

ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Материалы

V Всероссийской научно-практической конференции,
посвященной 45-летию Геологического института СО РАН

г. Улан-Удэ, 27 – 31 августа 2018 г.



Улан-Удэ
2018

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук

Российский фонд фундаментальных исследований

Бурятский государственный университет

АО «Разрез Тугнуйский»

ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Материалы

*V Всероссийской научно-практической конференции,
посвященной 45-летию Геологического института СО РАН*

г. Улан-Удэ, 27–31 августа 2018 г.

Улан-Удэ

Издательство Бурятского госуниверситета
2018

УДК 551.1/4(5-015+517.3)
ББК 26.3(2Рос-16+5Мон)
Г 354

Утверждено к печати Ученым советом
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
«Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук»

Журнал размещен в системе РИНЦ
на платформе Научной электронной библиотеки eLibrary.ru

Рецензенты:

Б. Б. Дамдинов, канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. ГИН СО РАН,
В. В. Хахинов, д-р хим. наук, профессор, проректор по НИР БГУ

Редакционная коллегия

И. В. Гордиенко, член-корреспондент РАН (председатель программного комитета)
А. А. Цыганков, доктор геол.-минерал. наук (председатель оргкомитета)
Е. В. Кислов, канд. геол.-минерал. наук (зам. председателя оргкомитета) (отв. ред.)

Ответственные за выпуск

Е. В. Васильева, канд. геол.-минерал. наук
Л. Р. Цыдытова, канд. геол.-минерал. наук

Конференция проводится при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-20059_г).

Текст печатается в авторской редакции

Г 354 **Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии:** материалы V Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН / отв. ред. Е. В. Кислов. — Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2018. — 420 с. ISBN 978-5-9793-1242-2

В материалы V Всероссийской научно-практической конференции «Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии» вошли доклады, посвященные различным аспектам геодинамики, минерагении, магматизма, а также динамике природных и техногенных систем, рудной геофизике, сейсмотектонике, геологии осадочных бассейнов, изменению окружающей среды и климата; гидрогеологии, природнотехногенным системам горнорудных территорий; геоэкологии, аналитическим методам.

Издание будет полезно широкому кругу специалистов, студентов, магистрантов и аспирантов, занимающихся различными геологическими проблемами.

Geodynamics and Metallogeny of North and Central Asia: Proceedings of the Vth All-Russian scientific-practical conference dedicated to the 45th anniversary of the Geological Institute, SB RAS / Resp. ed. E. V. Kislov. — Ulan-Ude: Buryat State University Publishing Department, 2018. — 420 p. ISBN 978-5-9793-1242-2

Proceedings of Vth All-Russian scientific-practical conference «Geodynamics and metallogeny of North and Central Asia» include presentations on various aspects of geodynamics, minerageny, magmatism, and dynamics of natural and anthropogenic systems, ore geophysics, seismotectonics, geology of sedimentary basins, environmental change and climate; hydrogeology, natural and technogenic systems of the mining areas; geoecology, analytical methods.

The edition will be useful for a wide range of specialists, students, graduate and postgraduate students involved in various geological problems.

DOI 10.18101/978-5-9793-1242-2

УДК 551.1/4(5-015+517.3)
ББК 26.3(2Рос-16+5Мон)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Конференция «Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии», посвященная 45-летию Геологического института СО РАН — традиционное мероприятие, продолжающее серию всероссийских научно-практических конференций, проводимых Геологическим институтом СО РАН в содружестве с другими организациями.

Первая из них — Всероссийская научно-практическая конференция «Новые и нетрадиционные типы месторождений Прибайкалья и Забайкалья» (Улан-Удэ, 2010). Успех мероприятия привел к расширению тематики второй конференции, проведенной на Байкале под названием II Всероссийская научно-практическая конференция «Минерагения Северо-Восточной Азии» (Улан-Удэ, с. Сухая Кабанского района, 2011). III Всероссийская научно-практическая конференция «Минерагения Северо-Восточной Азии» была посвящена 20-летию кафедры геологии Бурятского госуниверситета (Улан-Удэ, 2012). Значительно расширились тематика и представительность IV Всероссийской научно-практической конференции «Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии», посвященной 40-летию Геологического института СО РАН (Улан-Удэ, 2013). Конференции привлекают большое число известных специалистов и начинающих исследователей из России и из других стран.

В рамках V конференции «Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии», чьи тезисы предлагаются Вашему вниманию, были обсуждены вопросы тектоники, магматизма и геодинамической эволюции Северной и Центральной Азии (по петролого-геохимическим, изотопно-геохронологическим и геофизическим данным), рудообразующих систем различных геодинамических обстановок; генезиса месторождений; связи рудообразования с эндогенными и экзогенными процессами; нерудного сырья; современной геодинамики и сейсмотектоники.

Ряд докладов посвящен методам экспериментального исследования динамики природных и техногенных систем и рудной геофизике, не менее интересны доклады о геологии осадочных бассейнов (стратиграфия, палеонтология, геохимия, геодинамика, осадочное рудообразование), изменении окружающей среды и климата, гидрогеологии, природно-техногенных системах горнорудных территорий и геоэкологии.

Геологическая наука и практика располагают огромным арсеналом методов и методик, которые позволяют решать не только фундаментальные проблемы, но задачи, имеющие прикладное значение, что нашло отражение в докладах, посвященных аналитическим методам в решении геологических и геоэкологических задач.

Александровское золоторудное месторождение: петрогеохимия пород и руд, источники и время образования оруденения

© *Б. Н. Абрамов*¹, *Ю. А. Калинин*², *А. А. Боровиков*³, *Р. А. Бадмацыренова*⁴, *В. Ф. Посохов*⁴

¹ Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия. E-mail: b_abramov@mail.ru

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

E-mail: kalinin@igm.nsc.ru

³ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск, Россия.

E-mail: borovik@igm.nsc.ru

⁴ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: brose@ginst.ru

Александровское золоторудное месторождение расположено в пределах Давенда-Ключевского рудного узла. Определен возраст рудообразования (Ar/Ar метод серицит) — $162 \pm 2,3$ млн лет, соответствующий возрасту интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса. Установлено, что изотопный состав кислорода рудоносного кварца ($\delta^{18}\text{O} +6,0 \dots +13,9\%$) и серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S} -1 \dots +0,9\%$) соответствует магматическому источнику. Геохимические особенности состава руд указывают на то, что источниками оруденения были разнотемпературные в разной степени дифференцированные магматические флюиды. В образовании золотого оруденения месторождения принимали участие разные по концентрации и солевого составу гидротермальные флюиды.

Ключевые слова: золотое оруденение; магматический источник; изотопы кислорода и серы; флюидные включения; Восточное Забайкалье.

Alexandrovskoe gold deposit: petrogeochemistry of the rocks and ores, sources and time of mineralization formation

*B. N. Abramov*¹, *Yu. A. Kalinin*², *A. A. Borovikov*³, *R. A. Badmatsyrenova*⁴, *V. F. Posokhov*⁴

¹ Institute of Natural resources, Ecology, and Cryology, SB RAS, Chita, Russia. E-mail: b_abramov@mail.ru

² V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: kalinin@igm.nsc.ru

³ National Research Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. E-mail: borovik@igm.nsc.ru

⁴ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: brose@ginst.ru

The Aleksandrovskoe gold deposit is located within Davenda-Klyuchevskoy ore cluster. The age of ore formation (Ar/Ar method sericite) is 162 ± 2.3 million years, that corresponds to the age of the intrusions of the Amudzhikano-Shakhtaminsky complex. It is established that the oxygen isotope composition of ore-bearing quartz ($\delta^{18}\text{O} +6,0 \dots +13,9\%$) and sulfide sulfur ($\delta^{34}\text{S} -1 \dots +0,9\%$) corresponds to the magmatic source. The geochemical features of the ore composition indicate that mid-water differentiated to varying degrees magmatic fluids were mineralization sources. Hydrothermal fluids of different concentration and salt composition took part in the formation of the gold mineralization of the deposit.

Keywords: gold mineralization; magmatic source; isotopes of oxygen and sulfur; fluid inclusions; Eastern Baikal.

Александровское золоторудное месторождение расположено в восточной части Забайкальского края, в пределах Давенда-Ключевского рудного узла, входящего в золото-молибденовый пояс, выделенный С. С. Смирновым [3]. Александровское месторождение является составной частью Давенда-Ключевского рудного узла, расположенного в Могочинском рудном районе Восточного Забайкалья. Район месторождения относится к юго-западной окраине Алдано-Витимского щита, в той ее части, которая примыкает к Монголо-Охотскому глубинному разлому.

В геологическом строении района месторождения принимают участие магматические интрузивные образования, относящиеся к нескольким разновозрастным формациям палеозойского и мезозойского возрастов. Стратифицированные образования верхнеархейского возраста, представленные метаморфогенными породами, имеют весьма незначительное распространение.

Образование золотого оруденения связывается с процессами формирования интрузивных образований амуджикано-шахтаминского комплекса. В районе месторождения представлены исключительно породами дайково-жильной серии: гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфирами, фельзитами, микродиоритами, диабазами, лампрофирами различного состава (спесартиты, малхиты, грорудиты, эссекситы, спесартиты, одиниты, слюдяные лампрофиры). Средний возраст гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса составляет $167-150$ млн лет [4].

На Ключевском золоторудном месторождении, расположенном в пределах Давенда-Ключевского рудного узла, образование золотого оруденения также парагенетически связано с

заключительными этапами образования даек амуджикано-шахтамиснского комплекса (лампрофирами, гибридными порфирами) [1].

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

На месторождении выделяются несколько рудных зон: Центральная, Восточная, Северо-Восточная, Ивачиха, Вершина Ороченка, отличающиеся особенностями минерального состава. Основные промышленные запасы золота сосредоточены в Центральной зоне, расположенном между Главным и Александровским разломами.

В Центральной зоне рудные тела выполняют северо-западную систему трещин. Протяженность рудных тел по простиранию достигает 170 м. Кварцевые, кварц-карбонатные жилы содержат вкрапленность, иногда гнездовые и полосовидные скопления сульфидов, количество которых достигает 15%, в среднем составляя 5%. Сульфиды представлены, главным образом, пиритом, реже халькопиритом, в меньшей степени галенитом, сфалеритом.

На Александровском месторождении отмечается следующая последовательность образования минеральных ассоциаций: 1) молибденит-кварцевая; 2) кварц-турмалиновая; 3) висмутин-кварцевая; 4) пирит-кварцевая с золотом (продуктивная); 5) золото-кварц-полиметаллическая (продуктивная); 6) кварц-карбонатная. Наиболее распространенным рудным минералом является пирит, менее развиты — халькопирит, висмутин, тетраэдрит, борнит. Малораспространенные минералы представлены сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, тетрадимитом, теллуrowисмутином, золотом. К числу редких минералов относятся: самородное серебро, висмутин, пирротин, виттихенит, марказит, буланжерит, айкинит, гессит, магнетит, касситерит. Содержания сульфидов в рудах составляет 5-8%. В рудах пирит-кварцевой, кварц-полиметаллической и кварц-карбонатной ассоциаций отмечается редкоземельная минерализация представленная монацитом, ксенотимом, апатитом, рабдофаном и черчитом.

Формирование продуктивных пирит-кварцевых жил месторождения Александровское происходило в интервале температуры от 356 до 123°C, давление рудообразующих флюидов варьировало от 0.8 до 0.1 кбар [5]. Рудообразование происходило при участии гидротермальных флюидов высокой и средней концентрации, содержащих NaCl, FeCl₃ и KCl, а также гомогенных низкоконцентрированных флюидов, содержавших преимущественно CaCl₂, NaCl и LiCl. Гидротермальные флюиды существенно различающихся по солевому составу и концентрации, может служить указанием на разные источники их генерации [2, 8].

Изучение показало, что в рудоносном кварце (кварц-пиритовая ассоциация) изотопный состав кислорода изменяется от +6,0‰ до +13,9‰. Изотопный состав кислорода гидротермального флюида рассчитан в системе кварц-вода по уравнению $\delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3,34 (10^6/\text{T}^2) - 3,31$, где T — температура по Кельвину [6]. Рассчитанный изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа 340-400°C меняется от 0,42‰ до +9,84‰. Большинство значений попадает в интервал +5,5‰ — +9,0‰, соответствующий флюиду магматической природы.

Величины $\delta^{34}\text{S}$ пирита из гидротермальных образований в целом изменяются от -1‰ до +0,9‰, в галените $\delta^{34}\text{S}$ составляет +0,9‰. Значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ во флюиде, находящемся в равновесии с сульфидами в момент минералообразования, были рассчитаны по уравнениям фракционирования [7]. $\Delta_{\text{пирит-H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = 0,4 (10^6/\text{T}^2)$, $\Delta_{\text{галенит-H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{галенит}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = -0,64 (10^6/\text{T}^2)$. T — температура по Кельвину. Значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ пирита во флюиде варьирует от -0,13‰ до -2,39‰, что соответствует флюиду магматической природы.

Анализ распределения редких и РЗЭ указывает на то, что источниками оруденения были разноглубинные в разной степени дифференцированные магматические флюиды, функционировавшие как в верхней, так и в нижней континентальной коре.

Работа выполнена в рамках госзаданий (проект 0330-2016-0001, IX.137.1.2 № госрегистрации АААА-А17-117011210077-2) и при частичной поддержке РФФИ (грант 16-05-00353).

Литература

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

2. Состав и металлоносность рудообразующих флюидов Мо-W(Ве) месторождения Калгутинское (Горный Алтай) / А. А. Боровиков [и др.] // Геология и геофизика. 2016. № 4. С. 647–662.
3. Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья // Проблемы советской геологии. 1936. Выпуск 6. № 10. С. 846–864.
4. Спиридонов А. М., Зорина Н. А., Китаев Н. А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Гео, 2006. 291 с.
5. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. Fluid Inclusions in Minerals Methods and Applications. B. De Vivo and M. L. Frezzotti, eds, pub. by Virginia Tech, Blacksburg, 1994. P. 117–130.
6. Matsuhisa Y., Goldsmith J. R., Clouton R. N. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water // Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. V. 43. P. 1131–1140.
7. Ohmoto H., Goldhaber M. B. Sulphur and carbon isotopes // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.Y.: Wiley and Sons, 1997. P. 517–612.
8. Physicochemical models of formation of gold–silver mineralization at the Rogovik deposit (Northeastern Russia) / T. V. Zhuravkova [et al.] // Ore Geology Reviews. 2017. 91. P. 1–20.

Абрамов Баир Намжилович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита.

Зоогеография млекопитающих палеолита Северо-Западного Алтая

© *А. К. Агаджанян*¹, *М. В. Шуньков*²

¹ Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, г. Москва, Россия. E-mail: aagadj@paleo.ru

² Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия. E-mail: shunkov@archaeology.nsc.ru

Структура населения млекопитающих палеолита Горного Алтая свидетельствует о тесных связях биоты этого региона и сообществ млекопитающих Центральной и Юго-Восточной Азии. Это предполагает высокую вероятность контактов населения палеолитического человека с популяциями древних людей Юго-Восточной Азии.

Ключевые слова: палеолит; зоогеография; млекопитающие; Горный Алтай.

Zoogeography of mammals of the Palaeolithic of North-Western Altai

*A. K. Agadzhanian*¹, *M. V. Shunikov*²

¹ Borissiak Paleontological Institute, RAS, Moscow, Russia. E-mail: aagadj@paleo.ru

² Institute archeology and ethnography, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: shunkov@archaeology.nsc.ru

The structure of the mammals population of the Palaeolithic of the Altai mountains testifies to the close ties between biota of this region and the mammals communities of Central and South-East Asia. This implies a high probability of contacts between the Paleolithic people and the populations of the ancient people of South-East Asia.

Keywords: Paleolithic; zoogeography; mammals; Mountain Altai.

Изучение палеолитических памятников Северо-Западного Алтая с применением комплекса методов принесло за последнее десятилетие много новых и очень интересных материалов, которые проливают свет на ранние этапы становления человека. Последовательный и целенаправленный поиск привел к неожиданным и, даже, сенсационным открытиям в области археологии, палеоэкологии и палеоантропологии [1]. Установлено существование нескольких генетически различающихся групп древнего человека. Выявлено направление потока генов различных палеолитических популяций рода *Homo*: европейских неандертальцев, денисовцев, их вероятных предков и современного человека [2, 3]. К настоящему моменту в пределах Северо-Западного Алтая известно более десяти палеолитических памятников. Район проведенных исследований охватывает бассейны рек Ануй, Чарыш и прилегающие участки Северо-Западного Алтая. Они позволяют реконструировать условия существования палеолитического человека, структуру его биоресурсов, наметить пути миграции и контактов древних популяций.

Основой настоящей работы послужили данные о составе и количественных соотношениях костных остатков крупных млекопитающих палеолитических памятников Северо-Западного Алтая. Состав изученных тафоценозов включает более 30 таксонов крупных млекопитающих и более 50 — мелких млекопитающих. По своей зоогеографической характеристике они разделяются на несколько групп [4].

Большую часть сообществ крупных млекопитающих среднего и позднего плейстоцена составляли виды-резиденты. К ним относятся: *Ovis ammon*, *Capra sibirica*, *Cervus elaphus*, *Martes zibellina*, *Mustela altaica*, *Asioscalops altaica*, *Clethrionomys rutilus*, *Alticola strelzovi*, *Myospalax miospalax*. Вторая группа таксонов — космополиты. В нее входят виды, широко распространенные в плейстоцене на территории Северной Евразии и повсеместно представленные в плейстоцене Горного Алтая и Западной Сибири. В нее входили: *Bison priscus*, *Capreolus pygargus*, *Equus ferus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus primigenius*, *Crocota crocuta*, *Alces alces*, *Megaloceros giganteus*, *Lynx lynx*, *Panthera spelaea*, *Lutra lutra*, *Gulo gulo*, *Ursus arctos*, *Canis lupus*, *Sciurus vulgaris*, *Cricetus cricetus*, *Arvicola*, *Clethrionomys rutilus*. Третью группу млекопитающих оставляли южные мигранты, которые только эпизодически появлялись в составе животного населения. К ним относятся *Equus hyndruntinus*, *Equus hemionus*, *Equus przewalski*, *Poephagus*, *Procapra gutturosa*, *Saiga tatarica*. Среди хищников: *Cuon alpinus*, *Uncia uncia*, *Vulpes corsac*, *Felis manul*; *Hystrix leucura*, *Allactaga*, *Ellobius*, *Lagurus lagurus*, *Eolagurus*. Четвертая группа — мигранты с севера: *Rangifer tarandus*, *Alopex lagopus*, лемминг *Lemmus*. Их остатки очень редко и лишь в небольшом количестве встречаются в плейстоценовых тафоценозах.

Важной группой млекопитающих для понимания связей плейстоценовой биоты Алтая с другими регионами являются мигранты. Большую их часть составляли представители лошадей, населявших сухие степи и полупустыни Центральной Азии. Один из них: европейский осел *Equus hydruntinus*. Этот вид был обитателем сухих степей и полупустынь. Его ареал охватывал Пиренейский полуостров, Францию, Сицилию, Израиль, Турцию и простирался на восток до Крымского полуострова, Ирана и низовьев Волги. Второй вид лошади — кулан *Equus (Hemionus) hemionus* отмечен одной находкой в верхних слоях разреза Красный яр на Западносибирской равнине. Еще один вид лошадей *Equus ferus przewalskii* описан в долине Ануя. В позднем плейстоцене ареал лошади пржевальского, помимо западной Монголии и Зайсана, включал области, расположенные севернее: степи Казахстана, Барабинскую степь, юг Западной Сибири и Забайкалье. Алтай — ближайший район, расположенный к северу от Зайсанской котловины и верховьев Иртыша. Сюда предки лошади пржевальского попадали неизбежно при миграциях в северном направлении. Среди полорогих типичным мигрантом является як *Poephagus mutus*. Он хорошо адаптирован к условиям высокогорий и обитает в районах Тибета на высотах 4300-4600 м. На палеолитических памятниках Северо-Западного Алтая як встречен в пещерах Логово гиены, Страшная, Денисова, и на открытой стоянке Усть-Каракол. Его расселение из автохтонных областей Тибета в Сибирь шло с юга на север по горным массивам. В противоположность другим копытным, для него препятствием были пониженные формы рельефа и условия теплого климата.

Из мелких полорогих типичным мигрантом на Алтае является дзерен *Procapra gutturosa*. В настоящее время он населяет сухие степи и полупустыни Монголии и северо-восточной части Китая. На территории России дзерен встречается в Даурии, в Чуйской степи Горного Алтая и Убсунурской котловине Тувы. Миграции дзерена в плейстоцене на территорию Северо-Западного Алтая подтверждаю его находки в Денисовой, Усть-Канской и Страшной пещер и на стоянке Усть-Каракол. В местонахождениях Западносибирской равнины дзерен полностью отсутствует. Сайга *Saiga tatarica* — еще один мигрант в плейстоценовой фауне Алтая. В позднем плейстоцене ареал сайги простирался от южной Англии [5] через равнины умеренной зоны Евразии до Монголии и северного Китая на юго-востоке и до бассейна Колымы на северо-востоке. На востоке сайга смогла пересечь Берингию и проникнуть на Аляску и Северо-Западную территорию Канады. На палеолитических памятниках Алтая сайга присутствует в отложениях пещер: Денисова, Страшная, Чагырская. Наиболее вероятны периодические миграции этих животных из восточного Казахстана и Монголии. Двигаясь в общем направлении на северо-восток Сибири, они неизбежно оказывались в долинах Горного Алтая, для которых характерно густое высокотравье летом и низкий снеговой покров зимой.

Млекопитающие-мигранты есть и среди хищников. К ним принадлежат: лисица корсак, красный волк, снежный барс и др. В палеонтологической летописи корсак известен с раннего плейстоцена. Позднеплейстоценовые останки описаны из Швейцарии, Урала и северного Китая. Корсак обычен на стоянках среднего палеолита в Крыму [6]. Он присутствует на некоторых палеолитических памятниках Северо-Западного Алтая, в том числе на Денисовой пещере [7]. В местонахождениях Западносибирской равнины он пока не отмечен. Изложенные факты предполагают, что проникновение корсака в бассейн Ануя и Чарыша могло происходить только с юга со стороны Усть-Канской котловины и Казахстана.

Красный волк *Cuon alpinus* — крупный хищник семейства Canidae. Его современный ареал простирается от южного Ирана на западе до Гималаев и юга Дальнего Востока, по меридиану: от Тянь-Шаня и Алтая на севере до Индостана, Индокитая, Малайского полуострова и островов Явы и Суматры на юге [8]. Наибольшей плотности его популяции достигают в горнолесных районах Центральной и Южной Азии. Отсюда он проникал в плейстоцене на территорию северной Евразии, включая Алтай, где *Cuon alpinus* известен из плейстоценовых отложений пещер Страшная, Денисова, Логово гиены, Чагырская. Именно горы обеспечивают красному волку оптимальные условия обитания, именно горы являются коридорами его миграционных путей.

Среди хищников характерным мигрантом является ирбис, *Uncia uncia*. Это крупный представитель семейства Felidae. Родиной возникновения и дальнейшего его расселения были Тибетское нагорье и прилегающие территории северо-западного Китая [9]. Отсюда шло его расселение на север в сторону Алтайских гор и в другие области Евразии. На Алтае останки ирбиса найдены в пещерах Страшная и Денисова. Эти данные — прямое свидетельство того, что он проникал на протяжении плейстоцена на Алтай из центральной и юго-восточной Азии.

Таким образом, структура населения млекопитающих палеолита Горного Алтая свидетельствует о тесных связях биоты этого региона и сообществ млекопитающих Центральной и Юго-Восточной Азии. Поскольку древний человек был тесно связан и прямо зависел от состава и структуры населе-

ния крупных млекопитающих, нужно предполагать высокую вероятность контактов населения палеолитического человека с популяциями древних людей Юго-Восточной Азии, что подтверждают данные молекулярной генетики.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект № 17–29–04206).

Литература

1. Деревянко А. П., Шуньков М. В., Маркин С. В. Динамика палеолитических индустрий в Африке и Евразии в позднем плейстоцене и проблема формирования *Homo sapiens*. Новосибирск: Изд. Института археологии и этнографии СО РАН, 2014. 226 с.
2. Denisova admixture and the first modern human dispersals into Southeast Asia and Oceania / D. Reich [et al.] // *Am J Hum Genet.* 2011. 89 (4). P. 516–528.
3. Ancient gene flow from early modern humans into Eastern Neanderthals / M. Kuhlwilm [et al.] // *Nature.* 2016. V. 530. P. 429–433.
4. Агаджанян А. К., Шуньков М. В. Палеолитический человек Денисовой пещеры и зоогеография плейстоценовых млекопитающих Северо-Западного Алтая // *Палеонтологический журнал.* 2018. № 1. С. 77–102.
5. Currant A.P. Late Pleistocene saiga antelope *Saiga tatarica* on Mendip // *Proc. Univ. Bristol. Spelaeol. Soc.* 1987. V. 18. № 1. P. 74–80.
6. *Vulpes corsac* (Carnivora: Canidae) / H. O. Jr. Clark [et al.] // *Mammal. Species.* 2009. № 832. P. 1–8.
7. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая / А. П. Деревянко [и др.]. Новосибирск: Изд. Института археологии и этнографии СО РАН. 2003. 443 с.
8. Cohen J. A. *Cuon alpinus* // *Mammal. Species.* 1978. № 100. P. 1–3.
9. Mazák J. H., Christiansen P., Kitchener A. C. Oldest Known Pantherine Skull and Evolution of the Tiger // *PLOS.* 2011. URL: <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0025483>

Агаджанян Александр Карэнович, доктор биологических наук, главный научный сотрудник Палеонтологического института им. А. А. Борисяка РАН, г. Москва.

Платинометалльная минерализация в подиформных хромититах Харанурского массива (юго-восточная часть Восточного Саяна)

© *Е. В. Айриянц*¹, *О. Н. Киселева*¹, *Д. К. Белянин*^{1,2}, *С. М. Жмодик*^{1,2}

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

E-mail: kiseleva_on@igm.nsc.ru

² Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия. E-mail: bel@igm.nsc.ru

Получены новые данные по ЭПГ минерализации в хромититах Харанурского массива. Платинометалльная минерализация хромититов представлена вторичными, переотложенными минералами ЭПГ, образовавшимися в результате ремобилизации ЭПГ при интенсивной проработке пород под воздействием флюида предположительно мантийного происхождения.

Ключевые слова: подиформные хромититы; платинометалльная минерализация; ремобилизация ЭПГ.

Platinum mineralization in the poiform chromite of the Kharanur massif (south-eastern part Eastern Sayan)

*E. V. Airiyants*¹, *O. N. Kiseleva*¹, *D. K. Belyanin*^{1,2}, *S. M. Zhmodik*^{1,2}

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: kiseleva_on@igm.nsc.ru

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. E-mail: bel@igm.nsc.ru

The new data on the PGE mineralization of the Khara-Nuray massif are obtained. The PGE mineralization in the chromitites of the Khara-Nuray massif are represented by secondary, remobilized minerals. They formed as a result of the remobilization of PGE during intensive change of the rocks under the influence of a mantle fluid.

Keywords: podiform chromitites; PGE mineralization; PGE remobilization.

Харанурайский массив представляет собой тектонический покров и входит в состав офиолитовых комплексов юго-восточной части Восточного Саяна [1]. Он является частью Дунжугурской островной дуги, входящей в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса. Наличие двух разломных зон — Холбын-Хайрханской и Улан-Сарьдагской, обусловило широкое развитие зон дробления серпентинизированных перидотитов и высокую степень измененности пород. Породы офиолитового комплекса включают в себя плагиоклаз-амфиболовые ортосланцы ильчирской свиты, которые преобразованы в амфиболиты. Реститовые ультрабазиты представлены серпентинизированными дунитами и гарцбургитами [2]. На западном склоне г. Улан-Хода в курумных свалах и глыбах серпентинитов установлены маломощные жилы массивных хромититов (мощностью 1,5–5 см, длиной до 2 м). На юго-восточном склоне массива (г. Холбын-Хайрхан) в курумных свалах выделена протяженная зона, не более 2 м шириной, массивных хромититов в серпентинизированных дунитах и выколки из сливных жил мощностью не менее 0,1 м. Хромититы имеют гипидиоморфнозернистую, мелко-, среднезернистую, массивную структуру. Межзерновое пространство хромшпинелидов заполнено вторичными силикатами — серпентинитом и хлоритом. Рудные хромшпинелиды Харанурского массива разбиваются на две группы: измененные (1) — трещиноватые зерна, в которых по трещинам развивается хром-магнетит (Mg# = 25-31; Fe# = 64-74; Al# = 21-26; Cr# = 68-72) и свежие, неизмененные зерна (2) (Mg# = 63-65; Fe# = 34-36; Al# = 24-31; Cr# = 65-73). На классификационной диаграмме они группируются в поле хромита и алюмохромита (рис. 1а). Среди аксессуарных минералов в хромититах преобладает аваруит (Ni₃Fe), реже встречается хизлевудит (Ni₃S₂), миллерит (NiS), орселит (Ni₅As₂). Результаты исследования платиновой минерализации хромититов с использованием сканирующей электронной микроскопии, подтверждают ранее полученные результаты по Харанурскому массиву (самородный осмий и рутений в аваруите и хизлевудите) [3-6]. Установлены новые платинометалльные фазы (рис. 1б):

1. Высокотемпературный (Os-Ir-Ru) установлен в форме включения размером 10 мкм в хромшпинелиде;
2. Самородным осмий образует микрочастицы 3-5 мкм в иридиевом аваруите;
3. Самородный Ru встречается в виде микрочастиц в сростании с аваруитом (7-10 мкм), либо в виде эмульсионных выделений (1-5 мкм) в аваруите (рис. 2 а, б), реже в хизлевудите;
4. Фаза (Ir-Ru) состава установлена в сростании с гарутиитом (рис. 2 в.), кроме того образует эмульсионные выделения, отдельные включения микрочастиц 3–5 мкм в аваруите (рис. 2 б), в некоторых частицах присутствует примесь Os 5,5–9,6 мас. %.

5. *Гарутиум (Ni,Fe,Ir)* развивается по рутенистому иридию в хромите (рис. 2 в).

6. *Закаринит (RhNiAs)* обнаружен в сростании с аваруитом, орселитом, хизлевудитом, который в свою очередь замещается миллеритом. От закаринита, обнаруженного в хромититах Оспино-Китойского массива, он отличается меньшим содержанием Rh и более высоким — Ni, As (рис. 2 з). Состав в мас. %: Ir=68,42; Ni=24,56; Fe=7,72; Ru=0,98; Co=0,15; Cu=0,36.

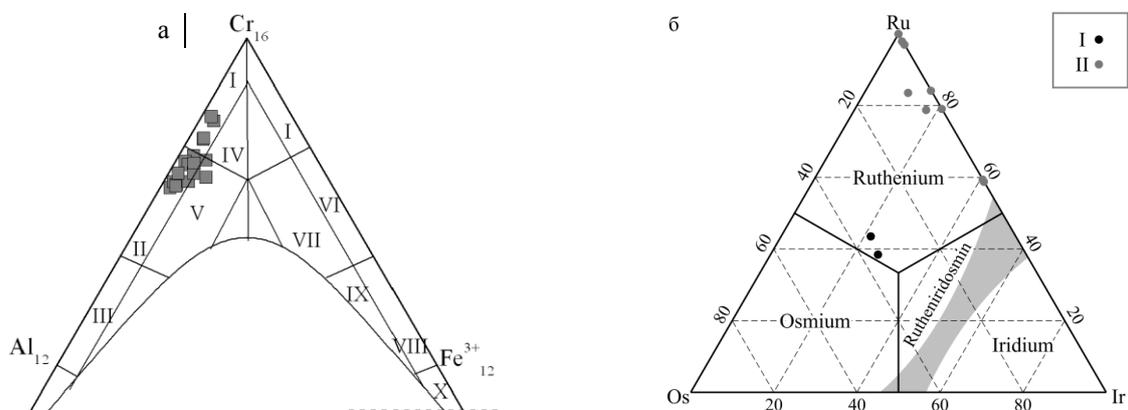


Рис. 1. а — Классификационная диаграмма хромшпинелидов Харанурайского массива (I — хромит, II — алюмохромит, III — хромпикотит, IV — субферрихромит, V — субферриалюмохромит, VI — феррихромит, VII — субалюмоферрихромит, VIII — хроммагнетит, IX — субалюмохромагнетит, X — магнетит [7]; б — тройная диаграмма состава минералов платиновой группы (I — зерна рутения, характерные для обычного рутениевого тренда ЭПГ офиолитовых систем; II — зёрна рутения и рутений-иридиевого состава, образованные в результате ремобилизации ЭПГ).

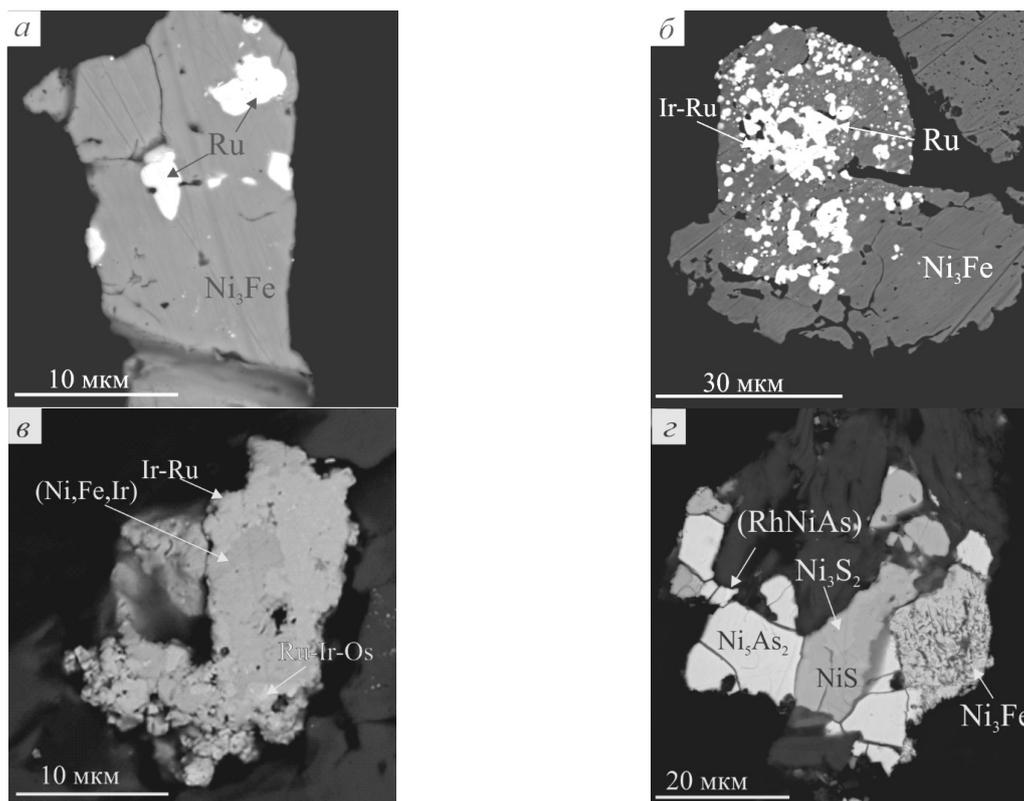


Рис. 2. Снимки взаимоотношения МПГ в хромититах Харанурского массива (BSE). а — выделения самородного рутения в аваруите; б — аваруит с эмульсионной вкрапленностью Ir-Ru и Ru состава; в — агрегат, состоящий из гаруитита и Ir-Ru фазой и эмульсионными выделениями Os-Ir-Ru; з — полифазное сростание аваруита (Ni_3Fe), хизлевудита (Ni_3S_2) миллерита (NiS), закаринита ($RhNiAs$) и орселита (Ni_5As_2).

В целом, в минералах платиновой группы Харанурайского массива отмечается повышенное содержание Cu до 2,25 мас.% и Co до 0,84 мас.%. Фазы ЭПГ в хромититах Харанурайского массива находятся в тесной ассоциации с аваруитом, хизлевудитом и другими гидротермальными поздними минералами и вторичными силикатами — серпентином, хлоритом. Они представляют собой вторичные,

переотложенные минералы ЭПГ, образовавшиеся в результате ремобилизации ЭПГ при интенсивной проработке пород под воздействием флюида предположительно мантийного происхождения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00737.

Литература

1. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна / Н. Л. Добрецов [и др.] // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
2. Сутурин А. Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.
3. Киселева О. Н., Жмодик С. М., Агафонов Л. В. Платинометалльная минерализация в хромитовых рудах офиолитов Восточного Саяна (Оспинско-Китойский и Харанурский районы) // Современные проблемы геохимии: материалы всероссийского совещания (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения академика Л. В. Таусона. Иркутск: Издательство Института географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2012. В 3-х томах. Т. 3. 297. С. 55–58.
4. Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) / О. Н. Киселева [и др.] // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 333–349.
5. Kiseleva O., Zhmodik S. PGE mineralization and melt composition of chromitites in Proterozoic ophiolite complexes of Eastern Sayan, Southern Siberia // Geoscience Frontiers. 2017. V. 8. P. 721-731.
6. PGE mineralization in ophiolites of the southeast part of the Eastern Sayan (Russia) / S. Zhmodik [et al.] // Abstracts of 12th International Platinum Symposium. Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 2014. P. 221-222.
7. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.

