перспектив применения петромагнитных методов для реконструкции характеристик древних кострищ, встречающихся в лёссово-почвенных сериях различных районов Центральной Азии. В своей работе мы представляем результаты экспериментального моделирования костров на лёссовом грунте с использованием различного типа топлива и анализ их магнитных свойств. В качестве исходного субстрата может выступать материал как из горизонтов лёсса, так и погребенных почв, выбор которого определяется конкретной геоархеологической задачей.

В данном исследовании эксперимент проводился с позднплейстоценовыми лёссами (голодностепский комплекс Ферганской долины) из разреза в районе стоянки Обишир (Баткенская область, Киргизия). Материал был отобран из горизонта лёссов между современной почвой и педокомплексом, отвечающим третьей изотопно-кислородной стадии, ввиду частого обнаружения в подобных осадках стоянок позднего палеолита и эпипалеолита [Додонов, 2002; Шнайдер, 2015]. В связи с необходимостью определения характеристик кострищ при изучении палеолитических памятников Центральной Азии, нами предпринята попытка разработки методики проведения подобных работ на основе анализа изменения петромагнитных свойств отложений в ходе контролируемого эксперимента. Для этого необходимо выявить причину увеличения магнитной восприимчивости, регистрируемого полевым каппаметром, и определить возможности использования этого параметра как средства быстрой идентификации древних кострищ в полевых условиях. Отдельной задачей является поиск путей для определения степени влияния типа топлива на магнитные свойства пепла и термически измененного субстрата.

Методика исследований и используемый материал

Экспериментальные костры. Нами были проведен контролируемый эксперимент, в ходе которого изучены петромагнитные характеристики четырех костров с использованием различного вида топлива (рис. 1). В качестве топлива были выбраны материалы, доступные и используемые в географическом регионе исследования: кость (сухая), терескен (кустарник, распространенный на территории Центральной Азии), древесина (крупные ветки и поленья), кизяк (высушенный навоз). Для первоначаль-

ного розжига костра с использованием кости как основного вида топлива также использовались ветки терескена и деревьев. В качестве подложки для всех костров был использован лёсс. В связи с тем, что изучался материал из средней части разреза, а также для создания единых условий влажности и пористости, нами были отобраны лёссы с одной глубины, из которых мы подготовили искусственные насыпи. Каждое экспериментальное кострище представляло собой круглую насыпь лёсса диаметром 30–35 см и высотой 10–12 см с углублением на 3–5 см в центре.

В ходе эксперимента наблюдались различия в долготе и интенсивности горения, а соответственно, и в достигаемых температурах прогрева нижележащих отложений в связи с различной калорийностью используемого топлива. Для дальнейшего петромагнитного изучения было отобрано по три образца из каждого костра: образец лёссовой подложки до начала эксперимента, образец обожженного лёсса из приповерхностного слоя (0–2 см) непосредственно под местом горения и образец пепла, образовавшегося в результате горения.



Рис. 1. Экспериментальное моделирование костров

а–с – фотографии различных стадий эксперимента на примере костра с использованием терескена как топлива: а – лёссовый субстрат (подложка) до костра, б – горение топлива, с – кострище, образование пеплового слоя; d – общий вид на костры в течение эксперимента

Fig. 1. Experimental fire modeling

a–c – photographs of various stages of the experiment with using winterfat as a type of fuel: a – loess substrate before the fire, b – fuel combustion, c – hearth, formation of an ash layer; d – general view of the fires during the experiment

Петромагнитные измерения. Петромагнитные исследования являются быстрым, относительно дешевым и простым в измерении инструментом для идентификации изменений, происходящих в субстрате при его прогреве. В ходе исследований может быть получена информация о магнитной минералогии пород, концентрации и размере магнитных ми-

нералов [Evans, Heller, 2003]. Нами были проведены измерения следующих магнитных параметров.

1. Удельная магнитная восприимчивость (χ) – величина, характеризующая связь намагниченности единицы массы вещества с магнитным полем в этом веществе. Ферромагнитные и парамагнитные минералы имеют положительные значения магнитной

восприимчивости и вносят основной вклад в суммарную восприимчивость, в то время как диамагнитные минералы, обладая отрицательными значениями магнитной восприимчивости, занижают значения суммарной восприимчивости.

2. Температурная зависимость магнитной восприимчивости показывает изменение значений магнитной восприимчивости в ходе нагрева до заданной температуры и последующего охлаждения от нее (нагрев до 700 °С). Анализ термомагнитных кривых позволяет определить основные минералы-носители намагниченности и помогает отследить минеральные преобразования в ходе нагрева и охлаждения.

Измерения магнитной восприимчивости, ее температурной и частотной зависимостей осуществлялись на каппабридже MFK1-FA производства AGICO (Чехия).

3. Частотная зависимость магнитной восприимчивости (χ_{FD}) является величиной, отражающей разницу значений магнитной восприимчивости при измерении ее на низкой и высокой частотах. Данный параметр чувствителен к присутствию очень мелких зерен магнетита (менее 0,03 мкм), находящихся в суперпарамагнитном состоянии (SP) [Dearing et al., 1996]. Частотная зависимость χ_{FD} в абсолютных величинах и в процентном выражении определяется следующим образом:

$$\chi_{FD} = \chi_{LF} - \chi_{HF},$$

$$\chi_{FD} (\%) = (\chi_{LF} - \chi_{HF}) / \chi_{LF} \times 100,$$

где χ_{LF} и χ_{HF} – значения магнитной восприимчивости на низкой и высокой частоте соответственно.

При определении частотной зависимости на каппабридже MFK1-FA измерения магнитной восприимчивости осуществлялись на рабочих частотах LF = 976 Гц и HF = 15616 Гц. В связи с тем, что в истории петромагнитных исследований долгое время использовался иной инструмент, Bartington MS-2 Susceptibility Meter, с рабочими частотами LF = 465 Гц и HF = 4650 Гц, имеется необходимость в ведении поправки к получаемым нами данным, учитывающей различие в используемых частотах. Поэтому для дальнейшего сравнения с литературными данными мы будем использовать вместо χ_{FD} такой параметр, как χ_{FB} , предложенный в работе [Hrouda, 2011] и определяемый как

$$\chi_{FB} = \frac{\ln 10}{\ln f_{HF} - \ln f_{LF}} \chi_{FD}, \quad (1)$$

где f_{HF} и f_{LF} – значения высокой и низкой частот, на которых производят измерения. Параметр χ_{FB} соотносит логарифмическую разницу между используемыми частотами к 10, т.е. отношению частот в Bartington. Очевидно, что для измерений, проведенных на Bartington, $\chi_{FB} = \chi_{FD}$, а для иных инструментов параметр χ_{FB} будет отличаться согласно отношению используемых частот.

4. Идеальная (безгистерезисная) остаточная намагниченность (ARM) – остаточная намагничен-

ность, созданная в убывающем от некоторого значения до нуля переменном поле (AF) в присутствии постоянного магнитного поля (DC). В наших экспериментах ARM создавалась при параметрах DC = 0,05 мТл и AF = ±130 мТл и измерялась на криогенном SQUID магнитометре производства фирмы 2G Enterprises (США). ARM чувствительна как к концентрации магнитных минералов, так и к их размеру.

5. Остаточная намагниченность насыщения (SIRM) – величина остаточной намагниченности, образующейся в образце после мгновенного воздействия на него постоянного магнитного поля, равного или превосходящего поле магнитного насыщения образца. Является крайним случаем изотермической остаточной намагниченности (IRM), которая образуется подобным образом, но в магнитных полях меньших полей насыщения. SIRM создавалась на образцах, предварительно размагнитенных переменным полем (AF = 130 мТл), при помощи установки импульсного намагничивания ASC IM-100 посредством воздействия коротким импульсом магнитного поля DC = 1 Тл. Созданная остаточная намагниченность насыщения измерялась на криогенном SQUID магнитометре. Величина SIRM может быть использована для оценки общей концентрации ферромагнитных минералов в породе.

6. S-ratio – параметр, определяющий относительный вклад магнитных минералов с разной коэрцитивностью в остаточную намагниченность насыщения. Данный параметр является эффективной мерой при оценке соотношения в образце количества «магнитомягких» (например, магнетит и (или) маггемит) и «магнитожестких» (например, гематит и (или) гетит) минералов. S-ratio определяется следующим образом: прямое поле интенсивностью 1 Тл прикладывается к образцу, после чего измеряется его остаточная намагниченность (зачастую это SIRM), далее прикладывается обратное поле (в практике петромагнитных исследований используют обратные поля, соответствующие –100 мТл и –300 мТл), и также измеряется остаточная намагниченность образца (IRM). Параметр рассчитывается следующим образом:

$$S\text{-ratio}_{100\text{мТл}} = - (IRM_{-100\text{мТл}} / SIRM_{+1000\text{мТл}}),$$

$$S\text{-ratio}_{300\text{мТл}} = - (IRM_{-300\text{мТл}} / SIRM_{+1000\text{мТл}}).$$

Расчет S-ratio выполнен для обоих обратных полей. Измерения намагниченности произведены на вибромагнитометре (VSM) PMC MicroMag 3900.

7. Показатель магнитной жесткости HIRM отражает абсолютный вклад магнитожестких минералов в общую остаточную намагниченность образца. При его расчете используются те же значения остаточной намагниченности в прямом и обратных полях, что и при определении S-ratio:

$$HIRM_{100\text{мТл}} = (SIRM_{+1000\text{мТл}} + IRM_{-100\text{мТл}}) / 2,$$

$$HIRM_{300\text{мТл}} = (SIRM_{+1000\text{мТл}} + IRM_{-300\text{мТл}}) / 2.$$

8. Гистерезисные параметры включают в себя намагниченность насыщения (Ms), остаточную намаг-

ниченность насыщения (M_{rs}), коэрцитивную силу (B_c), получаемые непосредственно в процессе снятия петли гистерезиса, а также остаточную коэрцитивную силу (B_{cr}). Гистерезисные параметры помогают в определении магнитной минералогии и дают информацию о доменном состоянии (размере) зерен. Измерения производились на вибромагнитометре (VSM) PMC MicroMag 3900 и включали снятие петель гистерезиса, кривой нормального намагничивания и остаточной намагниченности в обратных полях. По данным гистерезисных параметров была построена диаграмма Дзя–Данлопа, показывающая зависимость M_{rs}/M_s от B_{cr}/B_c [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a, 2002b].

9. Анализ спектров коэрцитивности образцов по методу «cumulative log-Gaussian analysis» (CLGA) кривой нормального намагничивания [Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2002] производился в веб-приложении MAX UnMIX [Maxbauer et al., 2016].

Все петромагнитные исследования проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН имени О.Ю. Шмидта. Для каждого исследуемого образца в связи с его естественной неоднородностью были сделаны дубли в количестве 3–4 штук. Основные значения петромагнитных параметров, таким образом, являются осреднением показателей дублей.

Результаты и интерпретация

1. *Экспериментальные костры.* В нашем эксперименте наблюдались различные излучательные световые интенсивности костров, процессы горения (тление или открытый огонь), ощущаемый жар от костров и скорости накопления пеплового прослоя в зависимости от используемого типа топлива. Наибольшие излучение света и ощущаемый жар исходили от костров из древесины и терескена, отличающихся также стабильностью и легкостью поддержания. Сильнейший жар был и у костра с использованием сухих костей, однако его горение было нестабильным, а выгорание костей довольно быстрым. Костер с использованием кизяка характеризовался непродолжительным и малым в высоту пламенем, но очень длительной по продолжительности стадией тления с высоким тепловыделением. Костры из терескена и кизяка для долговременного поддержания требовали большой объем материала, что привело к быстрому формированию мощного пеплового прослоя. В связи с различной скоростью выгорания и разного первоначального объема материалов длительность горения костров была различной (табл. 1).

В обобщающей работе [Aldeias, 2017] приводятся следующие величины максимальных температур, достигаемых в экспериментальных кострах, использующих различные типы топлива. В кострах на основе костей с небольшой примесью древесины в среднем достигаются температуры 605–825 °C вплоть до 900 °C даже при продолжительности горения порядка 1–2 ч.

Костры из древесины при непродолжительном горении в первые часы дают средние температуры в диапазоне 465–760 °C, однако при подержании таких костров более суток могут быть достигнуты пиковые температуры 900–1 000 °C. Данные по использованию высушенного навоза крупного рогатого скота как топлива свидетельствуют о пиковых температурах 630–800 °C, информация о продолжительности горения не приводится. Данные о кострах с использованием кустарникового типа топлива в литературе не приводятся, но ввиду особенностей строения стеблей кустарников по сравнению с деревьями мы предполагаем, что средние температуры не должны превосходить таковых для древесины и, вероятно, являются более низкими.

2. *Магнитная минералогия.* Значения основных петромагнитных параметров приведены для образцов исходного лёссового субстрата и обожженных отложений в табл. 2, для образцов пепла – в табл. 3. Для всех образцов лёссов, подвергнутых температурному воздействию, и образцов пепла характерны более высокие значения удельной магнитной восприимчивости (χ), частотной зависимости магнитной восприимчивости (χ_{FD} , χ_{FB}) и остаточных намагниченностей SIRM и ARM по сравнению с этими показателями для лёссов. Степень увеличения магнитных свойств вариативна от образца к образцу. Исходный лёсс имеет средние значения SIRM – 5,0 мА м²/кг, ARM – 0,047 мА м²/кг. Величины SIRM и ARM возрастают в 1,1–4,0 и 1,1–3,6 раз в образцах обожженного лёсса и в 1,2–2,9 и 1,6–3,4 раз выше для образцов пепла (рис. 2). Параметр S-ratio оценивает пропорцию менее коэрцитивных минералов к более коэрцитивным, где порог разграничения минералов по жесткости определяется выбранным значением поля (100 или 300 мТл). Результаты показывают (табл. 2), что подверженные температурному воздействию образцы лёссов обладают более высокими значениями S-ratio_{100мТл}, в то время как параметр S-ratio_{300мТл} имеет незначительное увеличение. Кроме того, намагниченность, связанная с магнито жесткими минералами (HIRM), в обратном поле 100 мТл для практически всех обожженных пород лёсса значимо уменьшается, а в обратном поле 300 мТл испытывает лишь небольшое понижение значений (за исключением образца Кс-2). Это свидетельствует, что наблюдаемое увеличение магнитной восприимчивости и остаточных намагниченностей обожженных пород связано одновременно и с повышением концентрации низкокоэрцитивных минералов (с коэрцитивностью до 100 мТл) и с разрушением более магнито жестких (с преимущественной коэрцитивностью 100–300 мТл, но также и более) по сравнению с исходным субстратом. Для образцов из костров с терескеном и кизяком, где рост намагниченностей незначителен, происходит более интенсивное разрушение относительно магнито жестких минералов, нежели новообразование магнитомягких.

Таблица 1

Характеристика экспериментальных костров по данным наблюдения

Table 1

Characteristics of experimental fires according to observation data

Параметр	Тип топлива			
	Кость (+кустарник)	Древесина	Кизяк	Терескен
Длительность горения	2 ч	6 ч	4 ч	1,5 ч
Высота пламени	средняя (20–40 см)	высокая (40–100 см)	низкая (0–20 см)	высокая (40–100 см)
Скорость выгорания топлива	4 кг/ч	2 кг/ч	3 кг/ч	10 кг/ч
Остатки	Карбонатизированные остатки костей, пепла мало	Фрагменты углей, чистый белый пепел	Много серого неплотного пепла	Много плотного пепла с небольшими угольными фрагментами

Таблица 2

Значения петромагнитных параметров для образцов исходного лёссового субстрата (1) и обожженных отложений непосредственно под местом разведения экспериментальных костров (2)

Table 2

Values of rock-magnetic parameters for samples of the initial loess substrate (1) and burnt sediments directly under the place of the experimental fires (2)

Образец	Описание	$\chi (\times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг})$	$\chi_{\text{ФВ}}, \%$	$\chi_{\text{FD}} (\times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг})$	SIRM (МА М ² /КГ)	ARM (МА М ² /КГ)	S-ratio _{100мТл}	S-ratio _{300мТл}	HIRM _{100мТл} (МА М ² /КГ)	HIRM _{300мТл} (МА М ² /КГ)
Кс-1	Исходный лёссовый субстрат (до разведения костра)	0,41	5,2	2,6	5,0	0,045	0,51	0,92	1,09	0,17
Кс-2	Обожженный лёсс (приповерхностный слой под костром из кости)	1,55	7,4	13,9	11,5	0,142	0,87	0,97	0,88	0,20
Др-1	Исходный лёссовый субстрат (до разведения костра)	0,41	5,1	2,5	4,8	0,044	0,52	0,93	1,20	0,19
Др-2	Обожженный лёсс (приповерхностный слой под костром из древесины)	1,72	5,8	12,0	19,4	0,162	0,89	0,99	1,19	0,15
Тр-1	Исходный лёссовый субстрат (до разведения костра)	0,42	5,1	2,6	5,0	0,046	0,52	0,92	1,18	0,19
Тр-2	Обожженный лёсс (приповерхностный слой под костром из терескена)	0,54	5,8	3,8	5,4	0,057	0,71	0,93	0,70	0,17
Кз-1	Исходный лёссовый субстрат (до разведения костра)	0,46	5,5	3,1	5,2	0,052	0,54	0,93	1,19	0,19
Кз-2	Обожженный лёсс (приповерхностный слой под костром из кизяка)	0,54	5,0	3,3	6,2	0,055	0,74	0,94	0,75	0,17

Таблица 3

Значения петромагнитных параметров для образцов пепла

Table 3

Values of rock-magnetic parameters for ash samples

Образец	$\chi (\times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг})$	$\chi_{\text{ФВ}}, \%$	$\chi_{\text{FD}} (\times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг})$	SIRM (МА М ² /КГ)	ARM (МА М ² /КГ)	S-ratio _{100мТл}	S-ratio _{300мТл}	HIRM _{100мТл} (МА М ² /КГ)	HIRM _{300мТл} (МА М ² /КГ)
Кс_пепел	1,20	7,3	10,5	9,0	0,088	0,86	0,97	0,61	0,14
Др_пепел	1,07	7,1	9,1	9,3	0,096	0,83	0,96	0,65	0,13
Тр_пепел	1,71	7,7	15,6	14,3	0,155	0,85	0,96	0,74	0,18
Кз_пепел	0,69	6,5	5,4	6,1	0,070	0,84	0,97	0,81	0,16

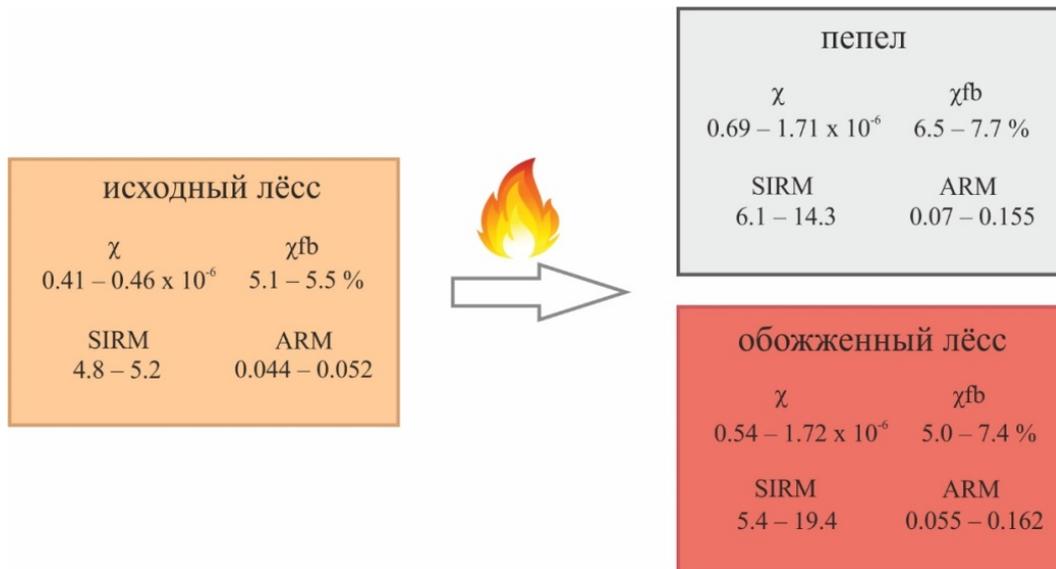


Рис. 2. Величины петромагнитных параметров для образцов исходного лёсса, обожженного лёсса и пепла
Магнитная восприимчивость (χ) выражена в $\text{м}^3/\text{кг}$, SIRM и ARM – $\text{мАм}^2/\text{кг}$

Fig. 2. Values of rock-magnetic parameters for samples of original loess, heated loess and ash
Magnetic susceptibility (χ) is expressed in m^3/kg , SIRM and ARM are expressed in mAmm^2/kg

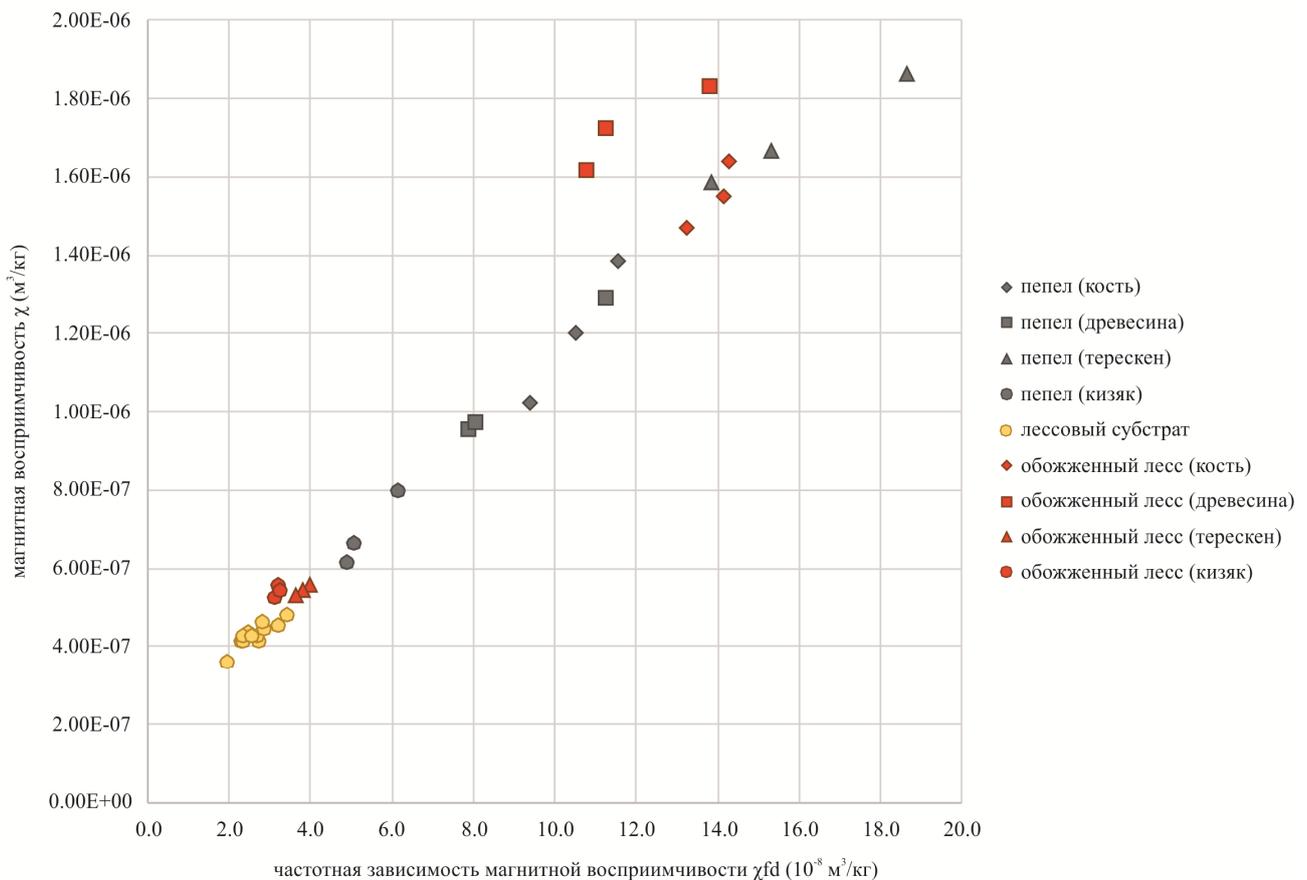


Рис. 3. Диаграмма значений удельной магнитной восприимчивости (χ) и частотной зависимости магнитной восприимчивости (χ_{fd}) для всех дублей образцов

Fig. 3. Plot of frequency dependence of the magnetic susceptibility (χ_{fd}) against magnetic susceptibility (χ) for all specimens

2.1. Магнитная восприимчивость. Результаты экспериментального моделирования обнаруживают ожидаемое увеличение значений магнитной восприимчивости (МВ) как для образцов обожженного лёсса, так и для пепла. На рис. 3 приведено сравнение значения удельной МВ (χ) и частотной зависимости МВ (χ_{FD}). Изначальный лёссовый субстрат показывает среднее значение удельной МВ $0,43 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ и диапазон значений частотной зависимости МВ $2,0\text{--}3,5 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ со средним значением $2,7 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Показатели выраженной в процентах частотной зависимости МВ (χ_{FB}) составляют $4,7\text{--}6,0\%$ со средним значением $5,2\%$, что свидетельствует о значительном присутствии мельчайших магнитных частиц, находящихся в суперпарамагнитном состоянии, в первичном лёссе [Dearing et al., 1996]. Все пепловые образцы обнаруживают повышенные значения как по удельной, так и по частотной зависимости МВ по сравнению с лёссовым субстратом и имеют значения, варьирующие в диапазоне $0,61\text{--}1,87 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ для удельной МВ, $5,0\text{--}18,6 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ и $6,4\text{--}8,3\%$ – для абсолютной и процентной частотной зависимости МВ соответственно. Удельная МВ пеплов четко коррелирует с частотной зависимостью МВ (рис. 3). Это свидетельствует о том, что повышение МВ вызвано увеличением магнитной концентрации суперпарамагнитных частиц.

Образцы обожженного лёсса тоже характеризуются повышением значений удельной МВ и абсолютной частотной зависимости МВ (за исключением образца обожженного лёсса из костра на кизяке), однако степень их корреляции ниже, чем у пеплов, что говорит о более разнообразном изменении магнитной минералогии. Значения удельной МВ варьируют в широком диапазоне $0,52\text{--}1,83 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ и зависят, скорее всего, от степени прогрева лёсса. Повышение МВ связано с образованием в ходе нагрева новых магнитных фаз (магнетит/маггемит) из немагнитных или слабомагнитных (см. подраздел 2.2).

2.2. Температурная зависимость магнитной восприимчивости. Температурная зависимость магнитной восприимчивости является чувствительным параметром как к размеру зерен, так и к изменениям в магнитной минералогии, происходящим в ходе цикла нагрева и охлаждения. Для всех образцов, полученных в ходе эксперимента, в первом цикле кривая охлаждения идет значительно выше кривой нагрева, свидетельствуя об образовании новых сильных магнитных фаз в ходе прокаливании (рис. 4). Второй цикл нагрева, в свою очередь, не вызывает значительного увеличения магнитной восприимчивости.

Поведение температурных кривых первого цикла исходного лёссового субстрата схоже с таковым для лёссов Центральной Азии [Zan et al., 2012; Song et al., 2018], Китая [Liu et al., 2005; Zan et al., 2017] и лёссов Юго-Восточной Украины [Jeleńska et al., 2010]. Из-за существенной разницы в вертикальном масштабе между кривыми нагрева и охлаждения

кривая нагрева также показана отдельно на врезке (рис. 4). Для исходного лёссового субстрата поведение кривой нагрева описывается следующим образом: небольшой рост до температуры $\sim 310^\circ\text{C}$, выраженное падение значений МВ в интервале $310\text{--}460^\circ\text{C}$, увеличение МВ и пик в районе 560°C , резкий спад значений в области температур $560\text{--}590^\circ\text{C}$ и слабое постепенное уменьшение МВ от 590 до 700°C . Первоначальный небольшой рост МВ до температуры $\sim 310^\circ\text{C}$ может быть обусловлен несколькими причинами: постепенное деблокирование мелких однодоменных частиц и их переход в суперпарамагнитное состояние при повышении температуры [Liu et al., 2005]; дегидратация гидроксидов железа, таких как лепидокрокит и гетит, с последующим образованием маггемита и (или) гематита соответственно [Evans, Heller, 2003]. Мы предполагаем, что в изучаемых нами породах может реализовываться комбинация описанных выше механизмов. Падение магнитной восприимчивости в интервале $310\text{--}460^\circ\text{C}$ интерпретируется как переход тонкозернистого температурно-нестабильного маггемита в более устойчивый, но характеризующийся низкими значениями МВ гематит. Данный спад на температурной кривой и его связь с маггемитом надежно установлены в лёссово-почвенных сериях Китая [Sun et al., 1995; Deng et al., 2001; Liu et al., 2005]. Дальнейший рост магнитной восприимчивости вплоть до пика при $\sim 560^\circ\text{C}$, отчетливо проявляющегося на кривой нагрева, связан с новообразованием магнетита, который также уверенно идентифицируется по резкому спаду МВ в диапазоне температур $560\text{--}590^\circ\text{C}$. Постепенное уменьшение МВ до 700°C указывает на гематит.

Кривая первого охлаждения исходного лёсса стремительно растет от 600°C до температур $400\text{--}450^\circ\text{C}$, свидетельствуя об новообразовании значительного количества магнетита в ходе эксперимента. От температуры 400°C кривая охлаждения имеет волнообразный вид и зачатую второй небольшой пик в районе 200°C , имеющий отношение, скорее всего, к структурным переходам доменного состояния, нежели к магнитным фазам. Для кривых охлаждения (а также кривых второго нагрева и охлаждения) всех образцов характерен наклон в сторону более низких величин МВ на начальных температурах, который свидетельствует о присутствии большого количества ультратонких новообразованных частиц, находящихся в пограничном между SP и SD состоянии.

Все минеральные трансформации первого нагрева происходят в восстановительной обстановке, обусловленной содержанием гумуса в лёссе, что также было подтверждено мессбауэрской спектроскопией для лёссов Юго-Восточной Украины [Jeleńska et al., 2010]. Восстановительные условия способствуют переходам Fe^{3+} содержащих минералов в магнетит, что в результате сильно увеличивает конечные значения МВ по сравнению с исходными.