Айрияц Евгения Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

Татауровские конгломераты

© *Н. И. Акулов*¹, *А. И. Мельников*¹, *В. В. Акулова*^{1,2}, *М. Н. Рубцова*¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: akulov@crust.irk.ru

² Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия. E-mail: akulova@crust.irk.ru

Первые горные реки в Западно-Забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса сформировали мощные толщи валунно-галечных отложений. Время их существования поздний палеозой (татауровские метаконгломераты — $C_2-P_1?tt$). Дошедшие до нас реликты метаконгломератов представляют долины древней реки Татауровки.

Ключевые слова: татауровские метаконгломераты; метапесчаники; динамометаморфизм.

Tataurov conglomerates

*N. I. Akulov*¹, *A. I. Melnikov*¹, *V. V. Akulova*^{1,2}, *M. N. Rubtsova*¹

¹ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: akulov@crust.irk.ru

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia. E-mail: akulova@crust.irk.ru

The first mountain rivers in the Western Transbaikalian part of the Central Asian fold belt formed powerful strata of boulder-pebble deposits. The time of their existence is late Paleozoic (Tataurov meta-conglomerates — $C_2-P_1?tt$). The relics of the metakonglomerates that reached us represent the valleys of the ancient Tataurovka River.

Keywords: Tataurov metaconglomerates; metasandstones; dynamometamorphism; Transbaikalia.

Западно-Забайкальская часть Центрально-Азиатского складчатого пояса охватывает Кабанский и Селенгинский районы Республики Бурятия (рис. 1). С геоморфологической точки зрения в его состав входит южная часть Байкальской горной области, представленная горными образованиями Хамар-Дабана и прилегающими к нему речными долинами и холмистыми равнинами. В геологическом строении рассматриваемой территории наряду со сложным комплексом магматических и метаморфических образований, занимающим около 70 % площади, принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, история формирования которых представляет особый интерес для палеогеографических реконструкций.

Начиная с раннего кембрия и вплоть до девона здесь, вблизи активной окраины Сибирского континента располагался окраинный морской бассейн с развитой системой островных дуг, в котором происходило накопление терригенно-карбонатных флишеидных отложений темниковской свиты, а затем карбонатно-терригенных образований урминской толщи. Позднепалеозойская коллизия Индийской и Евразийской плит привела к закрытию Палеоазиатского океана путем скупивания фрагментов раннепалеозойских островных дуг, располагавшихся между ними. Активные складчатые движения вызвали регрессию моря, что привело к закрытию морского бассейна и образованию Селенгино-Витимского вулканоплутонического складчатого пояса. Возникли забайкальские герциниды (карбон-пермь).



Рис. 1. Обзорная геологическая карта расположения конгломератов татауровской ($C_2-P_1?tt$) и байкальской свит (J_1bk).

Водные потоки древних рек, образовали в герцинидах широкие и протяженные речные долины, которые постепенно заполнились осадочными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, фрагменты которых сохранились до наших дней. Именно они представляют собой реликты самых древних рек Забайкалья [1].

Выработанные речными потоками русла располагались в пониженных частях древних долин, в которых происходило перемещение и размещение аллювиальных отложений. Провинциями питания терригенным материалом для палеорек служили воздымавшиеся массивы магматических, эффузивных и метаморфических образова-

ний, поэтому речные осадки представлены валунным и песчано-гравийно-галечниковым материалом, состоящим из магматитов, эффузивов и метаморфитов. Таким образом произошло формирование и татауровских конгломератов вмещающих валуны, которые совместно с вулканогенно-осадочными образованиями объединены в татауровскую свиту.



Рис. 2. Скальные выходы татауровской свиты в 50 км от устья р. Селенги.

В процессе экспедиционных работ, проведенных нами летом 2017 г., было отмечено, что выходы татауровской свиты обнажены в виде небольшой горной цепи в 50 км к западу от дельты р. Селенги и отдельными фрагментами. Первые сведения по их изучению принадлежат В. А. Обручеву, который вначале предполагал, что татауровский валунно-конгломератовый комплекс с вулканогенными пластами и прослоями, представляет собой докембрийские образования, но после более детального осмотра обнажений, вскрытых при строительстве Транссиба, его мнение изменилось, и он стал сопоставлять их с породами третичного периода. В последующие годы их изучением занимались многие исследователи, среди которых отмечены такие знаменитые личности как М. М. Тетяев и Н. А. Флоренсов считавшие их юрскими, Л. И. Салоп — нижнекембрийскими, а А. М. Бильтаев — пермо-триасовыми образованиями. В процессе проведения геологического доизучения ранее заснятых площадей (ГДП-200), в алевролитах и песчаниках татауровской свиты, обнаружены позднепалеозойские (карбон — ранняя пермь?) комплексы миоспор.

Татауровская свита претерпела зеленокаменную стадию регионального динамометаморфизма. Выходы метаморфизованных алевролитов, песчаников, конгломератов и трахириолитов характеризуются сложным строением (рис. 2).

Опорный разрез свиты прослежен на правом берегу р. Селенга вблизи пос. Татаурово, где он представлен мощной толщей метаморфизованных конгломератов с редкими прослоями метапесчаников, метаалевролитов, динамо-метаморфизованных трахириолитов и их туфов. Эффузивные образования светло-серого цвета неясносланцеватой текстуры, катакlastической микрзернистой структуры с реликтами микропорфировой структуры. Трахириолиты почти полностью перекристаллизованы в микрзернистые кварц-полевошпатовые сланцы с примесью серицита, эпидота, хлорита и биотита.



Рис. 3. Динамометаморфизованные конгломераты (метаконгломераты) татауровской свиты.

Сводный разрез свиты составлен по частным разрезам. Так, в районе устья р. Еловки — левого притока р. Селенги в составе свиты выделяются три пачки: нижняя (метаконгломератовая) мощностью 250 м; средняя (метаалевролитовая или филлитовая с графитизированными прослоями гравелитов, песчаников и конгломератов) мощностью 150 м и верхняя (метаконгломератовая с редкими прослоями гравелитов, песчаников, трахириолитов и их туфов, филлитовидных сланцев) мощностью 400 м.

Метаконгломераты — темно-серые, серые породы, часто с уплощенной галькой гранитоидов, реже гнейсов и кристаллосланцев, цемент которых перекристаллизован в мелкозернистый биотитовый гнейс лепидогранобластовой и гетерогранобластовой структуры, гнейсовидной и сланцеватой текстуры (рис. 3). В качестве наполнителя выступает песчано-алевролитовая смесь, состоящая из плагиоклаза (до 70%), кварца (до 25%) и биотита (до 15%). Метаконгломераты вмещают хорошо ока-

таные валуны, а также линзы метапесчаников и динамометаморфизованных алевролитов, которые представляют собой серые, темно-серые тонко полосчатые со сланцевой текстурой. Под микроскопом в них видна реликтовая алевритовая структура. Метапесчаники характеризуются неясно полосчатой текстурой и псаммитовой структурой. Цемент в них лепидогранобластовый, кремнистый с включением небольшого количеством биотита, хлорита и рудного вещества.

Трахиролиты и их туфы представляют собой динамометаморфизованные породы светлосерого цвета неясносланцеватой текстуры, катакластической микрозернистой структуры с реликтами микропорфировой или кристаллокластической структуры.

Пойменные отложения древней реки Татауровки прослежены на северной оконечности хр. Тонкая грива. В метаалевролитах и метапесчаниках свиты был выделен палинокомплекс, который по заключению О.Р. Мининой сопоставим с палинокомплексом среднего карбона — ранней перми [2].

По всей видимости позднепалеозойская речная долина, заполненная вулканогенно-осадочными образованиями, простиралась в северо-восточном направлении на расстоянии более 100 км, при этом ее ширина достигала 15 км. Таким образом, древняя Татауровка протекала вдоль северной оконечности Хамар-Дабана. Интенсивные тектономагматические процессы, произошедшие в триасовом периоде, способствовали их региональному метаморфизму до зеленосланцевой фации, тем не менее в них сохранились первичные линзовидно-полосчатые текстуры и зернистость.

Литература

1. Акулов Н. И. Юрские ураноносные отложения Восточного Забайкалья // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 2. С. 169–187.

2. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000 по листу М-48-V. Селенгинская серия / В. С. Платов [и др.]. М., 2002. 144 с.

Акулов Николай Иванович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Стратегические металлы в комплексах субщелочных литий-фтористых гранитов и метасоматитов Азиатско-Тихоокеанской геодинамической зоны

© В. И. Алексеев

Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия. E-mail: alekseev_vi@pers.spmi.ru

В составе литий-фтористых гранитов и сопряженных метасоматитов Азиатско-Тихоокеанской геодинамической зоны выявлены акцессорные и рудные минералы, содержащие в качестве конституционных или примесных компонентов стратегические металлы Sn, W, Nb, Ta, Li, Y, REE, U, Th, Be, Rb, Cs, Zr, Hf, In, Sc, Se, Cd. Постмагматические минералы редких металлов наследуют состав акцессориев Li-F гранитов и образуются на всех стадиях постмагматического процесса с закономерной эволюцией состава. Установлена связь месторождений стратегических металлов с субщелочными литий-фтористыми гранитами.

Ключевые слова: стратегические металлы; литий-фтористые граниты; цвиттеры; турмалиниты; вольфрамово-оловянные месторождения; Азиатско-Тихоокеанской геодинамическая зона; Дальний Восток.

Strategic metals in complexes of subalkaline lithium-fluoric granites and metasomatites from the Russian sector of Asia-Pacific geodynamic zone

V.I. Alekseev

Saint-Petersburg Mining University, Saint-Petersburg, Russia. E-mail: alekseev_vi@pers.spmi.ru

In composition of lithium-fluoric and complementary metasomatite of Asian-Pacific geodynamic zone the accessory and ore minerals containing in quality constitutional or extrinsic components the strategic metals Sn, W, Nb, Ta, Li, Y, REE, U, Th, Be, Rb, Cs, Zr, Hf, In, Sc, Se, Cd are revealed. Postmagmatic minerals of rare metals inherit the composition of Li-F granites accessories and are formed at all stages of postmagmatic process with natural evolution of composition. Relationship of strategic metals deposits with subalkaline lithium-fluoric гранитами is established.

Keywords: strategic metals; lithium-fluoric granites; zwitter; tourmalinites; tungstic-tin ore deposits; Asia-Pacific geodynamic zone; Far East.

Месторождения стратегических металлов, ассоциирующие с субщелочными литий-фтористыми гранитами, распространены на обширной территории Дальнего Востока России и образуют в составе Азиатско-Тихоокеанской геодинамической зоны протяженный редкометалльный пояс от Приморья до Чукотки. Металлогеническая специализация пояса была отмечена академиком С.С. Смирновым, выделившим в 1946 г. «Восточно-Азиатскую олово-вольфрамовую зону». Но он же отмечал, что поиски в регионе направлены на отыскание золотых и оловянных месторождений и бедные ими рудные узлы исследованы недостаточно. Состав и размещение редкометалльного оруденения, перспективы стратегических металлов Востока России требуют серьезного уточнения.

Решение проблемы происхождения и размещения месторождений стратегических, в том числе редких, металлов Тихоокеанского рудного пояса включает в себя изучение минеральных форм концентрации металлов в горных породах различного генезиса. Мы подошли к исследованию состава и распределения редких металлов с минералогических позиций, изучив акцессорные минералы и минеральные комплексы в Li-F гранитах и ассоциирующих с ними гидротермально-метасоматических образованиях Дальнего Востока. В основу исследований положены представления о пространственной и вероятной генетической связи редкометалльных месторождений региона с субщелочными редкометалльными Li-F гранитами, ареалы которых образуют гигантский пояс, протягивающийся от Юго-Восточного Китая до Чукотки. Учитывая индикаторную роль редкометалльно-гранитового магматизма для геодинамических обстановок внутриплитного растяжения, мы выделяем Дальневосточный пояс литий-фтористых гранитов — линейную серию «горячих точек», трассирующую зону постаккреционного мантийного диапиризма [1].

Формирование Дальневосточной субщелочно-гранитовой суперпровинции связано с субдукцией Тихоокеанской плиты под восточную окраину Азиатского континента, а появление горячих точек маркирует, вероятно, разрывы в поглощаемой плите (слэб-виндоу) при ее трансформных подвижках [1, 3, 4]. Главные особенности размещения Li-F гранитов: 1) очаговый характер магматизма; 2) многообразие тектонических условий локализации; 3) пространственная связь с жесткими структурами обрамления складчатых областей; 4) совмещение с гранитоидами предшествующих этапов развития территорий.

На примере эталонных оловорудных районов — Куйвиеем-Пыркакайского (Новосибирско-Чукотская редкометалльная провинция), Центрально-Полоусного (Яно-Колымская провинция), Баджальского и Арминского (Сихотэ-Алинская провинция) — выделены позднемеловые редкометалльно-гранитовые серии, включающие близодновременные редкометаллоносные комплексы лейкогранитов и монцонитоидов и завершающие редкометалльные комплексы Li-F гранитов. Каждой серии соответствует комплекс постмагматических редкометалльных гидротермалитов — биотитовых фельдшпатитов, цвиттеров, турмалинитов, хлорититов, объединенных в цвиттер-турмалинитовую метасоматическую формацию.

Рудно-магматические системы крупнейших вольфрам-оловянных месторождений Дальнего Востока (Пыркакайское, Одинокое, Полярное, Олонойское, Правоурмийское, Тигриное и др.) включают позднемеловые интрузивные серии с литий-фтористыми гранитами. Рудно-магматические системы являются составными частями осадочных и вулканогенных толщ пассивной континентальной окраины и аккреционных зон, сформированных и переработанных в ходе яншаньского, верхоянского и ларамийского тектогенеза. Гранитоидный магматизм развивается в коровых очаговых структурах и завершается формированием многоярусных гранитных куполов, увенчанных комплексами Li-F гранитов и метасоматитов [1, 4]. Важная минерагеническая особенность рудно-магматических систем с Li-F гранитами Азиатско-Тихоокеанской геодинамической зоны — слабая эродированность и обнажение на современной дневной поверхности верхних ярусов, включающих разнообразную непромышленную аксессуарную минерализацию дополнительных и жильных фаз плюмазитовых гранитов, онгонитов и богатейшую промышленную минерализацию цвиттеров и турмалинитов [1–3].

В составе редкометалльных гранитов и сопряженных метасоматитов выявлены аксессуарные и рудные минералы, содержащие в качестве главных или попутных компонентов стратегические металлы (Sn, W, Nb, Ta, Y, REE, U, Li, Be, Rb, Cs, Zr, Hf, In, Sc, Se, Cd, Th) и играющие роль промышленных минералов конкретных месторождений, например, в Верхнеурмийском рудном узле Баджальского района (табл.). Особенно разнообразны группы минералов W, Sn, Nb, REE, Y. Установлена провинциальная особенность Li-F гранитов Дальнего Востока — широкое распространение вольфрамовых и вольфрамсодержащих аксессуарных минералов (ферберит, вольфрамооксиолит и вольфрамсодержащие аксессуарии — рутил, ильменит, фергусонит, ишикаваит, висмутопирохлор, уранпирохлор, самарскит, эшинит, стрюверит, русселит) [1].

Таблица 1

Редкометалльные минеральные ассоциации Li-F гранитов и оловоносных метасоматитов
Верхнеурмийского рудного узла (Дальний Восток)

Редкий металл	Li-F граниты и онгониты	Биотитовые фельдшпатиты	Цвиттеры	Турмалиниты
Nb, Ta	вольфрамооксиолит, самарскит, эшинит, ишикаваит, фергусонит, колумбит, пирохлор, иксиолит, (вольфрамит, ильменорутил)		фергусонит, эксенит, пирохлор, (вольфрамит, рутил, касситерит)	(вольфрамит, касситерит)
LREE	монацит, флюоцерит (апатит)	алланит, монацит, апатит	монацит (флюорит, фергусонит)	(эпидот, флюорит)
Y, HREE	ксенотим, самарскит, ишикаваит, фергусонит, алланит, эшинит, пирохлор, иттрофлюорит, твейтит, черновит, (циртолит)	ксенотим (торит, биотит)	фергусонит, эксенит, пирохлор, ксенотим (флюорит)	(флюорит, вольфрамит)
In, Sc	(вольфрамит)	(ильменит)	(вольфрамит, касситерит)	рокезит (халькопирит, станноидит, вольфрамит)

Примечание. В скобках указаны минералы, содержащие редкий металл в виде примеси

Аксессуарные магматические и разностадийные гидротермальные минеральные комплексы обладают едиными геохимическими чертами, образованы при ведущей роли указанных стратегических металлов и закономерно сменяют друг друга во времени. Минералого-геохимическая эволюция гор-

ных пород выражена в изменении форм минеральной концентрации металлов, смене химически родственных минеральных видов и направленном изменении их содержания. Характерной особенностью минералого-геохимической эволюции цвиттер-турмалинитовых месторождений является наследование постмагматическими минералами химического и видового состава аксессуаров Li-F гранитов, при котором минералообразующая роль переходит от главных литофильных компонентов (W, Nb, Ta, Y, REE) к второстепенным халькофильным металлам (Bi, As, In, Sc), находившимся в магматических минералах в виде изоморфных и минеральных примесей (табл. 1). На постмагматическом этапе происходит наследование гидротермалитами каждой стадии минералого-геохимических особенностей пород предыдущей стадии. Комплекс стратегических металлов имеет смешанный литофильно-халькофильный состав, причем наблюдается эволюция рудной минерализации: LREE, Zr, Be → Sn, W, Nb, Li, W, Y, HREE, Sc → Sn, Cu, In, Ag, Cd, Se.

Таким образом, рудная минерализация гидротермалитов цвиттер-турмалинитовой формации на крупнейших вольфрамово-оловянных месторождениях Азиатско-Тихоокеанской геодинамической зоны является сходной и геохимически родственной с аксессуарной минерализацией сопряженных редкометалльных гранитов, эволюция минеральных комплексов во всех районах подобна, что указывает на связь месторождений стратегических металлов с субщелочными литий-фтористыми гранитами.

Работа выполнена при поддержке Отдела аналитических исследований Центра коллективного пользования Санкт-Петербургского горного университета.

Литература

1. Алексеев В. И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». 2014. 244 с.
2. Алексеев В. И., Суханова К. Г., Марин Ю. Б. Ниобиевые минералы — индикаторы генетической связи оловорудных цвиттеров и литий-фтористых гранитов Верхнеурмийского массива (Приамурье) // Записки РМО. 2018. Ч. 147. № 1. С. 85–100.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А. И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
4. Гоневчук В. Г. Оловоносные магматические системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.

Алексеев Виктор Иванович, доктор геолого-минералогических наук, доцент, профессор Санкт-Петербургского горного университета, г. Санкт-Петербург.

История сурков (*Marmota*, *Rodentia*, *Mammalia*) Забайкалья

© Н. В. Алексеева, С. Б. Намсараева

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: ochotona@mail.ru, solonganamsaraeva94@mail.ru

В современной фауне Забайкалья обитает два вида сурков: *Marmota sibirica* (Radde, 1862) и *M. camtschatica doppelmayri* Virula, 1922. Наиболее древняя форма, сочетавшая признаки этих видов известна из плиоцена местонахождения Тологой. В плейстоценовой фауне сурки достигли значительного разнообразия и обилия, были реперными таксонами.

Ключевые слова: беличьи; сурки; плиоцен; плейстоцен; Забайкалье; Восточная Сибирь.

Marmots (*Marmota*, *Rodentia*, *Mammalia*) history in Transbaikalia

N. V. Alexeeva, S. B. Namsaraeva

Geological Institute (GIN SB RAS), Ulan-Ude, Russia. E-mail: ochotona@mail.ru, solonganamsaraeva94@mail.ru

The Recent Transbaikalian mammal fauna includes two marmot species: *Marmota sibirica* (Radde, 1862) and *M. camtschatica doppelmayri* Birula, 1922. The oldest marmot form combining the morphological feature of both these two taxa is known from the Pliocene of Tologoi locality. During the Pleistocene due to favourable natural conditions significant diversifications of marmots occurred, they became abundant and distributed widely.

Keywords: Sciuridae; marmota; Pliocene; Pleistocene; Transbaikalia; Eastern Siberia.

В современной фауне Забайкалья обитает два вида сурков: монгольский сурок или тарбаган (*Marmota sibirica* (Radde, 1862) и черношапочный сурок (*Marmota camtschatica doppelmayri* Virula, 1922) [1] (рис.1).



Рис. 1. *Marmota sibirica* *Marmota camtschatica doppelmayri*.

Наиболее древняя форма сурков Забайкалья известна в составе гиппарионовой фауны из плиоценовых отложений местонахождения Тологой 1 [2, 3, 4]. Это *Marmota tologoica* Ivanijev, обнаруженная в пределах современного ареала тарбагана (*Marmota sibirica*). Сурок был мелких размеров, обладал рядом признаков в строении зубной системы и черепа, которые характерны для черношапочного сурка (*Marmota camtschatica doppelmayri*). Эти данные свидетельствуют о том, что в забайкальской фауне позднего плиоцена обитали сурки, морфологически более близкие к забайкальскому черношапочному, а не к тарбагану. К раннему плейстоцену количество сурков сократилось. В отложениях этого времени, вскрывающихся в местонахождениях Ключнёво 1, 2 и Засухино 1, известны их единичные остатки, хотя в одновозрастных фаунах Северного Китая сурки были достаточно многочисленны и разнообразны [5]. Сурки не известны в Забайкалье в фаунах конца раннего плейстоцена. Возможно, это связано с тафономическими условиями местонахождений или с неполнотой геологической летописи, или сурки действительно были чрезвычайно редки в это время в Забайкалье. Однако, южнее на территории Северной Монголии в одновозрастной фауне местонахождения Налайха отмечено присутствие *Marmota* sp. Состав фауны этого местонахождения и палинологические данные свидетельствуют о существовании в это время открытых степных ландшафтов и незалесённых участков на склонах долин.

Прогрессировавшее похолодание и аридизация климата привели в среднем плейстоцене к распространению на территории Западного Забайкалья открытых ландшафтов. Фауна млекопитающих этого временного интервала представлена тологойским комплексом, в состав которого входили две формы сурков — *Marmota nekipelovi* Erbajeva, близкая к тарбагану и *Marmota* sp. A, сходная по строению зубов с баргузинским черношапочным сурком. Остатки сурков среднего плейстоцена известны из ряда местонахождений: Додогол3 и Додогол4, Засушино II, X, Цеже, Тологой 2.4 и др. В местонахождении Тологой 2.4 среди диагностических зубов сурка, в частности третьего премоляра (P^3), установлено присутствие 4 морфотипов. Один из них характерен для современного тарбагана, второй морфотип морфологически сходен с этим зубом современного черношапочного сурка и вымершего *Marmota tologoica*. Для третьего и четвертого морфотипов характерны смешанные признаки характерные для обоих современных видов. Полиморфизм в строении P^3 , обнаруженный у сурка из местонахождения Тологой 2.4 позволяет предположить, что средний плейстоцен был период расцвета, дивергенции и радиации сурков, когда они осваивали различные типы ландшафтов. Возможно, в это время произошло становление предковых форм современных видов: тарбагана (*Marmota sibirica*) и баргузинского черношапочного сурка (*M. Camtschatica doppelmayri*). Об этом свидетельствует анализ ареалов сурков. Так, у среднеплейстоценовых сурков, обитавших к северу от Улан-Удэ, найденных в местонахождениях Засушино II и Засушино X на реке Итанца, преобладают признаки, характерные для черношапочного сурка. У форм, обитавших южнее г. Улан-Удэ, известных в местонахождениях Додогол на реке Уда и Цеже в Джидинском районе, преобладают признаки, характерные для тарбагана. Однако, у каждого из этих форм сохраняются отдельные признаки, свойственные для второго таксона.

Наиболее широкое распространение на территории Западного Забайкалья сурки получили в позднем плейстоцене, когда здесь, как и в Евразии в целом, установился перигляциальный режим, формировались лёссовидные отложения, в составе растительности встречались тундровые и лесотундровые элементы. В этот период были широко распространены сухие безлесные полярные степи. Возможно, в это время для сурков Западного Забайкалья сложились наиболее благоприятные условия существования, так как их ареал охватывал огромную территорию от долины реки Итанцы (местонахождения Зырянск и Засушино 5, 6) на севере, междуречья Чикоя и Хилка на востоке и долины реки Джиды на юго-западе. В этом регионе известны многочисленные местонахождения с ископаемыми остатками сурков (рис. 2).

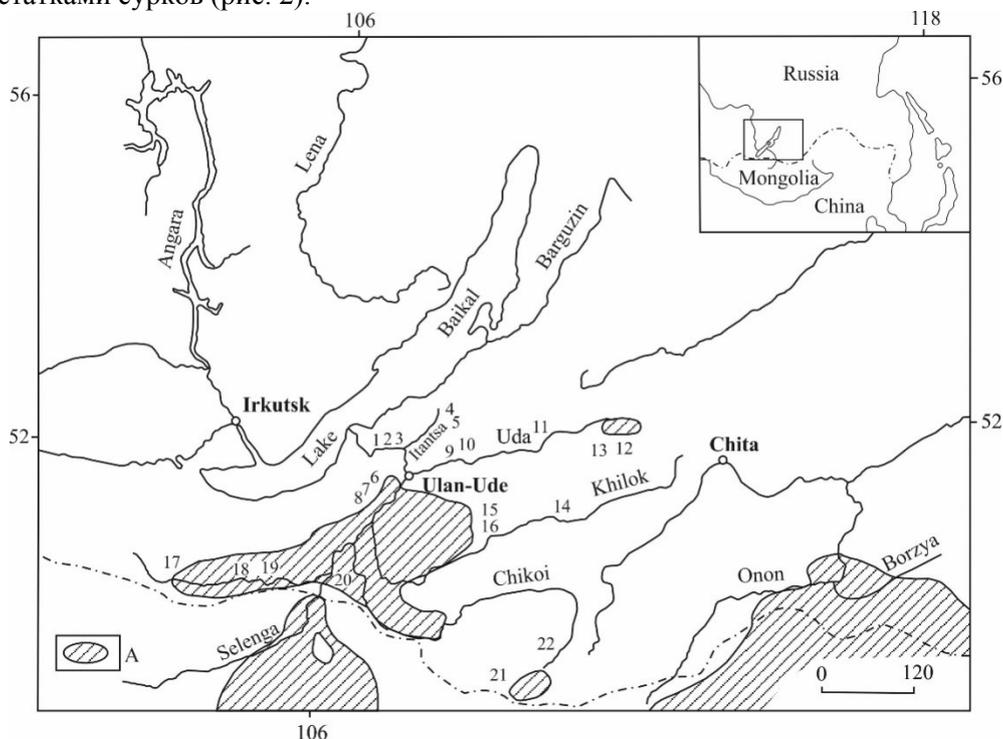


Рис. 2. Карта-схема плейстоценовых местонахождений сурков Забайкалья.

A — современный ареал. Местонахождения: 1,2,3 — Засушино II, VII, VIII; 4,5 — Зырянск I, II; 6,7,8 — Тологой 2,3,4; 9,10 — Додогол 2,3; 11 — Хотык; 12 — Новокижгинск; 13 — Ланкурет; 14 — Усть-Обор; 15 — Варварина Гора; 16 — Каменка; 17 — Цеже; 18 — Михайловка; 19 — Боци; 20 — Усть-Кяхта; 21 — Малая Кудара; 22 — Тамир.

Большая часть находок вымерших сурков приурочена к современному ареалу тарбагана за исключением находок из местонахождения Зырянск в долине реки Итанца, расположенного севернее ареала тарбагана. Сурок из Зырянска, остатки которого представлены костями посткраниального скелета и фрагментами нижних челюстей с различным количеством зубов, по структуре зубов наиболее близок к тарбагану. Эта форма определена как *Marmota cf. sibirica*. Можно считать вероятным, что этот регион был северным пределом ареала этого вида. Другая группа, возможно с поднятием прибайкальских хребтов адаптировалась к жизни в горах и явились предковыми формами черношапочного сурка.

Увлажнение и потепление климата в конце плейстоцена и начале голоцена привело к сокращению открытых пространств и формированию лесостепных ландшафтов современного типа и в это время северная граница ареала тарбагана значительно сократилась к югу до современных пределов [4].

Исследования проведены в рамках проекта РФФИ № 16-05-00586

Литература

1. Громов И. М., Ербаева М. А. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. СПб. 1995. 522 с.
2. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири / Э. И. Равский [и др.] // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 105. М.: Наука. 1964. 278 с.
3. Ербаева М. А. История антропогенной фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука. 1970. 132 с.
4. Алексеева Н. В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое. М.: ГЕОС. 2005. 141 с.
5. Qiu Zh., Deng Tao, Wang B. Early Pleistocene mammalian fauna from Longdan, Dongxiang, Gansu, China. *Palaeontologia Sinica*, Nr. 191 (New Series C, Nr 27). 198 p.

Намсараева Солонга Бабасановна, аспирант Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Золотое оруденение Верхнеамгинской площади (Южная Якутия)

© *Г. С. Анисимова, Л. А. Кондратьева*

Институт геологии алмаза и благородных металлов, СО РАН, г. Якутск, Россия.

E-mail: g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

Приводятся результаты изучения особенностей золотого оруденения Верхнеамгинской площади. В Хатырхайском поле рудоносность отмечается в гетит-гидрогетитовых залежах и скарнированных доломитах, в Хохойском рудном поле — в линейных карстовых зонах. Существенно дополнен минеральный состав руд, впервые диагностированы антимонаты и теллулаты Tl, сульфид Re и W. Золотое оруденение Верхнеамгинской площади сопоставимо с лебединским и куранахским типами оруденения Центрально-Алданского района.

Ключевые слова: Верхнеамгинский; сиениты; скарны; рудный карст; самородное золото; минералы Tl, Re, W; интерметаллиды; минеральные ассоциации; залежь; лебединский и куранахский типы.

Gold mineralization of Verkhneamginsky area (South Yakutia)

G. S. Anisimova, L. A. Kondratyeva

Institute of Geology of Diamond and Noble Metals, SB RAS, Yakutsk, Russia. E-mail: g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

The results of studying the features of gold mineralization of Verkhneamginsky area are given. In the Khatyrhai field, ore-bearing activity is noted in goethite hydrogiet deposits and skarned dolomites, in the Khokhoy ore field in linear karst zones. The mineral composition of ores has been significantly supplemented, antimonates and tellurates of Tl, Re and W sulfides have been diagnosed for the first time. The gold mineralization of Verkhneamginsky area is comparable with the Lebedinsky and Kuranakh types of mineralization in the Central Aldan region.

Keywords: Verkhneamghinsky; syenites; skarns; ore karst; native gold; Tl, Re, W minerals; intermetallides; mineral associations; reservoir; Lebedinsky and Kuranakh types.

Алдано-Становая золотonosная провинция известна своей уникальностью с начала XX века. На ее территории расположены крупные россыпные и рудные месторождения золота, но, к сожалению, первые из них исчерпали свои запасы. На настоящий момент добыча золота ведется на таких рудных месторождениях, как Куранахское, Лебединское, Рябиновое, Самолазовское и др. Они являются общеизвестными, классическими золоторудными объектами мира.

Верхнеамгинский золотonosный район входит в состав Алдано-Становой металлогенической провинции и расположен на стыке Олекминской гранит-зеленокаменной и Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой областей, в межглыбовой зоне (Амгинский разлом) [3]. Нижний структурный ярус представлен образованиями кристаллического фундамента, который перекрыт венд-нижнекембрийским платформенным чехлом, мощностью 400-450 м. В северной части района сохранились фрагменты мезозойских терригенных отложений. Субщелочной магматизм связан с платформенным этапом мезозойской тектоно-магматической активизации и представлен сиенитами различного состава.

В 2012–2013 гг. в Верхнеамгинском районе были выявлены линейные и площадные геохимические аномалии золота, приуроченные к проявлениям сиенитового магматизма [3]. При заверке аномалий были найдены неизвестные ранее зоны сульфидизированных пород с промышленными содержаниями золота от 0,6 до 100,0 г/т (рудопоявление Хатырхай). Сиениты, к которым приучена рудная минерализация, представляют щелочноземельную серию, являются высококалийевыми породами и по данным Rb-Sr метода для них получена предварительная оценка возраста — 140 ± 7 млн лет [1].

Описываемая площадь включает два рудно-россыпных поля: Хатырхайское и Хохойское. Золоторудная минерализация проявлена в различных геолого-структурных обстановках, на различных стратиграфических уровнях: в породах фундамента, в низах венд-кембрийского чехла и выше по его разрезу, на контактовом уровне нижнекембрийских и юрских отложений, в мезозойских интрузивах.

Магматические породы Хатырхайского поля представлены биотит-амфиболовыми, биотит-авгитовыми сиенитами, сиенит-порфирами, гранитогнейсами. Породы в разной степени изменены, что проявилось в интенсивной сульфидизации (лимонитизации), серицитизации, окварцевании и карбонатизации.

На площади Хохойского поля вскрываются 3 штока Лебединского плутонического монзонит-сиенит-гранитового комплекса и крайне редкие дайки раннемеловых (?) пород среднего состава.

В пределах Хатырхайского поля отмечаются горизонтальные гетит-гидрогетитовые залежи и скарнированные доломиты в экзоконтакте монзонит-сиенитового лакколита. Рудная масса представлена гетит-гидрогетитовыми, окварцованными метасоматитами по сиенит-порфирам, скарнированными сульфидизированными доломитами, сульфидизированными березитизированными гранито-гнейсами. В Хохойском поле развиты субмеридиональные линейные карстовые зоны на контакте раннекембрийских карбонатных и терригенных раннеюрских толщ осадочного чехла платформы. Рудная масса состоит из окисленного суглинка с обломками халцедон-кварцевых метасоматитов с небольшим количеством калиевых полевых шпатов, насыщенных мельчайшими вкрапленниками гидроксидов железа и крупнокристаллическим гематитом.

В результате детального изучения минералогии руд и околорудных метасоматитов существенно пополнен вещественный состав руд (табл.).

Таблица

Минеральный состав руд Верхнеамгинской площади

Распространенность, %	Гипогенные	Гипергенные
Главные, >10	Кварц, доломит	Гетит, лимонит
Второстепенные, 1-10	Кальцит, гематит, пирит, халькопирит, морион, халцедон, флюорит	Ковеллин, халькозин
Редкие, 0,1-1	Теллурувисмутит*, галенит, монацит, барит, магнетит, циркон, апатит, ильменит,	Теллуриты Bi,* теллураты Fe, Cu*
Спорадические, >0,1	Самородные золото, серебро*, алюминий*, олово*, титан*, вольфрам*, цинк*, интерметаллиды* Cu, Fe, Zn, Pb, Al, Cr, Ni, Sn, теллуриды и антимонаты таллия*, сульфид Re и W*, REE-карбонаты*, голландит*, теннантит*, халькозин, антимонит*, арсенопирит, аргентит*, титаномагнетит, сванбергит*	Оксиды Cu, Zn, Pb, Sb

* — впервые обнаруженные минералы

Во вторичных ореолах рассеяния в пределах Верхнеамгинской площади выделяются две основные рудные группы: 1) Au, Bi, W и Cu в Хатырхайском поле; 2) Au, Ag, Pb, Tl и V в пределах Хохойского поля. В процессе работ нам удалось выяснить минеральные формы нахождения Bi, W, Re и Tl, впервые диагностированы теллураты и антимонаты Tl и сульфид Re и W, аналогов которых пока не найдено.

По Хатырхайскому полю проба золота колеблется от 598 до 1000‰, при этом основная масса золота характеризуется средней и высокой пробой. Появление медистого золота одно из отличительных черт руд Хатырхайского поля. Такой тип золота встречен в березитизированных гранито-гнейсах и в метасоматически измененных сиенит-порфирах. Концентрация Cu в золоте достигает до 38,15%, Ag — 3,97%, Au — 62,59%. Самородное золото Хохойского поля характеризуется пористым строением, высокопробное, от 834 до 1000‰. Золото тесно ассоциирует с гетитом и теллуратами Fe и Cu, галенитом.