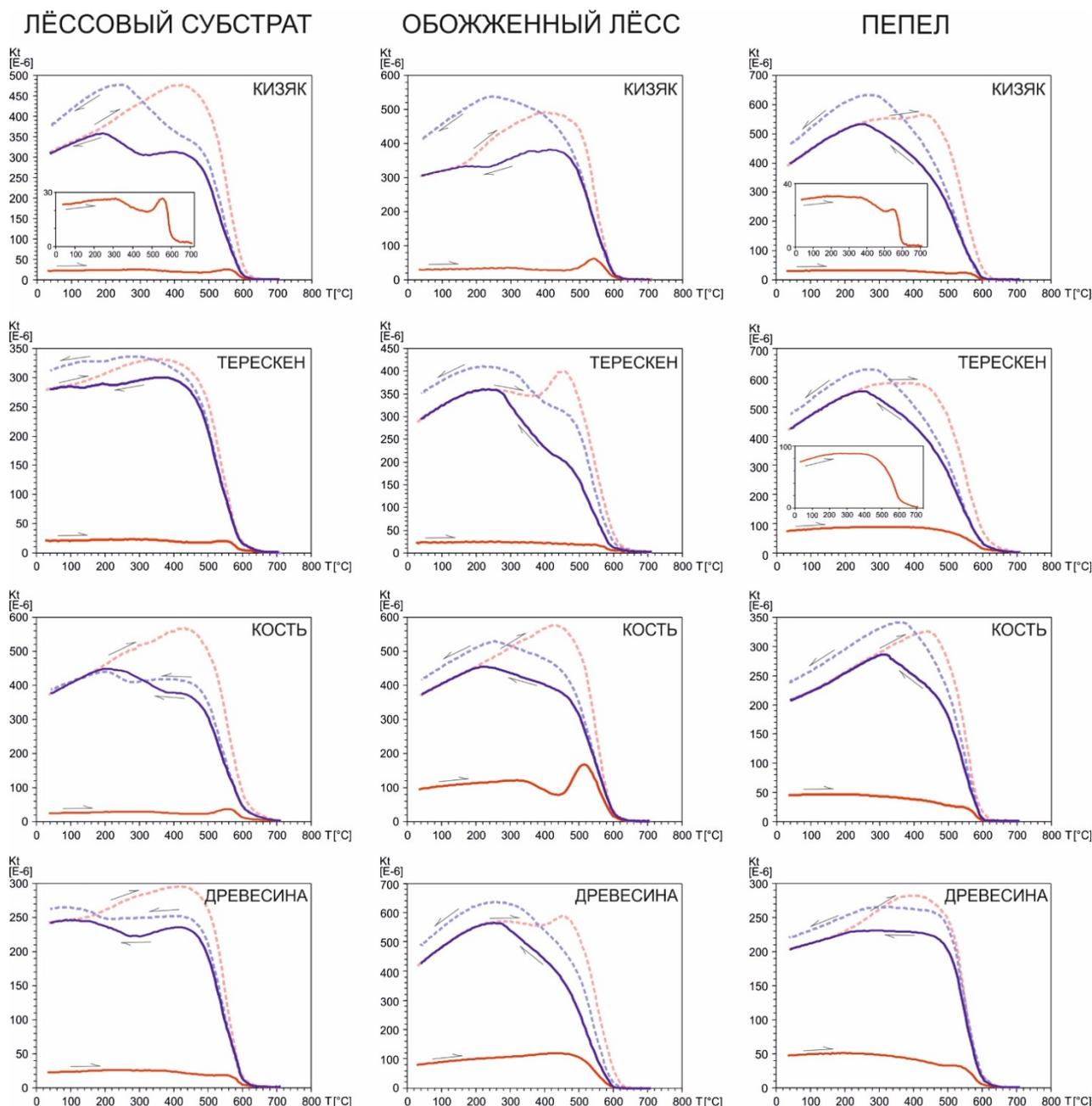


Рис. 4. Кривые температурной зависимости магнитной восприимчивости для всех типов образцов из экспериментальных костров с использованием различного типа топлива

Сплошные линии соответствуют кривым нагрева (красные) и охлаждения (синие) первого цикла, пунктирные линии – второго цикла для того же образца

Fig. 4. High-temperature variations of magnetic susceptibility for each types of samples from experimental fire with using different fuel types

The solid lines correspond to the heating (red) and cooling (blue) curves of the first cycle, the dashed lines – the second cycle for the same sample

Стоит отметить, что восстановительная обстановка при первом нагреве наблюдается для всех типов образцов (исходный лёсс, обожженный лёсс, пепел). Пепел содержит органические остатки, а для обожженного субстрата либо имеется смешение с более «свежим» лёссом из-за резкого падения температуры с глубиной, либо происходит проникнове-

ние мельчайших органических остатков из вышележащего пепла.

Температурные кривые для образцов обожженного лёсса визуально практически идентичны кривым исходного лёсса для костров из кизняка и терескена, свидетельствуя о прогреве субстрата до температуры не более 400 °С в экспериментальном костре (ве-

роятно, даже не более 250 °С и до первых минералогических преобразований). Образцы обожженного лёсса из-под костров с использованием древесины и кости имеют исходные более высокие значения МВ и меньшую конечную разницу в величине МВ после первого нагрева. По всей видимости, для этих образцов были достигнуты температуры свыше 400 °С и началось образование магнетита, но все же прогрев был недостаточным для полного восстановления гематита в магнетит.

Образцы пепла в большинстве своем имеют изначально более высокие значения МВ, чем исходный лёсс. Для всех образцов кривая первого нагрева до ~500 °С имеет слегка «выпуклый» с плавным ростом и уменьшением вид (рис. 4, врезки), свидетельствующий, по всей видимости, об отсутствии или незначительном присутствии нестабильных при умеренных температурах минералов (как гидроксиды и силикаты железа). Мы полагаем, что присутствие нестабильных гидроксидов вызвано контаминацией пепла с лёссом, произошедшей при отборе, поэтому кривые первого нагрева образцов наследуют в разной степени черты кривых для лёсса. Мы считаем, что образец пепла из костра с использованием терескена (см. рис. 4, врезка) в меньшей степени подвержен контаминации и поэтому позволяет утверждать, что основным исходным магнитным минералом для образцов пепла является тонкозернистый магнетит и, возможно, гематит, чье восстановление приводит к образованию нового магнетита и увеличению МВ.

Поведение кривых второго нагрева и охлаждения свидетельствует о более простой минералогии, включающей преобладающее количество ультратонкого магнетита и для некоторых образцов небольшое количество гематита. Кривые второго нагрева характеризуются постепенным ростом МВ до 440–460 °С с последующим резким спадом, однако для некоторых образцов наблюдается небольшое уменьшение МВ в интервале 250–400 °С, которое еще сильнее подчеркивает пик. Для этих же образцов отмечается более высокая, чем для магнетита, температура Кюри ~600 °С. Вероятно, в ходе второго нагрева таких образцов, водного пара, образовавшегося при дегидратации минералов при первом нагреве, недостаточно для поддержания восстановительной обстановки, и условия меняются на окислительные из-за воздействия воздуха. Образованный в ходе первого цикла магнетит частично окисляется и замещается маггемитом новой генерации.

2.3. Гистерезисные параметры. Петли гистерезиса (нормированные на массу образцов и скорректированные за диа- и парамагнитную составляющие) для образцов обожженного лёсса и пепла визуально практически полностью закрываются к 150 мТл и окончательно к 300–350 мТл (рис. 5). Это свидетельствует о преимущественном присутствии низкоко-

эрцитивных минералов (магнетит, маггемит) и не-большом количестве среднекоэрцитивных (мелкозернистый гематит). Преобладание низкокоэрцитивных минералов справедливо и для исходного лёсса, однако полное закрытие петель происходит при более высоких значениях поля (около 550 мТл и даже выше). Это говорит о присутствии высококоэрцитивного магнитного минерала (вероятно, гетита), по всей видимости, преобразующегося в низкокоэрцитивные фазы при температурном воздействии.

Все образцы попадают в поле псевдооднородных частиц на диаграмме Дзя–Данлопа (рис. 5), располагаясь параллельно кривой смешения одно- и многодоменных частиц (SD-MD mixing curve). Смещение вправо, в область более высоких значений V_{cr}/V_c , обусловлено присутствием суперпарамагнитных частиц во всех типах образцов, а также может быть связано с наличием средне-высококоэрцитивного мелкозернистого гематита. Образцы исходного лёсса (до нагрева) показывают более сильное отклонение вправо, связанное с одновременным присутствием в образцах значительного количества высококоэрцитивного минерала, гетита. Образцы пепла более компактно сгруппированы, чем образцы обожженного лёсса, широкое распределение последних, по-видимому, связано с различиями в минералогическом составе.

2.4. Компонентный анализ IRM. Одним из методов разделения магнитных минеральных ассоциаций на отдельные фазы является анализ кривой приобретения изотермической остаточной намагниченности (IRM), целью которого является выделение компонент по их магнитной коэрцитивности. В данном методе осуществляется математическое моделирование кривой первой производной зависимости IRM от приложенного поля с использованием ряда отдельных логнормальных функций плотности вероятности, каждая из которых отвечает отдельной магнитной фазе (метод «cumulative log-Gaussian analysis» (CLGA), описанный в работах [Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2002]).

Мы произвели анализ для представительных образцов всех отобранных типов: для исходного, неизмененного нагревом лёссового субстрата (рис. 6, *a*) на трех дублях, для образцов обожженного лёсса из каждого экспериментального костра (рис. 6, *b*), для образцов пепла каждого типа топлива (рис. 6, *c*). Результаты компонентного анализа представлены в табл. 4. Полученные данные по разделению магнитных фаз выражены через три параметра: 1) относительный вклад каждой модельной компоненты, выраженный в процентном содержании; 2) $V_{1/2}$, поле насыщения, в котором магнитная фаза приобретает половину своей остаточной намагниченности насыщения (SIRM); 3) DP – параметр дисперсии, отображающий стандартное отклонение логнормального распределения каждой магнитной фазы.

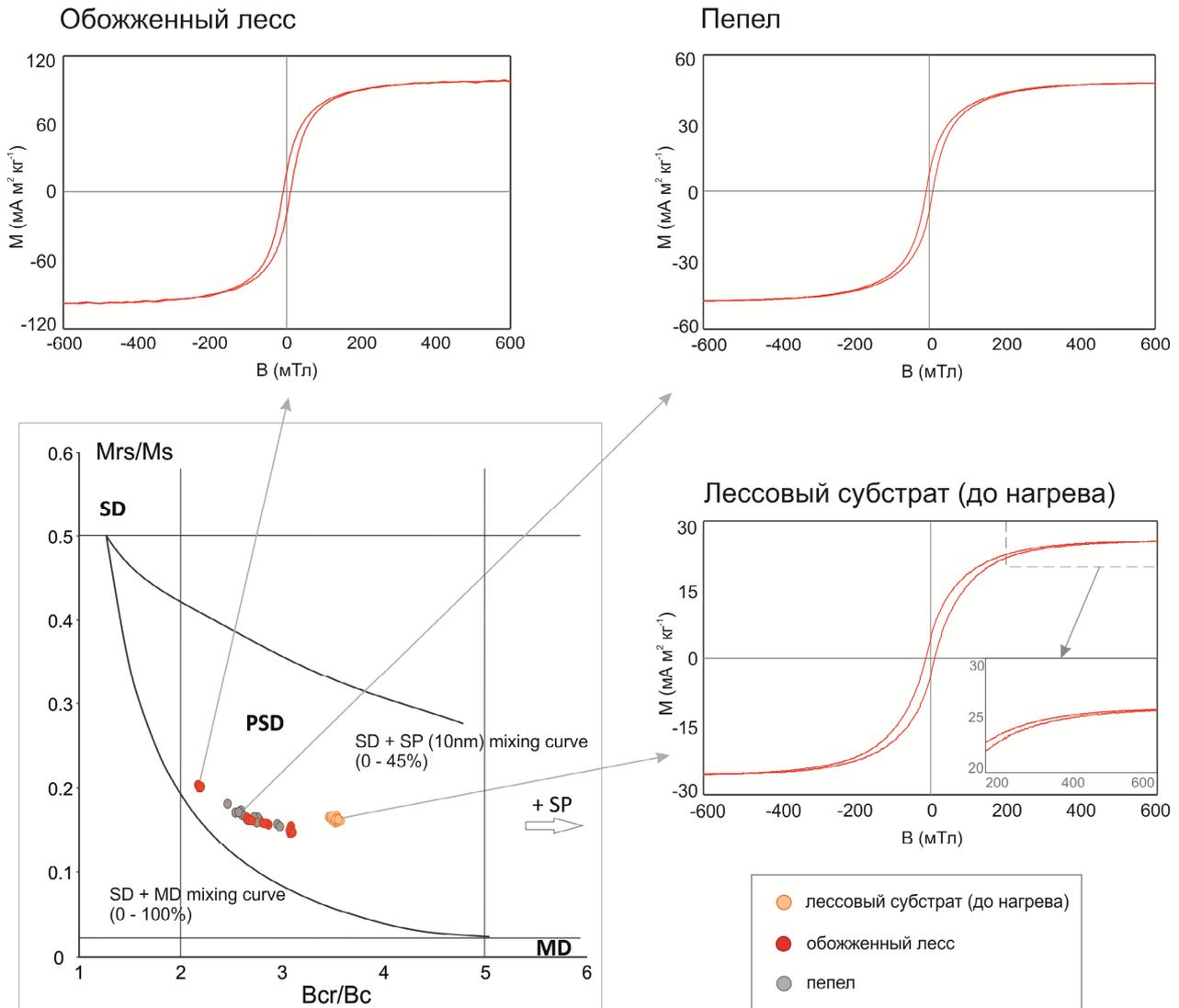


Рис. 5. Диаграмма Дэй–Данлопа (M_{rs}/M_s от B_{cr}/B_c), отображающая доменную структуру магнитных минералов, и петли гистерезиса, характерные для каждого вида образцов [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a, 2002b]

SD – однодоменные зерна, PSD – псевдооднодоменные зерна, MD – многодоменные зерна, SP – суперпарамагнитные зерна. Кривые смешения SD + MD и SD + SP нанесены по данным [Dunlop, 2002a]

Fig. 5. Day–Dunlop plot (M_{rs}/M_s versus B_{cr}/B_c) showing the domain structure of magnetic minerals and hysteresis loops for each type of samples [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a, 2002b]

SD – single-domain grains, PSD – pseudosingle-domain grains, MD – multidomain grains, SP – superparamagnetic grains. Mixing curves SD + MD and SD + SP taken from [Dunlop, 2002a]

Для образцов неизменного лёсса статистическая модель лучшим образом описывается четырьмя компонентами, в то время как для образцов обожженного лёсса и пепла она преимущественно содержит три компоненты (рис. 6 и табл. 4).

Первая компонента вносит наибольший вклад в остаточную намагниченность насыщения (SIRM) для образцов всех типов, составляя в среднем 68–90 %, и имеет значения медианного поля насыщения $B_{1/2}$ в диапазоне 27–50 мТл. Данные значения $B_{1/2}$ характерны для магнетита и (или) маггемита, которые, по всей вероятности, являются носителями пер-

вой компоненты. Среди всех образцов данная компонента имеет более низкие значения $B_{1/2}$ (27–35 мТл) для образцов, подвергшихся воздействию сильных нагревов (как Кз-2 и Др-2), и образцов пепла. Меньшие поля насыщения характерны для зерен меньшей размерности, поэтому, по всей видимости, первая компонента в данных образцах преимущественно связана с ультратонким магнетитом. В свою очередь, образцы Кз-2 и Тр-2 (~43 мТл) имеют значения $B_{1/2}$ близкие к первичному лёссау (47–50 мТл). Первая компонента этих образцов в большей степени связана с педогенным маггемитом, регистрируе-

мым на термокривых МВ, хотя образцы Кз-2 и Тр-2 могут содержать в себе и небольшое количество новообразованного ультратонкого магнетита.

Вторая компонента характеризуется небольшим процентным содержанием для всех типов образцов (2–7 %) и очень низкими значениями коэрцитивности (4–7 мТл), не свойственными ни одному магнитному минералу. Данная компонента, вероятно, является артефактом моделирования логнормального распределения и не имеет физического смысла [Egli, 2003].

Третья компонента является средне-высококоэрцитивной (средние значения $V_{1/2}$ для большинства образцов варьируют в диапазоне 109–370 мТл) и идентифицируется как гематит. Относительный вклад гематита в остаточную намагниченность насыщения наиболее высок в образцах неизмененного лёсса, где минерал составляет 14–20 %, а также имеет относительно низкую по сравнению с другими типами образцов коэрцитивность ~128 мТл и небольшие значения параметра дисперсии $DP = 0,17$. Средний вклад гематита в суммарную SIRM для образцов обожженного лёсса составляет 5%, однако довольно вариативен внутри группы – для образцов Кз-2 и Тр-2 его вклад ~2–3 %, в то время как для образцов Кс-2 и Др-2 его вклад 7–8 %. Для образцов пепла средний вклад гематита 9 %.