Первую раннюю стадию представляют пирротин-пирит-магнетит-кварцевая ассоциация в скарнах и ассоциация самородных металлов и интерметаллидов в метасоматически измененных породах. Типоморфные минералы — магнетит, пирит, пирротин и кварц, которые образуют рассеянную вкрапленность в скарнированных породах. С ними ассоциирует самородное Au. Данная ассоциация развита в обоих полях. Вторая ассоциация представлена самородными элементами сидерофильной и халькофильной групп в измененных гранит-гнейсах, лимонитизированных залежах, кварц-полевошпатовых метасоматитах, гематизированных и скарнированных породах Хатырхайского поля. В Хохойском поле развиты самородные Zn, Ti, Fe, интерметаллиды Cu, Ni, Zn, Sn, Mn и Cr. В течении второй стадии сформировалась Au-галенит-халькопирит-кварцевая минеральная ассоциация. Типоморфные минералы — халькопирит, галенит, пирит, самородное золото. С ними ассоциируют сфалерит, арсенопирит, бурнонит. В халькопирите спорадически отмечается As-блеклая руда — теннан-

тит. Рудные минералы образуют вкрапленность в метасоматически измененных породах. Интенсивно развиты гидроксиды Fe. Данная ассоциация развита в обоих полях. В третью позднюю стадию формируется Au-Te-Bi-кварцевая минеральная ассоциация. Эта ассоциация распространена в кварцевых телах среди березитизированного гранито-гнейса Хатырхайского поля. Типоморфные минералы — теллуrowисмутит, халькопирит. К данной ассоциации можно причислить и единичные мелкие вкрапления аргентита, самородного Ag. К поздней стадии относится и Au-Ag-теллуридно-кварцевая ассоциация. Данная ассоциация выделяется по результатам исследований россыпного золота Хатырхайского поля, в котором в виде микровключений широко распространены теллуриды Au, Ag и Pb (петцит, калаверит, гессит, алтаит), а также галенит, сфалерит, гринокит, теллуrowисмутит, сульфowисмутит [2, 4]. В самих рудах теллуриды Au, Ag и Pb, гринокит нами не обнаружены. Это обстоятельство, видимо, свидетельствует об эрозионном срезе площадей распространения описываемой ассоциации.

В заключении отметим, что по типам руд и по минералого-геохимическим характеристикам оруденение Хатырхайского поля сопоставимо с оруденением лебединского, а оруденение Хохойского поля — с куранахским типом Центрально-Алданского района.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

Литература

1. Анисимова Г. С., Зайцев А. И., Соколов Е. П. Rb-Sr систематика пород Верхнеамгинской площади (Ю.Якутия) // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока Азии: материалы всероссийской научно-практической конференции (Якутск, 6-8 апреля 2016 г.) / отв. ред. Л. И. Полуфунтикова. Якутск : Издательский дом СВФУ. С. 19–23.

2. Россыпная золотоносность Хатырхайского узла / Е. Г. Глушкова [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции (Якутск, 5–7 апреля 2017 г.). Т. I. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. С. 64–70.

3. Соколов Е. П. Рудное золото Верхнеамгинского золотоносного района // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции (Якутск, 31 марта–2 апреля 2015 г.) / отв. ред. А.Я. Биллер. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 458–462.

4. Типоморфизм самородного золота из кайнозойских отложений руч. Горелый и его связь с коренными источниками в пределах Верхнеамгинского рудно-россыпного узла (Южная Якутия) / А. В. Терехов [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2016. № 65. С. 93–103.

Анисимова Галина Семеновна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск.

К вопросу об этапах магматической деятельности в Забайкалье на основании соотношения возрастных данных по акцессорным и породообразующим минералам основных типов магматических пород, полученных различными изотопными методами (U-Pb, Ar-Ar, K-Ar и Rb-Sr)

© *А. Ю. Антонов*¹, *А. В. Травин*²

¹ Геологический Институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: anant@ginst.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия. E-mail: travin@igm.nsc.ru

Проведено обобщение информации в отношении хронологии и термической истории магматических и метаморфических пород Забайкалья, полученной различными изотопными методами (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar) по всей их минеральной ассоциации (циркон, пироксен, амфибол, биотит, плагиоклаз и КППШ) в 3-х поясах, параллельно располагающихся к ЮВ от оз. Байкал до Монголо-Охотского разлома на протяжении 250-300 км.

Выявлено, что в характерных для региона метаморфических образованиях Итанцикской свиты, Святоносской толщи, а также некоторых гнейсогранитах возраст слагающих их минералов находится в интервале от AR до K₁. При этом он включает весь возрастной интервал, характерный для наиболее типичных магматических пород региона, который во всех 3-х поясах примерно близок, ~300-350 млн лет от O₃ до K₁. Во всех 3-х поясах территории существуют массивы магматических пород, в которых возраст как по наиболее высокотемпературным акцессорным, так и по все менее высокотемпературным породообразующим минералам соответствует либо одному незначительному временному периоду, либо гораздо более значительному вплоть до всего вышеотмеченного для магматических пород. В последнем случае разница в возрасте все менее высокотемпературных минералов обычно настолько велика (> 30 млн лет), что она позволяет рассматривать формирование данных минеральных фаз в течение нескольких отдельных временных периодов (до пяти), подверженных соответствующим по мощности термальным воздействиям. Количественное соотношение объектов Pz и Mz возраста в различных поясах территории различно и закономерно. Последнее выражается в проявлениях максимумов термической и магматической деятельности в позднепалеозойское и мезозойское время и их постепенном смещении с северо-запада на юго-восток территории, что обусловлено, скорее всего, весьма долговременной плюмовой деятельностью.

Ключевые слова: магматизм; метаморфизм; порода; минерал; изотопы; геохронология; геодинамика; плюмы.

To the question about the stages magmatic activity in Zabaikalye based on a relation of age data on accessory and rock-forming minerals of main types igneous rocks obtained by different isotopic methods (U-Pb, Ar-Ar, K-Ar and Rb-Sr)

*A. Yu. Antonov*¹, *A. V. Travin*²

¹ Institute of Geology SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: anant@ginst.ru

² Institute of geology and mineralogy of V.S. Soboleva SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: travin@igm.nsc.ru

Marshalling information regarding the chronology and the thermal history of igneous and metamorphic rocks in Zabaikalye obtained different isotope methods (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar and K-Ar) throughout their mineral association (zircon, pyroxene, amphibole, biotite, and plagioclase feldspar) in 3 zones, arranged in parallel to the South-East of the lake Baikal to the Mongol-Okhotsk rift over 250-300 km.

It was revealed that in the region specific metamorphic formations Itantsikskoy suite, Svyatonossky strata, as well as some gneissogranits age constituent minerals ranges from AR to K₁. In this case, it includes the entire age range, typical for the most common igneous rocks of the region, which in all 3 zones roughly similar, ~300-350 million years from O₃ to K₁. In all 3 zones of the area exist the massifs of magmatic rocks, in which the age of the high accessory minerals and less high-forming minerals corresponds to either one insignificant time period or a much more significant until the entire above-noted to igneous rocks. In the latter case, the difference in age less high minerals are usually so large (> 30 Ma), it can be considered that the formation of mineral phases of data in several separate time periods (up to five) corresponding power prone thermal influences. The quantitative ratio of objects Pz and Mz age in different zones of the territory is different and natural.

Most expressed in manifestations of maximums thermal and magmatic activities in Late Paleozoic and Mesozoic time and their gradual shift from North-West to South-East territory, owing to very likely long-term pljumovoj activities.

Keywords: magmatism; metamorphism; rocks; mineral; isotopes; geochronology; Geodynamics; plums.

Проведено обобщение имеющейся оригинальной и литературной информации [1-6, 8-11] в отношении изотопной хронологии и термической истории магматических (в меньшей степени мета-

морфических) пород Забайкалья, полученной различными изотопными методами (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar) по всей минеральной ассоциации пород (циркон, пироксен, амфибол, биотит, плагиоклаз и калиевый полевой шпат с критическими изотермами сохранения [7], соответственно, от 800-900 до 200-250°C) в пределах трех поясов данной территории, параллельно располагающихся к юго-востоку от озера Байкал до Монголо-Охотского разлома (в старой версии) на протяжении 250–300 км.

Хронология геологических формаций Северо-Западного пояса проводилась на примере четырех наиболее крупных гранитоидных комплексов в рамках 21 отдельного объекта их проявления на отдельных участках (Баргузинский, Чивыркуйский, Верхнетуркинский и Кыджимитский массивы). Для сравнения здесь же рассмотрена хронология двух наиболее характерных для данного района метаморфических комплексов, а именно Итанцинской свиты и Святоносской толщи. В центральном поясе исследованы породы ~20 объектов, включая 15 гранитоидных и 4-х габброидных массивов, а также двух объектов базитовых лавовых покровов. В пределах юго-восточного пояса исследованы породы ~71 отдельного объекта, включая ~19 гранитоидных массивов, ~10 габбро-диоритоидных массивов, ~9 объектов мафических и салических вулканитов, а также некоторые гнейсо-гранитоиды и образования гранито-метаморфических куполов.

Выявлено, что возраст всей совокупности изученных нами наиболее типичных магматических пород от мафических до салических во всех 3-х зонах или поясах изученной территории варьирует примерно в одном и том же интервале, а именно от позднего ордовика до раннего мела, т.е. в интервале ~300–350 млн лет.

Во всех 3-х поясах территории существуют массивы магматических пород, в которых возраст как по наиболее высокотемпературным аксессуарным, так и по все менее высокотемпературным породообразующим минералам соответствует либо одному незначительному временному периоду (особенно в юго-восточном поясе), либо гораздо более значительному вплоть до всего вышеотмеченного интервала формирования изученных магматических пород данной территории (350–300 млн лет). При этом в последнем случае разница уменьшающихся в возрасте все менее высокотемпературных минералов обычно настолько велика (> 30 млн лет), что она позволяет рассматривать их формирование в течение нескольких, до пяти, отдельных временных периодов или этапов (дораннекарбонный, поздний карбон-раннепермский, позднепермско-среднетриасовый, поздний триас-среднеюрский и поздняя юра-раннемеловой), подверженных прежде всего соответствующим и обычно все меньшему по мощности термальным воздействиям практически без значимой связи со стрессовыми нагрузками [1].

Возраст характерных для всего района метаморфических толщ, а именно Итанцинской свиты и Святоносской толщи, а также некоторых гнейсогранитов района, по возрастным данным слагающих их минералов находится практически в едином огромном интервале от архея до раннего мела, т.е. включает весь возрастной интервал, характерный для изученных магматических пород всего региона. Скорее всего, эта ситуация наглядно указывает на именно тот возрастной интервал, в рамках которого происходило зарождение, а затем и преобразование и магматических, и отмеченных метаморфических пород на всей этой территории. Эти этапы оказались в хорошем соответствии с палеонтологическими данными по основным этапам метаморфизма терригенно-осадочных пород данного региона [2], а именно послерифейского, ордовикского, ранне-позднекарбонного, пермо-раннетриасового и поздне-триасового этапа, возрастом от рифея до позднего мела всего ряда минералов гнейсогранитоидов, метаморфических пород Святоносской толщи, а также интрузивных и вулканических циклов на этой и смежной территориях Забайкалья и Монголии;

Количественное соотношение объектов различного возраста (прежде всего палеозойского и мезозойского) в различных поясах территории различно и достаточно закономерно. Последнее выражается в проявлениях максимумов термической и магматической активности деятельности в позднепалеозойское и мезозойское время и их постепенном смещении с северо-запада на юго-восток территории.

Единственным наиболее корректным объяснением полученной ситуации с имеющимися возрастными датировками минералов всей ассоциации изученных нами метаморфических и магматических пород Забайкалья, цикличностью их формирования, а также явный привнос калия в исходные низкощелочные образования при гранитизации и выплавлении субщелочных гранитоидов, на наш взгляд, может приниматься именно «плюмовая» концепция. Без участия плюмов для формирования огромных масс высокощелочных гранитоидов из древних образований не хватило бы калия.

Соответственно, именно глубинные термохимические плюмы и являются главными энергетическими источниками, обуславливающие и определяющими весьма длительную тектоно-магматическую эволюцию данной территории, в том числе смещение максимума плюмовой магматической активности с северо-запада изученной территории все далее на юго-восток в том числе в Монголию.

Литература

1. Антонов А. Ю., Травин А. В. К вопросу о масштабах палеозойского и мезозойского гранитоидного магматизма и составе его продуктов в пределах Хилок-Витимского складчатого пояса Центрального Забайкалья // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 29–48.
2. Тектоно-магматическая эволюция территории северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита северного Забайкалья (U-Pb возраст и состав пород вулканоплутонической ассоциации Баунтовского района) / А. Ю. Антонов [и др.] // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8.: матер. всерос. Петрогр. конференции с межд. участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2016. С. 8–14.
3. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) / А. Г. Владимиров [и др.] // ДАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793–799.
4. Мезозойские гранитоиды в структуре Безымянного комплекса метаморфического ядра (Западное Забайкалье) / Т. В. Донская [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2015–2033.
5. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Забайкалье. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1976. 436 с.
6. Комплексы метаморфических ядер Забайкалья: Обзор / А. М. Мазукабзов [и др.] // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2. Issue 2. P. 95–125.
7. Рассказов С. В., Чувашова И. С. Радиоизотопные методы хронологии геологических процессов: учебное пособие. Иркутск: Иркут. ун-т, 2012. 300 с.
8. Рипп Г. С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
9. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования / Г. С. Рипп [и др.]. Новосибирск: Гео, 2013. 163 с.
10. О возрасте аккреции Малхано-Кондинского террейна (Западное Забайкалье) к Сибирскому палеоконтиненту: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов Малханского комплекса / Е. Ю. Рыцк [и др.] // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 448. № 3. С. 318–323.
11. Цыганков А. А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования и источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.

Антонов Андрей Юрьевич, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического Института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Технологические аспекты переработки перспективных руд месторождений Бурятии

© *И. Г. Антропова*^{1,2}

¹ Байкальский институт природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: inan@binm.ru

² Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ г. Улан-Удэ, Россия

В работе отражены результаты исследований по переработке труднообогатимых руд цветных металлов на примере месторождений Бурятии. Показано, что эффективность переработки таких руд достигается новой технологией, включающей комбинированные методы на основе парогазовой технологии и термохимических процессов с использованием природных сырьевых добавок.

Ключевые слова: труднообогатимые руды цветных металлов; комбинированные методы; обжиг в атмосфере водяного пара; термохимическое обогащение; концентрат.

Technological aspects processing perspective ores of deposits of Buryatia

I. G. Antropova^{1,2}

¹ Baikal Institute of Nature Management, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: inan@binm.ru

² Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

The paper reflects the results of research on processing of difficult to refractory non-ferrous ores on the example of deposits of Buryatia. It is shown that the processing efficiency of such ores is achieved by a new technology, including combined methods based on steam-gas technology and thermochemical processes using natural raw additives.

Keywords: complex ores non-ferrous metal; combined methods; roasting in the atmosphere of water vapor; thermochemical enrichment; concentrate.

В последние годы не только у нас в стране, но в мире наблюдается устойчивая тенденция снижения качества минерального сырья, возрастает удельный вес бедных, забалансовых и труднообогатимых руд. Качество руд цветных металлов ряда месторождений Бурятии характеризуются увеличением доли сложных руд с более тонкой вкрапленностью полезных минералов и повышенным содержанием окисленных и вторичных форм. Применение традиционных методов обогащения при переработке такого сложного вида сырья не позволяет достигнуть высоких технико-экономических показателей. В зависимости от особенностей вещественного состава руд схема их переработки может включать операции термохимии или пирометаллургии в сочетании с флотационным или гравитационным обогащением.

В настоящей работе рассмотрены технологические особенности переработки труднообогатимых полиметаллических руд и нетрадиционного алюминийсодержащего сырья (сынныритов) и возможные конечные продукты, которые могут быть получены, благодаря новым технологиям.

Для обеспечения потребностей страны в свинце и цинке и их экспорта назрела необходимость ввода в оборот известных, не эксплуатируемых сегодня полиметаллических месторождений Бурятии, отличающихся благоприятным географическим положением. Это, прежде всего, относится к месторождению Озерное. Его освоение позволит полностью покрыть дефицит цинка и существенно снизить дефицит других металлов в отечественной промышленности. Однако руды характеризуются непостоянством химического и минерального состава. Сульфидные руды представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, реже пирротином, халькопиритом и арсенопиритом. Для месторождения проектировщиками (институт ОАО Сибцветметниипроект, 2009–2010 гг.) предложена флотационная схема обогащения сульфидных руд. Вопросы использования окисленных, тонковкрапленных высокосульфидных руд и пиритных концентратов не нашли проектного решения. На Озерном месторождении количество окисленных свинцово-цинковых руд составляет 24–26 млн тонн, количество тонко вкрапленных свинцово-цинковых колчеданных руд — более 50 млн тонн, что составляет 30–40 % от общего запаса сульфидных руд. В 2013–2016 годы в НИТУ «МИСиС» проведен комплекс исследований по разработке научно-технологических решений, направленных на создание комбинированной технологии обогащения сульфидных тонковкрапленных руд Озерного месторождения, основанной на сочетании в единой схеме переработки руд флотационных процессов с гидрометаллургическими. Предварительными исследованиями было установлено, что главная причина трудной обогатимости высокосульфидных руд — загрязнение концентратов раскрытыми частицами флотоактивных разностей пирита. Сделан вывод, что реальное повышение показателей обогащения данных руд возможно только использованием комбинированной технологии переработки руды. При использовании комбиниро-

ванной технологии на труднообогатимой свинцово-цинковой руде получен цинковый концентрат с массовой долей цинка 51,5% при извлечении цинка 39,5%. Гидрометаллургической переработкой комплексного промпродукта извлечение цинка в продуктивный раствор выщелачивания составило 41,5%, что при расчетном извлечении в катодный цинк 37% обеспечит суммарное извлечение цинка 76,5%. Из свинцово-цинковой руды весь свинец получен гидрометаллургической переработкой, извлечение свинца в карбонат свинца составило 55,8%, извлечение серебра в цементное серебро — 37,8%. Хотя полученные показатели — на уровне мировых аналогов (например, технологии ZINCEX и PRIMALEAD компании Técnicas Reunidas (Испания), использование этой технологии не обеспечивает высоких показателей по извлечению.

Исследованиями по изучению вещественного состава и обогатимости окисленных руд Озерного месторождения занимались разные организации (ООО НИИПИ «ТОМС»; ОАО «Иргиредмет»; Байкальский институт природопользования СО РАН, 2006–2007 гг.), результаты этих исследований показали низкую эффективность использования классических приемов обогащения и варианта гидрометаллургической технологии извлечения на основе солевого выщелачивания.

Эффективность переработки тонковкрапленных высокосульфидных руд с тесным взаимным прорастанием сульфидов железа, свинца и цинка и окисленных свинцово-цинковых руд может быть достигнута новой технологией, включающей комбинированные методы на основе парогазовой технологии. Совместный обжиг тонковкрапленных с тесным взаимным прорастанием сульфидов Fe, Zn, Pb и окисленных свинцово-цинковых руд в атмосфере водяного пара позволит в одном аппарате реализовать несколько процессов: термическое разложение окисленных минералов свинца и цинка, селективное окисление сульфидов железа с образованием сероводорода, сопровождающееся дезинтеграцией взаимопроросшихся сульфидов свинца, цинка и пиросульфидирование разложившихся труднообогатимых окисленных минералов. При недостаточном количестве пирита в тонковкрапленных сульфидных рудах цветных металлов для образования сероводорода в реакционной печи (для сульфидирования окисленных форм) можно в качестве сульфидизатора использовать отходы ГОК — пиритные концентраты. В полиметаллических рудах помимо основных минералов часто содержатся значительные количества благородных металлов, золота, серебра, которые ассоциируются в основном с сульфидами железа. Использование данного процесса при промышленном содержании благородных металлов позволит вскрыть тонкое и мелкое золото и попутно его извлечь при дальнейшей переработке хвостов обогащения.

Перспективным нетрадиционным комплексным сырьем для развития алюминиевой отрасли, агропромышленного комплекса страны и стройиндустрии являются уникальные по содержанию калия (K_2O 19–21%) алюмосиликатные породы — сынныриты, «Забытые богатства России». Они были обнаружены в Сыннырском (Республика Бурятия) и Сакунском (Забайкальский край) массивах нефелиновых сиенитов в начале 60-х годов прошлого столетия. Главными пороодообразующими минералами сынныритов являются калиевый полевой шпат (50–65%) и природная калиевая разновидность нефелина — кальсилит (20–34%), который довольно часто встречается в вулканических и интрузивных щелочных породах, но нигде, за исключением Сыннырского и Сакунского массивов, не образует значительных скоплений (Архангельская, 2014). Минеральный состав сынныритов при их комплексной переработке позволяет получать промышленные продукты широкого ассортимента, такие как бесхлорные калийные удобрения, глинозем и строительные материалы.

Многолетние агрохимические испытания дробленого сыннырита показали, что последний действует как бесхлорное калийное удобрение. Однако перевозка его для агротехнических целей неэкономична из-за низкой доли активного компонента (6,25%) в сырье. Авторами разработаны физико-химические основы экологически чистых технологий получения калийсодержащих удобрений из сынныритов. Первая технология основана на совместной механохимической активации сынныритов и окисленных бурых углей, а вторая — на получении (синтезе) искусственного лейцит-кальсилитового концентрата термохимическим обогащением с использованием в качестве добавки доломита ($CaMg(CO_3)_2$). Измельченный сыннырит, искусственные кальсилит-лейцитовые концентраты, органоминеральное удобрение на основе сыннырита и окисленного бурого угля — это водонерастворимые, невымываемые и экологически чистые удобрения и агроулучшители, обладающие пролонгированным действием и решают общие для сельского хозяйства проблемы — дефицит бесхлорных калийсодержащих удобрений и негативное воздействие на экологию, что имеет большое значение для условий Байкальского региона.

Так же минеральный состав сынныритов позволяет при их глубокой комплексной переработке получать чистые соли калия и глинозем. Предложенные в 80-ые годы технологические приемы при термохимическом обогащении сынныритов с получением лейцитового продукта подразумевают

применение высоких температур, использование в качестве плавней соединений фтора, хлора, карбонатов кальция, калия и натрия.

Повышение эффективности переработки сыннырита может быть достигнуто за счет использования на стадии термохимического разложения основных кислотоупорных минералов исходного сырья (минералов калиево-шпатовой группы) в качестве сырьевой добавки одну из дешевых минеральных пород доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ или брусит $\text{Mg}(\text{OH})_2$, приводящие к понижению температуры процесса термообработки.

Установлены оптимальные условия процесса спекания сыннырита с каждой из сырьевых добавок, обеспечивающие максимальное разложение калиевых полевых шпатов до кислоторастворимых лейцитовых минеральных форм: при спекании сыннырита с доломитом — массовое соотношение сыннырит : доломит равно 2:1, температура 1050–1100 °С; при спекании сыннырита с бруситом — соотношение 3:1, температура 1150–1200 °С. Конечными кальций и магнийсодержащими фазами являются окерманит ($\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{Si}_2\text{O}_7)$) в случае спекания с доломитом и форстерит (Mg_2SiO_4) при спекании с бруситом.

Таким образом, разрабатываемые научно-технологические решения позволяют удешевить процесс термической обработки, обеспечить полноту разложения сыннырита с получением кальсилит-лейцитового концентрата, обогащенного магнием, а при последующей гидрометаллургической переработке спеков получать помимо глинозема и сульфата калия дополнительные продукты в виде сульфата магния и кремнезема.

Работа проводится в рамках бюджетного проекта IX.132.4.3. “Разработка физико-химических основ технологий комплексной переработки нетрадиционного минерального сырья и техногенных отходов с получением новых материалов и товарных продуктов» и гранта «У.М.Н.И.К.» (проект № 46649/2017).

Антропова Инна Германовна, кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник Байкальского института природопользования СО РАН, старший преподаватель Бурятского государственного университета, г. Улан-Удэ.

U-Pb возраст кластогенного циркона из метапесчаников глееватской свиты Кривбасса — хроностратиграфия и геодинамические следствия (Украинский щит)

© Г. В. Артеменко¹, Л. В. Шумлянский¹, А. Ю. Беккер²

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, г. Киев, Украина.

E-mail: regulgeo@gmail.com

² Геологический факультет Калифорнийского университета, г. Риверсайд, США. E-mail: andreymb@ucr.edu

В области сноса метатерригенных пород глееватской свиты, слагающей верхнюю часть разреза Криворожско-Кременчугской структуры, значительно преобладали породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии Среднеприднепровского кратона (с возрастом 3,0–3,1 млрд лет). В небольшом количестве, вероятно, присутствовали и останцы палеоархейского фундамента (с возрастом 3,2; 3,3–3,4 и 3,5–3,7 млрд лет). В области сноса также могли находиться архейские калиево-натриевые граниты (с возрастом 2,85–2,87 млрд лет). Среди кластогенных цирконов палеопротерозойского возраста пять зерен с конкордантным возрастом 2,09–2,14 млрд лет указывают на присутствие в области сноса палеопротерозойских гранитов. Таким образом, нижняя возрастная граница метатерригенных пород глееватской свиты составляет около 2,1 млрд лет. Эти датировки свидетельствуют о том, что породы глееватской свиты формировались после коллизии Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейской кратона. Полученные данные дают основание отнести глееватскую и гданцевскую свиты в ранг отдельной серии.

Ключевые слова: Криворожско-Кременчугская структура; Среднеприднепровский мегаблок; глееватская свита; метапесчаники; кластогенный циркон; U-Pb изотопный возраст; палеопротерозой.

U-Pb age of clastogenic zircon from metasandstones of the Hleyuvatka suite of Kryvbas — chronostratigraphy and geodynamic consequences (Ukrainian Shield)

G. V. Artemenko¹, L. V. Shumlyansky¹, A. Yu. Bekker²

¹ Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, Kiev, Ukraine. E-mail: regulgeo@gmail.com

² Department of Earth Sciences, University of California, Riverside, USA. E-mail: andreymb@ucr.edu

The 3,1–3,0 Ga tonalite-trondhjemite-granodiorite rocks of the Middle Dnieper craton were exposed in the provenance of metaterrigenous rocks of the Hleyuvatka Suite, which forms the upper part of the Kryvyi Rih-Kremenchuk structure. In addition, 3,2; 3,3–3,4 and 3,5–3,7 Ga gneisses were also present in the source area as well as the 2,87–2,85 Ga potassium-sodium granites. Among the Paleoproterozoic detrital zircons, five grains yielded an age of 2,14–2,09 Ga, which indicates the presence of Paleoproterozoic granites in the provenance. The maximum depositional age of the metamorphosed terrigenous rocks of the Hleyuvatka Suite is thus about 2,1 Ga. These datings indicate that the rocks of the Hleyuvatka Suite were formed after the collision of the Sarmatian and Volga-Ural segments of the East European craton. These data gives ground to distinguish the Hdantsivska and Hleyuvatka suites as a separate Series.

Keywords: Krivoi Rog-Kremenchug structure, Middle-Dnieper megablock, Hleyuvatka suite, metasandstones, detrital zircon, U-Pb geochronology, Paleoproterozoic.

Введение. Криворожско-Кременчугская структура представляет собой узкую (шириной до 7 км) синформную структуру среди архейских ТТГ в западной части Среднеприднепровского мегаблока УЩ. Она включает серию сопряженных чешуйчатых моноклиналиных структур или асимметричных синклиналей, сложенных пестрой по составу толщей слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных пород криворожской серии. По хорошей обнаженности и высокой степени изученности разрезы свит криворожской серии рассматриваются как стратотипические для Восточно-Европейской платформы, однако в геохронологическом отношении она изучена еще недостаточно. Минимальный возраст кластогенного монацита из скелеватской свиты криворожской серии — 2,8 млрд лет. Породы глееватской свиты — прорываются альбититами с возрастом 1890±75 млн лет [2].

Глееватская свита сложена преимущественно метатерригенными породами — метаконгломератами, метапесчаниками, метаалевролитами с редкими маломощными линзами карбонатных пород (мраморизованных доломитов). Максимальная мощность глееватской свиты составляет около 2000 м в центральной части Криворожской структуры [1]. Породы глееватской свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации; в Анновском районе степень метаморфизма повышается до эпидот-амфиболитовой фации.

Постановка проблемы. Определение возраста формирования осадочно-вулканогенной толщи Криворожско-Кременчугского района, включающей богатую железорудную формацию, является важной задачей как с точки зрения хроностратиграфия докембрия, так и геодинамических рекон-

струкций. Ранее описывалось [1], что гданцевская и глееватская свиты криворожской серии отлагались на железорудной толще саксаганской свиты после значительного перерыва и со стратиграфическим несогласием. Отложение грубообломочного материала глееватской свиты связывается авторами [2] с быстрым подъемом горных массивов со стороны Ингулецкого поднятия.

Поскольку в глееватской свите кислые вулканиты отсутствуют, то объектом геохронологических исследований являются только кластогенные циркон и монацит.

Методика исследований. Циркон выделен из пробы массой 5 кг по стандартной методике в лаборатории обогащения ИГМР НАН Украины. Внутреннее строение циркона изучено методом катодоллюминесценции. U-Pb изотопные исследования выполнялись методом LA-ICP-MS в лаборатории Калифорнийского университета, Санта Барбара на приборе Nu Plasma HR MC-ICP-MS с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Excite 193 excimer ArF. Абляция выполнена на протяжении 15 с с частотой лазерных импульсов 4 Гц и энергией импульсов ~ 1 Дж/см². Глубина полученных кратеров составляла ~ 5 мкм, а размеры кратера — 15 мкм. Полученные результаты корректировались с помощью стандартного циркона 91500, который анализировался после каждых 10 измерений исследуемых цирконов. Точность измерений была лучше 2% для отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Все погрешности измерений приведены на уровне 2σ .

Результаты исследований и обсуждение результатов. Наиболее полно геологический разрез глееватской свиты изучен по скв. «Спутник-1» (скв. 20500) и Криворожской сверхглубокой скважине СГ-8, которые пройдены на западном крыле Саксаганского (Криворожского) синклинория. Здесь вскрытая мощность глееватской свиты составляет около 750 м. Образцы для геохронологических исследований метапесчаников глееватской свиты отобраны по скв. 20500 (Спутник-1), инт. 814-864 м.

Главные разновидности пород этой свиты представлены метаконгломератами (50%), металевролитами (32%) и средне-тонкозернистыми метапесчаниками (18%). Метаконгломераты полимиктовые [2]. Они включают гальки (%): серых, светло-серых кварцитов — 48; темно-серых кварцитов — 26; сахаровидных белых, светло-серых, буровато-серых кварцитов — 6,8; кварца — 2,9; плагиогранитоидов — 7,1; карбонат-тремолитовой породы — 4,5; доломитов и доломитовых мраморов — 3,5; амфиболитов (метабазитов) — 1,5; железистых кварцитов — 0,5; кварцевых метапесчаников-метагравелитов с базальным серицитовым цементом — 0,2. Заполнитель метаконгломератов представлен разнозернистым, преимущественно средне-тонкозернистым метапесчаником с большой примесью алевритовых зерен и слюдястого (исходного глинистого) цемента.

По индикаторному отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}=4,0-8,2$ метапесчаники глееватской свиты относятся к незрелым осадкам. Они формировались, вероятно, на флангах крупных поднятий в прибрежной части пресноводного или морского бассейна.

Минералогическая характеристика и изотопный возраст циркона

Было выполнено изотопное датирование 124 зерен циркона, из них три анализа выполнено с невысокой точностью и восемь анализов оказались сильно дискордантными. Эти результаты анализов (11) были проигнорированы и не использованы в дальнейшем обсуждении. Результаты датирования 113 кристаллов циркона рассмотрены ниже.

Среди 113 продатированных кристаллов три кристалла имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в диапазоне 3520–3685 млн лет, еще три — в пределах 3325–3371 млн лет, семь кристаллов — в диапазоне 3205–3264 млн лет. Самая многочисленная группа (90 зерен) проанализированных цирконов имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в 2841–3151 млн лет. Кристаллы с меньшим возрастом сравнительно малочисленны: из них три зерна имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в пределах 2702–2794 млн лет, одно зерно — 2548 млн лет и шесть зерен — 2087–2138 млн лет.

Исследованные нами кристаллы сравнительно слабо окатаны, независимо от возраста. Даже наиболее древние зерна часто угловатые и имеют кристаллические грани хорошей сохранности. Форма кристаллов от овальной до слабо удлиненной призматической, с максимальным коэффициентом удлинения около трех. Размер изученных кристаллов варьирует от 30 до 200–250 мкм, преобладают кристаллы размерами около 100 мкм.

Наибольший интерес для данного исследования имеет группа палеопротерозойских цирконов, представленные изометрическими до короткопризматическими кристаллами, имеющими сравнительно темный вид на СЛ изображениях и неясную, до концентрической, зональность. Содержания урана (152–792 г/т) и тория (86–520 г/т) сравнительно высокие, отношение U/Th варьирует в узких пределах от 0,42 до 0,68. По своему внешнему виду, СЛ характеристикам и содержанию урана, тория и их отношению изученные детритовые кристаллы циркона, скорее всего, первично-магматические. Циркон явно метаморфогенного генезиса не был диагностирован.

Возможные источники детритового материала и возраст осадконакопления. По результатам многочисленных геохронологических исследований, в пределах Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита преобладают породные комплексы с возрастом около 3000–3200 млн лет, относящиеся к конкской и аульской сериям, а также к гранитоидам сурского и днепропетровского комплексов. Очевидно они являлись источником цирконов соответствующего возраста, присутствующих в метатерригенных породах глееватской свиты. Цирконы значительно древнее 3200 млн лет, могли поступать из Орехово-Павлоградской зоны или Днестровско-Бугского блока. Наиболее значимый пик цирконов в метапесчаниках глееватской свиты имеет возраст около 2840–3000 млн лет. Их источником могли быть гранитоиды саксаганского, демуринского, токовского и мокромосковского комплексов, широко распространенные в Среднеприднепровском мегаблоке. Немногочисленные цирконы с возрастом 2700–2800 и около 2550 млн лет не имеют прямых возрастных аналогов среди породных комплексов Среднеприднепровского мегаблока. Наконец, небольшая группа палеопротерозойских цирконов примерно соответствует возрасту метаморфизма, связанного с коллизией Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона, а также возрасту палеопротерозойских метаморфических пород и гранитидов, широко распространенных в пределах всей Сарматии. Присутствие палеопротерозойского детритового материала в этих породах указывает на то что их возраст, очевидно, не древнее чем 2090 млн лет. Соответственно, возраст свиты может быть определен примерно в 2090 млн лет.

Полученные данные дают основание выделить гданцевскую и глееватскую свиты в составе отдельной серии, как это ранее предлагалось Я. Н. Белевцевым [1].

Литература

1. Белевцев Я. Н. Стратиграфічні підрозділи, стратиграфічна номенклатура докембрію Кривого Рогу // Геол. журн. 1955. Т. 15. № 4. С. 30–40.
2. Глееватские метаконгломераты Кривбасса — континентальные молассы или мелководно-бассейновые отложения? / Е. А. Кулиш [и др.] // Геохімія та екологія: Зб. наук. праць Ін-ту геохімії навколишнього середовища. Київ. 2010. Вип. 18. С. 7–26.
3. Суслова С. Н., Чухонин А. П., Прулуцкий Р. Е. Результаты геохронологического и изотопного исследования пород по КСГС. Отчет «Провести комплексное геологическое исследование по разрезам СГС Кольской, Криворожской, Саатлинской, Уральской, Мурунтауской» / отв. исп. Э. Б. Наливкина Книга III, глава 7. Криворожская СГС. Ленинград, 1988. Мин. геологии СССР. ВСЕГЕИ.

Артеменко Геннадий Владимирович, доктор геологических наук, профессор, заведующий отделом Геологии и хроностратиграфии докембрия ИГМР НАН Украины, г. Киев.

**Сапфиры Нарын-Гол (Джидинское вулканическое поле, Бурятия):
минеральные ассоциации и изотопные характеристики**

© *А. В. Асеева*¹, *Е. В. Кислов*², *С. В. Высоккий*¹, *Т. А. Веливецкая*¹, *А. В. Игнатьев*¹

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия. E-mail: aseeva@fegi.ru

² Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: evg-kislov@yandex.ru

Приводятся результаты исследования корундов участка Нарын-Гол (Джидинское вулканическое поле, Бурятия). Корунды, равно как и другие минералы мегакристовой ассоциации имеют содержания 4,6-6,4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$, что указывает на магматогенное происхождение корундов из россыпей и делювия.

Ключевые слова: сапфир; щелочные базальты; изотопия ^{18}O ; происхождение; Россия.

**Naryn-Gol Sapphires (Dzida Basalt Plato, Baikal Rift System, Russia):
Mineral Assemblages and Oxygen Isotopic Composition**

*A. V. Aseeva*¹, *E. V. Kislov*², *S. V. Vysotskiy*¹, *T. A. Velivetskaya*¹, *A. V. Ignat'ev*¹

¹ Far East Geological Institute, Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia.

E-mail: aseeva@fegi.ru

² Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude. Russia. E-mail: evg-kislov@yandex.ru

The results of study of the Naryn-Gol (Dzida Basalt Plato, Baikal Rift System, Russia) sapphires are presented. The oxygen isotopic compositions of corundum and associated minerals show $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ranges between 4.6‰ and 6.8‰, that is attributed to magmatic rocks.

Keywords: sapphire; alkali basalts; oxygen isotopes; origin; Russia.

Находки мегакристаллов корундов ювелирного качества (сапфиров) в районах развития кайнозойского вулканизма не редкость: россыпи и коры выветривания, содержащие промышленные объемы сапфиров, на Тихоокеанском побережье образуют пояс длиной около 12 000 км [1, 2]. Вулканиды континентальных рифтов также могут содержать крупные прозрачные кристаллы корундов [3, 4 и др.]. В пределах Байкальской Рифтовой зоны известно несколько таких вулканических ареалов: Тункинский, Хамар-Дабанский, Джидинский и Витимский [5]. Мы исследовали сапфирные отложения у подножья вулкана Барун-Хобольский (правый) и в аллювиальных отложениях р. Нарын-Гол (рис. 1). Вулканогенные образования представлены здесь вулканическим аппаратом, лавовыми потоками и покровами вулканических базальтов-трахибазальтов неоген-четвертичного возраста ($\beta\text{N}_2\text{--Q}_1$). Однако наибольшее распространение на исследуемой территории имеют голоцен-четвертичные аллювиально-делювиальные отложения (Q, рис. 1 с), в них и была найдена большая часть зерен корунда.

Корунды Нарын-Гол синие, голубые, зеленые, желтые, коричневые, серые, черные. Окраска часто зональная, иногда пятнистая. Главным примесным элементом корунда является железо, его содержания варьирует от 0,61 до 1,93 вес. %. Также были проанализированы некоторые минералы, сопутствующие сапфирам в россыпи: шпинель, гранат, оливин. *Гранат* красный, прозрачный пиропальмандинового ряда: Prp 0,545, Alm 0,312, Grs 0,118. *Оливин* — форстерит (Mg# 90,27). *Шпинель* представлена плеонастом. Содержание хрома и титана 0,57 и 0,81 соответственно.

Изучение изотопного состава мегакристов показало, что содержания $\delta^{18}\text{O}$ для корундов, и других минералов мегакристовой ассоциации варьируют в узких пределах +4,6 – +6,4 ‰ (табл. 1, рис. 2). Как показано в работах [6, 7], по изотопным характеристикам корундов можно определить их генетическую принадлежность. Так, минералы метаморфитов располагаются в поле отрицательных значений $\delta^{18}\text{O}$ относительно SMOW, в то же время, $\delta^{18}\text{O}$ в корундах гидротермального происхождения варьирует от ~+8 до +19 ‰. Полученные для Нарын-Гольских корундов точки ложатся в поле магматических пород, (рис. 2).

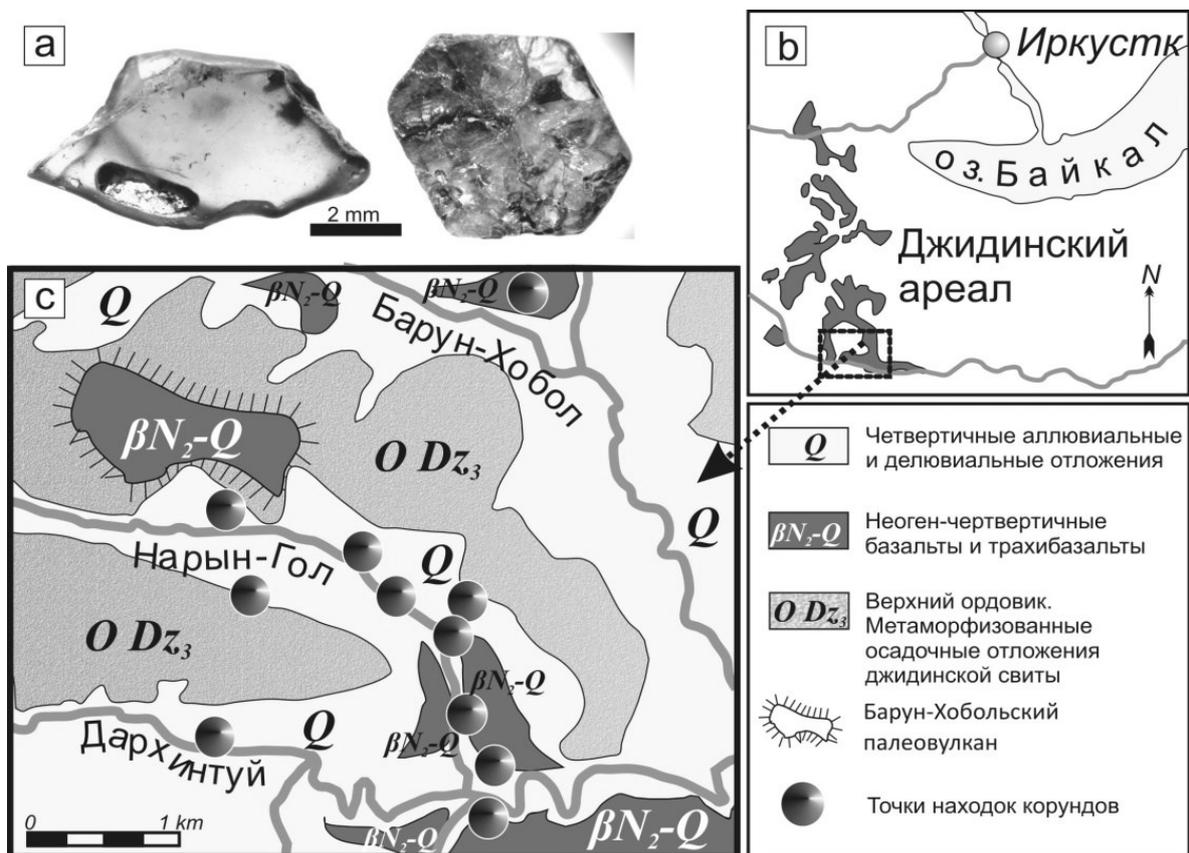


Рис. 1. а — корунды Нарын-Гол (Crn3, Crn 1, таблица 1), б– схема расположения Джидинского вулканического поля, с– схема геологического строения участка Нарын-Гол. По [5] с дополнениями.

Изучение изотопного состава мегакристов показало, что содержания $\delta^{18}\text{O}$ для корундов, и других минералов мегакристовой ассоциации варьируют в узких пределах +4,6 – +6,4 ‰ (табл., рис. 2).

Таблица

Химический состав и изотопные соотношения минералов мегакристовой ассоциации Нарын-Гол

Вес %	Spl	Grt	Ol	Crn 8	Crn 1	Crn 3
SiO ₂	0.00	40.76	43.1	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.57	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	59.41	23.60	0.00	98.12	98.35	96.76
Cr ₂ O ₃	0.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO общ.	24.61	14.84	9.10	1.23	0.61	1.93
MgO	14.12	15.48	47.37	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.55	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	5.21	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.52	100.97	99.57	99.35	98.96	98.69
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)	+4.8	+5.7	+5.3	+6.2	+4.6	+6.4

Здесь и далее: Alm-альмандин, Crn-корунд, Grs-гроссуляр, Grt-гранат, Ol-оливин, Prp-пироп, Spl-шпинель.

Как показано в работах [6, 7], по изотопным характеристикам корундов можно определить их генетическую принадлежность. Так, минералы метаморфитов располагаются в поле отрицательных значений $\delta^{18}\text{O}$ относительно SMOW, в то же время, $\delta^{18}\text{O}$ в корундах гидротермального происхождения варьирует от ~+8 до +19 ‰. Полученные для Нарын-Гольских корундов точки ложатся в поле магматических пород, (рис. 2).

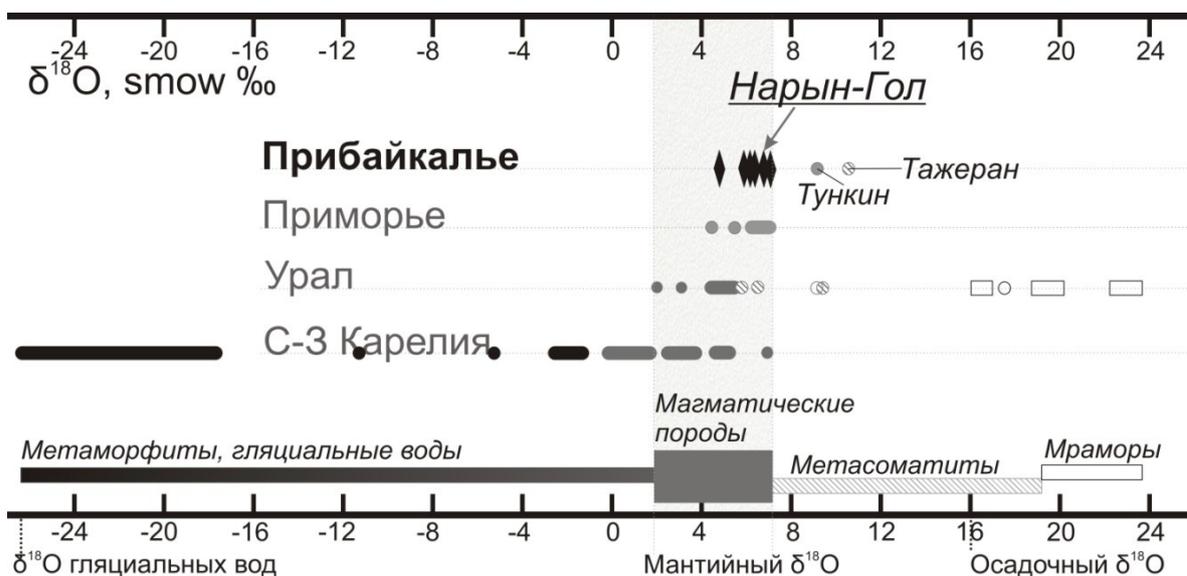


Рис. 2. Изотопные соотношения в корундах различного генезиса по [6] с изменениями.

Таким образом, корунды и другие исследованные минералы мегакристовой ассоциации кристаллизовались при участии флюида, имеющего мантийный источник. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для корундов из аллювия и делювия указывают, что россыпи были образованы за счет разрушения магматических пород (молодых щелочных базальтов).

Литература

1. Приморье — фрагмент Восточно-Азиатского сапфириноносного пояса? / С. В. Высоцкий [и др.] // Вестник ДВО. 2003. С. 57–66.
2. Advances in trace element “fingerprinting” of gem corundum, ruby and sapphire / F. L. Sutherland [et al.] // Minerals. 2015. № 5. P. 61–79.
3. Levinson A. A., Cook F. Q. Gem corundum in alkali basalt: Origin and occurrence // Gems Gemol. 1994. V. 30. № 4. P. 253–262.
4. Petrogenesis of alkaline basalt-hosted sapphire megacrysts / L. C. Baldwin [et al.] // Contrib Mineral Petrol. 2017. 172. P. 43.
5. Ащепков И. В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.
6. Oxygen isotopic composition as an indicator of ruby and sapphire origin: a review of Russian occurrences / S. V. Vysotskiy [et al.] // Ore Geol Rev. 2015. 68. P. 164–170
7. The geology and genesis of gemcorundum deposits / G. Giuliani [et al.] // Geology of Gem Deposits / A. Groat (Ed.). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 37. 2007. P. 23–78.

Асеева Анна Валерьевна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Дальневосточного Геологического Института ДВО РАН, г. Владивосток.

Минералого-петрографические особенности кварцитов Улзытинского проявления (Восточный Саян)

© *Д. Ц. Аюржанаева*¹, *П. А. Рошчектаев*², *С. О. Васильева*²

¹ ГИН СО РАН, Улан-Удэ, Россия. E-mail: dulmazhap@mail.ru

² БГУ, Улан-Удэ, Россия. E-mail: roschektaev@rambler.ru, soelmav@gmail.com

В работе приведены новые данные по минералого-петрографической характеристике высококремнеземных пород — кварцитов Улзытинского проявления. Выявлены две разновидности кварцитов — серые, темно-серые, почти черные микрозернистые кварциты и светло-серые, белые кварциты — осветленные разности исходных пород. Рассмотрены некоторые особенности окварцевания кремнисто-карбонатных пород Иркутской свиты.

Ключевые слова: минералого-петрографическая характеристика; кварциты; окварцевание.

Mineralogical-petrographical features of quartzite Ulzytinskoe show (East Sayan)

*D. T. Ayurzhanayeva*¹, *P. A. Roshhekteev*², *S. O. Vasilyeva*²

¹ GIN SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: dulmazhap@mail.ru

² BSU, Ulan-Ude, Russia. E-mail: soelmav@gmail.com, roschektaev@rambler.ru

New data on the mineralogical and petrographic(y) characteristic(s) of high-silica rocks — the quartzites of the Ulzytinskoe manifestation — are presented in the work. Two varieties of quartzites were identified: gray, dark gray, almost black, microgranular quartzites and light gray, white quartzites — clarified differences of the original rocks. Some features of silicification of siliceous-carbonate rocks of the Irkut Formation are considered.

Keywords: mineralogical and petrographic(y) characteristics; quartzites; silicification.

С развитием высокотехнологических производств, ориентированных на применение кремния, большой практический интерес представляют кварциты как источник особо чистого кварцевого сырья [2]. Госбалансом РФ по Республике Бурятия учтено Бурал-Сардыкское месторождение кварцитов для наплавления кварцевого стекла. Кроме него существует, представленное здесь, Улзытинское проявление кварцитов и ряд других проявлений такого сырья (Урунгенурское, Монгошинское, Окинское-1, Окинское-2, Урда-Гарганское, Снежное, Харагольское, Холбинское, Кварцитовое и Амбартагольское, входящие в Гарганскую кварценосную зону Восточно-Саянской провинции. Зона приурочена к структурно-вещественному комплексу чехла, перекрывающему комплекс основания Гарганской глыбы [3]. Породы чехла представлены кремнисто-карбонатными отложениями иркутской свиты (RF₂) и сланцами ильчирской толщи (O-S?). Иркутская свита занимает в нем нижнее стратиграфическое положение и сложена, в основном, метаморфизованными карбонатными, карбонатно-кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами с подчиненными им кварцитами, углеродисто-слюдистыми и хлорит-слюдистыми сланцами и песчаниками. В пределах Бурал-Сардыкского месторождения кварциты иркутской свиты вмещают тела особо чистых кварцевых метасоматитов [4].

Улзытинское проявление кварцитов расположено на левобережье р. Хойто-Улзыты, правого притока р. Китоя. Здесь, среди карбонатных отложений иркутской свиты выявлено несколько горизонтов ритмично-слоистых кремнистых и кремнисто-карбонатных пород.

Карбонатные породы представлены кристаллическими известняками и мраморами. Кремнистые породы представлены кварцитами, кремнисто-карбонатные породы окварцованными известковыми и доломитовыми мраморами. Среди кварцитов Улзытинского проявления выявлены следующие разновидности: серые, темно-серые, почти черные микрокварциты; светло-серые, белые мелко-среднезернистые сахаровидные массивные кварциты. Первые образуют пластообразные тела среди карбонатных пород, мощностью до 3–5 метров. Кварциты тонко- и микрозернистые породы массивной или полосчатой текстуры, гранобластовой структуры, они сложены на 95–99% кварцем, второстепенные минералы представлены карбонатом, серицитом, глинистым и углеродистым веществом. На фоне темно-серых, черных кварцитов участками отмечаются субогласные зоны осветления, при этом кварциты приобретают более зернистую структуру и белый цвет, вероятно, за счет выноса минеральных примесей. В зонах интенсивных вторичных изменений (окварцевания) формируются мономинеральные мелко-среднезернистые сахаровидные массивные белые химически чистые кварцевые метасоматиты — кварциты.

Мы считаем, что окварцевание карбонатных, кремнисто-карбонатных пород происходило дву-

мя способами. При одном из них происходит постепенное прорастание карбонатной породы мелкими рассеянными кристалликами кварца, которые, постепенно увеличиваясь в числе, в той или иной степени замещают карбонатную породу в различных ее участках. Причем в некоторых случаях этот процесс может достигать степени сплошного замещения первичного карбонатного материала породы кварцем. При таком процессе замещения границы окварцованных участков обычно бывают нерезкими и в окварцованных породах нередко обнаруживаются участки сохранившейся первичной карбонатной породы (рис. 1).



Рис. 1. Слева — окварцованные известковые мрамора с характерной ребристой поверхностью, справа — окварцованный кристаллический известняк в шлифе, николи +, увел. 80.

При втором типе окварцевание развивается как бы «сплошным фронтом», или как «наступающая волна», и обрывается резким контактом с неизменной карбонатной породой. При этом контуры измененных участков всегда отчетливые, а в самих окварцованных породах, в особенности в краевых частях участков окварцевания, нередко обнаруживается полосчатая текстура с каемками, более или менее параллельными внешнему контуру зоны замещения. Таким образом, интенсивное окварцевание первично-осадочных, карбонатных, карбонатно-кремнистых пород, песчаников приводят к формированию мелко-среднезернистых белых сахаровидных массивных кварцевых метасоматитов, представляющих собой чистые разности кварцитов.

Процессы осветления и перекристаллизации исходных песчаников, карбонатных, карбонатно-кремнистых пород, по данным Воробьева и др. (2003) при формировании Бурал-Сардыкских кварцитов, обусловлены термальным метаморфизмом и приконтактовым метасоматозом в связи с палеозойским магматизмом, с интрузиями сумсунурского комплекса, а также с интрузирующими их дайками и силлами порфировых пород холбинского комплекса [5]. Другими словами источником кремнезема явились ювенильные растворы.

По другому варианту кремнезем поступал из осадочных пород по пути движения растворов в результате химического взаимодействия их с богатыми кремнеземом боковыми породами. Интрузии сумсунурского комплекса оказали лишь тепловое воздействие, что привело к активизации собственных, сконцентрированных в «породном бассейне» растворов, которые становились неравновесными с вмещающей средой. Таким образом, источниками кремнезема в данном случае могли быть метаморфогенные воды, как при формировании Черемшанского месторождения кварцитов [1].

Однако вопрос об их роли, как и о самом процессе (механизме) формирования «чистых» разностей кварцитов остается дискуссионным и требует дальнейшего изучения.

Литература

1. Аюржанаева Д. Ц. Вещественный состав и генетические особенности формирования Черемшанского месторождения кремнеземного сырья: автореф. дис. к.г.-м.н. Улан-Удэ, 2013. 28 с.
2. Крылова Г. И. Оценка минерагенического потенциала кварцитов, пригодных для высокотехнологических производств // Минеральное сырье Урала. 2010. № 4 (29). С.3–31.
3. Яшин В. Н., Платов В. С., Савченко А. А. Поиски и оценка особо чистого кварца в Окинском районе Республики Бурятия. Отчет о результатах поисковых работ на кварцевое сырье по государственному контракту № 10-ф, проведенных в 2001–2005 гг. Улан-Удэ, 2006.
4. Ресурсный потенциал Восточной Сибири на кварцевое сырье для получения высокочистых кварцевых материалов / А. М. Федоров [и др.] // География и природные ресурсы. 2016. № 6. С. 55–59.

5. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) / Е. И. Воробьев [и др.] // Доклады академии наук. 2003. Т. 309. № 2. С. 219–223.

Аюржанаева Дулмажап Цыденшиевна, кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Идентификация прочностных параметров зданий и сооружений на основе натуральных динамических характеристик

© *А. Д. Базаров*¹, *Б. Лундэнбазар*²

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: adbazarov@yandex.ru

² Восточно-Сибирский государственный университет технологий и управления, г. Улан-Удэ, Россия
E-mail: lubi_0919@yahoo.com

Предложена методика идентификации прочностных параметров численной модели зданий на основе корреляции экспериментальных и численных значений скорости распространения поперечных сейсмических волн вдоль здания. Методика апробирована на примере 11-ти этажного здания серии КУБ-2.5. Модальным микродинамическим методом определены скорости распространения поперечных сейсмических волн вдоль здания. В пакете физического моделирования ANSYS методом переходных процессов изучено волновое поле распространения сейсмического импульса по зданию. На основе корреляция экспериментальных и численных значений скорости поперечных волн выполнена процедура валидации КЭ модели.

Ключевые слова: идентификация; КУБ-2.5; микродинамический метод; поперечные волны.

Identification of buildings using dynamic properties

*A. D. Bazarov*¹, *B. Lundenbazar*²

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: adbazarov@yandex.ru

² East Siberia State University of Technology and Management, Ulan-Ude, Russia. E-mail: lubi_0919@yahoo.com

A method for validating a building model based on the correlation of the experimental and numerical values of the velocity of propagation of shear seismic waves along the building is proposed. The technique is approved on the example of the 11-storey building of the KUB-2.5 series. The modal microdynamical method was used to determine the propagation velocities of shear seismic waves along the building. In the physical modeling package ANSYS, the wave field propagation of the seismic pulse along the building was studied by the method of transient analysis. Based on the correlation of the experimental and numerical values of the velocity of shear waves, the procedure for validating the FE model is performed.

Keywords: identification; KUB-2.5; microdynamic method; shear waves.

В работе предложена методика идентификации прочностных параметров зданий и сооружений на основе корреляции расчетных динамических характеристик с экспериментальными. При динамическом расчете здания на сейсмостойкость, основную роль играет адекватность численной модели, или другими словами насколько модель здания соответствует действительности и соответственно результат проведенного анализа. Для получения адекватной и проверенной математической модели с использованием программ конечно-элементного моделирования операция калибровки модели является необходимым шагом. Калибровка или валидация позволяет получить модель, которая точно соответствует реальной. Основной целью калибровки КЭ модели является подбор оптимальных параметров массы, жесткости и демпфирования численной модели для наиболее точной корреляции результатов экспериментальных исследований с численными значениями [1]. Широко используется методика калибровки на основе сравнения только частот колебаний и параметров демпфирования, что не совсем правильно для сложных типов зданий. Для достоверной оценки фактического напряженно деформированного состояния строительных конструкций необходимо выполнять процедуру валидации численной КЭ модели для полного набора динамических характеристик

Апробация методики проведена на 11-ти этажном каркасно-железобетонном здании серии КУБ2.5. В пакете физического моделирования ANSYS создана КЭ модель здания получены расчетные динамические характеристики: поэтажные спектры отклика; частоты и формы колебания; скорости распространения поперечных волн вдоль здания. Проведено инженерно-сейсмометрическое обследование здания, получен набор экспериментальных динамических характеристик: частоты и формы колебания; параметры затухания; скорости распространения поперечных волн в объеме здания; спектры отклика здания на реальные землетрясения [2].

На основе предложенной методики калибровки КЭ моделей зданий идентифицированы прочностные характеристики исследуемого сооружения. Анализируя результаты проведенного пространственного расчета 11-ти этажного жилого дома с учетом данных, полученных при инженерно-сейсмометрическом обследовании, а также предоставленной проектной документации при обследо-

вании, можно сделать вывод, что конструктивное решение данного здания в полной мере соответствует для восприятия усилий при сейсмическом воздействии 7 баллов.

Литература

1. Клафф Р., Пензиен Дж. Динамика сооружений. М.: Стройиздат, 1978. 319 с.
2. Патент РФ №2140625. Способ определения физического состояния зданий и сооружений. G 01 M 7/00. Опубл. 27.10.99. Бюл. № 30.

Базаров Артем Дамбиевич, кандидат технических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Минералогия гидротермально-вадозных образований зон разломов в Западном Прибайкалье

© *Е. П. Базарова, В. Б. Савельева*

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: bazarova@crust.irk.ru

В работе приводятся сведения о минеральном и химическом составе гидротермально-вадозных образований, приуроченных к зонам древних разломов. Породы сложены кварцем, окислами железа, слюдами, также отмечаются редкоземельные минералы, рутил, циркон, каолин, доломит, окислы марганца.

Ключевые слова: гидротермально-вадозные образования; Западное Прибайкалье; кора выветривания.

The mineralogy of hydrothermal-vadose formations of fault zones in the Western Baikal region

E. P. Bazarova, V. B. Savel`eva

Institute of the Earth`s Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: bazarova@crust.irk.ru

Information is provided on the mineral and chemical composition of hydrothermal-vadose formations confined to the zones of ancient faults. The rocks are composed of quartz, iron oxides, micas, rare earth minerals, rutile, zircon, kaolin, dolomite, manganese oxides are also noted.

Keywords: hydrothermal-vadose formations; Western Baikal region; weathering crust.

В центральной части Байкальского выступа Сибирской платформы Сибирского кратона в породах иликтинской свиты наблюдаются древние разломы, к которым приурочены гидротермально-измененные породы. Гидротермальные изменения представлены зонами осветления в милонитизированных сланцах и охристо-кремнистыми образованиями, которые пространственно ассоциируют с осветленными породами.

Наиболее интенсивно осветленные породы представлены тонкозернистыми серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми, нередко с пиритом, метасоматитами, среди которых наблюдаются также кварц-гематитовые метасоматиты с гематитом в виде красной порошковатой массы.

Охристо-кремнистые образования имеют вид рыхлых рассыпчатых пород черного, желтого, бурого и кирпично-красного цвета, сложенных кварцем, слюдой и гетитом. Данные образования были отнесены нами к гидротермально-вадозным [2]. В данной работе приводятся сведения о минеральном и химическом составе данных образований, полученных при исследовании образцов на электронном микроскопе.

Диагностика минералов и изучение их химического состава проводились с использованием электронного сканирующего микроскопа «LEO-1430VP» (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным спектрометром «INCAEnergy 350» (OxfordInstruments Analytical Ltd.). Анализы выполнены Е.А. Хромовой и Е.В. Ходыревой в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ); условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер зонда <0,1 мкм, время измерения 50 сек.

Были изучены образцы измененных диабазов, песчаников, сланцев, кавернозного кварца, охр из пустот в кавернозном кварце, железистых образований губчатой текстуры, а также обохренных образований, о которых нельзя сказать однозначно, по какой породе они сформировались. Вследствие сильного ожелезнения и дальнейшего выветривания в поверхностных условиях измененные породы зачастую представляют собой мягкие рыхлые обохренные разности.

Для кремнисто-охристых образований характерны высокие концентрации Fe_2O_3 — до 70–90 мас. % и MnO до 5 мас. %. Они содержат также высокие концентрации Zn — до 7500 г/т, Cu — до 1100 г/т, Ni — до 800 г/т, Co — до 640 г/т, As — до 2.9 мас. %, Mo — до 70 г/т, Bi — до 12 г/т, U — до 24 г/т. Общим для всех гидротермально-измененных пород является присутствие кварца, окислов железа (гетит, магнетит) и слюд (мусковит, хлорит, биотит). Зачастую отмечаются редкоземельные минералы (монацит, ксенотим), встречаются рутил, циркон, каолин, доломит, окислы марганца (рис. 1).

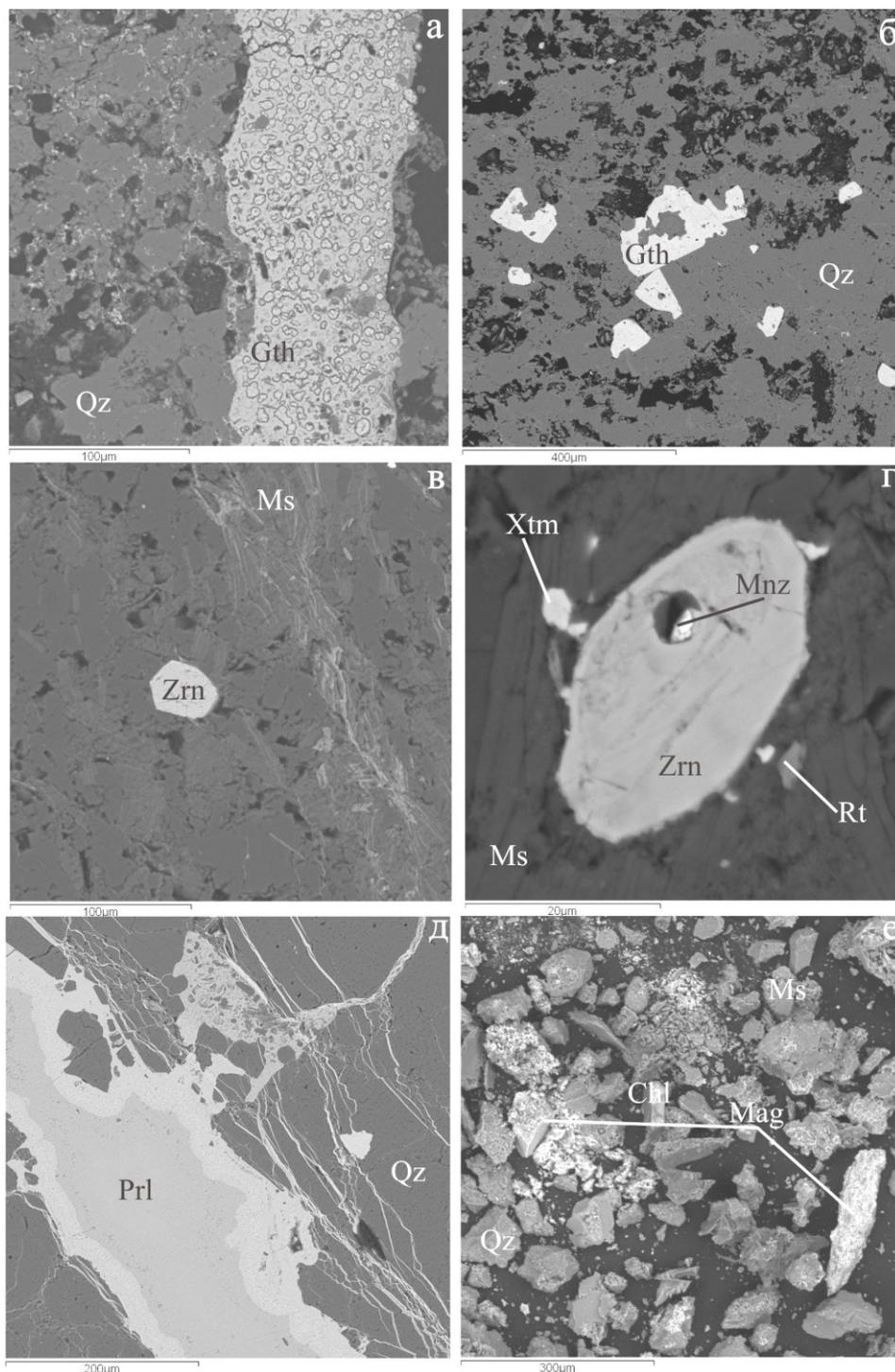


Рис. 1. Фотографии образцов гидротермально-измененных пород (а-д) и охры из пустот в кавернозном кварце (е). Qz — кварц, Gth — гетит, Ms — мусковит, Zrn — циркон, Xtm — ксенотим, Mnz — монацит, Rt — рутил, Prl — пиролюзит, Chl — хлорит, Mag — магнетит.

Кварц обычно слагает основную массу породы. В кварце находятся прожилки и включения гетита, иногда включения сохраняют правильную форму исходных кристаллов пирита (рис. 1 а, б). Окислы железа занимают до половины площади шлифа. Также гетит может образовывать небольшие прожилки и включения в хлорите. Слюды формируют прожилки и включения в кварце и гетите. Мелкие зерна ксенотима наблюдались в гетите и мусковите (рис. 1 г). Зерна циркона встречаются в кварце и мусковите (рис. 1 в, г). Рутил наблюдался в кварце, хлорите, мусковите и окислах железа. Монацит встречался в кварце, гетите, цирконе, хлорите и мусковите. Пиролюзит образует прожилки в кварце, причем отмечается увеличение содержания ВаО от центра к краю прожилка (рис. 1 д).

Образец охры из пустот в кавернозном кварце сложен кварцем, магнетитом, хлоритом и мусковитом. Магнетит представляет собой остроугольные обломки среди кварца и хлорита. (рис. 1 е).

В целом можно говорить о сходном минеральном составе всех кремнисто-охристых гидротермально-измененных пород, независимо от состава исходных пород, но с различиями в степени изменения (существуют более измененные и менее измененные разновидности). Мы полагаем, что формирование данных пород происходило в период тектоно-магматической активизации южной части Сибирского кратона, сопровождавшейся воздыманием отдельных блоков земной коры. В это время в глубинных частях зон разломов под воздействием горячих кислых сульфатных растворов проявились процессы кислотного выщелачивания и были образованы сульфидные залежи, а в зоне перехода от гипогенного режима к гипергенному, в более окислительных условиях, вместо пирита возникали гематит и гидроокислы железа [1]. В качестве альтернативного варианта предлагается двустадийное формирование кремнисто-охристых пород, когда первоначально сформированные сульфидные залежи были выщелочены и переработаны метеорными водами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 17-05-00819.

Литература

1. Метасоматизм и метасоматические породы / под ред. В. А. Жарикова, В. Л. Русинова. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
2. Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1997. 156 с.

Базарова Екатерина Петровна, кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Особенности определения физико-химических характеристик рудничных вод методом лазерной дифрактометрии

© И. В. Бардамова

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: irina-bardamova@yandex.ru

Одной из основных характеристик, определяющих физико-химические свойства рудничных вод, являются взвешенные вещества. В статье приведены результаты исследования дифракционного состава рудничных вод штольни Западная (Закаменский район, Бурятия) с использованием лазерного анализатора фирмы Shimadzu SALD-7500nano.

Ключевые слова: физико-химические свойства; рудничные воды; взвешенные вещества; лазерный анализатор.

Features of determination of physical and chemical characteristics of mine waters by laser diffractometry method

I. V. Bardamova

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: irina-bardamova@yandex.ru

Suspended solids are one of the main characteristics, determined the physical and chemical properties of mine waters. The article presents the results of a study of the fractional composition of the mine waters of the Western gallery (Zakamensky district, Buryatia) using a laser analyzer of Shimadzu SALD-7500nano.

Keywords: physical and chemical properties; mine water; suspended solids; laser analyzer.

Разработка вольфрамово-молибденовых месторождений неизбежно сопровождается образованием больших количеств рудничных вод. Такие воды, как правило, содержат в высоких концентрациях минеральные примеси (песчанистые, глинистые и рудные частицы, сульфаты тяжелых металлов, мышьяк, фтор и т.д.), органические вещества (нефтепродукты, остатки разложения древесины и продукты жизнедеятельности живых организмов) и бактериальные загрязнители (плесневые грибы и различные микроорганизмы т.п.). Рудничные воды законсервированных шахт отличаются тем, что в их составе практически отсутствуют органические и бактериальные загрязнители.

Загрязненные таким образом шахтные воды поступают в местные водотоки без каких-либо видов очистки. Так, например, в результате неорганизованного сброса рудничные воды законсервированной в 90-х годах штольни Западная (Забайкалье, республика Бурятия) напрямую поступают в воды реки Модонкуль и далее в реки Джида, Селенга, создавая непосредственно угрозу для озера Байкал. Поэтому задача защиты водных объектов от токсичных стоков становится приоритетной.

Разработка технологических схем очистки рудничных вод напрямую зависит от их физико-химических свойств. Рудничные воды штольни Западная характеризуются большими содержаниями сульфатов тяжелых металлов, высокой минерализацией ($2658,5 \text{ мг/дм}^3$) и низкими значениями pH (4,38). Превышение предельно-допустимых значений [2] составляет: по Fe — в 210,4 раза, по Cu — в 27, по Ni — в 22,3, по Zn — в 33,1, по Cd — в 958, по Pb — в 56,2, по W — в 11 раз. Высокое содержание взвешенных частиц ($203,7 \text{ мг/дм}^3$) и сульфатов ($1829,2 \text{ мг/дм}^3$) приводит к образованию осадка желтого или желтовато-белого цвета.

Именно наличие взвешенных веществ (их дисперсный состав) является одной из основных характеристик, влияющих на физико-механические свойства рудничных вод.

Распределение частиц по размерам в различных дисперсных объектах определяют с помощью гранулометрического анализа. Методы его разнообразны: сухой и мокрый рассев на аналитических ситах, седиментация, микроскопия, лазерная дифракция и т.д. В последнее время именно метод лазерной дифракции получил наибольшее развитие и распространение. Это универсальный и эффективный метод, применимый к очень широкому кругу объектов в самых различных областях исследования. Гранулометрический анализ позволяет получить распределение по размерам частиц в пробе. Результаты измерений обычно представляют в виде дифференциальной и интегральной зависимости. [4]

Анализ состава взвешенных частиц в рудничной воде штольни Западная методом лазерной дифрактометрии осуществляли в ЦКП «Научные приборы» ФГБОУ ВО БГУ с помощью лазерного анализатора SALD-7500nano с использованием стандартов ISO 13320-1(1999) и 9276-1(1998). Замеры

проводились в режимах медленного и быстрого размешивания, а также с использованием ультразвукового диспергатора.

В режиме медленного размешивания получены данные о «естественной дисперсности и агрегированности» [3, 5] взвешенных частиц в рудничной воде (табл.).

Таблица

Дисперсный состав взвешенных частиц в рудничной воде

Режим съемки	Размер частиц, μm	Содержание фракций с размером частиц, %
Медленное размешивание	+ 200	7,1
	200 — +150	92,9
Быстрое размешивание	50 — +10	36,9
	10 — +5	39,5
	5 — +1	18,7
	< 1	4,9

В естественном состоянии размеры взвешенных частиц в пробе рудничной воды находятся в диапазоне от 156,7 до 222 мкм и представлены агрегатами мелких глинистых фракций, инертной пыли и крупными ассоциатами молекул. Такую систему дисперсных частиц можно отнести к микрогетерогенной [1].

Далее была проведена съемка в режиме быстрого размешивания. В данном режиме происходит дезагрегация крупных ассоциатов с образованием более мелких частиц. Как видно из Таблицы, в пробе рудничной воды преобладают частицы размерами от 1 до 50 мкм (95,1 %) — те же глинистые и пылевые частицы, ассоциаты молекул нерастворимых солей металлов.