Компонента 4 уверенно идентифицируется в образцах исходного лёссового субстрата, характеризуется средним вкладом в SIRM образцов около 8 % и имеет высокую коэрцитивность (медианное поле насыщения 576–641 мТл). В связи с тем, что данная компонента отсутствует в образцах, подвергшихся значительным прогревам, мы определяем ее как гетит, который неустойчив при прогревах свыше 300 °С и переходит в магнетит через гематит [Evans, Heller, 2003]. Образование гетита в лёссовых отложениях связывают с процессом педогенезиса [Vidic et al., 2000; Ji et al., 2002], его присутствие может быть подтверждено мессбауэрской спектроскопией [Jelenska et al., 2010]. Коэрцитивные спектры образцов Кз-2 и Тр-2 (рис. 6, b) являются ненасыщенными в поле 1,5 Тл, как и образцы исходного лёсса (рис. 6a), свидетельствуя о сохранении высококоэрцитивного гетита даже после воздействия температурой. Его вклад в SIRM около 7 %, меньше значений в исходном субстрате. Можно предположить, что либо максимальные температуры не превышали 250–300 °С, и поэтому только часть гетита преобразовалась в иные минеральные фазы, либо прогрев характеризовался резким температурным градиентом и охватил совсем небольшую по глубине часть субстрата.

Таблица 4

Результаты компонентного анализа спектров коэрцитивности кривой IRM по [Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2002] для представительных образцов каждого типа

Table 4

Results of IRM component analysis after [Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2002;] for representative samples of each type

Образец	Компонента 1				Компонента 2				Компонента 3				Компонента 4			
	Вклад, %	Log $V_{1/2}$	$V_{1/2}$	DP	Вклад, %	Log $V_{1/2}$	$V_{1/2}$	DP	Вклад (%)	Log $V_{1/2}$	$V_{1/2}$	DP	Вклад, %	Log $V_{1/2}$	$V_{1/2}$	DP
Лёсс 1	76,2	1,69	48,5	0,42	1,8	0,60	4,0	0,37	13,7	2,10	126,2	0,16	8,3	2,81	638,4	0,51
Лёсс 2	68,4	1,67	47,1	0,38	3,3	0,82	6,7	0,51	20,3	2,11	129,2	0,18	8,1	2,76	575,9	0,38
Лёсс 3	72,0	1,70	49,6	0,39	2,5	0,77	5,9	0,41	17,2	2,11	127,5	0,17	8,4	2,81	640,9	0,44
Среднее	72,2	1,68	48,4	0,40	2,5	0,73	5,5	0,43	17,1	2,11	127,6	0,17	8,2	2,79	618,4	0,44
Кз-2	85,9	1,63	42,7	0,35	4,5	0,87	7,4	0,38	3,2	2,05	112,6	0,18	6,5	2,82	655,3	0,36
Тр-2	85,6	1,64	44,1	0,36	4,4	0,79	6,1	0,33	1,8	2,04	108,7	0,16	7,9	2,83	671,9	0,39
Кс-2	85,5	1,43	26,7	0,33	6,6	0,64	4,4	0,31	7,8	2,38	242,2	0,40				
Др-2	90,1	1,48	30,4	0,33	3,0	0,73	5,4	0,47	7,0	2,50	318,0	0,43				
Среднее	86,8	1,55	36,0	0,34	4,6	0,76	5,8	0,37	4,9	2,24	195,4	0,29				
Кз_пепел	85,9	1,55	35,3	0,32	5,6	0,74	5,5	0,28	8,5	2,57	369,8	0,48				
Тр_пепел	86,3	1,50	31,3	0,33	4,9	0,67	4,6	0,30	8,8	2,44	277,2	0,46				
Кс_пепел	84,2	1,50	31,5	0,31	7,5	0,76	5,8	0,28	8,3	2,34	218,0	0,43				
Др_пепел	83,6	1,54	35,1	0,32	5,9	0,76	5,8	0,27	10,3	2,44	276,0	0,53				
Среднее	85,0	1,52	33,3	0,32	6,0	0,73	5,4	0,29	9,0	2,45	285,2	0,47				

Примечание. Log $V_{1/2}$ и DP (dispersion parameter, параметр дисперсии) представлены в логарифмических единицах ($^{10}\log$ мТл). Кроме того, для ясности значения $V_{1/2}$ также представлены в мТл. Минеральный вклад каждой компоненты показан в процентах (используются экстраполированные значения концентрации, рассчитываемые из модели насыщения всех компонент [Heslop et al., 2002]). Компонента 1 соответствует маггемиту и (или) магнетиту, компонента 2 является артефактом моделирования, компонента 3 соответствует гематиту, компонента 4 – гетиту.

Note. Log $V_{1/2}$ and DP (dispersion parameter) are in logarithmic units ($^{10}\log$ mT). In addition, for clarity, $V_{1/2}$ is also expressed in mT. The mineral contribution of each component is shown as a percentage (extrapolated contribution values are used, calculated from the saturation model for all components [Heslop et al., 2002]). Component 1 consists of maghemite and (or) magnetite, component 2 has no physical meaning, component 3 consists of hematite, and component 4 of goethite.

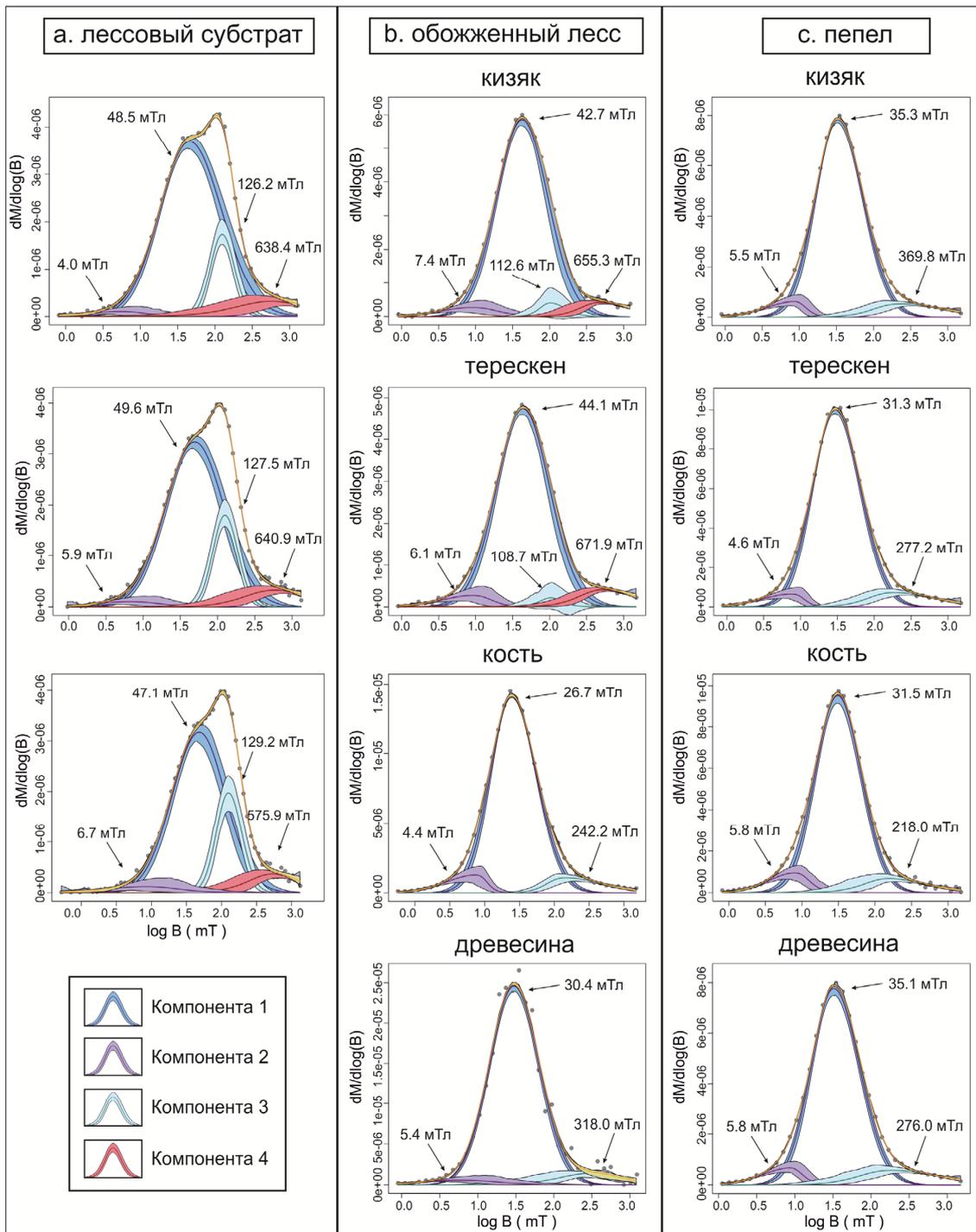


Рис. 6. Компонентный анализ спектров коэрцитивности [веб-приложение Maxbauer et al., 2016] для образцов, полученных в ходе эксперимента

Эмпирические данные представлены серыми кружками. Закрашенные области представляют 95 %-е доверительные интервалы моделируемых компонент (см. легенду) и суммарной модели (желтая кривая). Стрелками напротив пиков показаны значения $B_{1/2}$ в мТл для четырех выявленных компонент. а – распределения коэрцитивных спектров для трех дублей первичного лёссового субстрата, б – распределения коэрцитивных спектров для образцов обожженного лёсса, отобранных из центральной приповерхностной области каждого из четырех экспериментальных костров, с – распределения коэрцитивных спектров для образцов пепла каждого типа топлива

Fig. 6. Component analysis of coercivity spectra [web-application Maxbauer et al., 2016] for samples obtained during the experiment

Empirical data are represented by gray circles. The shaded areas represent the 95 % confidence intervals of the modeled components (see legend) and the summary model (yellow curve). Arrows opposite the peaks show the $B_{1/2}$ in mT for the four identified components. а – distributions of coercive spectra for three specimens of the original loess substrate, б – distributions of coercive spectra for samples of burnt loess taken from the central near-surface area of each 4 experimental fires, с – distributions of coercive spectra for ash samples of each fuel type

Обсуждение результатов

Нами были детально изучены петромагнитные свойства и прослежены изменения в составе магнитных минералов для трех типов образцов, полученных в ходе экспериментального моделирования: исходного лёссового субстрата, обожженных отложений и образцов пепла. По результатам компонентного анализа IRM можно оценить относительный вклад в SIRM основных ферромагнитных минералов (пересчитанные за вычетом артефактной компоненты).

Исходный лёсс содержит магнитомягкий ферримагнетик, маггемит/магнетит (~74 %), мелкозернистый среднекоэрцитивный гематит (~17 %) и высококоэрцитивный гетит (~9 %). Отчетливое разделение маггемита и магнетита методами петромагнитного анализа довольно проблематично, так как они оба являются сильными магнитными фазами и обладают одинаковым диапазоном коэрцитивности. Точка Кюри маггемита может быть определена только, когда он находится в стабильной форме, в остальных случаях маггемит переходит в гематит в широком диапазоне температур от 250 до 800 °C [Özdemir, Vanerjee, 1984; Dunlop, Ozdemir, 1997; de Boer et al., 2001], хотя наиболее часто в диапазоне 400–450 °C. Наличие магнетита подтверждается на температурных кривых магнитной восприимчивости, однако в ходе нагрева происходит активное образование новых зерен, поэтому затруднительно сказать, имелся ли магнетит в исходном субстрате или был полностью новообразован при нагреве. Тем не менее мы предполагаем, что для исходного лёсса преимущественным ферримагнетиком является маггемит, хотя магнетит тоже может присутствовать, но в меньшем количестве. Данное предположение основано на схожести магнитных свойств лёссов Центральной Азии и Китая [Додонов, 2002; Ding et al., 2002], где для последнего подтверждается доминирование маггемита педогенной природы [Sun et al., 1995; Liu et al., 2005; Zan et al., 2017].

Образцы обожженного лёсса показывают переход к двухкомпонентной системе: низкокоэрцитивный минерал (~91 %) + средне-высококоэрцитивный (~9 %). Конечный минералогический состав во многом зависит от величины температур, воздействующих на лёсс. Это связано с тем, что на разных температурах происходят различные минералогические переходы. Так, умеренные температуры (250–350 °C) воздействуют в первую очередь на силикаты железа (глинистые минералы) и гидроксиды железа (лепидокрокит, парамагнитный при комнатных температурах, и гетит), которые переходят в маггемит и гематит при дегидратации. Повышенные температуры (350–500 °C) способствуют трансформации нестабильного педогенного маггемита (основного ферримагнетика исходного лёсса) в гематит. При темпе-

ратурах свыше 400 °C под восстановительными условиями гематит начинает переходить в магнетит [Fine et al., 1989]. Новообразование магнетита наиболее интенсивно происходит при высоких температурах (более 500–600 °C). Изменение условий в процессе охлаждения, например доступ кислорода воздуха, может воздействовать на магнетит, частично окисляя его (маггемитизируя).

Результаты нашего экспериментального моделирования обнаруживают закономерное увеличение величин петромагнитных параметров (см. табл. 2) обожженных пород по сравнению с исходными, однако степень изменения различна для разных экспериментальных костров. Для образцов из костров с использованием терескена и кизяка данное увеличение минимально, а петромагнитные параметры свидетельствуют о частичном сохранении гетита (около 7 %). Мы связываем это с лавинным образованием большого количества пепла (свойственного для данного быстро выгорающего типа топлива), который частично экранировал породы подложки от текущего жара костра, что привело к меньшему прогреву на глубине.

Образцы пепла показывают схожую между собой минералогию: мягкий ферримагнетик, преимущественно магнетит (~90 %), и гематит (~10 %). Для пеплов характерно существенное увеличение частотной зависимости МВ (см. табл. 3), прямо коррелируемое с концентрационно зависимыми параметрами (χ , SIRM, ARM). Это характеризует пепловые прослойки как отложения с высокой концентрацией ультратонких ферримагнитных частиц в SP и SP/SD состояниях и делает их прослоями с сильными магнитными свойствами (повышенные МВ и остаточная намагниченность). Кроме того, сжигание органического топлива может создавать восстановительные условия в ходе горения [Le Borgne, 1960] и способствовать трансформации гематита в магнетит, увеличивая магнитную восприимчивость (в том числе и нижележащего субстрата). Образцы пепла для каждого типа топлива, полученные в результате нашего эксперимента, по изученным петромагнитным параметрам значимо не различаются между собой. Разница в величинах связана лишь с концентрацией магнитных минералов. Мы считаем, что дополнительные исследования и поиск иных петромагнитных параметров способны подобрать оптимальный набор данных для дальнейшего дискриминантного анализа пепловых отложений по типу топлива.

Стоит отметить, что естественные минералогические особенности лёссов Центральной Азии, а именно присутствие температурно-нестабильных минералов, как маггемит и гетит, определяют их удобство и надежность при идентификации участков температурного воздействия в результате деятельности человека. Ранее было установлено, что природные по-

жары не вызывают прогревы свыше 200–250 °С [Bellomo, 1993]. Данных температур недостаточно для значительного и необратимого изменения лёссового субстрата. А вот поддерживаемые и контролируемые человеком кострища способны давать температуры свыше 300 °С уже после первых часов горения [Carrancho, Villalain, 2011]. Это подчеркивает важность сопутствующего изучения исходного субстрата.

Заключение

Исследование магнитных свойств образцов из экспериментальных костров на лёссовом субстрате показало следующее:

1. Состав исходной магнитной минералогии изученного лёсса характеризуется преобладающим присутствием мягкого ферромагнетика (маггемит/магнетит), а также гематита, гетита и парамагнитных Fe-содержащих минералов. При возрастании температуры в лёссовом субстрате происходят следующие значимые переходы магнитных минералов: до 250–350 °С – преобразование силикатов (глинистые минералы) и гидроксидов железа (лепидокрокит, гетит) в оксиды железа (маггемит, гематит); при 350–500 °С – переход педогенного маггемита в гематит; при температурах свыше 400 °С (наиболее интенсивно >500–600 °С) – восстановление гематита в магнетит. Исследование последовательности трансформаций магнитных минералов с температурой может являться перспективным инструментом для определения температурного воздействия в прошлом.

Прокал лёссов в целом ведет к уменьшению их коэрцитивности и ожидаемому повышению магнитной восприимчивости, величин остаточных намагниченностей ARM и SIRM в среднем в 2–4 раза. Результаты эксперимента показали прямую зависимость изменения магнитных свойств нижележащего лёсса от максимально достигаемых температур прогрева, которые лишь опосредованно связаны с типом топлива.