Ультразвуковое диспергирование пробы рудничной воды (обработка ультразвуком продолжительностью 15 минут с частотой 32 кГц, мощностью 40 Вт) позволило получить первичные частицы микронных и субмикронных размеров (Рис. 1).

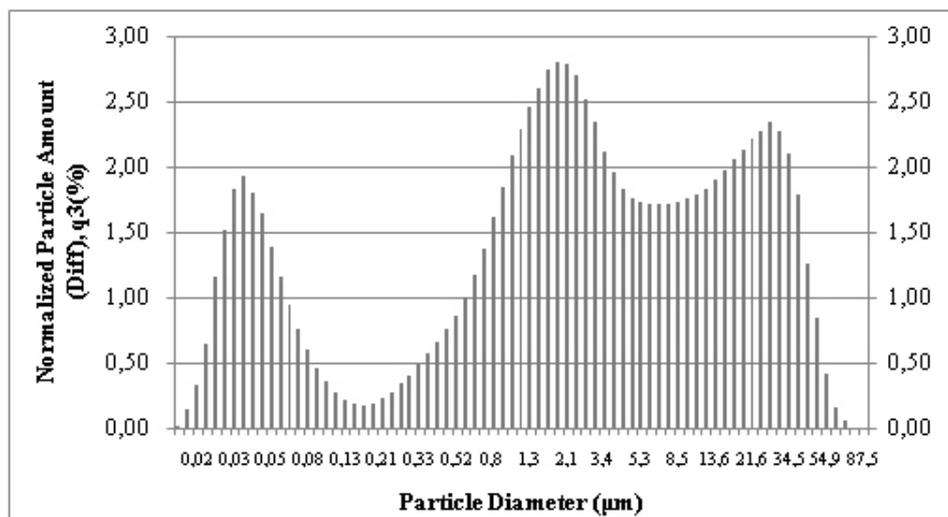


Рис. 1. Распределение частиц в пробе рудничной воды после ультразвукового диспергирования.

На диаграмме представлены три основные размерные группы:

< 1 мкм — высокодисперсные частицы, сопоставимые с размерами гидратированных ионов;

1–5 мкм и 10–50 мкм — грубодисперсные частицы, как и в предыдущих пробах, являющиеся агрегатами мелких глинистых фракций и небольшими ассоциатами молекул.

Заключение. Представленные данные свидетельствует о том, что в рудничных водах штольни Западная во взвешенном состоянии непрерывно перемещаются частицы размером 150–220 мкм, являющиеся агрегатами мелких глинистых фракций, инертной пыли и крупными ассоциатами молекул. После интенсивного механического воздействия (режим быстрого размешивания) крупные агрегаты частично распадаются на более мелкие фракции (от 1 до 50 мкм), о чем свидетельствуют данные из-

мерений. А после обработки рудничной воды ультразвуком размеры 70 % от содержания диспергированных частиц соответствуют размерам нераспавшихся мелких агрегатов глинистых фракций и небольших ассоциатов молекул (10–50 мкм), а размеры 29, 3% частиц становятся сопоставимыми с радиусами гидратированных ионов (<1 мкм).

Таким образом, исследование состава рудничных вод штольни Западная, проведенное с помощью анализатора частиц SALD-7500nano, показало возможность применения лазерных методов для дисперсного анализа рудничных вод.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта ФАНО № 0340-2016-0006 и гранта РФФИ № 16-05-01041.

Литература

1. Воюцкий С. С. Курс коллоидной химии / Изд. 2-е — М: Химия. 1975. 512 с.
2. ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. Гигиенические нормативы. — Введ. 15.06. 2003.
3. Качинский Н. А. Классификация почв по механическому составу // Механический и микроагрегатный состав почв, методы его изучения. М: Изд-во АН СССР, 1958. С.148–172.
4. Румянцев В. Гранулометрический анализ с помощью лазерных анализаторов серии SALD компании SHIMADZU / Аналитика. Изд: РИЦ «ТЕХНОСФЕРА». 2013. 6 (13). С. 60–62.
5. Трофимов В. Т., Королев В. А., Николаева С. К. К вопросу об определении гранулометрического состава грунтов с использованием лазерных анализаторов // Инженерные изыскания. М.: Геомаркетинг, 2014. № 5–6. С. 29–35.

Бардамова Ирина Владимировна, ведущий инженер Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

**Анализ оптико-спектроскопических свойств алмазов
из россыпных и коренных источников Средне-Мархинского района (Якутия)**

© *Л. Д. Бардухинов*^{1,2}, *З. В. Спеццус*¹

¹ Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный, Россия.
E-mail: bardukhinovld@alrosa.ru

² Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Приведены результаты оптико-спектроскопических исследований алмазов Средне-Мархинского района осуществлен статистический анализ полученных результатов.

Ключевые слова: алмазы; кимберлит; ИК-спектроскопия; Средне-Мархинский район.

**Analysis of optical-spectroscopic properties of diamonds
from alluvial and primary deposits of the Sredne-Markhinsky district (Yakutia)**

L. D. Bardukhinov^{1,2}, *Z. V. Spetsius*¹

¹ Scientific Investigation Geology Enterprise, ALROSA OJSC, Mirny, Russia. E-mail: bardukhinovld@alrosa.ru

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

The results of optical-spectroscopic studies of diamonds of the Sredne-Markhinsky district are presented. The statistical analysis of the results is carried out.

Keywords: diamonds; kimberlite; IR spectroscopy; total nitrogen.

Внутреннее строение алмазов чрезвычайно разнообразно и зачастую неоднородно [1-3]. Своеобразным ключом к решению вопросов алмазообразования является дефектно-примесный состав алмазов, т.к. наличие, последовательность появления и изменчивость структурных дефектов алмазов — комплекс важнейших, объективных хронореперов их истории.

Среднемархинский алмазоносный район охватывает правобережье среднего течения р. Марха, бассейн рек Ханья, Накын и верховье р. Тюкян, а в структурном плане находится на южном склоне Анабарской антеклизы, на который наложился северо-западный борт Виллойской синеклизы. Детально изучена алмазоносность современных отложений более чем на 300-километровом участке р. Марха, ниже устья р. Ханья [4].

В НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) проведен комплексный анализ алмазов коренных и россыпных алмазов Средне-Мархинского района (трубки Нюрбинская и Ботуобинская, тела: Майское, Мархинское, участки: Озерный, Ханинский, Южно-Накынский, Нижне-Накынский, р. Накын).

ИК-спектроскопические исследования алмазов проводились на ИК-Фурье спектрометре VERTEX 70 (Bruker) в комплексе с ИК-микроскопом Nuregion 2000. Диапазон измерений: 400–5500 см⁻¹. Была выполнена съемка интегральных (со всего объема кристалла) спектров. Нормирование спектров осуществлялось по поглощению в двухфононной области [5-6]. По спектрам определялись концентрации C-, A-, B1-, B2-дефектов алмазов. Коэффициенты поглощения на частотах 1973 см⁻¹ и 2500 см⁻¹, соответственно, $\alpha_{1973} = 12,5 \text{ см}^{-1}$ и $\alpha_{2500} = 4,9 \text{ см}^{-1}$ были выбраны в качестве параметров внутреннего стандарта.

Распределения изученных алмазов по содержанию суммарного азота среди кристаллов из россыпных и коренных источников Средне-Мархинского района имеют различный характер. Так для алмазов из трубок Нюрбинская и Ботуобинская характерен максимум, расположенный на 500 at.ppm. Для алмазов объекта ГРП Нижне-Накынский характерны алмазы с более низким содержанием примеси азота, что соответствует максимуму около 100 at.ppm (рис.1). Для более детального анализа данных по оптико-спектроскопическим свойствам алмазов был использован математический аппарат. Накопленные данные по измерениям алмазов аккумулировались в базе данных НИГП, позволяющую производить статистическую обработку большого объема информации.

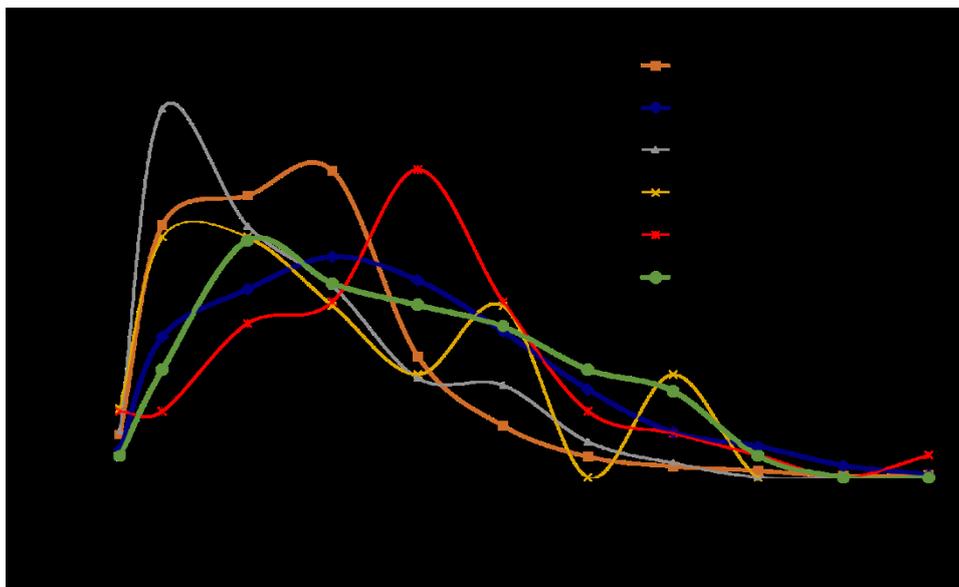


Рис. 1. Распределение алмазов тр. Нюрбинская, тр. Ботуобинская, р. Накин (Нижне-Накынский), В. Острова, уч. Озерный, уч. Ханнинский по содержанию суммарного азота.

Для оперативного анализа и обработки данных, с целью сопоставления кристалломорфологических и физических характеристик алмазов для различных выборок из коренных и россыпных источников, реализован программный модуль, обеспечивающий построение функций плотности вероятности для любых численных характеристик алмазов из выбранного объекта. Функция плотности вероятности для данной характеристики является строгим математическим аналогом «частоты встречаемости» для выбранных пользователем диапазонов изменения величины исследуемой характеристики, которая часто используется в геологии.

Функции плотности по $\lg Kt$ для всех коренных и россыпных объектов Средне-Мархинского района, которые внесены в настоящий момент в базу данных и имеют представительность выборки более 20, приведены на нижеследующем графике (рис. 2).

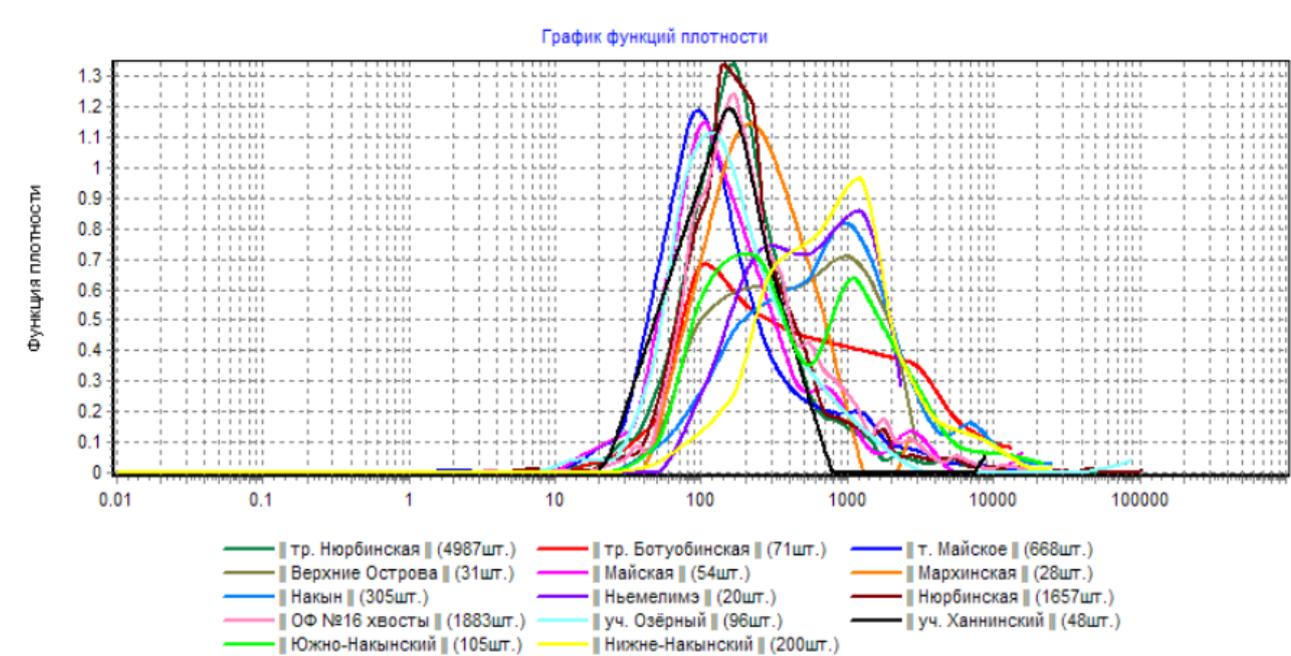


Рис. 2. Функции плотности по $\lg Kt$ для всех объектов Средне-Мархинского района, занесенных в базу НИГПИ по ИК измерениям.

Проведен попарный статистический анализ всех коренных объектов со всеми россыпными объектами района.

Единственным объектом, не ассоциированным ни с одним из трех рассмотренных коренных тел, является объект ГРР Нижне-Накынский. Для большинства россыпных проявлений алмазов Средне-Мархинского района характерны бимодальные функции плотности (рис.2), в отличие от коренных тел района, имеющие одномодальное распределение. Предполагается, что россыпи алмазов Средне-Мархинского района образовались как за счёт известных кимберлитовых тел (тр. Нюрбинская, тр. Ботубинская), так и в результате подпитки ореола из неизвестных коренных месторождений.

Литература

1. Бескрованов В. В. Онтогенез алмаза. Новосибирск: Наука, 2000. 263 с.
2. Специус З. В., Богущ И. Н., Ковальчук О. Е. ИК-картирование алмазных пластин из ксенолитов эклогитов и перидотитов трубки Нюрбинская (Якутия): генетические следствия // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 344–353.
3. Multiple growth events during diamond genesis: an integrated study of carbon and nitrogen isotopes and nitrogen aggregation state in coated stones / S. R. Boyd [et al.] // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 86. P. 341–353.
4. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра-Бизнесцентр, 2003. 603 с.
5. Природные и синтетические алмазы / Г. Б. Бокий [и др.]. М.: Наука. 1986. 222 с.
6. Zaitsev A. M. Optical properties of diamond: A data handbook. Springer Berlin Heidelberg, 2001. 502 p.

Бардухинов Леонид Данилович, заведующий лабораторией НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО); аспирант Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Радиоэкологическая опасность территории Бурятии по данным элементного состава солевых отложений питьевых вод

© *С. В. Бартанова, Ц. А. Тубанов*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: bartanova@list.ru

Представлены результаты содержания некоторых химических элементов (уран, торий, мышьяк, стронций, цинк) в солевых отложениях из бытовой теплообменной аппаратуры, проанализирована их связь с онкозаболеваемостью населения семи районов Республики Бурятия и г. Улан-Удэ.

Ключевые слова: радиация; уран; солевые отложения; злокачественные новообразования (ЗНО).

Radio ecological danger of the territory of Buryatia according to element structure of salt sediment of drinking waters

S. V. Bartanova, Ts. A. Tubanov

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: bartanova@list.ru

Results of content of some chemical elements (uranium, thorium, arsenic, strontium, zinc) in salt sediment from the household heat exchange equipment are presented, their communication with cancer incidence of the population of seven areas of the Republic of Buryatia and Ulan-Ude is analyzed.

Keywords: radiation; uranium; salt sediment; malignant neoplasms.

Уникальное положение Республики Бурятия в Забайкальской радиогеохимической провинции со значительным количеством природных радиоактивных источников (месторождений, рудопоявлений и радиоактивных аномалий) и сопутствующими высокими показателями радиационного фона позволяют отнести территорию к провинции радиационного неблагополучия с высокими концентрациями радионуклидов в геологической среде. По статистическим данным с 2001 по 2010 годы выявлен высокий рост онкопатологии населения республики. Следует отметить, что заболеваемость за последние годы в Бурятии опережает таковую по СФО и РФ. В работах [4, 5, 6], авторами показано наличие связи экологического неблагополучия в природной среде со степенью заболеваемости населения Бурятии злокачественными новообразованиями, при этом известно, что на рост онкологической патологии населения влияют и другие факторы, такие как природно-климатические, социальные и генетическая предрасположенность к раку.

В семи радиационно опасных районах РБ и в г. Улан-Удэ были отобраны пробы солевых отложений (накипей) из бытовой нагревательной аппаратуры населения (чайники, самовары, котлы) [1]. Элементный состав (27 химических элементов) образцов определялся методом инструментального нейтронно-активационного анализа [2]. Для поиска детерминантов онкопатологии населения было выбрано пять элементов — уран, торий, мышьяк, цинк, стронций. Этот выбор обусловлен предполагаемым механизмом поступления по пищевой цепи канцерогенных элементов, которые при длительном воздействии изменяют генетический код клеток. Повреждение специфических участков ДНК вызывает нарушение механизмов деления клеток, что в конечном итоге приводит к образованию опухоли.

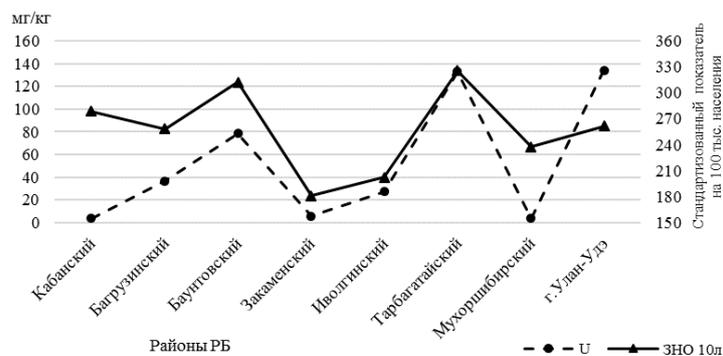


Рис. 1. Связь между заболеваемостью населения ЗНО (стандартизованные показатели на 100 000 населения за 2001-2010 гг.) и содержанием урана в накипи.

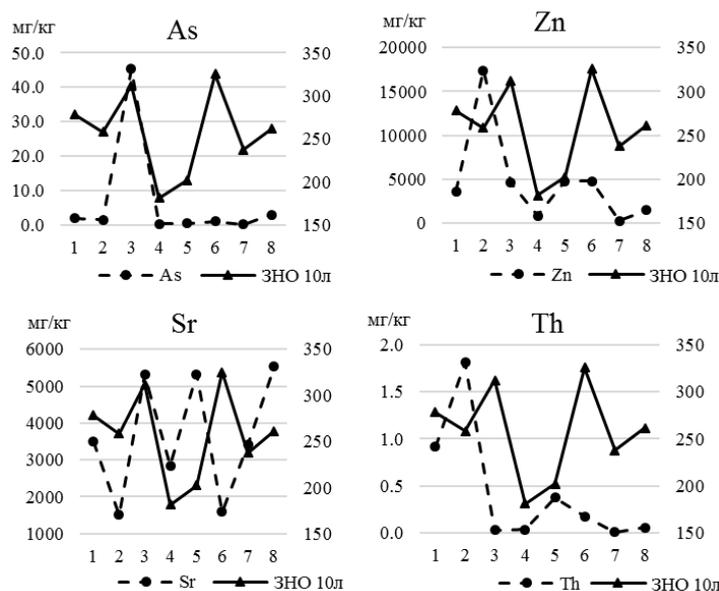


Рис.2. Заболеваемость населения ЗНО (стандартизованные показатели на 100 000 населения за 2001-2010 гг.) и содержание мышьяка, цинка, стронция и тория в накипи. (1 – Кабанский, 2 – Баргузинский, 3 – Баунтовский, 4 – Закаменский, 5 – Иволгинский, 6 – Тарбагатайский, 7 – Мухоршибирский районы РБ, 8 – г. Улан-Удэ).

Связь между заболеваемостью населения ЗНО (стандартизованные показатели на 100 000 населения за 2001–2010 гг.) и содержанием урана, мышьяка, цинка, тория и стронция в солевых отложениях представлена на рисунках 1 и 2.

Приведенные данные показывают наличие заметной корреляция ($r=0,6$) стандартизованных показателей онкозаболеваемости населения с содержанием урана в накипи. С мышьяком ($r=0,4$), цинком ($r=0,19$), торием ($r=0,05$) и стронцием ($r=-0,13$) корреляция незначительная или отрицательная.

Анализы выполнены в аккредитованной ядерно-геохимической лаборатории Томского политехнического университета по аттестованным методикам [2, 3].

Литература

1. Бартанова С. В., Тайсаев Т. Т., Соктоев Б. Р. Естественные радиоактивные элементы в солевых отложениях из питьевых вод района г. Улан-Удэ и его окрестностей // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: материалы IV международной конференции (Томск, 4–8 июня 2013). С. 80–83.
2. Геохимическая характеристика солевых отложений питьевых вод Байкальского региона / Б. Р. Соктоев [и др.] // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324. № 1. С. 209–222.
3. Способ определения участков загрязнения ураном окружающей среды: пат. 2298212 Рос. Федерация. № 2005120840; заявл. 04.07.05; опубл. 27.04.07. Бюл. № 12. 6 с.
4. Экологическая ситуация на территории г. Улан-Удэ и анализ заболеваемости его населения злокачественными новообразованиями (ЗНО) / Г. Д. Чимитдоржиева [и др.] // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2015. № 2 (30). С. 165–184.
5. Чимитдоржиева Т. Н., Ляхова Н. П., Чимитдоржиева Г. Д. Заболеваемость населения республики Бурятия злокачественными новообразованиями и анализ экологического состояния её территории // Российский онкологический журнал. 2018. Т. 23. № 1. С. 35–42.
6. Чимитдоржиева Т. Н. Заболеваемость злокачественными новообразованиями населения Республики Бурятия // Российский онкологический журнал. 2013. № 2. С. 42–46.

Бартанова Светлана Викторовна, младший научный сотрудник Геологического институт СО РАН, г. Улан-Удэ.

Структура растительного покрова высокогорного пояса как основа геоэкологического анализа (на примере Баргузинского хребта, в районе р. Намамы, нежил. Октокит)

© А. П. Безделова

ИГКЭ Росгидромета и РАН, Москва, Россия. E-mail: abezdelova@mail.ru

Структура растительного покрова высотного пояса является основой геоэкологического анализа устойчивости природной экосистемы к антропогенезу. Типичная фитомакрокомбинация, представленная полным экологическим рядом растительных сообществ высокогорного пояса, в наибольшей степени отражает состояние высотной экосистемы.

Ключевые слова: структура растительного покрова высотного пояса; макрокомбинация; мезокомбинация; геоэкология.

Structure of the vegetation cover of the high-altitude belt the basis of the geocological analysis (on the example of the Barguzin ridge near r. Namama, uninhabited-Octocat)

A. P. Bezdelova

Institute of global climate and ecology ROSHYDROMET'S and RAS, Moscow, Russia. E-mail: abezdelova@mail.ru

The structure of the vegetation cover of the high-altitude belt is the basis for geo-ecological analysis of the stability of the natural ecosystem to anthropogenesis. Typical fitomacrocombination presented by a full ecological series of plant communities of the high-altitude belt, the greatest degree reflects the state of the high-altitude ecosystems.

Keywords: the structure of plant cover high-altitude belt; macrocombination; mezocombination; geocology.

Территория исследования охватывает ручьи Безымянный, Октокит, Баритовый, Большой, Чирикта, впадающих в р. Намаму (приток р. Светлая) с восточного макросклона Баргузинского хребта и относится к Байкало-Джугджурской физико-географической области, растительность которой представлена ангаридской фратрией растительных формаций с преобладанием на многолетней мерзлоте редуцированных лиственничников из лиственницы Гмелина или даурской (*Larix dahurica* или *L. gmelinii*) с подлеском из кедрового стланика [10]. Ручьи, стекающие с водораздельного хребта, имеющего альпийский рельеф, разделяются узкими водоразделами 2-го порядка с крутыми склонами (в среднем 32-33°) с-в и ю-в экспозиций с широко развитыми курумами (от 25 до 45%). Зона Намаминского глубинного разлома представлена верхнепротерозойскими и вендкембрийскими осадочно-метаморфическими отложениями, прорванными интрузиями гранитоидов [5].

Высотнопоясная структура восточного макросклона Баргузинского хребта в районе Октокита (абс. высота 1400–2350 м над ур.м.) представлена гольцовым, подгольцовым и подгольцово-верхнетаежным поясами растительности и относится к забайкальскому типу высотной поясности [7]. Выделение высотного пояса проводилось на основе структуры растительного покрова, т.к. выделение растительных поясов в начале XX века по преобладающей растительности, местообитания которых связаны с «нормальными» склонами (относительно равными, средней крутизны до 30°) преобладающего в данной местности направления [11], или по преобладающей растительности, совпадающей по ориентации с макросклоном [8], не учитывало полноты высотнопоясной комплексности и не в полной мере отражало его особенности. С развитием структурного подхода со второй половины XX века растительный покров высокогорного пояса рассматривается как сложное структурное образование, которое характеризуется определенным типом фитомакрокомбинации (обобщенной), являющейся закономерным исторически сложившимся единым целым. Элементы фитомакрокомбинации составляют единый (полный) экологический ряд от водораздела до долины и представлены сообществами микро- и мезофитокомбинаций в пределах макрорельефа [3]. Высотный пояс растительности характеризует обобщенная фитомакрокомбинация, для которой характерны закономерные сочетания растительности по основным структурным частям мезорельефа — (водоразделы, склоны, подгорные шлейфы, речные террасы и поймы) образующие полный экологический ряд от водораздела до долины (макрокатена). Растительные сообщества макрокатены связаны единством гидротермического режима верхних почвенных горизонтов и образуют сопряженную фитомакрокомбинацию. В растительности горных склонов выделяются фитомезокомбинации — экспозиционных сочетаний склонов; эрозионно-динамических рядов склонов различных экспозиций, включающих зону сноса, транзита и аккумуляции. Части склона отличаются гидроморфными экологическими рядами (от наиболее сухого

к более влажному сообществу) растительных сообществ в пределах мезорельефа (от выпуклых частей до ложбин) и характерными для горных регионов петрофитными сериями растительности. Водоразделы горных хребтов характеризует несопряженная фитомезокомбинация, представленная различными растительными сообществами в пределах мезорельефа водораздела и образующая гидроморфный экологический ряд, а также петрофитные серии растительных сообществ.

При геоэкологическом анализе устойчивости высотного пояса к антропогенному воздействию необходимо учитывать высотнопоясную структуру растительности, являющуюся наиболее видимым компонентом ландшафта и отражающую состояние всей высотнопоясной экосистемы. Недооценка природных условий приводит к ошибочным прогнозам последствий антропогенеза.

Региональной особенностью северной части восточного макросклона Баргузинского хребта, в районе р. Намамы является сплошное распространение многолетней мерзлоты, мощностью 200–300 м [4], в результате которого В. Б. Сочава с соавторами относит его к горной Субарктике [9]. И положение территории на юге России, на широте 55° с.ш., в «лесостепном» радиационном поясе [1], что географически соответствует зональной лесостепи Западной Сибири и лесостепным островам Средней Сибири (Ачинск — 56° с.ш.) [2]. Южное положение района, многолетняя мерзлота, горный рельеф и континентальность климата способствуют пространственной неоднородности растительного покрова и мерзлотного режима, что в наибольшей степени отразилось в подгольцово-верхнетаежном поясе растительности (1400–1650 м над ур.м.), где на склонах с-в экспозиций (водоразделы II порядка) многолетняя мерзлота оттаивает на 50 см, а на ю-в — на 1,5 м., и проявилось в яркой неоднородности растительности экспозиционных сочетаний северных и южных склонов. Экспозиционные сочетания представлены кедрово-лиственничными разнотравно-баданово-бруснично-зеленомошными (с кедровым стлаником) редколесьями (сомкнутость крон 03–04, высота — 12 м) верхней полосы таежного пояса южных склонов с лиственничными багульниково-ягельными (с участием *кедрового стланика* и *рододендрона золотистого*, *рододендрона Адамса*) рединами (02, высота-7 м) нижней полосы подгольцового пояса на северных склонах [2]. На склонах водоразделов III порядка (южного склона II порядка) выделяются экспозиционные сочетания растительности юго-восточных и юго-западных склонов, представленные зарослями кедрового стланика бруснично-ягельно-зеленомошные (редкопокровные) с единичными лиственницами в сочетании с кедрово-лиственничными багульниково-голубично-ягельными редколесьями с кедровым стлаником. Для экспозиционных сочетаний водоразделов III порядка (северного склона II порядка) характерны заросли кедрового стланика рододендрово-ягельные по северо-восточным склонам с лиственничными багульниково-ягельными рединами (с *кедровым стлаником* и *рододендрона золотистыми*) северо-западных склонов.

Склоны различных экспозиций характеризуются различными сопряженными фитомезокомбинациями эрозионно-динамических рядов. Так, эрозионно-динамический ряд склонов южной экспозиции представлен лиственничными рединами в зоне сноса, кедрово-лиственничными разнотравно-баданово-брусничные ягельно-зеленомошные редколесьями с участием кедрового стланика — в транзитной и в нижней (аккумулятивной) кедрово-лиственничные ерниково-голубичные зеленомошно-ягельные редколесья — в нижней, аккумулятивной части. Неширокие водоразделы горных склонов II порядка покрывает осоково-разнотравно-дриадовая тундра в сочетании с единичными лиственницами и кустарниково-зеленомошно-ягельными фрагментами по небольшим западинам или ложбинам.

В речной долине, на подгорных шлейфах, сливающихся с речными террасами, преобладают кедрово-лиственничные ерниково-голубично-зеленомошно-ягельные редколесья с кедровым стлаником в сочетании с более увлажненными кедрово-лиственничными ерниково-голубично-осоково-сфагново-ягельными (с *кедровым стлаником*, *клюквой мелкоплодной*, *рододендрона Адамса*) и лиственничными ерниково-голубично-сфагново-ягельными редколесьями. На временных протоках представлены узкие полосы кедрово-лиственничных ерниково-голубичных бруснично-ягельно-зеленомошных редколесий (с *ольхой кустарниковой* и *багульником болотным*). В поймах горных ручьев развиваются кедрово-лиственничные кедровостланиковые ерниково-голубичные разнотравно-осоково-ягельно-зеленомошные леса, местами переходящие в ольховые разнотравно-грушанково-зеленомошные.

Таким образом, высотно-поясная структура характеризуется закономерными различными экспозиционными сочетаниями растительности склонов, эрозионно-динамическими рядами склонов различных экспозиций, сочетанием сообществ водоразделов и закономерными сочетаниями растительности речной долины, образующих единую структурно-динамическую систему макрофитокомбинации.

При геоэкологическом анализе устойчивости природной экосистемы в горных районах необходимо учитывать все структурные единицы растительного покрова высотного пояса, т.к. они взаимосвязаны и образуют единый эколого-топологический ряд, отражающий состояние высотнопоясной экосистемы.

Литература

1. Безделова А. П. О зональном положении Забайкалья и глобальном изменении климата // Изменение климата Центральной Азии: социально-экономические и экологические последствия: материалы международного симпозиума (Чита, 22–24 октября 2008): Чита: Изд-во ЗабГГПУ, 2008. С. 6–10.
2. Высотнопоясная структура растительного покрова как основа мониторинга изменения климата и состояния окружающей среды (на примере Баргузинского хребта) / А. П. Безделова [и др.] // Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Основные результаты и пути развития: материалы Всероссийской научной конференции (Москва, 20–22 марта 2017). [Электронный ресурс] — М.: ФГБУ «ИГКЭ Росгидромета и РАН», 2017. С. 278–280
3. Исаченко Т. И. Принципы и методы генерализации при составлении геоботанических карт крупного, среднего, и мелкого масштаба // Принципы и методы геоботанического картирования. М. –Л.: Наука, 1962. С. 28–46.
4. Колдышева Р. Я. Водоносная трещиноватая зона области распространения многолетнемерзлых толщ Бурятии // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М.: Наука, 1967. С. 113–117.
5. Нефедьев М. А. Геофизическое и тектоническое районирование Намаминского рудного узла (северное Прибайкалье) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН № 1 (42). 2013. С. 86–94.
6. Огуреева Г. Н. Структурно-динамические категории в растительном покрове горных территорий // Бюллетень МОИП, отд. биол. Т. 99. Вып. 2. 1994. С.76–85.
7. Огуреева Г. Н. Зоны и типы поясности растительности России и сопредельных территорий. Пояснительный текст и легенда к карте. М. 1999. 64 с.
8. Родионов В. С. О внутривысотной дифференциации растительности сев. Макросклона центральной части Заилийского Алатау // Ботанический журнал. Т. 62. № 2. 1976. С. 200–210.
9. Географические проблемы Советской Сибирской Субарктики / Сочава В. Б. [и др.] // Доклады Ин-та геогр. Сиб. и Д.В. Вып. 35. Иркутск: Наука. 1972. С. 3–20.
10. Сочава В. Б. Географические аспекты Сибирской тайги. Новосибирск: Наука, 1980. 255 с.
11. Шифферс Е. В. Растительность Северного Кавказа и его природные кормовые угодья. М–Л.: Наука. 1953. 399 с.

Безделова Алла Петровна, кандидат биологических наук, научный сотрудник Института глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, г. Москва.

История растительности и климата последнего оледенения и голоцена в бассейне озера Баунт, Республика Бурятия

© *Е. В. Безрукова*^{1,2}, *П. П. Летунова*¹, *Н. Кулагина*³, *Т. С. Айсуева*¹, *А. А. Щетников*³, *М. А. Крайнов*¹, *Е. В. Кербер*¹, *В. С. Панов*², *О. Г. Шарова*¹, *О. В. Левина*¹, *Л. Л. Ткаченко*¹, *Е. В. Иванов*¹, *И. А. Филинов*³

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: bezrukova@igc.irk.ru

² Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: kulagina@crust.irk.ru

Впервые реконструирована эволюция растительности, климата Ципинской котловины за последние 30 тысяч лет на основе палинологического и рентгено-флуоресцентного изучения осадочной толщи озера Баунт. Установлено несколько этапов изменений режимов седиментации, связанных с вариациями климатических и гидрографических условий. Относительно высокое временное разрешение и надежная возрастная модель полученных записей позволили провести их сравнение ключевыми палеоклиматическими архивами Северного полушария. Это сравнение предполагает, что реконструированные сдвиги в растительности и климате позднего плейстоцена-голоцена Ципинской котловины могли контролироваться главным факторами, изменявшими климат всего северного полушария.

Ключевые слова: рентгено-флуоресцентный анализ; палинология; последний ледниковый максимум; голоцен; динамика ландшафтов; история климата.

Last Glacial and Holocene vegetation and climate history in the Lake Baunt catchment area, Buryat Republic

E. V. Bezrukova^{1,2}, *P. P. Letunova*¹, *N. V. Kulagina*³, *T. S. Aisueva*¹, *A. A. Shchetnikov*³, *M. A. Kraynov*¹, *E. V. Kerber*¹, *O. G. Sharova*¹, *O. V. Levina*¹, *L. L. Tkachenko*¹, *E. V. Ivanov*¹, *I. A. Filinov*³

¹ Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: bezrukova@igc.irk.ru

² Institute of Archaeology and Ethnography, SB RAS, Novosibirsk, Russia

³ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: kulagina@crust.irk.ru

Vegetation and climate evolution of the Tsipa basin over the last 30 ky was reconstructed for the first time based on palynological and x-ray fluorescence study of the Lake Baunt bottom sediments. Several stages of sedimentation environments associated with variations in regional climatic and hydrographic conditions have been established. Relatively high temporal resolution and reliable age model of the obtained records allowed their comparison with the key paleoclimatic archives of the Northern hemisphere. This comparison suggests that the reconstructed shifts in vegetation and climate of the late Pleistocene-Holocene of the Tsipa basin could be controlled by the major factors that changed the climate of the entire Northern hemisphere.

Keywords: X-ray fluorescence analysis; palynology; Last Glacial maximum; Holocene; landscape dynamics; climate history.

Изучение истории растительности предоставляет ключевую информацию для оценки влияния изменений современного климата и климата будущего на состояние наземных гео- и экосистем любого региона. Следовательно, важно знать региональную историю и динамику наземной растительности в прошлом и причины ее вариаций. Озерные отложения рассматриваются как важнейшие архивы информации о растительности и климате, поскольку содержат разнообразные палеоботанические, геохимические и иные записи, необходимые для реконструкции изменений природной среды.