2. Величины SIRM и ARM пеплов превосходят таковые для лёссов в 2–3 раза, удельная магнитная восприимчивость в 2–4 раза, частотная зависимость магнитной восприимчивости (χ_{FD}) в 2–6 раз, а (χ_{FB}) в среднем выше на 2 %. Высокие значения названных выше магнитных параметров обусловлены большими концентрациями ультратонких ферромагнитных частиц (преимущественно SP и SP/SD магнетита).

3. Образцы пепла, полученные при использовании разных типов топлива, не показывают значительных различий магнитных свойств. Для определения тонких изменений в магнитных параметрах, связанных с различным типом топлива, по видимому, требуется постановка эксперимента с большим объемом сжигаемого материала в целях предотвращения контаминации пепловых отложений с нижележащим субстратом.

Таким образом, увеличение магнитных параметров позволяет применять петромагнитные методы (в том числе в полевых условиях, задействуя портативный каппаметр) для обнаружения древних кострищ антропогенного генезиса на палеолитических стоянках Центральной Азии, приуроченных к лёссовым отложениям, а также использовать эти методы для оценки размеров кострищ и выделения участков с наиболее интенсивной деятельностью древнего человека. Петромагнитными идентификаторами древних кострищ в данном случае являются как пеплы, так и термически измененный лёссовый субстрат, который реже подвергается естественному или антропогенному переносу и поэтому особенно важен в случаях частичной или полной утраты пеплосодержащего просяла.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ, проект №18-00-00470. Авторы выражают благодарность В.Э. Павлову, А.В. Латышеву за ценные комментарии в процессе обсуждения материалов, С.В. Шнайдер за помощь в организации эксперимента и анонимного рецензента, чьи замечания позволили существенно улучшить текст статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография. М. : ГЕОС, 2002. С. 250.
- Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Позднякова О.А., Молодин В.И., Мыльникова Л.Н., Нестерова М.С., Кобелева Л.С. Итоги и перспективы применения петромагнитного метода для исследования археологических памятников Барабинской лесостепи // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2013. № 19. С. 251–254.
- Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Позднякова О.А. Опыт использования петромагнитного метода для оценки перспектив применения магниторазведки на территории археологических памятников Барабинской лесостепи // Физика Земли. 2016. № 6. С. 86–99. DOI: 10.7868/s0002333716060077
- Смекалова Т.Н., Восс О., Мельников А.В. Магнитная разведка в археологии. 12 лет применения Оверхаузеровского градиентометра GSM-19WG. СПб. : СПбГУ, 2007. С. 74.
- Шнайдер С.В. Туткальская линия развития в мезолите западной части Центральной Азии : дис. ... канд. ист. наук. Новосибирск, 2015. С. 290.
- Aldeias V. Experimental approaches to archaeological fire features and their behavioral relevance // Current Anthropology. 2017. V. 58. S191–S205. DOI: 10.1086/691210
- Aldeias V., Dibble H.L., Sandgathe D., Goldberg P., Mcpherron S.J.P. How heat alters underlying deposits and implications for archaeological fire features: A controlled experiment // Journal of Archaeological Science. 2016. V. 67. P. 64–79. DOI: 10.1016/j.jas.2016.01.016

- Barbetti M.** Traces of fire in the archaeological record, before one million years ago? // *Journal of Human Evolution*. 1986. V. 15 (8). P. 771–781. DOI: 10.1016/S0047-2484(86)80009-4
- Bellomo R.V.** A methodological approach for identifying archaeological evidence of fire resulting from human activities // *Journal of Archaeological Science*. 1993. V. 20 (5). P. 525–553. DOI: 10.1006/jasc.1993.1033
- Bonhomme T., Stanley J.** Magnetic mapping of prehistoric Aboriginal fireplaces at Bunda Lake, Belarabon Station, New South Wales // *Aust. Arch.* 1986. V. 21. P. 63–73.
- Carrancho Á., Villalain J.J.** Different mechanisms of magnetisation recorded in experimental fires : Archaeomagnetic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 312 (1–2). P. 176–187. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.10.006
- Church M.J., Peters C., Batt C.M.** Sourcing fire ash on archaeological sites in the Western and Northern Isles of Scotland, using mineral magnetism // *Geoarchaeology*. 2007. V. 22 (7). P. 747–774. DOI: 10.1002/geo.20185
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.** Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 13. P. 260–267.
- de Boer C.B., Dekkers M.J., van Hoof T.A.M.** Rock-magnetic properties of TRM carrying baked and molten rocks straddling burnt coal seams // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2001. V. 126 (1–2). P. 93–108. DOI: 10.1016/S0031-9201(01)00246-1
- Dearing J.A., Dann R.J.L., Hay K., Lees J.A., Loveland P.J., Maher B.A., O’Grady K.** Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials // *Geophysical Journal International*. 1996. V. 124 (1). P. 228–240. doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x
- Deng C.L., Zhu R.X., Jackson M.J., Verosub K.L., Singer M.J.** Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese Loess Plateau: A pedogenesis indicator // *Physics and Chemistry of the Earth. Part A: Solid Earth and Geodesy*. 2001. V. 26. P. 873–878.
- Ding Z.L., Ranov V., Yang S.L., Finaev A., Han J.M., Wang G.A.** The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 200. P. 387–400.
- Dunlop D.J.** Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *Journal of Geophysical Research*. 2002a. V. 107 (B3). 2056. DOI: 10.1029/2001JB000486
- Dunlop D.J.** Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // *Journal of Geophysical Research*. 2002b. V. 107 (B3). 2057. DOI: 10.1029/2001jb000487
- Dunlop D.J., Ozdemir O.** *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, 1997.
- Egli R.** Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108 (B2). P. 281. doi: 10.1029/2002JB002023
- Evans M.E., Heller F.** *Environmental Magnetism – Principles and Applications of Enviromagnetics*. San Diego : Academic Press, 2003. 293 p.
- Fine P., Singer M.J., La Ven R., Verosub K., Southard R.J.** Role of pedogenesis in distribution of magnetic susceptibility in two California chronosequences // *Geoderma*. 1989. V. 44 (4). P. 287–306. DOI: 10.1016/0016-7061(89)90037-2
- Gibson T.H.** Magnetic prospection on prehistoric sites in Western Canada // *Geophysics*. 1986. V. 51. P. 553–560. DOI: 10.1190/1.1442109
- Heslop D., Dekkers M.J., Kruiver P.P., van Oorschot I.H.M.** Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm // *Geophysical Journal International*. 2002. V. 148 (1). P. 58–64. DOI: 10.1046/j.0956-540x.2001.01558.x
- Hrouda F.** Models of frequency-dependent susceptibility of rocks and soils revisited and broadened // *Geophysical Journal International*. 2011. V. 187 (3). P. 1259–1269. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05227.x
- Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Kopcewicz B.** Thermally induced transformation of magnetic minerals in soil based on rock magnetic study and Mössbauer analysis // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2010. V. 179 (3–4). P. 164–177. doi: 10.1016/j.pepi.2009.11.004
- Ji J.F., Balsam W., Chen J., Liu L.W.** Rapid and quantitative measurement of hematite and goethite in the Chinese loess-paleosol sequence by diffuse reflectance spectroscopy // *Clays Clay Miner.* 2002. V. 50. P. 208–216.
- Jrad A., Quesnel Y., Rochette P., Jallouli C., Khatib S., Boukbida H., Demory F.** Magnetic Investigations of Buried Palaeohearths Inside a Palaeolithic Cave (Lazaret, Nice, France) // *Archaeological Prospection*. 2014. V. 21 (October 2013). P. 87–101. DOI: 10.1002/arp.1469
- Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D.** Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 189 (3–4). P. 269–276. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00367-3
- Le Borgne E.** Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel // *Annales Geophysics*. 1955. V. 11. P. 399–419.
- Le Borgne E.** Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et sur celles du schiste et du granite // *Annales de Geophysique*. 1960. V. 16. P. 159–195.
- Linford N.T., Canti M.G.** Geophysical evidence for fires in antiquity: Preliminary results from an experimental study // Paper given at the EGS XXIV General Assembly in The Hague, April 1999. *Archaeological Prospection*. 2001. V. 8 (4). P. 211–225. DOI: 10.1002/arp.170
- Liu Q., Deng C., Yu Y., Torrent J., Jackson M.J., Banerjee S.K., Zhu R.** Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols // *Geophysical Journal International*. 2005. V. 161 (1). P. 102–112. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02564.x
- Maki D., Homburg J.A., Brosowske S.D.** Thermally activated mineralogical transformations in archaeological hearths: Inversion from maghemite $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_4$ phase to haematite $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_4$ form // *Archaeological Prospection*. 2006. V. 13 (3). P. 207–227. DOI: 10.1002/arp.277
- Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L.** MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions // *Computers and Geosciences*. 2016. V. 95. P. 140–145. DOI: 10.1016/j.cageo.2016.07.009
- Morinaga H., Inokuchi H., Yamashita H., Ono A., Inada T.** Magnetic Detection of Heated Soils at Paleolithic Sites in Japan // *Geoarchaeology – An International Journal*. 1999. V. 14 (5). P. 377–399.
- Mullins C.E.** The magnetic properties of the soil and their application to archaeological prospecting // *Archaeo-Physika*. 1974. V. 5.

P. 143–347.

Özdemir Ö., Banerjee S.K. High temperature stability of maghemite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) // *Geophysical Research Letters*. 1984. V. 11 (3). P. 161–164. DOI: 10.1029/GL011i003p00161

Peters C., Church M.J., Mitchell C. Investigation of fire ash residues using mineral magnetism // *Archaeological Prospection*. 2001. V. 8 (4). P. 227–237. doi: 10.1002/arp.171

Peters C., Thompson R., Harrison A., Church M.J. Low temperature magnetic characterisation of fire ash residues // *Physics and Chemistry of the Earth*. 2002. V. 27(25–31). P. 1355–1361. DOI: 10.1016/S1474-7065(02)00133-X

Song Y., Li Y., Wang Q., Dong H., Zhang Z., Orozbaev R. Effect of chemical pretreatments on magnetic susceptibility of loess from Central Asia and the Chinese Loess Plateau // *Royal Society of Chemistry*. 2018. V. 8. P. 11087–11094.

Sun W.W., Banerjee S.K., Hunt C.P. The role of maghemite in the enhancement of magnetic signal in the Chinese loess-paleosol sequence: An extensive rock magnetic study combined with citrate-bicarbonate dithionite treatment // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 133. P. 493–505.

Tite M.S., Mullins C. Enhancement of the magnetic susceptibility of soils on archaeological sites // *Archaeometry*. 1971. V. 13 (2). P. 209–219. DOI: 10.1111/j.1475-4754.1971.tb00043.x

Vidic N.J., TenPas J.D., Verosub K.L., Singer M.J. Separation of pedogenic and lithogenic components of magnetic susceptibility in the Chinese loess/paleosol sequence as determined by the CBD procedure and a mixing analysis // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142. P. 551–562.

Zan J., Fang X., Nie J., Teng X., Yang S. Rock magnetism in loess from the middle Tian Shan: Implications for palaeoenvironmental interpretations of magnetic properties of loess deposits in Central Asia // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2012. V. 13. Q10Z50. DOI: 10.1029/2012GC004251

Zan J., Fang X., Yan M., Li B. New insights into the palaeoclimatic interpretation of the temperature dependence of the magnetic susceptibility and magnetization of Mid-Late Pleistocene loess/palaeosols in Central Asia and the Chinese Loess Plateau // *Geophysical Journal International*. 2017. V. 208 (2). P. 663–673. DOI: 10.1093/gji/ggw419

Авторы:

Кулакова Екатерина Петровна, научный сотрудник, Лаборатория главного геомагнитного поля и петромагнетизма, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия.

E-mail: ek.kula@yandex.ru

Дедов Игорь Евгеньевич, лаборант, Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: 11.dedov.com@gmail.com

Мещерякова Ольга Андреевна, ведущий инженер, Лаборатория главного геомагнитного поля и петромагнетизма, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия.

E-mail: oliya@ifz.ru

Курбанов Реджеп Нурмурадович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник, научно-исследовательская лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; отдел палеогеографии четвертичного периода, Институт географии РАН, Москва, Россия.

E-mail: roger.kurbanov@gmail.com

Geosphere Research, 2021, 1, 104–122. DOI: 10.17223/25421379/18/9

E.P. Kulakova¹, I.E. Dedov², O.A. Meshcheriakova¹, R.N. Kurbanov^{3,4}

¹*Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*

²*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

³*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

⁴*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

ROCK-MAGNETIC INDICATORS OF ARCHAEOLOGICAL PALAEOHEARTHS IN THE LOESS DEPOSITS OF CENTRAL ASIA

The prospects of application of the rock-magnetic method for characterizing the degree of impact of anthropogenic fires on the enclosing substrate and the possibilities of reconstructing palaeohearth features for archeological purposes are discussed. For the first time, experimental modeling of fireplaces in loess substrate was carried out using four types of fuel: dry bone, wood, winterfat (shrub) and dried dung. Loess was chosen as the initial substrate due to its wide distribution in the Palaeolithic sites of Central Asia. Rock-magnetic methods were used to study three types of samples from each experimental fire: the original substrate (loess), heated loess, and ash samples. It was found that the impact of the fire leads to an increase of the magnetic susceptibility values, saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) and anhysteretic remanent magnetization (ARM) of loess deposits by 2–4 times. Changes in the magnetic properties of loess during heating are associated with the following changes in iron-containing minerals: transformation of iron silicates and hydroxides (lepidocrocite, goethite) into iron oxides (maghemite, hematite), transformation of pedogenic maghemite to hematite, and reduction of hematite to magnetite. All ash samples show high values of magnetic susceptibility, SIRM and ARM in comparison with unburned loess due to high concentrations of ultrafine ferrimagnetic particles in the SP and SP / SD states (mainly magnetite), making ash deposits reliable rock-magnetic identifiers of hearths. The SIRM and ARM values of ashes exceed those for loesses on average by 2–3 times, the magnetic susceptibility exceeds by 2–4 times, and the frequency dependence of the magnetic susceptibility (χ_{FB}) is 2% higher on average. The ash samples in our study did not show a significant difference between themselves and dependence from the type of fuel. The results indicate stronger magnetic properties of ash layers and burnt loess in comparison with the host loess sediment, which defines ash and burnt loess as reliable rock-magnetic markers of palaeohearths at archaeological sites in Central Asia. Furthermore, even in the case of the loss of ash layers (direct evidence of fire) as a result of erosion, traces of palaeohearth can be detected by the increased rock-magnetic parameters values of the thermally altered loess, which served as the basis of the ancient fire.

Keywords: rock-magnetism, magnetic susceptibility, archaeology, palaeohearths.

References

- Dodonov A.E. *Chetvertichnyy period Sredney Azii: Stratigrafiya, korrelyatsiya, paleogeografiya* [Quaternary of Middle Asia: Stratigraphy, correlation, paleogeography]. Moscow: GEOS, 2002. 250 p. In Russian
- Matasova G.G., Kazansky A.Y., Pozdnyakova O.A., Molodin V.I., Myl'nikova L.N., Nesterova M.S., Kobeleva L.S. *Itogi i perspektivy primeneniya petromagnitnogo metoda dlya issledovaniya arkhelogicheskikh pamyatnikov Barabinskoy lesostepi* [Results and prospects of the application of the rock magnetic method for the study of archaeological monuments of the Barabinsk forest-steppe] // *Problemy Arkheologii, Etnografii, Antropologii Sibiri i Sopredel'nykh Territoriy*, 2013. No 19. pp. 251–254. In Russian
- Matasova G.G., Kazansky A.Y., Pozdnyakova O.A. The experience of using the rock magnetic methods for assessing the prospects of magnetic exploration in the territory of archaeological monuments of the Barabinsk forest steppe // *Izvestiya - Physics of the Solid Earth*. 2016. V. 52, No 6. pp. 869–883.
- Smekalova T.N., Voss O., Melnikov A.V. *Magnitnaya razvedka v arheologii. 12 let primeneniya Overhauserskogo gradientometra GSM-19WG* [Magnetic prospecting in archeology. 12 Years of Overhauser Gradientometer GSM-19WG using]. St. Petersburg: Izd-vo SPbGU, 2007. 74 p. In Russian
- Shnayder S.V. *Tutkaul'skaya liniya razvitiya v mezolite zapadnoy chasti Tsentral'noy Azii* [Tutkaul development line in the Mesolithic of the western part of Central Asia]. PhD thesis. Novosibirsk, 2015. 290 p. In Russian
- Aldeias V. Experimental approaches to archaeological fire features and their behavioral relevance // *Current Anthropology*. 2017. V. 58. pp. S191–S205. <https://doi.org/10.1086/691210>
- Aldeias V., Dibble H.L., Sandgathe D., Goldberg P., McPherron S.J.P. How heat alters underlying deposits and implications for archaeological fire features: A controlled experiment // *Journal of Archaeological Science*. 2016. V. 67. pp. 64–79. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2016.01.016>
- Barbetti M. Traces of fire in the archaeological record, before one million years ago? // *Journal of Human Evolution*. 1986. V. 15(8). pp. 771–781. [https://doi.org/10.1016/S0047-2484\(86\)80009-4](https://doi.org/10.1016/S0047-2484(86)80009-4)
- Bellomo R.V. A methodological approach for identifying archaeological evidence of fire resulting from human activities // *Journal of Archaeological Science*. 1993. V. 20(5). pp. 525–553. <https://doi.org/10.1006/jasc.1993.1033>
- Bonhomme T., Stanley J. Magnetic mapping of prehistoric Aboriginal fireplaces at Bunda Lake, Belarabon Station, New South Wales // *Aust. Arch.* 1986. V. 21. pp. 63–73.
- Carrancho Á., Villalain J.J. Different mechanisms of magnetisation recorded in experimental fires: Archaeomagnetic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 312(1–2). pp. 176–187. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.006>
- Church M.J., Peters C., Batt C.M. Sourcing fire ash on archaeological sites in the Western and Northern Isles of Scotland, using mineral magnetism // *Geoarchaeology*. 2007. V. 22(7). pp. 747–774. <https://doi.org/10.1002/gea.20185>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 13. pp. 260–267.
- de Boer C.B., Dekkers M.J., van Hoof T.A.M. Rock-magnetic properties of TRM carrying baked and molten rocks straddling burnt coal seams // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2001. V. 126(1–2). pp. 93–108. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00246-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00246-1)
- Dearing J.A., Dann R.J.L., Hay K., Lees J.A., Loveland P.J., Maher B.A., O'Grady K. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials // *Geophysical Journal International*. 1996. V. 124(1). pp. 228–240. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x>
- Deng C.L., Zhu R.X., Jackson M.J., Verosub K.L., Singer M.J. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese Loess Plateau: A pedogenesis indicator // *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*. 2001. V. 26. pp. 873–878.
- Ding Z.L., Ranov V., Yang S.L., Finaev A., Han J.M., Wang G.A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 200. pp. 387–400.
- Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs / Ms versus Hcr / Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *Journal of Geophysical Research*. 2002a. V. 107(B3). 2056. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs / Ms versus Hcr / Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // *Journal of Geophysical Research*. 2002b. V. 107(B3). 2057. <https://doi.org/10.1029/2001jb000487>
- Dunlop D.J., Ozdemir O. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, 1997.
- Egli R. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108(B2). pp. 281. <https://doi.org/10.1029/2002JB002023>
- Evans M.E., Heller F. *Environmental Magnetism – Principles and Applications of Enviromagnetics*. Academic Press, 2003. 293 p.
- Fine P., Singer M.J., La Ven R., Verosub K., Southard R.J. Role of pedogenesis in distribution of magnetic susceptibility in two California chronosequences // *Geoderma*. 1989. V. 44(4). pp. 287–306. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(89\)90037-2](https://doi.org/10.1016/0016-7061(89)90037-2)
- Gibson T.H. Magnetic prospection on prehistoric sites in Western Canada // *Geophysics*. 1986. V. 51. pp. 553–560. <https://doi.org/10.1190/1.1442109>
- Heslop D., Dekkers M.J., Kruiver P.P., van Oorschot I.H.M. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm // *Geophysical Journal International*. 2002. V. 148(1). pp. 58–64. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01558.x>
- Hrouda F. Models of frequency-dependent susceptibility of rocks and soils revisited and broadened // *Geophysical Journal International*. 2011. V. 187(3). pp. 1259–1269. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05227.x>
- Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Kopcewicz B. Thermally induced transformation of magnetic minerals in soil based on rock magnetic study and Mössbauer analysis // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2010. V. 179(3–4). pp. 164–177. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.11.004>
- Ji J.F., Balsam W., Chen J., Liu L.W. Rapid and quantitative measurement of hematite and goethite in the Chinese loess-paleosol sequence by diffuse reflectance spectroscopy // *Clays Clay Miner.* 2002. V. 50. pp. 208–216.
- Jrad A., Quesnel Y., Rochette P., Jallouli C., Khatib S., Boukbida H., Demory F. Magnetic Investigations of Buried Palaeohearths Inside a Palaeolithic Cave (Lazaret, Nice, France) // *Archaeological Prospection*. 2014. V. 21(October 2013). pp. 87–101. <https://doi.org/10.1002/arp.1469>

Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 189(3–4). pp. 269–276. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00367-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00367-3)

Le Borgne E. Susceptibilitee magnetique anormale du sol superficiel // *Annale Geophysics*. 1955. V. 11. pp. 399–419.

Le Borgne E. Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et sur celles du schiste et du granite // *Annales de Geophysique*. 1960. V. 16. P. 159–195.

Linford N.T., Canti M.G. Geophysical evidence for fires in antiquity: Preliminary results from an experimental study // Paper given at the EGS XXIV General Assembly in The Hague, April 1999. *Archaeological Prospection*. 2001. V. 8(4). pp. 211–225. <https://doi.org/10.1002/arp.170>

Liu Q., Deng C., Yu Y., Torrent J., Jackson M.J., Banerjee S.K., Zhu R. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols // *Geophysical Journal International*. 2005. V. 161(1). pp. 102–112. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02564.x>

Maki D., Homburg J.A., Brosowske S.D. Thermally activated mineralogical transformations in archaeological hearths: Inversion from maghemite $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_4$ phase to haematite $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ form // *Archaeological Prospection*. 2006. V. 13(3). pp. 207–227. <https://doi.org/10.1002/arp.277>

Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions // *Computers and Geosciences*. 2016. V. 95. pp. 140–145. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009>

Morinaga H., Inokuchi H., Yamashita H., Ono A., Inada T. Magnetic Detection of Heated Soils at Paleolithic Sites in Japan // *Geoarchaeology - An International Journal*. 199. V. 14(5). pp. 377–399.

Mullins C.E. The magnetic properties of the soil and their application to archaeological prospecting // *Archaeo-Physika*. 1974. V. 5. pp. 143–347.

Özdemir Ö., Banerjee S.K. High temperature stability of maghemite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) // *Geophysical Research Letters*. 1984. V. 11(3). pp. 161–164. <https://doi.org/10.1029/GL011i003p00161>

Peters C., Church M.J., Mitchell C. Investigation of fire ash residues using mineral magnetism // *Archaeological Prospection*. 2001. V. 8(4). pp. 227–237. <https://doi.org/10.1002/arp.171>

Peters C., Thompson R., Harrison A., Church M.J. Low temperature magnetic characterisation of fire ash residues // *Physics and Chemistry of the Earth*. 2002. V. 27(25–31). pp. 1355–1361. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00133-X)

Song Y., Li Y., Wang Q., Dong H., Zhang Z., Orozbaev R. Effect of chemical pretreatments on magnetic susceptibility of loess from Central Asia and the Chinese Loess Plateau // *Royal Society of Chemistry*. 2018. V. 8. pp. 11087–11094.

Sun W.W., Banerjee S.K., Hunt C.P. The role of maghemite in the enhancement of magnetic signal in the Chinese loess-paleosol sequence: An extensive rock magnetic study combined with citrate-bicarbonatedithionite treatment // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 133. pp. 493–505.

Thompson R., Oldfield F. *Environmental Magnetism*. Springer Netherlands, 1986. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-8036-8>

Tite M.S., Mullins C. Enhancement of the magnetic susceptibility of soils on archaeological sites // *Archaeometry*. 1971. V. 13(2). pp. 209–219. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1971.tb00043.x>

Vidic N.J., TenPas J.D., Verosub K.L., Singer M.J. Separation of pedogenic and lithogenic components of magnetic susceptibility in the Chinese loess/paleosol sequence as determined by the CBD procedure and a mixing analysis // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142. pp. 551–562.

Zan J., Fang X., Nie J., Teng X., Yang S. Rock magnetism in loess from the middle Tian Shan: Implications for paleoenvironmental interpretations of magnetic properties of loess deposits in Central Asia // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2012. V. 13. Q10Z50. doi:10.1029/2012GC004251.

Zan J., Fang X., Yan M., Li B. New insights into the palaeoclimatic interpretation of the temperature dependence of the magnetic susceptibility and magnetization of Mid-Late Pleistocene loess/palaeosols in Central Asia and the Chinese Loess Plateau // *Geophysical Journal International*. 2017. V. 208(2). pp. 663–673. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw419>

Author's:

Kulakova Ekaterina P., Researcher, Laboratory of the Main Geomagnetic Field and Rock-magnetism, Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia.

E-mail: ek.kula@yandex.ru

Dedov Igor E., Laboratory assistant, Institute of Archaeology and Ethnography Siberian Branch RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: 11.dedov.com@gmail.com

Meshcheriakova Olga A., Senior Engineer, Laboratory of the Main Geomagnetic Field and Rock-magnetism, Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia.

E-mail: oliya@ifz.ru

Kurbanov Redzhep N., Cand. Sci. (Geogr.), Senior Researcher, Laboratory of the Pleistocene Paleogeography, Lomonosov Moscow State University, Department of Quaternary Research, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia.

E-mail: roger.kurbanov@gmail.com

ДИСКУССИЯ

УДК 551.243.4(571.17)

СТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП)



Я.М. Гутак

Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

Рассматриваются вопросы становления структуры западной части Алтае-Саянской складчатой области. Современная структура территории рассмотрена как коллаж террейнов, сформированных в мезозойское (триас, юра, мел) время. Определяющим для формирования структуры региона стал юрский период. Возраст тектонической активизации устанавливается по возрасту самых молодых пластин в основании террейнов. Последним проявлением мезозойского тектогенеза в регионе следует считать смещение в юго-восточном направлении территории Западно-Сибирской плиты с фрагментом Томь-Колыванской складчатой зоны, фиксируемое формированием раннемеловой Неня-Чумышской впадины.

Ключевые слова: Алтае-Саянская складчатая область, тектоника, террейн, Кузбасс, Кузнецкий предгорный прогиб, Салаир, Горный Алтай, Горная Шория.

Постановка проблемы

При рассмотрении этапов становления структуры западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) основное внимание уделялось палеозойскому интервалу геологического времени, соотношению и границам каледонид (ранний палеозой) и герцинид (поздний палеозой) [Западная Сибирь, 2000]. Дальнейшая эволюция региона, по мнению большинства исследователей, проходила в рамках сформировавшегося устойчивого горного сооружения без серьезных изменений составляющих его элементов. Каких-либо серьезных реконструкций геологических событий мезозойского времени для территории региона не проводилось. Считалось, что в это время формируются небольшие наложенные впадины, выполненные континентальными осадочными угленосными отложениями. В ряде случаев отмечается проявление траппового вулканизма и сопутствующих ему пластовых интрузий (Кузбасс), формирование дайковых поясов долеритов и лампрофиров. Только в последние годы территория западной части Алтае-Саянской складчатой области стала рассматриваться как коллаж разновозрастных террейнов [Buslov et al., 2004].

Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют проводить реконструкции геологических событий мезозойского времени и констатировать, что современная мозаика тектонических блоков в Западной части АССО сформировалась в мезозойское время. В ряде случаев удается даже расшифровать последовательность и интенсивность тектонических процессов [Гутак, 2018б]. Наиболее наглядно это можно видеть в северной части региона (Салаир,

Кузбасс, Колывань-Томская складчатая зона, Кузнецкий Алатау) (рис. 1).

Обсуждение

Самым молодым по возрасту тектоническим событием мезозойского времени следует считать надвиг фрагмента Колывань-Томской складчатой зоны (южная часть Западно-Сибирской плиты) на структуры предгорного Кузнецкого прогиба (доказанная амплитуда превышает 15 км) [Юзвизкий, 1970] и слом примыкающих к прогибу с запада дугообразных структур Салаирского террейна. При этом вся область Салаирского блока смещается к югу и в зоне его сочленения со структурами Горной Шории формируется крупный Неня-Чумышский прогиб, выполненный отложениями нижнего мела. Эти отложения выступают индикаторами указанного тектонического события и позволяют датировать его возраст началом мелового периода.

Наибольшие по интенсивности тектонические процессы мезозоя в регионе приурочены к юрскому периоду. В это время к Кузнецкому предгорному прогибу причленяется крупный Салаирский террейн, который, перемещаясь на северо-восток, сминает находящееся перед ним структуры угленосного прогиба и формирует в последнем дугообразную зону тектонических пластин [Гутак, 2018б; Горбунова, Гутак 2019]. Подошва террейна располагается на глубинах около 5 км, фронтальная часть кругая, часто даже опрокинута. При этом геофизическими данными предполагается, что часть отложений Кузнецкого прогиба (до уровня алыкаевского горизонта) поглощена под Салаирским аллохтоном.

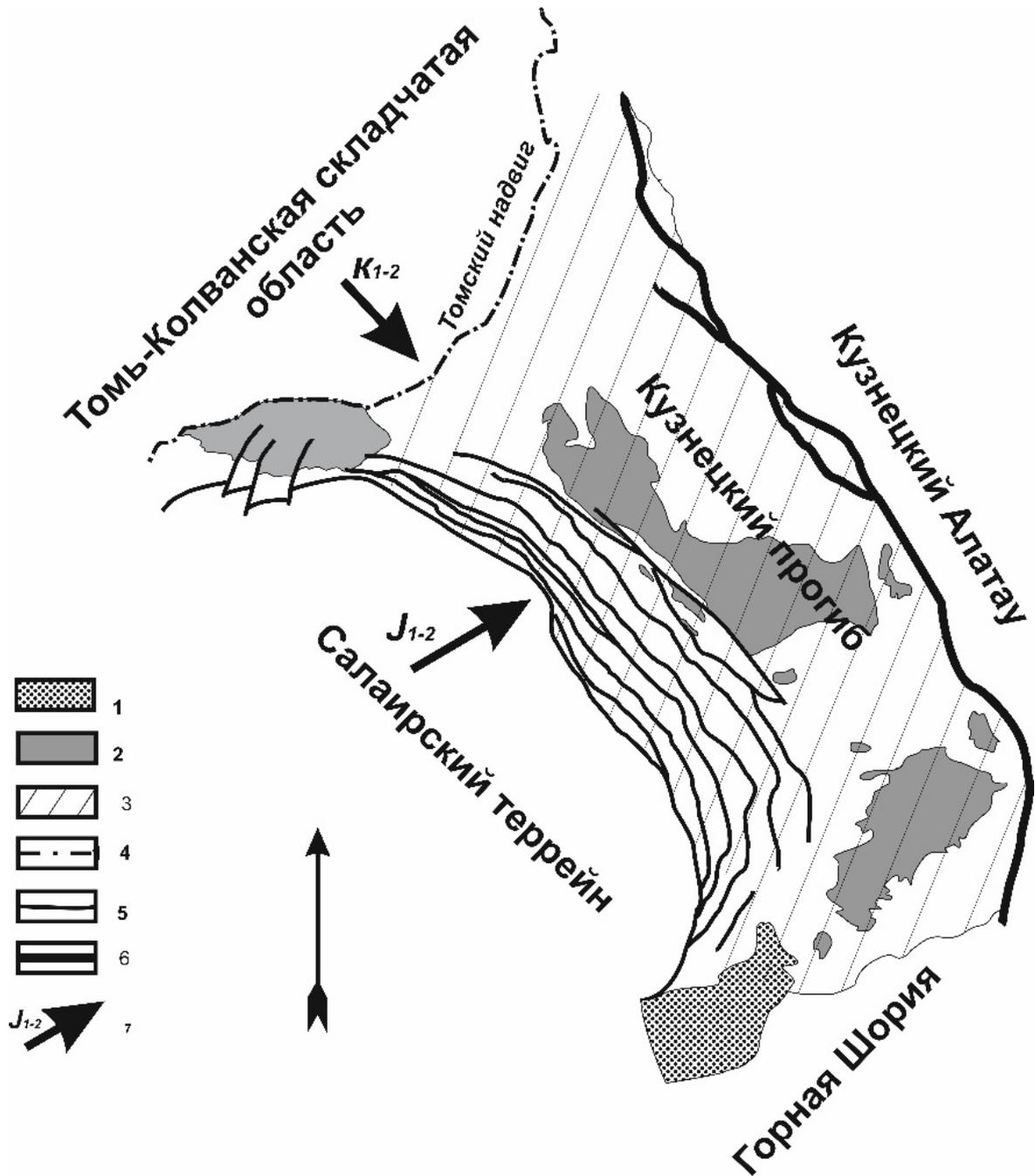


Рис. 1. Схема последовательности тектонических процессов территории Кузнецкого каменноугольного бассейна в юрское и меловое время