Оз. Баунт (Ципинская котловина, север Республики Бурятия) имеет тектоническое происхождение [1] и занимает третье место в Байкальском регионе по площади поверхности воды после оз. Байкал и оз. Гусиное. Его глубина достигает 33 м при средних значениях 17 м. Максимальную протяжённость в 19 км озеро имеет в направлении юго-запад — северо-восток при наибольшей ширине 9 км. Площадь акватории составляет 111 км². Окружающие на востоке озеро аккумулятивные равнины несут хорошо морфологически выраженные следы отступления [Щетников, 2015] — здесь расположено 12 древних береговых валов высотой до 2,5 м и шириной до 40 м. Все это свидетельствует об активной новейшей геодинамике баунтовской впадины и переукладке блоков ее фундамента. Основные притоки: реки Верхняя Ципа и Ципикан. Из озера вытекает река Нижняя Ципа.

Однако до настоящего времени бассейн этого озера остается слабоизученным регионом, для которых неизвестно палеогеографических реконструкций. Водоем располагается на высоте 1060 м над уровнем моря. В бассейне озера преобладают лесные, кустарниковые, лугово-болотные фитоце-

нозы на многолетней мерзлоте. В лесной растительности господствует светлохвойная тайга из лиственницы Гмелина.

Бурение донных отложений оз. Баунт было осуществлено в марте 2014 года со льда. Длина керна составила 13,7 м. В литологическом строении вскрытых отложений преобладают диатомовые илы и алевролитистые глины. Для определения возраста отложений были получены двенадцать AMS¹⁴C датировок по общему органическому веществу в радиоуглеродной лаборатории г. Познань (Польша). Возраст основания керна составил почти 30 тысяч калиброванных лет.

Образцы из керна были изучены с применением комплекса методов — геохимического (РФА), петромагнитного, палинологического. Основной интерпретации пыльцевой записи стали результаты изучения состава 20 субрецентных спорово-пыльцевых спектров (СПС) из различных растительных ассоциаций Ципинской котловины. В общем составе этих СПС пыльца древесных растений составляет 20–35%. Преобладает пыльца сосны *Pinus sylvestris* (10–30%), лиственницы *Larix* (4–10%). Основу СПС формирует пыльца кустарниковых берез *Betula nana-type* (20–40%), ольховник *Duschekia fruticosa* (до 20%). Почти во всех СПС есть стомы хвойных. Таким образом, субрецентные СПС адекватно отражают состав современной растительности Ципинской котловины на региональном и локальном уровнях.

Результаты комплексного анализа показали, что в финале каргинского мегаинтерстадиала (MIS 3) и в максимум последнего оледенения ~30–22.5 тыс. лет назад (т.л.н.) в бассейне оз. Баунт преобладали марево-полюнными разнотравные ксеро-мезофитные степи. Часть прибрежной зоны озера и впадавших в него водотоков была занята заболоченными осоковыми группировками. Постоянное присутствие в СПС этого времени незначительного количества пыльцы ели, кустарников может свидетельствовать в пользу существования, возможно, по долинам водотоков островков древесно-кустарниковой растительности из ели, ивы, кустарниковой березки. Минимальное содержание органического вещества (ОВ), SiO₂био и массовых скоростей его аккумуляции, низкие значения CIA индекса в отложения интервала ~30–22.5 т.л.н. поддерживают палинологические реконструкции в пользу холодного и сухого климата этого интервала. Самые низкие значения отношения MnO/Fe₂O₃ для осадков этого этапа предполагает восстановительные условия на границе осадка и воды при их накоплении.

Позднее, ~22.5–20.6 т.л.н., в водосборном бассейне озера произошло быстрое расширение кустарниковых тундр из ольховника и березок, возможно, с островками древесной растительности из лиственницы, ели. Значительное сокращение осоковых ассоциаций могло означать повышение уровня воды в озере, с.

Несколько повышенное содержание органического вещества (ОВ), SiO₂био, CIA в отложения интервала ~22.5–20.6 т.л.н. не противоречат палинологическим реконструкциям о повышении воды в озере, увеличении биопродуктивности водной системы. Повышенные значения MnO/Fe₂O₃ для осадков этого этапа также предполагают смену восстановительных условий на преимущественно окислительные.

Кратковременное улучшение климата в бассейне и котловине оз. Баунт ~22.5 т.л.н., вероятно, следует рассматривать как реакцию всей озерной экосистемы на потепление климата Северного полушария GI-2 23340 л.н., установленного в изотопных записях ледника Гренландии NorthGRIP и сталагмитах пещер Китая [Svensson et al., 2008].

Состав СПС из отложений, сформировавшихся ~20.6–17.5-т.л.н. предполагает новый этап господства безлесных ландшафтов с редкими островками елово-лиственничных редколесий. Отличительной чертой растительности этого этапа было самое широкое за все 30 тысяч лет расселение заболоченных осоковых группировок. Вероятно, этому способствовало максимальное развитие в бассейне оз. Баунт многолетней мерзлоты в условиях холодного климата с коротким и прохладным летним периодом. Незначительная глубина протаивания мерзлоты летом, низкое испарение способствовали заболачиванию территории. Геохимические индексы изменения природной среды поддерживают палинологические реконструкции.

Позднее, ~17.5–14 т.л.н., в водосборном бассейне озера снова наступило господство кустарниковой тундры из ольховника и березок, возможно, с островками древесной растительности из лиственницы, ели. Значительное сокращение осоковых ассоциаций могло означать некоторое повышение уровня воды в озере, приведшее к затоплению прибрежных заболоченных пространств в условиях некоторого потепления. При этом геохимические индексы свидетельствуют о повышении продуктивности озерной системы ~17.5–15 т.л.н., а затем ее резком снижении ~15–14 т.л.н.

Начавшееся позднее 14 т.л.н. расселение древесной растительности с участием сосен сибирской *Pinus sibirica* и обыкновенной *P. sylvestris*, березы *Betula sect. Alba* было несколько приостановлено

около 13-11.5 т.л.н., а затем снова возобновлено. Короткий период угнетения лесной растительности соответствует похолоданию стадиала Молодой Дриас. Геохимическая запись оз. Баунт также показывает влияние этого стадияльного похолодания на процессы химического выветривания в водосборном бассейне озера.

Непрерывное расширение лесной растительности в бассейне оз. Баунт с участием обеих сосен, ели началось позднее 11.5 т.л.н. с наступлением голоцена. Однако оптимальный этап развития лесной растительности из сосен, ели завершился около 6 т.л.н., совпадая с его завершением на всей территории Байкальского региона.

Позднее 6.т.л.н. в бассейне оз. Баунт наступил неогляциальный период голоцена, отличительной чертой которого стало господство в растительности Циписнской котловины лиственничных лесов, расселение кедрово-сланиковых группировок в высокогорной зоне и ерниковых — в прибрежной зоне оз. Баунт. Изменения значений геохимических индексов также отражают наступление неогляциальных условий позднее 6 т.л.н.

Относительно высокое временное разрешение и надежная возрастная модель комплексной записи природной среды из донных отложений оз. Баунт позволяет провести корреляции выявленных палеогеографических событий с таковыми из ключевых записей северного полушария. Эти корреляции предполагают, что реконструированные ландшафтно-климатические изменения в бассейне оз. Баунт в позднем плейстоцене и голоцене могли контролироваться основными факторами, изменявшими климат всего северного полушария.

В отсутствие в настоящее время иных записей природной среды Ципинской котловины, первая, представленная здесь запись, может служить региональным стратотипом части каргинского мегаинтерстадиала, полной стадии сартанского оледенения и современного межледникового периода.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РНФ № 16-17-10079 (палинологические исследования) и в соответствии с государственным заданием ИГХ СО РАН (№ 0350–2017–0026), а также Интеграционной программы № 0341-2016-001.

Литература

1. Щетников А. А. Проблемы морфотектогенеза озерных котловин (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 2. С. 18–29.

Безрукова Елена Вячеславовна, доктор географических наук, главный научный сотрудник Института геохимии им. А.П. Виноградова, г. Иркутск.

Апатитовый рифтогенез арктической и субарктической зон России

© Е. В. Беляев

Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых,
г. Казань, Россия. E-mail: bel@geolnerud.net

Рассмотрены перспективы апатитоносности арктической и субарктической зон территории Российской Федерации. Дана характеристика апатитоносных тектонических структур, геологических формаций и конкретных рудных объектов. Наиболее перспективными для локализации промышленных месторождений апатита являются рифтовые структуры Балтийского и Анабарского щитов.

Ключевые слова: апатит; перспективы; структура; рифтоидная; проторифтовая; рифтовая; арктический; субарктический; зона; Россия.

The riftogenesis of apathites of arctic and subarctic areas of Russia

E. V. Belyaev

The Major Institute of Researches in Geology of Non-ore Minerals, Kazan, Russia. E-mail: bel@geolnerud.net

Here is an observing of the apatite-bearing potential of arctic and subarctic areas of Russian Federation. Also, characteristics of apatite-bearing tectonic structures, geologic formations and define ore objects are given. The rift structures of Baltic and Anabar shields are found out as the most prospective for localization of industrial deposits of apatite.

Keywords: apatite; perspectives; structure; riftoid; protorift; rift; arctic; subarctic; Russia.

В связи с проводящейся в настоящее время газо-нефтедобычей в акватории северных морей приобретает актуальность необходимость изучения перспектив арктической и субарктической зон РФ и на другие виды полезных ископаемых. Одним из наиболее востребованных видов неметаллов в промышленном и агропромышленном комплексах страны является апатитовое сырье.

Формирование промышленных концентраций апатита территории РФ происходило преимущественно в пределах древних кристаллических щитов (Балтийский, Алданский, Анабарский) и их склонов в течение рифтовой стадии их развития [7]. Проведенные исследования позволяют дополнить данный постулат некоторыми другими перспективными в отношении апатитоносности тектоническими структурами.

В пределах арктической и субарктической зон России месторождения и проявления апатита приурочены к рифтоидным (AR₂), проторифтовым (PR₁) и рифтовым (PZ₁, PZ₂₋₃) структурам. На погребенных участках и склонах щитов перспективными представляются регенерированные рифтогены (авлакогены) и внутриконтинентальные рифтогены [2].

Первые по времени формирования концентрации апатита связаны с вулканогенно-осадочными комплексами зеленокаменных прогибов (AR₂). Рифтовая природа предполагается на основании гипотезы их образования в результате примитивного рифтинга маломощной пластичной протоконтинентальной коры, имевшей высокую проницаемость для внедрения мафитовых и ультрамафитовых расплавов [4, 6]. Среди выделенных типов зеленокаменных структур наиболее перспективными для формирования промышленных апатитовых залежей представляются прогибы бимодального типа.

На территории Карельской гранит-зеленокаменной области (Балтийский щит) апатитовое оруденение (P₂O₅ 4–7%) ассоциирует с метавулканогенными и метасоматическими образованиями Пулозерской, Каменноозерской и Коросозерской зеленокаменных структур [8]. В пределах Анабарского щита наиболее ранними (AR₂) по времени образования являются проявления апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд в габбро-норит-анортозитовых комплексах, приуроченных к предположительно зеленокаменным, структурам.

Более продуктивной в отношении апатитообразования была раннепротерозойская стадия формирования проторифтогенных структур. Образование проторифтогенов является показателем становления достаточно консолидированной земной коры, реагировавшей на возникновение напряжения разломами типа расколов и рифтогенезом [4, 6].

Среди проторифтогенов выделяются два типа: тектоно-вулканический и тектоно-плутонический [6]. Продуктивными для апатитового оруденения являются тектоно-плутонические структуры. К Печенга-Варзугской проторифтогенной зоне Кольского кратона приурочен Гремяха-Вырмесский щелочно-габброидный массив (PR₁), вмещающий крупное по прогнозным ресурсам апа-

тит-титаномагнетит-ильменитовых руд проявление. В Кукаозерской зоне (Карельский кратон) локализуется Елетьозерский, Тикшозерский и Восточный щелочно-габброидные массивы с апатит-титаномагнетит-ильменитовыми рудами.

На Анабарском щите апатитовая минерализация отмечается также в зонах наложенного метаморфизма, бластомилонитизации и гранитоидного магматизма раннего протерозоя.

В геологической истории Балтийского и Анабарского щитов раннедокембрийский этап имеет средообразующее значение для активизации апатитогенеза в фанерозойское время. В данный период на Балтийском щите происходили мощные рифтогенные процессы. С позиций вулканизма выделяются рифтовые области двух типов [3]: преимущественно базальтоидные и базальтоидно-щелочные. Продуктивной для апатитообразования является последняя, в которой щелочная составляющая нередко преобладает.

С процессами рифтогенеза раннепалеозойского тектонического цикла на Балтийском щите связана каледонская эпоха промышленного апатитообразования, основными рудоносными структурами которой являются Ковдоро-Хибинская и Турьинская рифтогенные зоны. К указанным зонам приурочены месторождения (Ковдорское и Вуориярвинское) и проявления (Салланлатвинское, Африканда, Салмагорское и др.) апатит-редкометалльно-магнетитовых руд, ассоциирующих с щелочно-ультрамафитовыми карбонатитоносными массивами.

Герцинская стадия рифтогенеза (PZ_{2.3}) ознаменовалась возникновением уникальных месторождений Хибинского массива. Последний размещается в узле пересечения трех рифтовых структур: раннепротерозойской (регенерированной в палеозое) Печенга-Варзугской, раннепалеозойской Ковдоро-Хибинской и средне-позднепалеозойской Хибино-Контозерской.

На Анабарском щите и его склонах масштабное апатитовое оруденение проявилось в пределах рифтовых зон — Маймечинской и Котуйской [5]. Маймечинская зона трассируется позднепалеозойско-раннемезозойскими щелочно-ультрамафитовыми массивами (Ессейский, Далбыхский, Гулинский) с промышленными залежами апатит-редкометалльно-магнетитовых руд.

Котуйская рифтовая зона включает ряд щелочно-ультрамафитовых массивов (Одихинча, Кугда, Маганский и Ыраасский), минерагеническая специализация которых определяется месторождениями апатитовых и апатит-редкометалльно-магнетитовых руд, по своим качественным и технологическим показателям близких хибинским (табл.).

Массивы щелочно-ультрамафитового состава локализуются также в Уджинско-Виллойской рифтовой зоне восточного склона Анабарской антеклизы. С Томторским массивом связаны крупнейшие в мире залежи редкометалльных (Nb, Tb, Y, Sc) и апатитовых руд. Среди последних преобладают апатит-редкометалльные руды коры выветривания по карбонатитам. В целом суммарные прогнозные ресурсы апатита в коренных рудах и коре выветривания значительно превышают балансовые запасы месторождений Хибинского массива.

Нетрадиционными тектоническими структурами, имеющими определенные перспективы апатитоносности, являются континентальные и регенерированные рифтогены (авлакогены) в пределах погребенных и склоновых участков Балтийского щита [2].

В пределах Баренцевоморского региона зоны рифтогенеза установлены на плато Бьермелэнд, в Печорском, Южно- и Северо-Баренцевском блоках. Формирование рифтогенных комплексов происходило в рифейский и ранне-среднепалеозойский этапы развития региона. Образование регенерированных рифтогенов связывается с поздней фазой тектоно-магматической активизации рифтогенных структур [2].

Каледонский рифтогенез, обусловивший формирование крупных месторождений апатита в пределах Кольского кратона, активно проявился и в пределах Западно-Баренцевоморского блока. По аналогии с континентальными участками карбонатитовые массивы с бадделеит-apatит-магнетитовым оруденением могут локализоваться в узлах пересечения каледонских рифтогенных структур с региональными разломами либо в глубинных зонах глыбовых дислокаций кристаллического фундамента.

На южном склоне Балтийского щита в рифейских рифтах — Кандалакшко-Двинском и Средне-Русском — установлены гравимагнитные аномалии, близкие по физическим характеристикам и строению геофизическим полям щелочных и щелочно-ультрамафитовых массивов Карело-Кольской провинции [2].

Отдаленные перспективы связываются с Сунтарским горстовым поднятием (Сибирская платформа), в пределах которого имеются гравимагнитные аномалии, близкие по конфигурации и интенсивности аналогичным аномалиям Хибинского массива. Данное обстоятельство позволяет прогнозировать здесь наличие погребенных щелочно-ультрамафитовых и щелочных интрузий, в том числе хибинского типа.

Потенциально перспективными в отношении апатитоносности представляются протягивающиеся в шельфовые области моря Лаптевых участки Уджинско-Виллойской и Маймечинской рифтовых зон. Узлы пересечения последних с региональными глубинными разломами могут контролировать размещение щелочно-ультрамафитовых (карбонатитовых) массивов с промышленным апатит-редкометалльным и апатит-магнетитовым оруденением [1].

Таким образом, арктическая и субарктическая зоны России обладают самым масштабным в мире апатитовым потенциалом, сосредоточенным в рифтовых зонах Балтийского и Анабарского архейских кристаллических щитов и их склонов.

Литература

1. Беляев Е. В. Перспективы активных окраин Восточно-Европейской и Сибирской платформ на открытие промышленных месторождений апатита // Материалы научной конференции (Иркутск, 7–11 ноября 2011). Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 31–34.
2. Беляев Е. В., Чайкин В. Г. К вопросу о перспективах апатитоносности Балтийского щита и его склонов // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 441. № 5. С. 643–645.
3. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
4. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983.
5. Минералогия и прогноз месторождений апатита / Мин. Геол. СССР; ВНИИГеолнеруд // М.: Недра, 1991.
6. Сеницын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 491 с.
7. Файзуллин Р. М., Беляев Е. В., Садыков И. С. Индикаторные соотношения масштабов апатитового оруденения кратонных и рифтовых рудно-формационных комплексов // ДАН. 2000. Т. 374. № 4. С. 524–526.
8. Belyaev E. V. Apatite-bearing greenstone belts in Russia // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51. P. 857–862.

Беляев Евгений Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом Центрального научно-исследовательского института геологии нерудных полезных ископаемых, г. Казань.

Магматизм Сорского Cu-Mo-порфирового месторождения (Хакасия): источники и механизмы эволюции

© *А. Н. Берзина, А. П. Берзина, В. О. Гимон*

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия. E-mail: berzina@igm.nsc.ru

В развитии Сорской Cu-Mo-порфировой рудно-магматической системы выделяются два этапа. На первом этапе произошло становление гранитоидного плутона, на втором — рудоносных малых интрузий. Интрузивные тела каждого этапа сложены породами габброидной, монцонитоидной и лейкогранитовой ассоциаций с близкими петрогеохимическими характеристиками однотипных образований. Длительное функционирование рудно-магматической системы обусловлено неоднократным поступлением базитовой магмы (транспортера тепла, металлов и летучих) в основание коры. Источником базитовой магмы была мантия, преобразованная субдукционными флюидами. На каждом этапе развития системы кристаллизационная дифференциация базальтоидной магмы и частичное плавление юной мафической коры сопровождалось формированием соответственно монцонитоидного и лейкогранитного расплавов, в процессе эволюции которых происходило перераспределение и концентрирование металлов с последующим выносом их флюидами и рудоотложением.

Ключевые слова: Сорское Cu-Mo-порфировое месторождение; механизмы формирования расплавов; источники базальтоидной и гранитоидной магм.

The Sora porphyry Cu-Mo deposit (Khakassia, Russia): magma sources and processes of magma evolution

A. N. Berzina, A. P. Berzina, V. O. Gimon

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: berzina@igm.nsc.ru

Magmatic events, associated with porphyry Cu–Mo Sora deposit are characterized by two stage evolution. The evolution was initiated with plutonic granitoids and followed by repeated ore bearing porphyritic intrusions. Both plutonic and porphyry suites are composed of gabbroic, monzonitic and leucogranitic rocks. Plutonic and porphyritic samples with similar major element composition show comparable petrogeochemical characteristics. The prolonged evolution of the ore-magmatic system was related to repeated ascending of mantle-derived basaltic magmas, that transported heat, metals and volatiles to the bottom of the lower crust. Basaltic melts are interpreted to have been derived from a mantle metasomatized by subduction related fluids. Monzonitic rocks were derived via differentiation of basaltic magma, whereas leucogranites originated from a partial melting of a juvenile mafic lower crustal source. Magmatic evolution of both stages was accompanied by remobilization, accumulation and following removal of ore elements by exsolving fluids, promoting ore deposition.

Keywords: Sora porphyry Cu-Mo deposit; processes of melt generation; basaltic and granitic magma sources.

В развитии Сорской рудно-магматической системы (РМС) выделяются два этапа, соответствующие становлению Уйбатского плутона с бедной рассеянной минерализацией и малых интрузий с крупнообъемным Cu-Mo-порфировым оруденением. Плутон и малые интрузии сложены породами габброидной, монцонитоидной, лейкогранитовой ассоциаций с близкими петрогеохимическими характеристиками однотипных образований.

Магматические породы в целом относятся преимущественно к субщелочной серии (по сумме Na_2O и K_2O) и высоко К известково-щелочной серии (по содержанию K_2O). Во всех породах отмечаются повышенные содержания литофильных элементов-примесей. Габброиды представлены небольшими телами, залегающими среди гранитоидов плутона, и предрудными дайками малых интрузий. В составе плутона доминируют монцонитоиды; лейкограниты уступают им по площади распространения. Среди рудоносных малых интрузий доминируют гранит-порфиры, которые подразделяются на порфиры I и порфиры II. На месторождении также широко распространены пострудные дайки диабазов и ортофиоров.

Габброиды Соры являются производными известково-щелочной дифференцированной базальтоидной магмы ($\text{Mg}^\#$ от 78 до 52). Мультиэлементные спектры габброидов плутона, малых интрузий и пострудных даек (рис. 1) — типичные для надсубдукционных магматитов. Согласно им источником базитовой магмы была мантия, метасоматически преобразованная субдукционной компонентой. Преобразование мантии, согласно положительным аномалиям Ba и отрицательным Th на спектрах микроэлементов габброидов произошло вследствие воздействия на них субдукционных флюидов. Модельные возрасты ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})$) от 0.7 до 1.1 млрд лет) габброидов в целом предполагают, что метасоматоз мантии произошел в неопротерозе. Постоянное присутствие в габброидах амфибола, содержа-

щего включения рудных минералов, свидетельствует об обогащении мантии летучими и металлами. Габброиды Сорского месторождения характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$. В габброидах плутона они составляют 1.7 и 2.1, в предрудных дайках 6.5, в пострудных дайках 5.0. Значения $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ составляют в габброидах плутона 0.7044, 0.7038, в предрудных дайках 0.7034, в пострудных дайках диабазов 0.7044. На диаграмме $\epsilon_{Nd}(T)-^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ точки изотопных составов габброидов расположены вблизи мантийного тренда (рис. 2). По изотопному составу Nd источники базитовой магмы соответствуют слабо обогащенному при становлении малых интрузий и пострудных даек и умеренно обогащенному при формировании плутона. Некоторое отклонение точек изотопных составов от мантийного тренда указывает на участие коровой компоненты, роль которой в составе габброидов не была существенной.

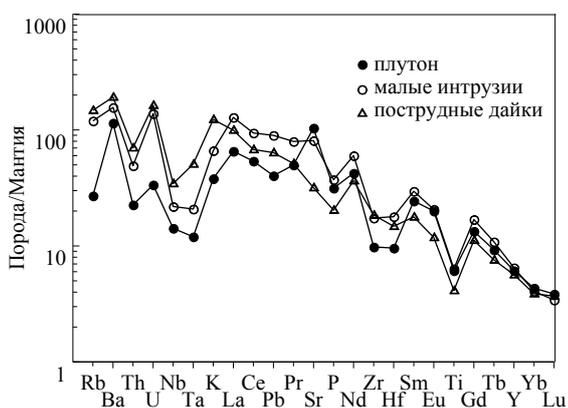


Рис. 1. Мультиэлементные спектры габброидов месторождения.



Рис. 2. Изотопные составы Sr и Nd магматических пород месторождения.

Величина $\epsilon_{Nd}(T)$ рассчитана на возраст 470 млн лет (по данным U-Pb датирования циркона).

Гранитоиды месторождения в целом наследуют геохимические характеристики предшествующих габброидов. Мультиэлементные спектры гранитоидов плутона и малых интрузий аналогичны спектрам габброидов. По изотопному составу Nd и Sr выделяются две группы гранитоидов (рис. 2). Одна группа включает лейкограниты плутона, монцодиоритовые порфириты и гранит-порфиры I малых интрузий, изотопные составы Nd и Sr которых близки к таковым габбро плутона. Ко второй группе относятся монцонитоиды плутона, гранит-порфиры II и пострудные ортофиры, значения $\epsilon_{Nd}(T)$ которых ($3.0 \leq \epsilon_{Nd} \leq 4.1$) значительно выше таковых в габбро. При этом изотопные составы Sr монцонитоидов, гранит-порфиров II и габбро близки: соответственно 0.7040–0.7043 и 0.7038–0.7044.

Положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ гранитоидов в целом и положение их составов вблизи мантийного тренда свидетельствуют о существенной роли мантийной компоненты в их формировании. Значительная доля мантийной компоненты характерна для гранитоидов, материнские расплавы которых сформировались в процессе частичного плавления базальтоидов или кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы. В случае плавления базальтоидов связь гранитоидов с мантией опосредована через юную мафическую кору, наращивающую снизу континентальную кору при поступлении базальтоидной магмы. При развитии Сорской РМС в плавление могла вовлекаться кора, сформировавшаяся на субдукционном и аккреционно-коллизиионном этапах развития региона. Субдукционные образования нижней коры в прилегающих к месторождению районах представлены мощными терригенно-карбонатными толщами. Эффузивы, преимущественно кислого и среднего состава, довольно редки. Протолитом гранитоидов месторождения могли быть базальтоиды в низах коры, в частности, комагматы предшествующих габброидов, а для малых интрузий также комагматы габброидов Уйбатского плутона. Как отмечалось выше, ϵ_{Nd} габброидов месторождения свидетельствуют о неоднородном составе мантии. Выделенные по изотопному составу Nd две группы гранитоидов, очевидно, являются следствием плавления базальтоидов в низах коры — производных разных по составу мантийных источников.

Автономные поля гранитоидов, лейкогранитов и гранит-порфиров относительно монцонитоидов на диаграмме щелочи– SiO_2 (рис. 3) и $\epsilon_{Nd}(T)-^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ (рис. 2) предполагают отсутствие между ними прямой генетической связи и, следовательно, независимое развитие их материнских магм.

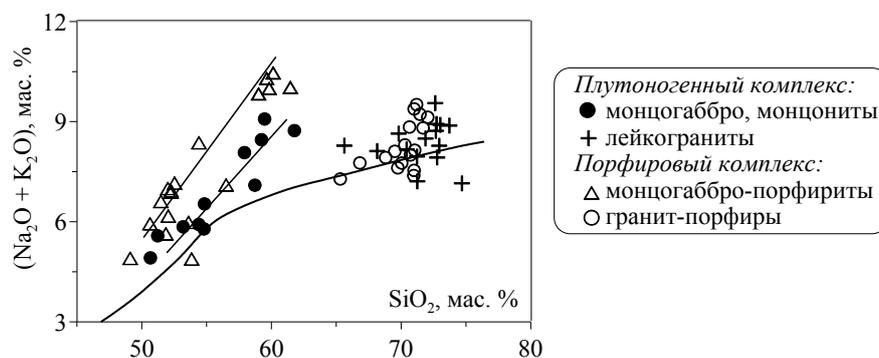


Рис. 3. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — SiO_2 для магматических пород месторождения. Кривая — граница породных ассоциаций нормальной и повышенной щелочности.

На диаграмме La-La/Sm (рис. 4) составы монцонитоидов плутона и малых интрузий образуют последовательности, параллельные тренду кристаллизационной дифференциации, а составы кислых магматитов — параллельные тренду частичного плавления.

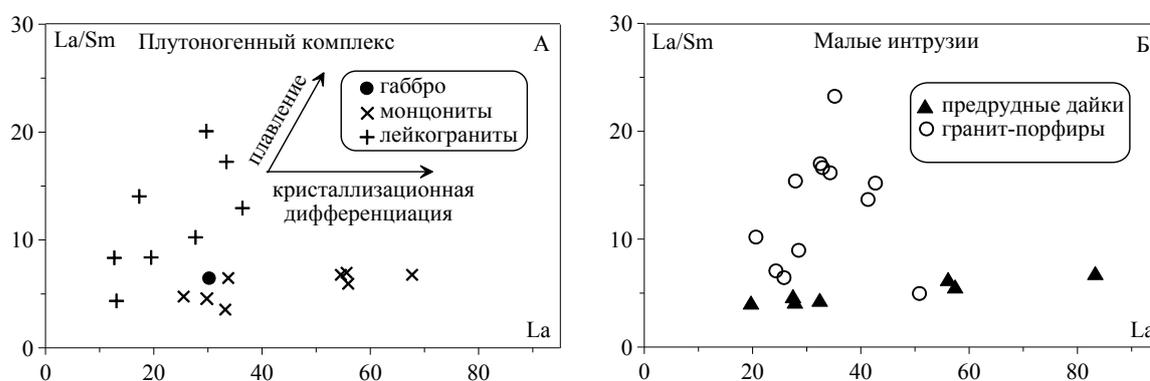


Рис. 4. Диаграмма La/Sm — La для пород плутогенного комплекса (А) и малых интрузий (Б) месторождения.

Низкие содержания SiO_2 и высокие MgO (около 54 и 8%, соответственно) в наиболее примитивных монцонитоидах указывают на то, что монцонитоиды являются производными дифференцированной базальтоидной магмы. Таким образом, монцонитоиды и лейкограниты (+гранит-порфиры) являются производными разных источников и разных механизмов формирования расплавов: соответственно кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы и плавления юной мафической коры. Кристаллизационная дифференциация и частичное плавление — процессы, благоприятные для перераспределения металлов и их концентрирования в процессе эволюции расплавов, завершающимся отделением рудоносных флюидов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00921).

Берзина Анита Николаевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

Изучение методом рамановской спектроскопии структуры антрацитов, метаантрацитов и угольных графитов

© Н. С. Бискэ

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, Россия. E-mail: nataliabiske@yandex.ru

Методом рамановской спектроскопии изучены продукты контактово-термального метаморфизма углей Восточной Сибири и Северо-Востока. В ряду антрацит-угольный графит установлено закономерное изменение формы рамановского спектра и значений спектральных параметров, зафиксирована последовательная трансформация структуры из аморфной в разупорядоченную кристаллическую.

Ключевые слова: рамановская спектроскопия; контактово-термальный метаморфизм; антрацит; метаантрацит; графит; Тунгусский, Таймырский и Омсукчанский угольный бассейн.

Raman spectroscopy study of anthracite, meta-anthracite and coal graphite

N. S. Biske

Institute of Geology Karelian research center, RAS, Petrozavodsk, Russia. E-mail: nataliabiske@yandex.ru

The products of contact-thermal metamorphism of coals from Eastern Siberia and North-East of Russia have been studied by Raman spectroscopy. It was found that Raman spectrum morphology and the parameter values of the coal substance depend on the coalification degree. We recorded a consistent structure transformation from amorphous to disordered crystal in the range anthracite-coal graphite.

Keywords: Raman spectroscopy; contact-thermal metamorphism; anthracite; meta-anthracite; graphite; Tunguska, Taimyr and Omsukchan coal basin.

В Восточной Сибири и на Северо-Востоке сосредоточены огромные запасы антрацитов, метаантрацитов и угольных графитов, являющихся ценным сырьем для предприятий металлургии, энергетики и производства конструкционных материалов. Сфера использования высокоуглеродистого сырья во многом зависит от его кристалличности и однородности.

Целью данного исследования явилось изучение эволюции структуры угольного вещества в процессе контактово-термального метаморфизма на стадии антрацит-угольный графит. Материалом для изучения послужили образцы метаморфизованных углей и графитов Таймырского, Тунгусского (Красноярский край) и Омсукчанского (Магаданская область) угольных бассейнов. Состав, оптические характеристики и рентгеноструктурные параметры графитов и антрацитов приведены в работах [1, 2].

Рамановские спектры регистрировали в Институте геологии Карельского НЦ РАН на дисперсионном спектрометре Nicolet Omega XP (Thermo Scientific), совмещенном с бифокальным микроскопом Olympus BX51. Условия съемки: объектив кратностью 50х, 100х; локальность анализа ~1 мкм; длина волны возбуждающего He-Ne лазера 532 нм; мощность 5–20 мВт; время регистрации спектра 300 с. Математическую обработку спектров производили с помощью программного обеспечения «Omnis». После разложения спектров определяли волновое число (рамановский сдвиг), высоту (H), ширину на половине высоты максимума (FWHM) и площадь под контуром пиков и рассчитывали соотношения пиковых и интегральных интенсивностей.

Угли *Омсукчанского* бассейна испытали термальный и контактовый метаморфизм под воздействием интрузий кислого состава верхнемелового и палеогенового возраста [2]. Все спектры метаморфизованных углей (рис.1) в области рассеяния первого порядка ($1,100\text{--}1,800\text{ см}^{-1}$) содержат основные характеристические линии: G (sp^2 -гибридизации) и D (sp^3 -гибридизации). При разложении спектров получены дополнительные полосы «беспорядка» D2, D3, D4.

Наименее «совершенный» спектр зарегистрирован от антрацита *VII-VIII стадии углефикации*. Характерными особенностями спектра являются его форма в области второго порядка в виде бугра с плоской вершиной на $\sim 2900\text{ см}^{-1}$ и большая ширина полосы D ($FWMH_{D1} > 100\text{ см}^{-1}$). Полоса G с центром на 1600 см^{-1} относительно узкая (50 см^{-1}) и по пиковой интенсивности превышает полосу D. Разложение спектра выявило присутствие интенсивной полосы D3 на $\sim 1460\text{ см}^{-1}$, обусловленной высоким содержанием аморфной фазы. Подобный спектр соответствует аморфному углероду.

По литературным данным, ширина полосы D и соотношение интенсивностей полос G и D являются показателями структурного порядка для неупорядоченного углерода. В метаморфических породах с повышением температуры до $\sim 400^\circ\text{C}$ полоса D в спектрах ОВ резко сужается, а затем с формированием структуры графита ее ширина и волновое число почти не изменяются [4 и др.]. Для суж-

дения о степени кристалличности графита используют I_{D1}/I_G и $FWMH_G$, значения которых уменьшаются с повышением степени метаморфизма. При этом интенсивность полос «беспорядка» снижается до их полного исчезновения.

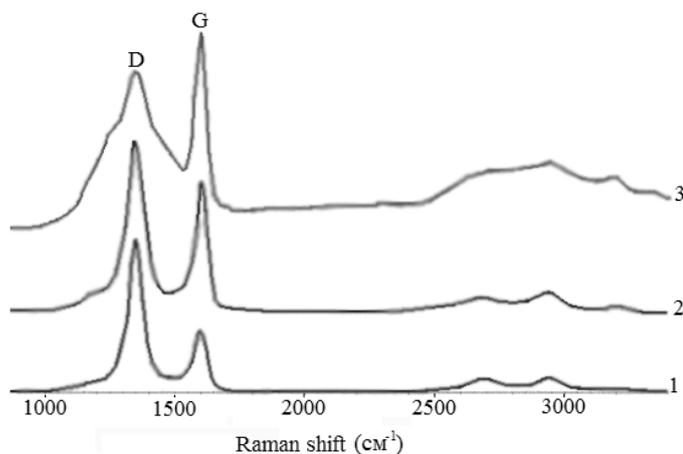


Рис. 1. Рамановские спектры метаантрацита (1) и антрацитов IX (2) и VII–VIII (3) стадий углефикации.

На спектре *антрацита IX стадии углефикации* полоса D менее широкая ($FWMH_{D1}$ 83–88 cm^{-1}), но доминирует по ширине и интенсивности. Полоса D3 значительно снижена. Появление слабых полос в области рассеяния второго порядка свидетельствует о зарождении трехмерной структуры. Однако полоса на ~ 2680 cm^{-1} (2D), отвечающая за взаимодействие между слоями, уступает по интенсивности полосе «дефектов» с центром на ~ 2900 cm^{-1} . В изученных образцах антрацитов отчетливо прослеживается структура исходного угля.

Метаантрациты обладают однородной или пористой структурой. В области рассеяния первого порядка полоса D1 еще более сужена (до 67 cm^{-1}) и резко превышает по интенсивности графитовую полосу: $(I_{D1}/I_G)_H > 2$. В области рассеяния второго порядка отмечаются слабые, равные по интенсивности полосы.

Метаантрациты Таймырского и Тунгусского бассейнов демонстрируют более совершенную форму спектра (рис. 2). Полоса D1 сужена до 54–60 cm^{-1} , дополнительная полоса «дефектов» D2 (~ 1620 cm^{-1}) проявляется в виде малоинтенсивного плеча графитовой полосы. Пик 2D отчетливо более интенсивный, чем пик на ~ 2900 cm^{-1} . По спектроскопическим данным угольное вещество метаантрацитов представлено турбостратным углеродом.

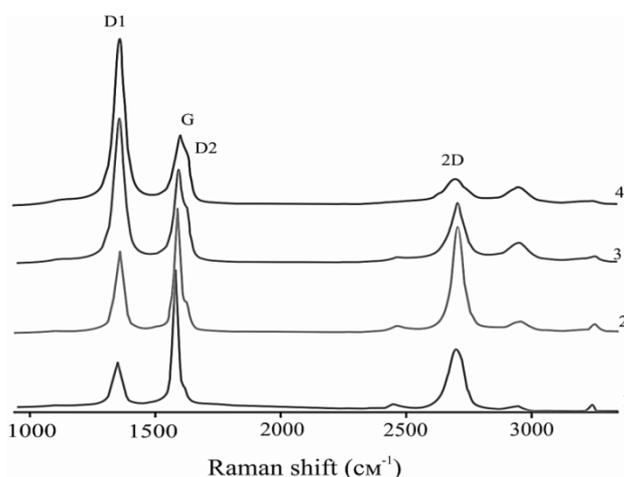


Рис. 2. Рамановские спектры графита (1, 2) и метаантрацита (3, 4).

В образцах метаантрацитов среди основной массы с реликтами микроструктур исходного угля наблюдается развитие агрегатов тонких (~ 2 μm) углеродных частиц. Подобные частицы слагают основную массу руды в месторождениях скрытокристаллического графита, образовавшихся в контактах мощных трапповых интрузий. По спектральным данным угольные графиты имеют разупорядо-

ченную кристаллическую структуру с малыми размерами графеновых плоскостей. Полосы G (1590 см⁻¹) и D1 узкие: — соответственно 27–29 см⁻¹ и 37–39 см⁻¹; (D1/G)_н колеблется от 0,9 до 1,2. Судя по отсутствию дублетов полосы 2D и наличию в спектрах слабых полос D3 и D4, присутствие которых связывают с наличием межслоевых дефектов, финальная стадия процесса графитизации в структуре угольного графита не была достигнута.

Морфология выделений, размер зерен и степень кристалличности миграционного графита, заполняющего различные пустоты в массе угольного графита, значительно варьируют, что отражается в большом разбросе спектральных характеристик: (D1/G)_н=0,28–0,90, FWMH_G=21–28 см⁻¹, (D2/G)_н=0,06–0,22. Полосы D3 и D4 отсутствуют или очень слабые.

Автор искренне признателен В. И. Вялову и Г. М. Волковой (ВСЕГЕИ) за образцы, предоставленные для изучения, а также В. А. Колодею (Институт геологии КарНЦ РАН) за помощь в проведении аналитических исследований.

Литература

1. Угольная база России. Том 4. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Тунгусский и Таймырский бассейны, месторождения Забайкалья). М.: Геоинформцентр, 2001. 493 с.
2. Угольная база России. Том 5. Книга вторая. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. (Республика Саха, Северо-Восток, о. Сахалин, п-ов Камчатка). М.: ЗАО «Геоинформ-марк», 1999. 638 с.
3. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width / Y. Kouketsu [et al.] // Island Arc. 2014. № 23. P. 33–50.

Бискэ Наталия Сергеевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск.

Типы цеолитизации продуктивной толщи Ягоднинского месторождения, Южная Камчатка

© И. А. Бойкова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия. E-mail: bira06@yandex.ru

В работе изучены типы цеолитизации продуктивной толщи Ягоднинского месторождения, Южная Камчатка. В результате по морфологическим признакам цеолитовых минералов установлены три характерных типа цеолитизации туфовой толщи.

Ключевые слова: Ягоднинское месторождение; витрокластические туфы; клиноптиллолит; морденит; монтмориллонит.

Types of zeolitization productive strata Yagodninsky deposit, South Kamchatka

I. A. Boykova

Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. E-mail: bira06@yandex.ru

The paper explored the types of zeolitization productive strata Yagodninsky deposit, South Kamchatka. As a result, the morphological features of zeolite minerals were identified three characteristic types of a zeolitization of tuff thickness.

Keywords: Yagodninsky deposit ; vitroklastichesky tuff; clinoptilolite; mordenite; montmorillonite.

Камчатский цеолитоносный район относится к основным прогнозным ресурсам цеолитового сырья связанного с орогенными позднемиоценовыми-четвертичными формациями мезо-кайнозойских складчатых областей Тихоокеанского подвижного пояса.

Ягоднинское месторождение цеолитового сырья и активных минеральных добавок приурочено к струзивно-субвулканическому комплексу кислого состава верхнемиоцен-плиоценового возраста отметки 1081 (рис. 1) [5].

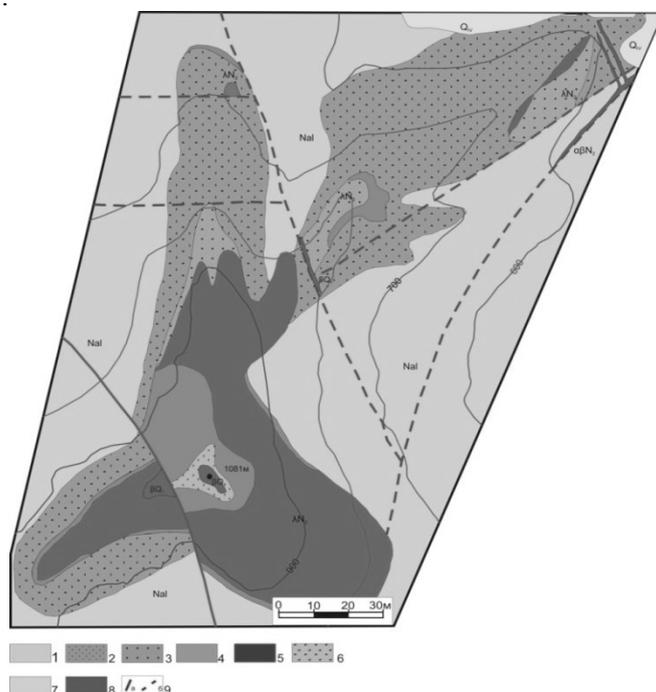


Рис. 1 . Схематическая геологическая карта района Ягоднинского месторождения цеолитового туфа (по Маханько А.В. 1998 г).

1 – дациты; 2 — цеолитизированные туфы; 3 — перлиты сферолитовый; 4 — перлиты массивный; 5 – риолиты; 6 – туффиты; 7 — делювиальные отложения; 8 – базальт даек; 9 – тектонические нарушения: а) установленные, б) предполагаемые.

В структурном плане месторождение относится к так называемой Карымчинской антиклинальной структуре, которая входит в систему Южно-Камчатского антиклинория.

Наибольший интерес для изучения цеолитоносности месторождения представляют витрокластические туфы и вулканическое стекло (перлиты) кислого состава.

Воздействие гидротермальных растворов привело к замещению кислых стекловатых компонентов туфов цеолитами в ассоциации с гидрослюдисто-сметитовым агрегатом, кристобалит-калишпатовыми образованиями и монтмориллонитизацией. Последняя в большей степени появляется на заключительной стадии процесса и накладывается как на ранее образованные метасоматиты, так и на исходные вулканы. Такая стадийность метасоматического преобразования пород позволила ряду исследователей выделить собственно цеолитовый и монтмориллонитовый этапы метасоматоза [2].

Изучение цеолитизированных вулкаников показало, что хотя цеолитизации подвержены все разновидности туфов и перлита, интенсивность процесса зависит от литологических и структурно-текстурных особенностей обломочно-цементирующей массы. На основании определения количественного содержания цеолитового компонента было выявлено, что цеолитовая минерализация накладывается практически на все разновидности кислых вулкаников, резко уменьшаясь в перекрывающих лавах риолитов и почти не захватывают дациты подстилающего горизонта.

Витрокластические туфы являются основными цеолитсодержащими породами продуктивного горизонта. На основании петрографического и оптического анализа пород и слагающих их минералов выделены следующие разновидности: разнообломочные витрокластические, литовитрокластические, пемзокластические и пепловые туфы. По составу обломков это в основном туфы содержащие вулканическое стекло, но в витрокристаллических и литовитрокристаллокластических туфах до 30 % обломков занимают мелкие пирокласты калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита. В обломках хорошо заметны реликты пемзовидной структуры первичного стекла, а в массивном стекле — перлитовой отдельности, которая подчеркивает развитие цеолитов и монтмориллонита по порам и трещинам соответственно. Цемент представляет собой мелкие обломки стекла полностью замещенные клиноптилолитом и слоистыми силикатами — монтмориллонитом и гидрослюдой. Процесс монтмориллонитизации начинается с образования волосовидных и паутинообразных агрегатов соломенно-желтого цвета, развивающегося по флюидальности, перлитовой отдельности стекловатых частиц или с резорбции гиалокластиков по трещинкам и периферийным зонам [3].

Основную массу цеолитовых руд составляет клиноптилолит, сопутствующими отмечаются по степени убывания: морденит, гейландит, монтмориллонит, кварц, полевые шпаты, кристобалит, слюды, аморфная фаза (табл.). Высокое содержание морденита приурочено к близ лежащим разрывным нарушениям, вероятно являющимися каналами гидротермальных вод [1].

Таблица

Минеральный состав продуктивной толщи

Минералы	Содержание, объем %					
	Ягд1/12-1	Ягд1/12-5	Ягд1/12-3	Ягд23/11-1	Ягд12/11	Средняя проба
Клиноптилолит	50	70	80	77	72	70
Морденит	15	10	10	10	12	11
Монтмориллонит	10	8	11	5	5	8
Кристобалит	4	3	2	2	2	3
КПШ	5	3	1	4	3	3
Плагиоклаз	5	3	1	1	2	3
Биотит	2	2	1	1	1	2

По морфологическим признакам цеолитовых минералов можно выделить три типа цеолитизации:

Первый тип. В метасоматитах замещение начинается с перлитовых трещинок отдельности, с развития буровато-зеленых, бурых, ленточных, местами каплевидных выделений смешанного иллит-сметитового состава и тонких волосовидных образований монтмориллонита. Цвет интерференции высокие, погасание секториально-крестовидное. В тонких срезах виден ясный плеохроизм в зеленовато-желтых тонах. Морденит, располагается между выделенными иллит-сметитов, образует аксиолитовые агрегаты, часто растущий навстречу друг другу от стенок перлитовых трещин. Аксиолиты сложены тонкими, плотно сросшимися игольчатыми кристаллами, слабо анизотропными, с низкими

цветами интерференции иногда бурыми за счет окислов железа. Такие аксиолитовые или радиально-лучистые образования морденита характерны для образований минеральных агрегатов первой, ранней генерации. В мелких порах и пустотках совместно с морденитом образуется в виде удлиненно-призматических кристаллов клиноптилолит [4].

Второй тип характеризуется широким развитием мелко- и тонкозернистого агрегата клиноптилолита в виде цементирующей массы в ассоциации с монтмориллонитом и гидрослюдой. Зерна клиноптилолита бесцветные с очень низким двупреломлением 0,002, иногда почти изотропные.

Третий тип цеолитизации выражается в том, что крупно-зернистые агрегаты клиноптилолита или гейландита развиваются внутри пор и во внутренней части обломков.

Литература

1. Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 344 с.
2. Коробов А. Д., Ульзутуев Н. М. Морденитовые цеолиты месторождения Мухор-Гала (происхождение, состав и последующие изменения). — М.: ВИНТИ, 1987. № 84. 108 с.
3. Наседкин В. В., Наседкина В.Х. Генетические и морфологические типы клиноптилолит-морденитовой минерализации вулканических областей // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 122–134.
4. Сравнительная характеристика минерального состава цеолитовых пород горы Ягодной и продуктов современного минералообразования долины р. Банной п-ова Камчатка / В. В. Наседкин [и др.] // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 70–85.
5. Rychagov S. N., Voikova I. A., Sandimirova E. I. Yagodninskaya-Bannaya Hydrothermal-Magmatic System: A Geological-Geochemical Model and Importance for Socio-Economic Development of Russia's Kamchatka Krai.

Бойкова Ирина Анатольевна, младший научный сотрудник Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский.

Сравнительный анализ амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза сейсмических станций Прибайкалья, расположенных в различных сейсмоклиматических зонах

© *Е. В. Брызжак, В. И. Джурик, С. П. Серебренников, А. Ю. Ескин*
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: bryzhak@crust.irk.ru

Построены амплитудно-частотные характеристики верхней части разреза сейсмических станций Прибайкалья, которые расположены в районах сплошного и островного распространения мерзлых грунтов, а также в районах, где вечномёрзлые грунты отсутствуют. Показано влияние на АЧХ сезонных факторов, которое может сказываться на частотах выше 5 Гц.

Ключевые слова: сейсмические станции; амплитудно-частотные характеристики; сейсмоклиматические зоны; оттаивание; промерзание; Прибайкалье.

Comparative analysis of the amplitude-frequency characteristics of the upper part of the section of seismic stations in the Baikal region located in different seismic-climatic zones

E. V. Bryzhak, V. I. Dzhurik, S. P. Serebrennikov, A. Yu. Eskin
Institute of the Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: bryzhak@crust.irk.ru

The amplitude-frequency characteristics of the upper part of the section of the seismic stations of the Baikal region, which are located in the areas of continuous and island propagation of frozen soils, as well as in regions where permafrost soils are absent, are constructed. The influence of seasonal factors on the frequency response is shown, which can affect frequencies above 5 Hz.

Keywords: seismic stations; amplitude-frequency characteristics; seismic-climatic zones; thawing; freezing; Baikal region.

Учет влияния строения самой верхней части разреза до монолитных скальных пород на частотный и амплитудный состав записей землетрясений при их обработке приводит к необходимости введения различных поправок.

В работе исходным материалом послужили акселерограммы и велосиграмы землетрясений, которые были зарегистрированы сетью сейсмических станций Байкальского филиала геофизической службы СО РАН. В качестве основного способа определения частотных характеристик грунтов под сейсмической станцией был выбран способ спектральных отношений H/V [1]. Эпицентральное расстояние и сила землетрясения не оказывают значительного влияния на частотные характеристики, полученные этим способом [2]. Частотная характеристика на каждой сейсмостанции была получена с помощью вычисления отношений спектров горизонтальной компоненты акселерограмм, зарегистрированных на данной сейсмостанции, к вертикальной. Для горизонтальной компоненты был рассчитан средний спектр ускорений, зарегистрированных компонентами N–S и E–W.

В ходе построения амплитудно-частотных характеристик была обнаружена явная зависимость их от сезонных факторов (оттаивание–промерзание) на некоторых сейсмических станциях. Таким образом, выявление влияния сезонных факторов на частотные характеристики верхней зоны разреза для различных сейсмоклиматических зон представляется важной и актуальной задачей.

При решении этой задачи для построения амплитудно-частотных характеристик были использованы акселерограммы землетрясений, зарегистрированные в сезоны оттаивания (июль–сентябрь) и промерзания (декабрь–март). В результате для каждой сейсмической станции были получены средние частотные характеристики, т.к. при разных землетрясениях они имели в некоторых случаях значительный разброс как по уровню, так и по форме. Результаты для некоторых станций приведены на рисунке (рис. 1).

На рисунке видно, что амплитудно-частотным характеристикам на разных сейсмостанциях свойственны разные уровни и формы. Наиболее выражены по уровню амплитудно-частотные характеристики тех сейсмических станций, которые располагаются на относительно мощной рыхлой толще грунтов (например, станция «Иркутск»). Для сейсмостанций, располагающихся на вечномёрзлых грунтах, уровень амплитудно-частотных характеристик практически постоянен во всем диапазоне частот до 20 Гц (например, станции «Тупик», «Орлик»). Видно, что на сейсмостанциях «Талая», «Чита», «Хапчеранга» влияние сезонных факторов можно считать существенным. Промежуточное положение занимают сейсмостанции «Уоян», «Бодайбо» и «Монды».

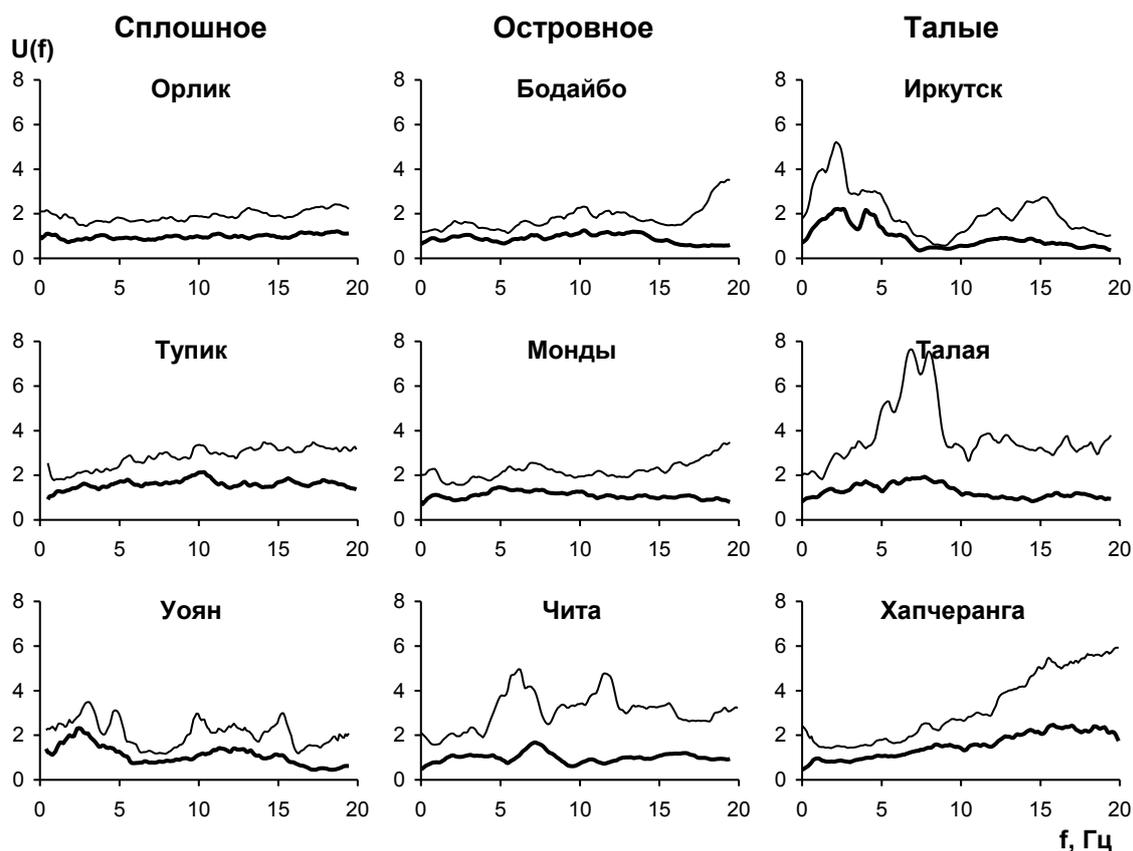


Рис 1. Амплитудно-частотные характеристики верхней части разреза для сейсмических станций Прибайкалья, расположенных в различных сейсмоклиматических зонах (сплошное и островное распространение мерзлых грунтов, талые грунты). Толстая линия — сезон промерзания, тонкая линия — сезон оттаивания.

Таким образом, сезонные факторы (оттаивание — промерзание) могут оказывать влияние на амплитудно-частотную характеристику верхней части разреза под сейсмостанциями на частотах, превышающих 5 Гц.

Литература

1. Nakamura Y. On the H/V spectrum // Proceedings of the 14 World Conference on Earthquake Engineering (Beijing, China, October 12–17, 2008). P. 10.
2. Yamazaki F., Ansary M. A. Stability of H/V spectrum ratio of earthquake ground motion // Transactions of the 14th International Conference on Structural Mechanics in Reactor Technology (SMiRT), Lyon, France. August 17–22, 1997. P. 37–44.

Брыжак Евгений Вадимович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, Иркутск.

Эоловый морфолитогенез и природно-климатические реконструкции позднего неоплейстоцена и голоцена бассейна реки Селенга

© *Р. Ц. Будаев*¹, *В. Л. Коломиец*^{1,2}

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: budrin@ginst.ru

² Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ, Россия

Ретроспективный анализ эоловых процессов в Юго-Западном Забайкалье показал, что активизация дефляции в середине прошлого столетия была связана с наложением климатических факторов аридизации (засушливость, сильные ветра в весенний период) на антропогенные (нерациональная хозяйственность, перевыпас скота и др.). В настоящее время активность эоловых процессов существенно снизилась, сохранились лишь небольшие «очаги» движущихся оголенных песков. По данным радиоуглеродного датирования погребенных почв установлены временные интервалы климатических вариаций аридизации и увлажненности. Отмечено, что от начала голоцена до современности наблюдается сокращение интервалов смены теплых и влажных этапов от 2400-2500 до 450-500 лет.

Ключевые слова: Бассейн реки Селенги; Юго-Западное Забайкалье; эоловые процессы; климатические изменения; погребенные почвы; радиоуглеродное датирование; голоцен.

Aeolian morpholithogenesis and natural climatic reconstructions in the Selenga River Basin during the Late Neopleistocene and Holocene

*R. Ts. Budaev*¹, *V. L. Kolomiets*^{1,2}

¹ Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: budrin@ginst.ru

² Buryat State University, Ulan-Ude, Russia.

Retrospective analysis of Eolian processes in South-West Transbaikalia showed that intensified deflation in the middle of the last century with the imposition of climate aridization (aridity, strong winds in the spring) at anthropogenic (unsustainable domesticity, overgrazing, etc.). Currently active Eolian processes decreased significantly, only small «pockets» of moving exposed sands. According to radiocarbon dating of buried soil set time intervals of climatic variations aridization and moisture. Noted that from the beginning of the Holocene until today there has been a reduction of intervals change of warm and humid phases from 2400-2500 until 450-500 years.

Keywords: The basin of the Selenga river; South-Western Transbaikalia; Eolian processes; climatic changes; buried soils; radiocarbon Dating; Holocene.

Актуальность исследований субэолярных образований в Западном Забайкалье в бассейне реки Селенги связана с проблемой глобального потепления климата, возникшей в конце прошлого столетия. Наблюдающиеся климатические изменения сопровождаются сокращением площади многолетнего ледового покрова Арктики, уменьшением мощности горно-долинных ледников Азии, деградацией «вечной» мерзлоты. По данным исследователей, со второй половины прошлого столетия во Внутренней Азии наблюдалось уменьшение осадков в теплый период года, а дальнейшее повышение температуры воздуха может увеличить вероятность засух. Еще первые исследователи Забайкалья обращали внимание на широкое распространение эоловых песков в речных долинах и на низкогорных междуречьях [1]. В середине прошлого столетия произошла резкая активизация дефляционных процессов, связанная с массовой распашкой земель, перевыпасом скота и пожарами. По данным [2, 3], в этот период в Западном Забайкалье были распространены несколько сотен тысяч га подвижных и слабо заросших песков, а также пашен и пастбищ, подверженных дефляции.

Исследования, проведенные в последние годы показали, что за истекшие полвека ситуация кардинально изменилась. Установлено, что в настоящее время интенсивность дефляционных процессов резко снизилась, площади распространения не закрепленной растительностью движущихся песков существенно сократились и имеют лишь «очаговый» характер. На исследованной площади нами были выделены три типа эоловых песков: древние кучевые пески, закрепленные древесно-кустарниковой растительностью, современные эоловые, так называемые, покровные пески, слабо закрепленные травяно-кустарниковой растительностью и относительно небольшие по площади очаги оголенных движущихся песков.

В низовье Селенги, в Усть-Селенгинской впадине, сложенной рыхлыми озерно-речными осадками, широкое развитие получили эоловые отложения. Древние кучевые пески распространены на левобережье реки, в районе 40-метровой истоминской террасы (урочище Ельник) и на правобережье

Селенги, у подножья Морского хребта (урочище Кучугуры). Покровные эоловые пески развиты на левобережье на второй надпойменной террасе высотой 8-10 м, а на правобережье реки охватывают весь комплекс озерно-речных террас.

В Западном Забайкалье эоловыми процессами преобразованы, в той или иной степени, надпойменные террасы всего бассейна Селенги. В Нижне-Удинской впадине древние кучевые и современные эоловые покровные пески распространены на левобережье Уды, а лессовидные отложения наметены на наветренные северо-западные склоны и низкогорные водоразделы хр. Мухар-Тала и Цаган-Дабан. Южнее, в засушливой лесостепной зоне, где годовая сумма осадков не превышает 200-250 мм, существуют весьма благоприятные условия для дефляции. В середине прошлого столетия произошло наложение этих природных факторов на антропогенные, что вызвало дефляцию и деградацию земель, формирование массивов оголенных движущихся песков. Таким образом, главными факторами современной дефляции земель являются климатическая и антропогенная. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что основным источником материала для формирования эоловых песков являются речные и озерно-речные отложения.

Для прогноза развития эоловых процессов в ближайшем будущем необходимо знать предшествующую историю, которая запечатлена в субаэральных отложениях. В периоды климатических изменений при повышении увлажненности формировались почвы, а при усилении аридизации происходило погребение почвенного покрова эоловыми образованиями. Субаэральные отложения в Западном Забайкалье имеют мощности от долей метра до 10-14 м и, в зависимости от геоморфологической ситуации, количество погребенных почв варьирует от 1 до 10-15. Для региона характерна широтная и высотная зональность ландшафтов, что приводит к многообразию почв и их мозаичности.

По данным радиоуглеродного датирования погребенных почв Усть-Селенгинской и Нижне-Удинской впадин, установлены временные интервалы климатических потеплений и увлажненности: 780-930, 1300-1400, 1600-1700, 2100-2400, 2700-2800, 4300-4400, 5000-5200, 6200-6500, 7100-7600, 9600-10200 л.н. В субатлантическое время установлено до пяти смен этапов увлажненности стадиями аридизации климата. В период от 10 000 до 2 500 лет назад смена относительно теплых и влажных климатических интервалов совершалась через 2400-2500 лет. В последующем наблюдалось сокращение длительности интервалов от 1300-1400 до 450-500 лет. Для прогноза аридизации и опустынивания в регионе в течение ближайших сотен лет необходимо знать глобальные тренды увлажненности, зависящие от роста гор, проявлений вулканизма и других факторов.

Литература

1. Обручев В. А. Сыпучие пески Селенгинской Даурии и необходимость их скорейшего изучения // Труды Троицкосавского отделения РГО, 1912. Т. 15, вып. 3.
2. Иванов А. Д. Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1966. 232 с.
3. Базаров Д.-Д. Б., Иванов А. Д. Сыпучие пески Бурят-Монгольской АССР и меры борьбы с ними. Улан-Удэ: Бурят-Монгольское книжное изд-во, 1957. 86 с.

Будаев Ринчин Цыбикжапович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Минерагения гранулированного кварца Мало-Чипикетской кварценосной зоны Патомского района (Прибайкальская провинция)

© *Н. Г. Быдтаева, Л. Х. Галияхметова, Р. А. Киселева*
ЦНИИгеолнеруд, г. Казань, Россия. E-mail: root@geolnerud.net

Выявлены кольцевые и купольно-кольцевые структуры разного ранга, являющиеся рудоконтролирующими структурами локализации кварцевых жил Патомского кварценосного района. Метаморфизм терригенно-осадочного комплекса обусловил формирование жил гранулированного кварца.

Ключевые слова: кварцевое сырье; минерагения; гранулированный кварц; Прибайкалье; Патомский кварценосный район.

Minerageny of granulated quartz of the Malo-Chipetsketsk quartz zone of the Patom area (Pribaikalskaya province)

N. G. Bydtaeva, L. Kh. Galiakhmetova, R. A. Kiseleva
FGUP «CNIIGeolnerud», Kazan, Russia. E-mail: root@geolnerud.net

Ring and dome-ring structures of different rank are identified, which are ore-controlling structures for the localization of quartz veins of the Patom quartz region. The metamorphism of the terrigenous-sedimentary complex caused the formation of veins of granulated quartz.

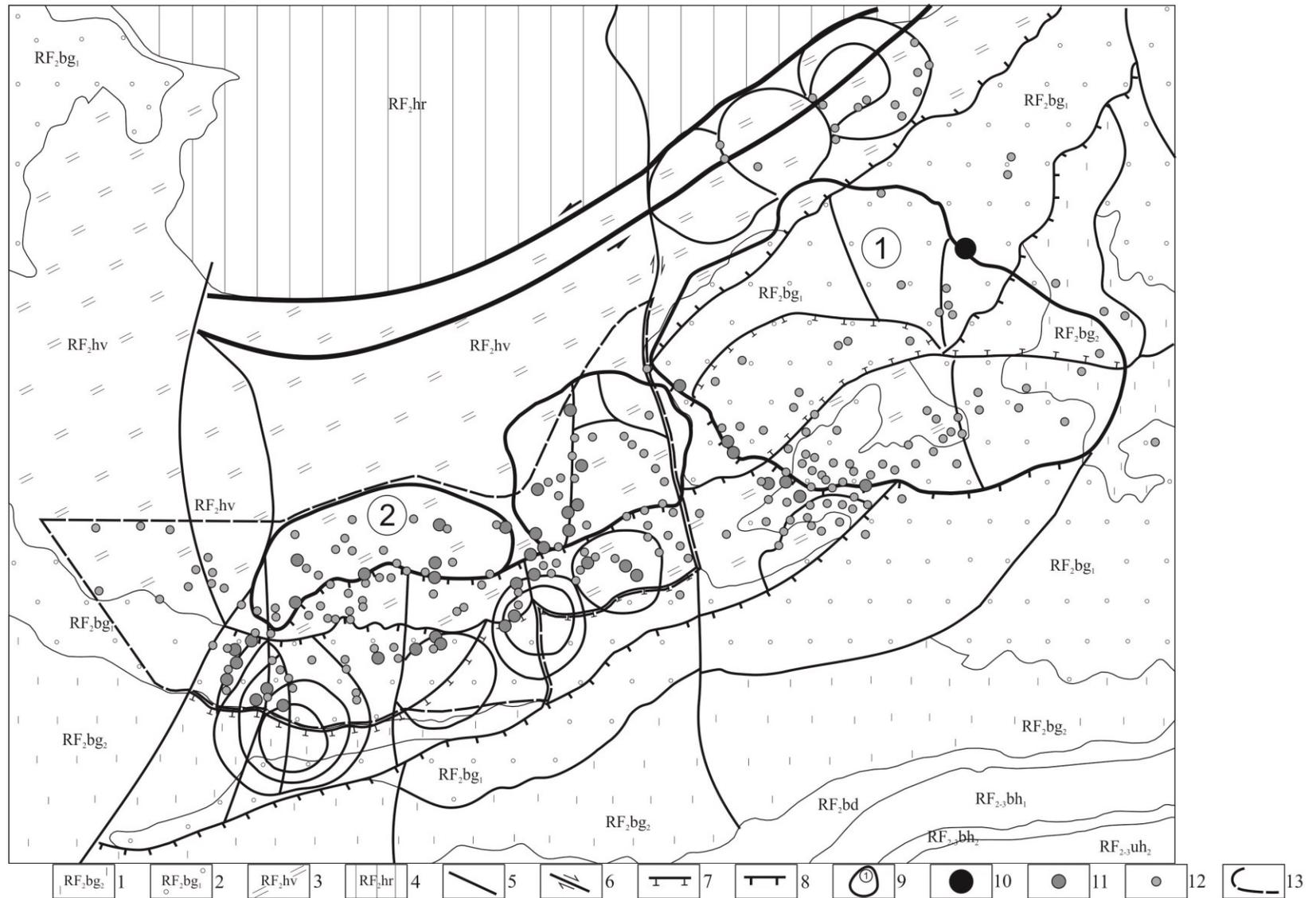
Keywords: quartz raw materials; minerageny; granulated quartz; the Baikal region; the Patom quartz region.

Патомский кварценосный район находится в северной части Прибайкальской провинции, к северо-востоку от верховьев р. Б. Патом. Дугообразная зона поднятий (Чуйское, Тонодское и Нечерское) обрамляет район с севера и востока, а в центре складчатой области размещены внутренние синклинии — Мамский и Бодайбинский.

Структурная позиция и геологическое строение Патомского кварценосного района обусловлены, прежде всего, тектоническими и геодинамическими обстановками: формированием пассивной континентальной окраины с шельфовыми терригенно-осадочными отложениями и последующей палеозойской коллизией — столкновением Сибирского континента и Баргузинского микроконтинента [2], что привело к всплыванию гранито-гнейсовых куполов, валов, метаморфизму терригенно-осадочных [5].

На геологических картах района отражены преимущественно линейные структуры, а купольные — широко проявленные в Патомском нагорье [2], отсутствуют. Для выявления этих структур был проведен морфоструктурный анализ по известной методике [1]. На основе топографической карты масштаба 1:50 000 в шовной зоне выявлены кольцевые и купольно-кольцевые структуры разного ранга. Эти структуры не выходят на поверхность (невскрытые купола, по Летникову [3]). Купольно-кольцевые морфоструктуры с поднятой или опущенной внутренней частью ограничиваются приподнятым, с максимальными отметками геоморфологическим валом, наиболее крупные (до 10-13 км), как правило, деформированы надвиговыми чешуями.

Самая крупная Мало-Чипикетская куполовидная структура с диаметром 15 км состоит из нескольких тектонических блоков (рис. 1). Центр ее опущен и представляет собой пологую синформу. Положительными структурами являются только дуговые блоки, образованные разломами, ограничивающими купол. К его северо-восточному ограничению приурочено Мало-Чипикетское месторождение гранулированного кварца повышенной прозрачности (Ксп до 87%), с низким содержанием минеральных примесей. В северо-западной части зоны выделена купольная морфоструктура в виде дугового эллипса. Северное ее крыло погружено, а южное четко выражено в рельефе и ограничено надвигом.



1 - бугарихтинская свита, верхняя подсвита; 2 - бугарихтинская свита, нижняя подсвита; 3 - хайвергинская свита; 4 - хорлухтахская свита; 5 - крутозалегающие сдвиги левой кинематики; 6 - секущие сдвиги правой кинематики; 7 - сбросы; 8 - надвиги; 9 - купольно-кольцевые структуры: 1) Мало-Чипикетская, 2) Верхне-Хайвергинская; 10 - месторождение Жила 2821 Мало-Чипикетская площадь; 11 - кварцпроявления с оцененными ПР кварцевого сырья по кат. P₂; 12 - кварцпроявления; 13 - Хайвергинское кварценозное поле.

Рис. 1. Структурно-минерагеническая схема Мало-Чипикетской кварценозной зоны

Выделена также серия кольцевых изометричных низкопорядковых структур, не выведенных на поверхность и только местами по ограничениям — экспонированных. Жиловмещающий комплекс представлен в основном породами бугарихтинского, меньшую часть составляют породы хайвергинского комплексов. Терригенно-осадочные породы испытали динамометаморфические преобразования зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фации с образованием кварцитов, гнейсов, кварцито-сланцев, углеродсодержащих сланцев [4].

В пределах района выделены многочисленные кварцевые жилы, рудоконтролирующими структурами которых являются кольцевые и дуговые разломы, локальные вихревые надвиги.

На основании выявленных рудоконтролирующих факторов, качественных показателей кварцевого сырья и масштабов минерализации в качестве наиболее перспективного выделено Хайвергинское кварцево-рудное поле, большая часть жил которого, с высокими качественными характеристиками, локализуется в южном обрамлении Хайвергинского купола, ограничения которого представлены протяженным надвигом (см. рис.).

В купольных структурах второй генерации кварцевые жилы локализуются преимущественно в их северном обрамлении, отличаются незначительными масштабами и пониженным коэффициентом светопропускания.

В результате эволюции геологических событий были заложены:

– линеаменты СВ простирания, которые, по-видимому, соответствуют обновленным древним глубинным разломам;

– разломы меридионального, северо-западного направлений, более высокого порядка, соответствующие секущей (северо-западной) системе сдвигов;

– кольцевые (и куполовидные) структуры: крупные (>10 км), по-видимому, связаны с более древним тектоническим планом. Мелкие (3–5 км) безградиентные находятся на глубине и только местами экспонируются. Купольные структуры вместе с покровами поднимались в момент тектонической релаксации, деформируя и дробя породы кровли. Метаморфизм терригенно-осадочных пород в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фации привел к освобождению значительного количества воды и выносу кремнезема которые, мигрируя по ослабленным зонам, отлагались в зонах надвигов и сонадвиговых структурах.

Таким образом, основные перспективы Прибайкальской кварценозной провинции связаны с Патомским кварценосным районом, обладающим значительной ресурсной базой гранулированного кварца. Полученные кварцевые концентраты пригодны для получения высококачественного кварцевого стекла для использования в микроэлектронике.

Работа выполнена в рамках Гос.контракта в период 2015–2017 гг. ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» в содружестве с ОАО «Кыштымский ГОК».

Литература

1. Волчанская И. К. Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 159 с.
2. Корольков А. Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. 251 с.
3. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
4. Малышев А. Г. Особенности формирования кварцевых жил в Патомском нагорье // ДАН. 1987. Т. 292. № 2. С. 430–432.
5. Синцов А. В. Этапы деформаций Мамско-Бодайбинской складчатой зоны // Тектоника Неогей: общие и региональные аспекты: мат. совещания. М.: Геос, 2001. Т. 2. С. 195–199.

Быдтаева Нина Григорьевна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник «ЦНИИгеолнеруд», г. Казань.

Минералы амазонитовых гранитов Тургинского массива (Восточное Забайкалье)

© Д. А. Варламов¹, О. В. Удоратина², А. А. Цыганков³

¹ Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, Россия. E-mail: dima@iem.ac.ru

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН им. Н. П. Юшкина, г. Сыктывкар, Россия.