1 – Неня-Чумышская приразломная впадина – индикатор подвижек в ранне-среднемеловое время; 2 – приразломные впадины Кузбасса (с севера на юг): Доронинская, Центральная, Тутуясская – индикаторы перемещений Салаирского террейна в ранне-среднеюрское время; 3 – Кузнецкий каменноугольный бассейн; 4 – Томский надвиг (граница Томь-Кольванской складчатой области и Кузнецкого предгорного прогиба); 5 – разломы границы Салаирского террейна и оперяющие разломы в границах Кузбасса; 6 – сдвиговые разрывные нарушения границы Кузнецкого краевого прогиба и складчатого обрамления Сибирского крона (горная система Кузнецкий Алатау); 7 – время и направление тектонических движений

Fig. 1. Scheme of tectonic sequence of the Kuznetsk Coal Basin territory in the Jurassic and Cretaceous

1 – the Ninya-Chumyshskaya fault trough – indicator of movements in the Early-Middle Cretaceous; 2 – fault troughs of Kuzbass (from north to south): Doroninskaya, Centralnaya, Tutuyasskaya – indicators of the Salair terrane movements in the Early-Middle Jurassic; 3 – the Kuznetsk coal basin; 4 – the Tomsk thrust fault (boundary of the Tom-Kolyvan fold area and the Kuznetsk piedmont trough); 5 – the Salair terrane boundary faults and echelon faults within the Kuzbass boundaries; 6 – shear and rapture faults of the Kuznetsk fore deep boundary and the Siberian craton folded framing (the Kuznetsk Alatau mountain system); 7 – time and direction of tectonic movements

Подобный механизм формирования современной структуры сочленения Салаира и Кузбасса рассматривался и ранее, только в этих моделях Салаирский блок отрывался от Горно-Алтайских структур (при этом амплитуда перемещений оценивалась в первую сотню километров). Несмотря на кажущуюся очевидность подобной трактовки, при детальном рассмотрении оказывается, что стратиграфические последовательности отложений в Салаире и Горном Алтае значительно отличаются [Гутак, 2018a].

Так, девонская последовательность отложений в Горном Алтае завершается верхним девонем (франский ярус), в то время как в Салаире она заканчивается живетским ярусом среднего девона. Имеются серьезные литологические различия в строении разрезов. В последнее время в ордовикских и силурийских отложениях Салаира обнаружены вулканогенные образования, которых нет в разрезах Горного Алтая [Токарев и др., 2018]. Все это заставило отказаться от горноалтайского происхождения Салаирского террейна. По ряду косвенных (палеонтология) признаков Салаирский блок имеет сходство с отложениями Южного Урала [Гутак, 2018a]. Если это так, то амплитуда горизонтальных перемещений последнего составит уже тысячи километров и покажет глобальность юрских тектонических событий. Как и в случае с меловым тектоническим событием, перед фронтом Салаирского террейна формируется ряд прогибов, выполненных отложениями нижней-средней юры. Эти прогибы очень хорошо и детально изучены и имеют собственные названия (Тутуяская, Центральная, Доронинская впадины). Именно эти отложения дают возможность оценить время рассмотренного тектонического события.

В этом смысле очень важным, на наш взгляд, является наличие в других районах Западной части АССО небольших по размерам тектонических пластин мезозойских отложений. Их наличие здесь было установлено относительно недавно в окрестностях Телецкого озера (Пыжинский «грабен», верхний триас) [Кац, 1985], Айгулакском хребте, окрестности озера Соролукель, Курайском хребте, правобережье р. Чуя у с. Чаган-Узун, хребте Чихачева в верховьях р. Бугузун (нижняя-средняя юра) [Гутак и др., 2001a]. Во всех этих случаях мезозойские отложения выполняют отдельные обособленные тектонические пластины, локализованные в основании крупных тектонических шарьяжей. По аналогии с Кузбассом можно предположить, что эти пластины представляют собой остатки приразломных прогибов, только теперь они полностью поглощены надвинутыми на них блоками. В основании тектонических покровов кроме отложений мезозоя присутствуют и тектонические пластины палеозойских (средний–верхний девон, карбон) отложений (р. Курайка, Акташское рудное поле окрестности озера

Чейбеккель) [Гутак, Батяева, 1991]. Ряд признаков указывает на их сходство с отложениями Кузнецкого предгорного прогиба. Об этом свидетельствует, в частности, состав и последовательность формирования девонских отложений Курайского прогиба (живетский ярус среднего девона, фаменский ярус верхнего девона). Сходны с Кузнецким прогибом не только последовательность отложений, но и состав комплексов окаменелостей. Кроме девонских отложений в пакет тектонических чешуй Курайского хребта входят отложения раннего (р. Курайка) [Гутак и др., 2001b], среднего (р. Узунтыдугем) [Гутак, Батяева, 1996] и верхнего (Курайское каменноугольное месторождение, Акташское рудное поле, окрестности озера Чейбеккель) [Гутак, Батяева 1991] отделов каменноугольной системы. Бросается в глаза схожесть этих отложений с аналогичными отложениями Кузнецкого прогиба. Учитывая сказанное, можно предположить, что перечисленные разрозненные пластины представляют собой аккреционные призмы, оставшиеся от поглощенного под тектоническими покровами верхнепалеозойского седиментационного бассейна (возможно, часть Кузнецкого предгорного прогиба). Подобную палеогеографическую реконструкцию для региона ранее предложил М.М. Буслов [Buslov et al., 2004]. По его предположениям, Сибирский кратон с юга граничил с Колывань-Томской складчатой зоной (по авторской концепции, переход к последней осуществлялся через Кузнецкий краевой прогиб).

Крупноамплитудные горизонтальные сдвиговые (а последние определенно переходят в надвиги) перемещения земной коры в зоне сочленения Западного Саяна и Горного Алтая подтверждаются реальными геологическими данными. Так, ордовикские и нижнесилурийские отложения Улаганской и Еринатской «впадин» – это в прошлом единый седиментационный бассейн, части которого перемещены друг относительно друга на расстояние более 30 км [Науменко, Гутак, 1982]. Как и в случае с Кузнецким прогибом и Горным Алтаем, поблизости фиксируется тектоническая пластина юрских отложений [Дергунов, 1967].

Значительные горизонтальные перемещения террейнов Горного Алтая подтверждаются также дезинтегрированными блоками средне-верхнедевонских отложений Курайского прогиба [Гутак, 1989]. Благодаря контрастной литологии и своеобразному комплексу окаменелостей, отдельные части разреза этих отложений можно опознать и на значительном удалении от основного поля их развития. Они выявлены в долине р. Сугары (Айгулакский хребет) [Гутак, 1997], левом борту р. Куба [Туркин и др., 2001], в долине р. Лебедь (Байгольский кривун) [Удодов и др., 1982] и правобережье р. Бия у с. Старая Ажинка [Гутак и др., 2004]. Последний район очень приме-

тен в том отношении, он напрямую примыкает к меловой Неня-Чумышской впадине на границе Салаирского террейна, Кузбасса и Тельбесского террейна Горной Шории. Несколько небольших по мощности тектонических пластин позднедевонских и раннекаменноугольных отложений отмечено в северо-западном обрамлении Уймонской котловины [Грацианова, 1983]. Линзовидное чешуйчатое строение горноалтайского региона хорошо просматривается на Геологической карте Западной части Алтае-Саянской складчатой области масштаба 1 : 500 000, составленной в Западно-Сибирском геологическом управлении (В.И. Зиновьев и др.) в 1973 г. Обращает внимание, что почти всегда в контактовых зонах террейнов имеются пакеты пластин с участием юрских отложений. Кроме уже отмеченных выше примеров, аккреционные призмы юры установлены в обрамлении Мрасского террейна Горной Шории, Северо-Восточной зоне смятия на границе структур Горного и Рудного Алтая и Рудном Алтае (Луговская депрессия). Не исключено, что детальное изучение контактов террейнов позволит установить новые, неизвестные в настоящий момент пластины юрских отложений.

Сдвигово-надвиговая тектоника региона предполагает чередование зон сжатия и растяжения земной коры. В зонах сжатия фиксируются пакеты тектонических пластин разного возраста, в зонах растяжения возникают условия проявления интрузивной магматизма. До последнего времени считалось, что мезозойский интрузивный магматизм ограничивается только комплексами даек основного состава (диабазы и лампрофиры), а также силами и траппами триаса в Кузнецком прогибе. Новые данные значительно расширили этот перечень. В юго-восточной части Горного Алтая выявлен Чиндагатуйский гранитодный комплекс (время становления – юрский период) [Шокальский и др., 2000]. Появились данные о мезозойском возрасте образований Калгутинского массива [Анникова и др., 2016]. Наконец, субвулканические, предположительно мезозойские интрузии с гранитоидами в нижней части магматической колонны обнаружены в Северо-Чуйском и Курайском хребтах [Гутак, 2016].

По всей вероятности, начало тектонической активизации региона совпадает с началом траппового вулканизма на Сибирской платформе, Западно-Сибирской плите и Кузбассе. Ранее этот рубеж (геологическое событие) принимался за границу палеозойской и мезозойской эратем. В настоящее время в Кузбассе получены данные о том, что процессы траппового вулканизма начались еще в позднепермское время и граница между пермской и триасовой системой проходит внутри вулканического разреза мальцевской серии [Кузина и др., 2019].

Заключение

Мезозойская тектоническая активизация Западной части Алтае-Саянской складчатой области привела к формированию структуры возрожденных гор, которая уже существенно не менялась до настоящего времени. Сдвиговые перемещения отдельных террейнов продолжают и в последующем, о чем свидетельствует надвиг Курайского аллохтона на кайнозойские структуры Курайской и Чуйской впадин и само образование этих впадин. Однако амплитуды горизонтальных перемещений (первые сотни метров) не идут в сравнение с амплитудами перемещений блоков в мезозойское время. Косвенным подтверждением продолжающейся тектонической активности региона могут служить происходящие здесь время от времени крупные землетрясения (Горный Алтай, зона сочленения Айгулакского, Курайского и Северо-Чуйского хребтов), напряженное состояние пород в зоне сочленений тектонических блоков (Салаирский терреин с Кузбассом, Мрасский терреин с Тельбесским), приводящие к горным ударам в подземных горных выработках и карьерах (в том числе и техногенным землетрясениям).

Пик тектонической активизации региона совпадает с ранне-среднеюрским временем (коллаж террейнов и становление в зонах растяжений интрузивных массивов). Индикатором этого процесса служат пластины нижне-среднеюрских отложений, самые молодые отложения в пакетах тектонических пластин террейнов Горного и Рудного Алтая и прищарьяжные впадины в структурах Кузбасса.

Последним проявлением мезозойской тектонической активности в регионе следует считать смещение в юго-восточном направлении территории Западно-Сибирской плиты с фрагментом Томь-Колыванской складчатой зоны, фиксируемое формированием раннемеловой Неня-Чумышской впадины.

В этой связи термин «Алтае-Саянская складчатая область» уже не отвечает внутреннему содержанию и требует изменения. Мезозойские процессы шли в сформированной складчатой структуре и вели к ее дезинтеграции. По этому регион следует рассматривать как «Алтае-Саянский супертерреин». Такая трактовка становления структуры западной части АССО требует серьезного детального терреин-анализа, оконтуривания и описания входящих в ансамбль супертеррейна блоков. Проведение такого анализа может существенным образом изменить представление о минерагении региона и скорректировать методику проведения здесь поисковых работ.

Автор выражает искреннюю благодарность А.И. Антошкиной (Коми НЦ, г. Сыктывкар), И. Дуличу (НИС «Нафтагас», г. Нови Сад, Сербия), С.А. Родыгину (ТГУ, г. Томск) за поддержку исследования и ценные замечания по тексту публикации.

ЛИТЕРАТУРА

- Анникова И.Ю., Травин А.В., Владимиров А.Г., Мурзинцев Н.Г., Юдин Д.С.** Термохронология Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: материалы третьей Междунар. науч. конф. 29 марта – 1 апреля 2016, Новосибирск, Россия. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. С. 11–13.
- Горбунова А.Р., Гутак Я.М.** Особенности геологического строения северо-западной (присалаирской) части Кузбасса на примере угольного разреза Вахрушевский // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2019. № 2. С. 77–82.
- Грацианова Р.Т.** Сообщества брахиопод верхнего девона в разрезе по р. Томь у Косого Утеса и их аналоги в Горном Алтае // Труды ИГиГ. 1983. Вып. 569. С. 15–39.
- Гутак Я.М.** Схема расчленения девонских образований Курайского прогиба (юго-восточный Горный Алтай) // Стратиграфия, палеогеография и минералогия среднего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1989. С. 38–39.
- Гутак Я.М.** Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новокузнецк, 1997. 40 с.
- Гутак Я.М.** Изотопные датировки метаморфических и магматических комплексов в стратиграфической схеме западной части Алтае-Саянской складчатой области, юг Западной Сибири // Геосферные исследования. 2016. № 1. С. 7–15.
- Гутак Я.М.** Генезис Салаирского террейна (Алтае-Саянская складчатая область): геологические и палеонтологические данные // Эволюция жизни на Земле: материалы V Междунар. симп., 12–16 ноября 2018 г., г. Томск. Томск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2018а. С. 58–59.
- Гутак Я.М.** Последовательность тектонических событий в Кузбассе (мезозой) // Корреляция Алтаид и Уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения: материалы Четвертой Междунар. науч. конф. 2–6 апреля 2018 г., Новосибирск. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018б. С. 47–48.
- Гутак Я.М., Батяева С.К.** Каменноугольные отложения Курайской ртутно-рудной зоны // Новые данные по геологическому строению и условиям формирования месторождений полезных ископаемых в Алтайском крае. Барнаул, 1991. С. 20–21.
- Гутак Я.М., Батяева С.К.** Среднекаменноугольные отложения Горного Алтая (состав, флора, межрегиональная корреляция) // Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Новосибирск, 1996. Т. 2. С. 88–92.
- Гутак Я.М., Батяева С.К., Ляхницкий В.Н., Федак С.И.** Юрские отложения Горного Алтая // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. Новосибирск, 2001. С. 49–57.
- Гутак Я.М., Дрягина Л.И., Ляхницкий В.Н., Федак С.И.** Континентальные нижнекаменноугольные отложения юго-востока Горного Алтая // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. Материалы международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Томск, 2001. С. 41–44.
- Гутак Я.М., Федак С.И., Антонова В.А.** Стратиграфия позднего палеозоя зоны сочленения Салаира и Горного Алтая (правобережье р. Бия в районе сел Карабинка, Старая и Новая Ажинки) // Природа и экономика Кузбасса. Новокузнецк, 2004. Вып. 9, т. 1: Геология и палеонтология. С. 14–16.
- Дергунов А.Б.** Структуры сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 216 с.
- Западная Сибирь** // Геология и полезные ископаемые России: в 6 т. / гл. ред. В.П. Орлов; ред. 2-го тома А.Э. Конторович, В.С. Сурков. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. Т. 2. 477 с.
- Кац В.Е.** О возрасте угленосных отложений Пыжинского грабена // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. Бийск, 1985. С. 36–37.
- Кузина Д.М., Гильметдинов И.Д., Аюпов Р.М., Фетисова А.М., Балабанов Ю.П., Давыдов В.И., Силантьев В.В.** Палеомагнитные и магнитные исследования разреза Бабий Камень (Кемеровская область) // Международная стратиграфическая конференция Головкинского, 2019. Осадочные планетарные системы позднего палеозоя: стратиграфия, геохронология, углеводородные ресурсы. Пятая Всероссийская конференция «Верхний палеозой России»: сборник тезисов. Казань: Казанский федеральный университет, 2019. С. 133–134.
- Науменко А.И., Гутак Я.М.** Корреляция ордовикских отложений Улаганской и Еринатской впадин (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1982. № 4. С. 113–116.
- Токарев В.Н., Сенников В.Н., Юрьев А.А., Тимохин А.В., Хабибуллина Е.А., Гонга Е.В., Щербаненко Т.А., Гутак Я.М.** Позднеордовикско-раннесилурийский вулканогенно-осадочный комплекс Салаира // Корреляция Алтаид и Уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения: материалы Четвертой Междунар. науч. конф. 2–6 апреля 2018 г. Новосибирск. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. С. 147–149.
- Туркин Ю.А. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. 2-е изд. Серия Алтайская. Лист М-45-III (Чемал). Объяснительная записка. СПб.: Изд. Санкт-Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 194 с.
- Удодов В.П., Мезенцева О.П., Верхозина М.Ф., Куринович В.Г.** О фаунистически охарактеризованных отложениях франского яруса окраин Бийско-Катунского антиклинория // Природа и экономика Кузбасса. Новокузнецк, 1982. С. 50–52.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СОРАН (филиал «ГЕО»), 2000. 187 с.
- Юзвический А.З.** Условия формирования структур северо-восточной части Кузнецкого бассейна (опыт палеотектонического анализа). Новосибирск: Наука, 1970. 96 с.
- Buslov M.M. et al.** Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Sciences 23 (2004). P. 655–671. DOI: 10.1016/S1367-9120(03)00131-7

Автор:

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

E-mail: gutakjaroslav@andex.ru

Ja.M. Gutak

Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

DEVELOPMENT OF STRUCTURE OF THE WEST PART OF THE ALTAI-SAYAN OROGEN (THE MESOZOIC STAGE)

Issues of the western part of the Altai-Sayan folded region (ASFR) development are considered. The Jurassic Period became determining factor for the region's structure development. The youngest plates at the base of tectonic terrains determine age of tectonic activation. The latest occurrence of the Mesozoic tectonic activity in the region is the displacement in the southeast direction of the West Siberian Plate with a fragment of the Tom-Kolyvan folded zone, fixed by the Early Cretaceous Nenya-Chumysh depression origin.

Modern structure of the territory of the western part of the Altai-Sayan Folded Region (ASFR) is considered as a collage of terranes formed in the Mesozoic (Triassic, Jurassic, Cretaceous) time. It is confirmed by the presence of a series of tectonic strata in the base of allochthons (Pyzhinsky "graben", the Upper Triassic), the Aigulak ridge (vicinity of the Lake Sorolukel), the Kuraisky ridge (right bank of the Chuya river near the village of Chagan-Uzun), Chikhachev ridge (the upper flow of the Buguzun river), the foot of the Shapshal ridge, Gornaya Shoria (the Lower-Middle Jurassic). Together with the Mesozoic deposits, deposits of the Late, Middle and Lower Carboniferous, the Upper and Middle Devonian are recorded by the series of tectonic plates. The Jurassic period became decisive for regional structure generation. The age of tectonic activation is determined by the age of the youngest plate at the terranes base.

The sequence of the Kuznetsk trough structure generation (Fig. 1) due to interaction of the Salair terrane, the Tom-Kolyvan folded zone, the Gornaya Shoria terranes and the Kuznetsk Alatau massif is considered in detail.

It is assumed that the Kuznetsk trough is a fragment of a larger structural element - a foothill trough on the border of cratonized framing of the Siberian platform and the Tomsk-Kolyvan mobile belt. Most of this extended Hercynian structure is currently engulfed beneath the Mesozoic terranes of Gorny Altai. Fragments of the trough can be seen in tectonic plates, often together with Jurassic and Carboniferous deposits in the southeastern part of Gorny Altai (Kuraisky trough), Aigulak ridge (Sugara river), Central Altai (Kuba river), Northern Altai (Lebed river at Baigolsky Krivun and the right bank of the Biya river near the village of Staraya Azhinka).

The southeastern displacement of the territory of the West Siberian plate with a fragment of the Kolyvan-Tomsk folded zone, traced by generation of the Early Cretaceous Nenya-Chumysh depression should be considered as the last manifestation of the Mesozoic tectogenesis in the region.

The Mesozoic tectonic activation of the Western part of the ASFR led to generation of revived mountains structure, which has not been changed significantly until now. The region should be considered as the "Altai-Sayan superterrane". Such an interpretation of generation of the western part of the ASFR structure requires serious detailed terrane analysis, delineation and description of the blocks included in the superterrane ensemble. Such an analysis can significantly change understanding of the regional minerageny and improve methodology of its prospecting.

Keywords: *Altai-Sayan folded area, tectonics, terrane, Kuzbass, Kuznetsk piedmont depression, Salair, Altai Mountains, Shoria Mountains.*

References

- Annikova I.Yu., Travin A.V., Vladimirov A.G., Murzincev N.G., Yudin D.S. *Termohronologiya Kalgutinskoj rudno-magmaticheskoy sistemy (Gornyy Altaj)* [Thermochronology of the Kalgutinskaya ore-magmatic system (Gorny Altai)] // Korrelyatsiya Altaj i Uralid: magmatizm, metamorfizm, stratigrafiya, geohronologiya, geodinamika i metallogeniya / Materialy tretej mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii 29 marta – 1 aprelya 2016, Novosibirsk, Rossiya. Novosibirsk: Izd-vo SORAN, 2016. pp. 11–13. In Russian.
- Gorbunova A.R., Gutak Ya.M. *Osobennosti geologicheskogo stroeniya severo-zapadnoj (prisalairskoj) chasti Kuzbassa na primere ugol'nogo razreza Vahrushevskij* [Geological aspects of the North-Western (Presalair) part of Kuzbass using the example of the Vakhrushevskiy strip mining of coal] // Geologiya i mineral'nye resursy Sibiri. 2019. No 2. pp. 77–82. In Russian.
- Gracianova R.T. *Soobshchestva brachiopod verhnego devona v razreze po r. Tom' u Kosogo Utesa i ih analogi v Gornom Altaje* [Upper Devonian brachiopod communities in the section along the Tom at the Slanting Cliff and their analogues in Gorny Altai] // Tr. IGiG, 1983. V. 569. pp. 15–39. In Russian.
- Gutak Ya.M. *Skhema raschleneniya devonskih obrazovaniy Kurajskogo progiba (yugo-vostochnyj Gornyy Altaj)* [Scheme of dissection of the Devonian formations of the Kuraisky trough (southeastern Gorny Altai)] // Stratigrafiya, paleogeografiya i minerageniya srednego paleozoya Sibiri. Novosibirsk, 1989. pp. 38–39. In Russian.
- Gutak Ya.M. *Stratigrafiya i istoriya razvitiya Altaya v devone i rannem karbone* [Stratigraphy and history of development of Altai in the Devonian and Early Carboniferous] Avtoreferat diss. na soisk. uch. st. d. g.-m. n. Novokuzneck, 1997. 40 p. In Russian.
- Gutak Ya.M. Isotopic dating of metamorphic and igneous complexes in stratigraphy of the Altai-Sayan folded area, south of Western Siberia // Geosphere Research. 2016. № 1. pp. 7–15. DOI: 10.17223/25421379/1/1/ In Russian.
- Gutak Ya.M. *Genezis Salairskogo terrejna (Altai-Sayanskaya skladchataya oblast') geologicheskie i paleontologicheskie dannye* [Genesis of the Salair Terrane (Altai-Sayan fold area) geological and paleontological data] // Evolyuciya zhizni na Zemle / Materialy V Mezhdunarodnogo simpoziuma, 12–16 noyabrya 2018 g., g.Tomsk. Tomsk: Izdatel'skij Dom Tomskogo gosudarstvennogo universiteta, 2018. pp. 58–59. In Russian.
- Gutak Ya.M. *Posledovatel'nost' tektonicheskikh sobytij v Kuzbasse (mezozoy)* [The sequence of tectonic events in the Kuzbass (Mesozoic stage)] // Korrelyatsiya Altaj i Uralid: glubinnoye stroeniye litosfery, stratigrafiya, magmatizm, metamorfizm, geodinamika i metallogeniya. Materialy Chetvertoy mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii. 2–6 aprelya 2018 g. Novosibirsk. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2018. pp. 47–48. In Russian.
- Gutak Ya.M., Batyaeva S.K. *Kamennougol'nyye otlozheniya Kurayskoy rtutno-rudnoy zony* [Coal deposits of the Kuraisky mercury-ore zone] // Novyye dannyye po geologicheskomu stroeniyu i usloviyam formirovaniya mestorozhdeniy poleznykh iskopayemykh v Altayskom kraje. Barnaul, 1991. pp. 20–21. In Russian.

Gutak Ya.M., Batyaeva S.K. *Srednekamennougol'nyye otlozheniya Gornogo Altaya (sostav, flora, mezhtseional'naya korrelyatsiya)* [Middle Carboniferous deposits of Gorny Altai (composition, flora, interregional correlation)] // Kuzbass – klyuchevoy rayon v stratigrafii verkhnego paleozoya Angaridy. Novosibirsk, 1996. T. 2. pp. 88–92. In Russian.

Gutak Ya.M., Batyaeva S.K., Lyahnickij V.N., Fedak S.I. *Yurskiye otlozheniya Gornogo Altaya* [Jurassic deposits of Gorny Altai] // Aktual'nyye voprosy geologii i mineragenii yuga Sibiri. Novosibirsk, 2001. pp. 49–57. . In Russian.

Gutak Ya.M., Dryagina L.I., Lyahnickij V.N., Fedak S.I. *Kontinental'nye nizhnkamennougol'nye otlozheniya yugo-vostoka Gornogo Altaya* [Continental Lower Carboniferous deposits of the southeast of Gorny Altai] // Regional'naya geologiya. Geologiya mes-torozhdenij poleznyh iskopaemyh. Materialy mezhdunarodnoj nauchno-tekhnicheskoj konferencii “Gorno-geologicheskoe obrazovanie v Sibiri. 100 let na sluzhbe nauki i proizvodstva”. Tomsk, 2001. pp. 41–44. In Russian.

Gutak Ya.M., Fedak S.I., Antonova V.A. *Stratigrafiya pozdnego paleozoya zony sochleneniya Salaira i Gornogo Altaya (pravoberezh'e r. Biya v rajone sel Karabinka, Staraya i Novaya Azhinki)* [Stratigraphy of the Late Paleozoic of the junction zone of Salair and Gorny Altai (right bank of the Biya River near the villages of Karabinka, Staraya and Novaya Azhinka)] // Priroda i ekonomika Kuzbassa. Novokuznetsk, 2004, Vyp. 9. T. 1. Geologiya i paleontologiya. pp. 14–16. In Russian.

Dergunov A.B. *Struktury sochleneniya Gornogo Altaya i Zapadnogo Sayana* [Structures of the junction of Gorny Altai and Western Sayan]. Moscow: Nauka, 1967. 216 p. In Russian.

Zapadnaya Sibir' [Western Siberia] // Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii. V shesti tomah. T. 2 / Ed. by V.P. Orlov. Red. 2-go toma: A.E. Kontorovich, V.S. Surkov. St.Petersburg: Izd-vo VSEGEI, 2000. 477 p. In Russian.

Kac V.E. *O vozraste ugleonosnyh otlozhenij Pyzhinskogo grabena* [About the age of coal-bearing deposits of the Pyzhinsky graben] // Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye Altajskogo kraya. Biysk, 1985. pp. 36–37. In Russian.

Kuzina D.M., Gil'metdinov I.D., Ayupov R.M., Fetisova A.M., Balabanov Yu.P., Davydov V.I., Silant'ev V.V. *Paleomagnitnye i magnitnye issledovaniya razreza Babij Kamen' (Kemerovskaya oblast')* [Paleomagnetic and magnetic studies of the Babiy Kamen section (Kemerovo region)] // Mezhdunarodnaya stratigraficheskaya konferenciya Golovkinskogo, 2019. Osadochnye planetarnye sistemy pozdnego paleozoya: stratigrafiya, geohronologiya, uglevodorodnye resursy. Pyataya Vserossijskaya konferenciya «Verhnij paleozoj Rossii» 24–28 sentyabrya 2019, Kazan', Rossiya. Sbornik tezisov. Kazan: Kazanskij federal'nyj universitet, 2019. pp. 133–134. In Russian.

Naumenko A.I., Gutak Ya.M. *Korrelyaciya ordovikskih otlozhenij Ulaganskoj i Erinatskoj vpadin (Gornyj Altaj)* [Correlation of Ordovician deposits of the Ulagan and Erinatskaya depressions (Gorny Altai)] // Geologiya i geofizika, 1982. No 4, pp. 113–116. In Russian.

Tokarev V.N., Sennikov V.N., Yur'ev A.A., Timohin A.V., Habibullina E.A., Gonta E.V., Shcherbanenko T.A., Gutak Ya.M. *Pozdneordovicko-rannesiluriskij vulkanogenno-osadochnyj kompleks Salaira* [Late Ordovician-Early Silurian volcanogenic-sedimentary complex Salair] // Korrelyaciya Altaj i Uralid: glubinnoe stroenie litosfery, stratigrafiya, magmatizm, metamorfizm, geodinamika i metallogeniya / Materialy Chetvertoj mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii. 2–6 aprelya 2018 g. Novosibirsk. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2018. pp. 147–149. In Russian.

Turkin Yu.A. i dr. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii masshtaba 1:200000*. Izd. 2-e. Seriya Altajskaya. List M-45-III (Chemal). Ob'yasnitel'naya zapiska. [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200000. Ed. 2nd. Altai series. Sheet M-45-III (Chemal). Explanatory note]. St. Petersburg: Izd. SPb kartfabriki VSEGEI, 2001. 194 p. In Russian.

Udodov V.P., Mezenceva O.P., Verhozina M.F., Kurinovich V.G. *O faunisticheski oharakterizovannyh otlozheniyah franskogo yarusa okrain Bijsko-Katun'skogo antiklinoriya* [About faunistically characterized sediments of the Frasnian stage of the outskirts of the Biisk-Katun anticlinorium] // Priroda i ekonomika Kuzbassa. Novokuznetsk, 1982. pp. 50–52. In Russian.

Shokal'skij S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G., Borisov S.M. *Korrelyaciya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoj chasti Altae-Sayanskoj skladchatoj oblasti* [Correlation of magmatic and metamorphic complexes in the western part of the Altai-Sayan fold area]. Novosibirsk: Izd-vo SORAN (filial «GEO»), 2000. 187 p. In Russian.

Yuzvickij A.Z. *Usloviya formirovaniya struktur severo-vostochnoj chasti Kuzneckogo bassejna (opyt paleotektonicheskogo analiza)* [Conditions for the formation of structures in the northeastern part of the Kuznetsk Basin (experience of paleotectonic analysis)]. Novosibirsk: «Nauka, Sibirskoe otdelenie», 1970. 96 p. In Russian.

Buslov M.M., et al. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Sciences 23 (2004). pp. 655–671. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00131-7](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00131-7)

Author's:

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

E-mail: gutakjaroslav@andex.ru

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2021. № 1

Редактор Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 29.03.2021 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 16,2; усл. печ. л. 15,1.
Тираж 50 экз. Заказ № 4614. Цена свободная.

Дата выхода в свет 09.04.2021 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