E-mail: udoratina@geo.komisc.ru

³ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: tsygan@ginst.ru

Описана акцессорная и рудная минерализация литий-фтористых амазонитовых гранитов Тургинского массива (Восточное Забайкалье), представленная Ta-Nb (Sn) — колумбитом, фергусонитом, (ильмено)рутилом; минералами редких земель — флюоцеритом, фтор- и фтор-фосфокарбонатами, Y-REE флюоритом; касситеритом.

Ключевые слова: амазонитовые граниты; минералы редких металлов и редких земель; Восточное Забайкалье.

Minerals from amazonite granites of Turgin massif (Eastern Transbaikalia)

D. A. Varlamov¹, O. V. Udoratina², A. A. Tsygankov³

¹ Institute of experimental mineralogy, RAS, Chernogolovka, Russia. E-mail: dima@iem.ac.ru

² Institute of geology Komi SC named Yushkin N. P., Ural branch RAS, Syktyvkar, Russia.

E-mail: udoratina@geo.komisc.ru

³ Geological institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: tsygan@ginst.ru

The article describes accessory and ore mineralization of lithium-fluoric amazonite granites of the Turgin Massif (Eastern Transbaikalia), represented by Ta-Nb (Sn) minerals — columbite, fergusonite, (ilmene) rutile; REE minerals — fluocerite, fluorine and fluorine-phosphate carbonates, Y-REE fluorite; cassiterite.

Keywords: Amazonite granites; minerals of rare metals and REE; Eastern Transbaikalia.

В статье рассмотрены результаты изучения литий-фтористых амазонитовых гранитов сложно-построенного Тургинского массива. Тургинский массив расположен в Восточном Забайкалье в Газимуро-Аргунской структурно-формационной зоне. Массив слагают породы двух комплексов: **шахтаминского** (монцодиорит-гранодиорит-гранитового) и **кукульбейского** (гранит-лейкогранитового), присутствуют амазонитовые граниты, рассматриваемые как самые поздние производные дифференциации гранитных магм.

Предшественниками [1–4] отмечается промышленная безрудность амазонитовых гранитов Тургинского массива, но это сравнительно с продуктивной минерализацией, характерной для амазонитовых гранитов Орловского и Этыкинского массивов, развитых в этой же зоне. Тем не менее, поздние дифференциаты кукульбейского комплекса изученные нами развитые в пределах Тургинского массива также несут рудную минерализацию, хотя и в существенно меньших масштабах.

Нами проводились микрозондовые исследования порообразующих и акцессорных минералов в ИЭМ РАН, г. Черноголовка (электронные сканирующие микроскопы Tescan VEGA TS 5130MM и CamScan MV2300 с EDS и WDS спектрометрами Oxford Instruments). Исследовались образцы коллекции, ранее собранной при участии авторов в ходе исследований этого региона (2002–2008 гг.) в рамках научной школы Г. П. Зарайского.

Изученные амазонитовые граниты Тургинского массива (дайка, г. Каменистая, «Джидоканский выход») представлены мелко-тонкозернистыми, массивными породами серовато-белого цвета с голубоватым оттенком — амазонитовыми гранитами. Под микроскопом наблюдаются гранитовые микро-структуры и развитие альбитизации (пластинчатого и шахматного альбита). Темноцветные минералы (1–5 об.%) представлены слюдами (как правило, фторсодержащими) — Li-Fe мусковитом, циннвальдитом и Fe-полилитионитом (как правило, также с небольшими содержаниями марганца), также изредка встречаются агрегаты ярозита и плюмбоярозита в стеклоподобных Al-Si агрегатах. По петрохимии амазонитовые граниты щелочные высококальциевые породы: (в мас.%) SiO₂ 73, (Na₂O+K₂O) 10, ASI 0.87, низкотитанистые (0.01), низкомагнезиальные (0.1). Содержание P3Э невысокое, при ровных «плечах» наблюдается глубокий европиевый минимум. На мультиэлементных диаграммах наблюдается преобладание крупноионных элементов над высокозарядными, с резкими минимумами Ti, P. Нами установлено, что амазонитовые граниты Тургинского массива (кукульбейский комплекс) формировались 152 млн лет назад (U-Pb, SIMS), протолит амазонитовых гранитов молодой (T_{DM2} 0.79–0.53 млрд лет.) и мантийный ($\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ +4.6 – +9.2) по происхождению [5].

В породе наряду с минералами гранитной матрицы (Kfs+Ab+Q) развиты различные слюды от мусковита (Li-F-Fe содержащего) до циннвальдита и полилитонита. Встречаются розетки ярозита и плумбоярозита (рис. 1, а), формирующиеся, вероятно, при разложении галенита, образующегося в свою очередь при выделении свинца из амазонита.

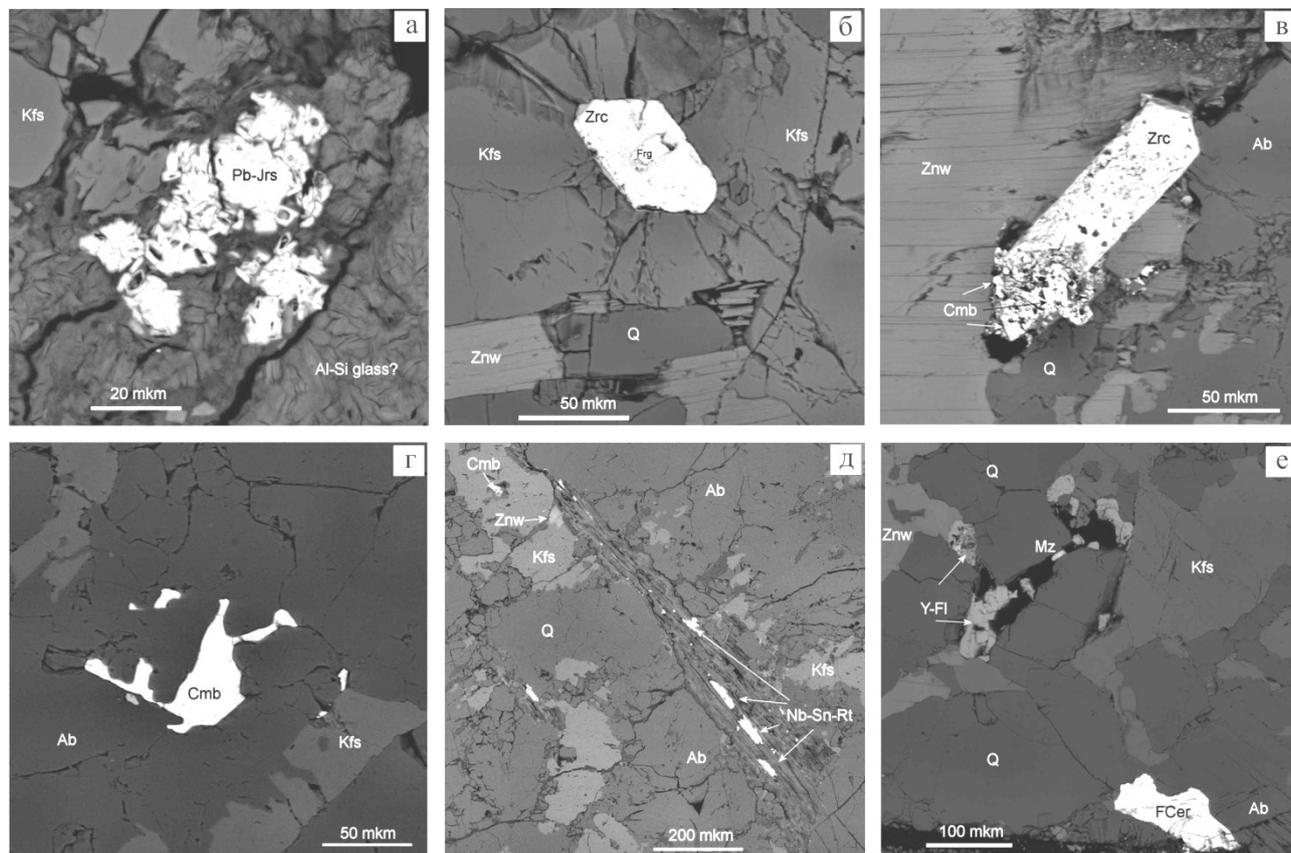


Рис. 1. Акцессорные минералы гранитоидов: а) плумбоярозит в стеклоподобной Al-Si фазе; б) фергусонит в цирконе; в) сросток зонального Th-циркона с розеткой колумбита; г) танталоколумбит; д) высокониобиевые оловосодержащие рутилы; е) фтор-REE фазы — флюоцерит *Fcer*, Y-REE содержащий флюорит.

Акцессорные минералы достаточно разнообразны. Наиболее распространен циркон, представленный идиоморфными, хорошо ограниченными, зачастую зональными кристаллами до 500 мкм, при этом внутренние зоны обычно характеризуются сильно гидратированным или метамиктным состоянием. Иногда циркон содержит включения торита, фосфатов тория, монацита и ксенотима, фторкарбонатов редких земель, апатита. В сростках с цирконом — фергусонит (редко, рис.1, б), колумбиты (рис.1, в). Химически циркон (малоизмененные зоны) характеризуется постоянными значительными примесями гафния (от 1–1.5 % HfO₂ до 6.5) и урана (1.5–2.5 % UO₃ до 5.5), в меньшей степени тория (зачастую Th нет, редко до 1.9 % ThO₂).

Наибольший интерес представляют минералы ниобия и тантала, а также олова, последние представлены редким мелким (до 20 мк) беспримесным касситеритом, а также примесью олова в рутилах (до 1.3 % SnO₂). Ta-Nb минерализация представлена достаточно часто встречающимся колумбитом с размерами выделений до 100 мкм (рис.1, г). Как правило, это колумбит с участием Mn-компоненты (в среднем Fe:Mn≈5). Содержания тантала варьируют от 1.5 % до 6–9 % Ta₂O₅, иногда в краевых зонах или пластинках достигая 21 % Ta₂O₅. Другим концентратором ниобия служит фергусонит (рис. 1 б), обычно с примесью Nd+Gd+Dy — до 24 % TR₂O₃ и до 9 % ThO₂+UO₃). Однако, частота его встречаемости намного меньше, чем колумбита. Также достаточно большая доля ниобия сосредоточена в рутилах, часто встречающихся в форме иголок до 100-120 мкм в слюдяных агрегатах между чешуйками слюды (рис.1, д). Содержания ниобия в них достигают 10–12 % Nb₂O₅, тантал, как правило, ниже порога обнаружения EDS, олово встречается спорадически и достигает 1.2–1.3 % SnO₂. Ввиду постоянно присутствия примеси железа до 3–5 % FeO возможно это переходные разности к ильменорутилу.

Достаточно большое количество фаз представлено минералами редких земель, как правило, в

форме соединений с фтором и фосфором. Встречено небольшое количество монацита (зачастую с очень высокими содержаниями тория до 15 % и урана и вплоть до появления радиогенного (?) свинца), ксенотима (с примесями Dy и Gd), однако, основную роль играют флюоцерит-(Ce) (в некоторых случаях с преобладанием неодима) (рис.1, е), REE-фторкарбонаты (бастнезит и др.), бес- или малофтористые REE-карбонаты, REE-фосфокарбонаты и фосфаты (обычно ториевые). Большинство этих фаз, увы, плохо поддаются диагностике из-за малых размеров, агрегации в форме смесей и метамиктизации из-за большого количества тория и урана. Вероятно, значительная доля иттрия и легких REE сосредоточена во флюорите, большинство выделений которого (рис.1, е) содержит до 3–5 % Y_2O_3 и 1.5–3 % легких TR_2O_3 .

Среди прочих рудных минералов следует отметить торит и комплексные фосфаты тория, единичные зерна уранинита и галенита, небольшое количество апатита, редкие розетки натролита.

Исследования проводятся в рамках проекта РФФИ № 17-05-00275

1. Абушкевич В. С., Сырицо Л. Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилейского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб.: Наука, 2007. 148 с.

2. Зарайский Г. П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом // Смирновский сборник–2004. М.: Фонд им. ак. В.И. Смирнова, 2004. С. 105–192.

3. Иванова А. А., Сырицо Л. Ф. Геохимические особенности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования: тезисы докл. всеросс. конф., посвященной 85-летию ИГЕМ РАН (Москва, 25–27 ноября 2015). М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 53–55.

4. Козлов В. Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльных комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 676–689.

5. Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов шахтаминского и кукульбейского комплексов (Восточное Забайкалье): новые данные / О. В. Удоратина [и др.] // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании: тезисы докл. III межд. геол. конф. (Екатеринбург, 28–31 августа). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 304–306. ISBN 978-5-7691-2482-2

Удоратина Оксана Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геологии Коми НЦ УрО РАН им. Н. П. Юшкина, г. Сыктывкар.

Параметрическая модель образования и эволюции мантийно-корового мигранта

© *В. И. Васильев, Е. В. Васильева, Н. С. Жатнуев, Г. Д. Санжиев*
 Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: geovladi@yandex.ru

Разработана платформа для параметрического моделирования образования и эволюции мантийно-корового мигранта — программный продукт Vladi Overpressure 4.0. Учтены три варианта формы глубинной камеры, три варианта формы мигранта и пять уравнений расчёта скорости подъёма.

Ключевые слова: мантийно-коровый мигрант; избыточное давление; параметрическое моделирование.

The parametric model of the origin and evolution of the mantle-crust migrant

Vasiliev V. I., Vasilieva E. V., Zhatnuev N. S., Sanzhiev G. D.
 Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: geovladi@yandex.ru

The platform for parametric modeling of the formation and evolution of the mantle-crust migrant has been created as software Vladi Overpressure 4.0. Three variants of the depth camera shape, three variants of the migrant shape and five equations for the rate of ascent calculation have been considered.

Keywords: mantle-crust migrant; overpressure; parametric modeling.

Развитие до уровня теории гипотезы подъёма из мантии мигрантов — полостей, заполненных флюидом и/или расплавом с пониженной плотностью [6, 7], требует расчётов зависимостей между параметрами изучаемого процесса. Эта задача решается численным параметрическим моделированием — созданием компьютерной модели [3] с возможностью изменения входных параметров и получения результатов, сходных с наблюдаемыми в природе.

Концептуальная модель. На глубине H под горизонтальным барьером с прочностью S за счёт привноса глубинного вещества формируется камера с пониженной плотностью D относительно плотности вмещающей среды R . В процессе формирования мощность камеры L_c растёт. Разность плотностей ($R - D$) приводит к тому, что по достижению камерой критической мощности L_{cr} избыточное давление в камере сравнивается с прочностью вышележащего барьера; в последнем происходит гидроразрыв, и вещество камеры заполняет образовавшуюся вертикальную полость. Образование мигранта контролируется следующим условием:

$$\int_0^{H+L_c} gR(H+L_c)d(H+L_c) - \int_0^H gRHdH - \int_H^{H+L_c} gDL_c dL_c \geq S, \quad (1)$$

где g — ускорение свободного падения. В выражении (1) первые два члена в левой части — это литостатические давления внешней среды в подошве камеры и на прочностном барьере соответственно; третий член — гидростатическое давление в подошве камеры. Вся левая часть представляет собой избыточное давление вещества в камере. После образования мигранта высоты L существует три варианта развития событий в зависимости от объёма камеры:

1) объёма камеры достаточно для формирования мигранта с глубины H до поверхности ($L \approx H$) — происходит излияние вещества мигранта на дневную поверхность (примером могут служить базальтовые траппы);

2) объём камеры формирует мигрант, высота которого значительно превышает глубину залегания прочностного барьера ($L > H$), — происходит выброс (эксплозия) вещества мигранта (пример — кимберлитовые «трубки взрыва»);

3) высота сформированного мигранта значительно меньше глубины залегания прочностного барьера ($L < H$) — начинается движение мигранта вверх по Н.С. Жатнуеву [7].

Остановимся на третьем случае. Очевидно, что движение мигранта вверх возможно только при выполнении условия (1), иначе мигрант останавливается и накапливается под очередным прочностным барьером аналогично исходной камере. Приведём ряд теоретических и полуэмпирических формул для расчёта скорости движения мигранта (v — скорость, F — сила сопротивления среды, C_f — коэффициент формы мигранта, ρ_{cp} — плотность среды, $\rho_{миг}$ — плотность мигранта, $\Delta\rho$ — разность плотностей среды и мигранта, V — объём мигранта, S — площадь поверхности мигранта, d — эффективный диаметр мигранта, m — масса мигранта, μ — динамическая вязкость среды, η — пластическая вязкость среды, σ — текучесть среды). Первую аналитическую закономерность вывел И. Ньютон как

закон сопротивления среды движению тела [10]:

$$v = \sqrt{\frac{2F}{C_f \rho_{cp}}}, \quad (2)$$

Мы можем использовать это уравнение, так как произведение силы сопротивления среды и площади поперечного сечения мигранта в нашем случае даёт прочность среды, которая по условию (1) не больше избыточного давления мигранта. П. фон Риттингер [15] развил механистические идеи Ньютона:

$$v = \sqrt{\frac{2V(\rho_{cp} - \rho_{миг})g}{C_f S \rho_{cp}}}, \quad (3)$$

Уравнение Дж. Г. Стокса [17] явилось одним из первых аналитических описаний процесса с учётом вязкости среды:

$$v = \frac{8}{9} g \left(\frac{d}{2} \right)^2 \frac{\rho_{cp} - \rho_{миг}}{\mu}, \quad (4)$$

П.В. Лященко и Д.Н. Аллен более детально описывают движение мигранта [9, 13]:

$$v = 0.294 \frac{d^{1.14} (\rho_{cp} - \rho_{миг})^{0.715}}{\mu^{0.43} \rho_{cp}^{0.286}}, \quad d = \sqrt{\frac{6m}{\pi \rho_{миг}}}, \quad (5)$$

Наконец, Ф. Дж. Спера приводит следующее уравнение скорости [16]:

$$v = \frac{2 \Delta \rho g}{9 \eta} \left(\frac{d}{2} - \frac{15\sigma}{4\Delta \rho g} \right)^2, \quad (6)$$

Реализация модели выполнена на языке C++ в виде платформы моделирования — программного продукта *Vladi Overpressure 4.0* (32-битное приложение для Microsoft Windows), позволяющее задавать входные параметры, функции и ограничения и получать на выходе численные и визуальные (2D) результаты. Модель *Vladi Overpressure 4.0* формируется в несколько этапов. Сначала устанавливается глубина исходного прочностного барьера H , под которым накапливается вещество глубинной камеры. Затем последовательно задаются вертикальные профили плотности R , прочности S , температуры T , динамической вязкости W и предела текучести среды F и, наконец, плотности мигранта D . Профили задаются от поверхности до глубины H с шагом 1 км либо вручную, либо загрузкой текстовых файлов. Следом выбирается форма камеры из трёх вариантов: полулинза, полуэллипсоид вращения или прямоугольный параллелепипед. Для контроля формы камеры задаётся коэффициент экструзии K_e , представляющий собой отношение мощности камеры либо к радиусу полулинзы (L_c/R_c), либо к горизонтальной полуоси эллипсоида (L_c/a), либо к полуширине параллелепипеда ($2L_c/b$) (рис. 1).

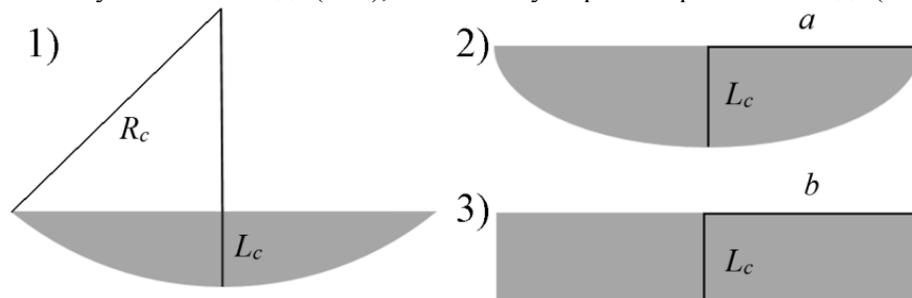


Рис. 1. Три варианта формы глубинной камеры, предусмотренные во *Vladi Overpressure 4.0*. Показаны проекции форм на вертикальную плоскость. В плане: 1), 2) — окружности, 3) — квадрат.

Далее задаётся скорость поступления глубинного вещества в единицах массы в момент времени и производится расчёт роста объёма камеры до критической мощности L_{cr} . Процесс визуализирован; изображения могут быть сохранены в формате векторной графики. По достижении критической мощности формируется мигрант одной из трёх возможных форм: вертикальный цилиндр заданного радиуса основания, эллиптическая полулинза заданной толщины с малой осью эллипса, равной размеру камеры в плане, или вертикальная прямоугольная призма заданной толщины. Затем начинается моделирование подъёма мигранта согласно одному из уравнений (2–6). Процесс также визуализиро-

ван с возможностью сохранения изображений. В табл. 1 приведены расчётные скорости подъёма мигранта полуэллиптической-линзовидной формы с исходной высотой 50 км от глубины 600 км при следующих параметрах: профиль плотности внешней среды — по В. Ю. Бурмину [2], температуры — по Р. Дж. Уилли [11], прочности среды — по С. Н. Иванову [8], вязкости — по В. В. Гордиенко [5], предела текучести — по Т. Г. Фараджеву [12], плотности мигранта — по Э. Отани и Д. Жао [14].

Таблица

Расчётные скорости подъёма мигранта по уравнениям (2–6).

Уравнение скорости	Ньютона (2)	Риттингера (3)	Стокса (4)	Лященко-Аллена (5)	Спера (6)
v исходная, м/сут	1413.81666577	97.54047242	0.00000092	0.00964363	0.00000370
v максимальная, м/сут	5158.63499497	502.33838192	0.13937712	2.17102233	0.55750848

Очевидно, что выбор уравнения для моделирования в каждом конкретном случае будет своим. Например, согласно оценке [1] для Большого трещинного Толбачинского извержения, время подъёма порции флюида с глубины ~30 км составило около 9 суток, что по порядку соответствует значениям, получаемым по уравнению Ньютона (2). Тектонофизические эксперименты с желатином и воздушно-этаноловой смесью [4], проведённые авторами ранее, показали скорости, близкие к расчётным значениям по уравнениям (3–6).

Работа выполнена в рамках бюджетной темы IX.136.1.2. Исследование факторов, определяющих закономерности развития сейсмического процесса и сейсмическую опасность Прибайкалья.

Литература

1. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 638 с.
2. Бурмин В. Ю. Распределение плотности и упругих параметров в Земле // Физика Земли. 2006. №7. С. 76–88.
3. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции / В. И. Васильев [и др.] // Геоинформатика. 2009. № 3. С. 15–30.
4. Тектонофизическое исследование динамики флюидозаполненных полостей в твердой пластичной среде / Васильева Е. В. [и др.] // тезисы докл. III Всерос. конф. (Москва, 8–12 октября 2012). М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 1. С. 265–268.
5. Гордиенко В. В. О вязкости вещества тектоносферы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2017. № 1. С. 45–57.
6. Жатнуев Н. С. Динамика глубинных магм // ДАН. 2010. Т. 430. № 6. С. 787–791.
7. Жатнуев Н. С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 380–384.
8. Иванов С. Н. О реологических моделях земной коры. Екатеринбург, 1998. 40 с.
9. Лященко П. В. Гравитационные методы обогащения. М.: Гостоптехиздат, 1940. 359 с.
10. Ньютон И. Математические начала натуральной философии. М.: Наука, 1989. 688 с.
11. Уилли Р. Петрогенезис и физика Земли // Эволюция изв. пород. М.: Мир, 1983. С. 468–503.
12. Фараджев Т. Г., Фаталиев М. Д. Горные породы Азербайджана и пути их эффективного разрушения. Баку: Азернешр, 1965. 137 с.
13. Allen D. N., Southwell R. V. Relaxation methods applied to determine the motion, in two dimensions, of a viscous fluid past a fixed cylinder // The Quarterly Journal of Mechanics and Applied Mathematics. 1955. V. 8. P. 129–145.
14. Ohtani E., Zhao D. The role of water in the deep upper mantle and transition zone // Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50. № 12. P. 1073–1078.
15. Rittinger P. R. Lehrbuch der Aufbereitungskunde. Berlin: Verlag von Ernst&Korn, 1867. 596 p.
16. Spera F. J. Carbon dioxide in petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 217–232.
17. Stokes G. G. Mathematical and physical papers. Cambridge: University Press, 1880. V. 1. 328 p.

Васильев Владимир Игоревич, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Расчёт стока верховья ручья Зун-Тигня в комплексной модели системы «рудничные воды — природные воды» на месторождении Бом-Горхон

© *Е. В. Васильева, В. И. Васильев, О. К. Смирнова*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: geojenny@mail.ru

Рассмотрена методика геометрического и физического этапов комплексного компьютерного моделирования стока техногенных вод в природную среду. Методика применена в расчёте месячного стока вод вольфрамового месторождения Бом-Горхон. Учтён масс-баланс отстойников.

Ключевые слова: техногенные воды; речной сток; отстойники; Зун-Тигня; компьютерное моделирование.

Calculation of the flow of the river Zun-Tignya upper reaches in the complex model of a system «mine water — nature water» on Bom-Gorkhon deposit

E. V. Vasilieva, V. I. Vasiliev, O. K. Smirnova

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: geojenny@mail.ru

The method of the geometrical and physical stages of the complex computer simulation of the flow of technogenic water in the natural environment has been considered. The method is applied to the calculation of monthly water flow of Bom-Gorkhon tungsten deposit. The mass balance of the sumps has been taken into account.

Keywords: technogenic water; river flow; sumps; Zun-Tignya; complex computer simulation.

Бом-Горхонское вольфрамовое месторождение гюбнерит-сульфидно-кварцевого минерального типа грейзеновой формации расположено в юго-западной части Забайкальского края, в 10 км к северо-востоку от села Новопавловка. Добыча и обогащение руд ведётся с 1980-х годов до настоящего времени. В результате переработки руды по флотационно-гравитационной технологической схеме получают товарные вольфрамитовый и сульфидный концентраты. Массивы отходов обогащения размещаются вниз по течению ручья Зун-Тигня. Они дренируются водами обогатительной фабрики и атмосферными осадками [5].

На геометрическом и физическом этапах комплексного компьютерного моделирования [1] стока атмосферных и поверхностных вод через техногенную обстановку необходимо:

1. Определить и оптимально расположить подсистемы (резервуары) модели.
 2. Определить сценарий переноса вещества резервуаров между собой и внешней средой.
 3. Определить температуры и давления в резервуарах, их изменения в моделируемый период.
 4. Рассчитать баланс массопереноса между резервуарами в зависимости от климатических условий.
- Предусмотреть влияние отстойников на масс-баланс.

Рассмотрим возможный метод решения этих и некоторых сопутствующих задач.

Предлагаем следующий сценарий массопереноса (рис. 1).

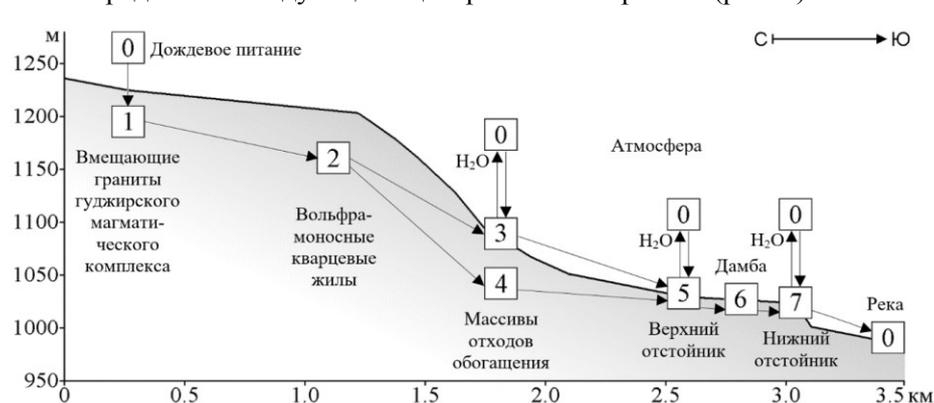


Рис. 1. Схема сценария массопереноса в модели.

1–7 — физико-химические резервуары моделируемой системы, 0 — внешняя среда. Стрелки показывают направления переноса группы подвижных фаз или H_2O (указано).

Для расчёта отсутствующего значения стока р. Зун-Тигня необходимо привлечение косвенных гидрометрических [4, 9] и картографических данных, которые можно использовать двумя способами. Первый — пропорция между параметрами известного гидрографа соседнего ручья Тарбагатай (бассейн/сток=63.8 км²/1793491 м³) и неизвестного — р. Зун-Тигня (52.7 км²):

$$Q_{ЗТ} = F_{ЗТ} \times Q_T / F_T = 52.7 \times 1793491 / 63.8 = 1481458 \text{ м}^3 \quad (1)$$

где $Q_{ЗТ}$, Q_T — годовые стоки ручьёв Зун-Тигня и Тарбагатай, $F_{ЗТ}$, F_T — площади бассейнов ручьёв

Зун-Тигня и Тарбагатай соответственно. Второй способ опирается на статистический анализ многолетнего распределения стоков рек и их коэффициенты вариации с экстраполяцией на неизученные гидрографы. К сожалению, известные методики расчёта неизученного годового стока применимы только для рек с площадями водосбора более 500 км². Наиболее подходящей для р. Зун-Тигня мы считаем методику расчёта годового стока неизученных рек бассейна оз. Байкал, предложенную Е.Ж. Гармаевым [3], которая, несмотря на ограничения (площадь водосбора более 500 км², учёт только гидрометрических наблюдений без климатических факторов), наиболее приемлема в силу географического положения и учёта водного режима исследуемого района. Для рек со средней абсолютной высотой водосбора до 1700 м (максимальная высота в бассейне р. Зун-Тигня — 1299.1 м, минимальная ~735 м) по данной методике:

$$q = q_0 - 60 \ln(A/1000) + 0.3 \cdot (h - 1300) \quad (2)$$

где q — модуль стока; q_0 — картографируемый параметр (норма модуля максимального стока, приведённого к площади 1000 км² и средней высоте водосбора 1300 м); A — площадь водосбора; h — средняя высота водосбора. Согласно расчётам по этой методике годовой сток р. Зун-Тигня составляет 1360923 м³. Поскольку результаты расчёта обоими способами (1, 2) формально равноправны (второй способ хотя и более обоснован, но не предназначен для малых рек), для использования в модели примем за значение годового стока р. Зун-Тигня их среднее арифметическое ~1421190 м³. Из анализа топографической карты бассейна р. Зун-Тигня следует, что в верховьях ручья (выше отстойников) формируется ~6.7% её водостока, т.е. около 95219.75 м³. Такой объём и будем считать за годовой сток воды в моделируемой системе. В зимнее время ручей перемерзает полностью, весь годовой сток приходится на месяцы с апреля по октябрь. Внутригодовое распределение стока представлено в табл. 1.

Таблица 1

Внутригодовое распределение стока верховьев р. Зун-Тигня за месяцы тёплого периода года, %

Месяц	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
По К. К. Вотинцеву [2]	5.15	15.77	15.45	18.24	17.81	17.06	10.52
По В. И. Коннову [6]	8.97	19.41	10.84	11.26	22.66	18.27	8.60
р. Тарбагатай [9]	6.76	20.99	13.62	11.6	24.72	15.04	7.27
Среднее, %	6.96	18.72	13.30	13.70	21.73	16.79	8.80
Среднее, м ³	6627.01	17827.70	12667.06	13044.75	20690.53	15986.82	8375.89

Модельные резервуары 5–7 представляют собой отстойники с дамбой между ними, которые согласно методике геометрического этапа [1] аппроксимированы до фигур, представленных на схеме (рис. 2). Для соблюдения подобия фактическим данным верхний отстойник разделён на две призмы с основаниями в виде прямоугольных трапеций $AEDF$ (I) с глубиной 3 м и $EBCF$ (II) с глубиной 1.5 м. Третья призма (III) с основаниями в виде равнобедренных трапеций $DCLK$ высотой H представляет дамбу мощностью 3 м, дренируемую раствором. Нижний отстойник (IV) аппроксимирован до призмы глубиной 2 м с основаниями в виде прямоугольных треугольников KLM .

Размеры сторон в метрах: $AD=25$; $BC=55$; $AB=85.44$; $DC=80$; $EF=40$; $KL=60$; $LM=25$; $KM=65$; $DK=CL=18.03$. Площади поверхностей (S , м²) и объёмы (V , м³) фигур: $S_I=1600$; $S_{II}=1900$; $S_{I+II}=3500$; $S_{IV}=750$; $V_I=4800$; $V_{II}=2850$; $V_{I+II}=7650$; $V_{III}=3150$; $V_{IV}=1500$. В отстойниках происходит испарение воды, которое рассчитывается по формуле А. Н. Постникова [8]:

$$E = 4(21.3t_{II} + 27)(0.026t_{II} + 0.62), t_{II} = \sum_{i=1}^N \frac{t_i}{12} \quad (3)$$

где E — среднее многолетнее испарение, мм; t_{II} — температурная характеристика тёплого периода года для территорий, высота которых не превышает 1500 м; N — количество тёплых месяцев в году;

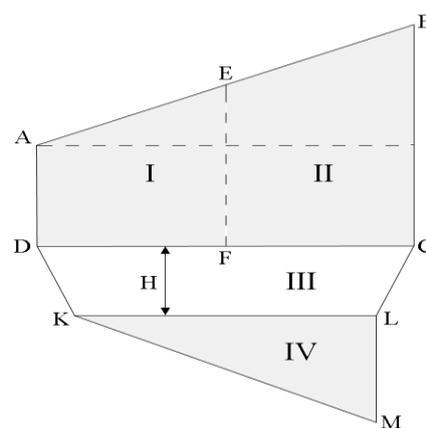


Рис. 2. Схема модельных отстойников (план, пояснения в тексте).

t_i — средняя многолетняя температура воды за i -й тёплый месяц (табл. 2). Расчётное испарение с поверхности воды модельных отстойников показано в табл. 3. Заметим, что в отстойниках при испарении теряется до 47.414% объёма раствора.

Расчётный сток верховья р. Зун-Тигня с учётом отстойников представлен в табл. 4.

Таблица 2

Средняя многолетняя температура воды за месяцы тёплого периода года (°C) и расчётные t_{II} , E (мм)

Месяц	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	t_{II}	E , мм
По К. К. Вотинцеву [2]	0.47	6.42	17.08	20.51	17.88	13.86	2.49	6.56	527.16
По данным сайта НАСА [10]	0.27	8.50	15.60	17.80	14.70	6.20	0.36	5.29	422.91
Среднее	0.37	7.46	16.34	19.16	16.29	10.03	1.43	5.92	474.14

Таблица 3

Внутригодовое распределение испарения за месяцы тёплого периода года

Месяц	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Сумма
E , % [7]	2.92	15.53	24.27	20.39	19.42	13.59	3.88	100.00
E , мм	13.81	73.65	115.08	96.67	92.07	64.45	18.41	474.14
E_I , м ³	48.33	257.79	402.79	338.34	322.23	225.56	64.45	1659.49
E_{II} , м ³	10.36	55.24	86.31	72.50	69.05	48.33	13.81	355.61
E_{I+II} , м ³	58.69	313.03	489.10	410.85	391.28	273.90	78.26	2015.10

Таблица 4

Расчётный сток верховья р. Зун-Тигня с учётом отстойников, м³

Месяц	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Тёплый период
→ Резервуар №5	6627.01	17827.70	12667.06	13044.75	20690.53	15986.82	8375.89	97234.85
↑ Испарение	48.33	257.79	402.79	338.34	322.23	225.56	64.45	1659.49
→ Резервуар №7	6578.68	17569.91	12264.27	12706.41	20368.30	15761.26	8311.44	95575.36
↑ Испарение	10.36	55.24	86.31	72.50	69.05	48.33	13.81	355.6
→ Река	6568.32	17514.67	12177.96	12633.91	20299.25	15712.93	8297.63	95219.76

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №16-05-01041).

Литература

1. Васильев В. И. Объектно-ориентированный подход в компьютерном моделировании геологических явлений и процессов // Вестник ИргСХА. 2013. Вып. 57. Ч. 1. С. 79–86.
2. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал / Вотинцев К. К. [и др.] М.: Наука, 1965. 495 с.
3. Гармаев Е. Ж. Методика расчёта максимального стока гидрологически неизученных рек бассейна озера Байкал // Вестник МГУ. 2008. № 6. С. 25–29.
4. Государственный водный реестр РФ [Электронный ресурс] // URL: <http://www.textual.ru/gvr/> (Дата обращения: 30.04.2018).
5. Прогноз геоэкологических последствий разработки месторождения вольфрама Бом-Горхон / Ерёмин О. В. [и др.] // Химия в интересах устойчивого развития. 2014. № 22. С. 125–131.
6. Коннов В. И. Методология оценки экологического состояния малых рек и их защиты от влияния горного производства (на примере Восточного Забайкалья): автореф. докт. дисс. М.: МГУ, 2008. 38 с.
7. Методика расчёта водохозяйственных балансов водных объектов / Приказ Министерства природных ресурсов РФ № 314 от 30 ноября 2007 г «Об утверждении Методики расчёта водохозяйственных балансов водных объектов» // Бюллетень нормативных актов федеральных органов исполнительной власти, 2008. № 16.
8. Постников А. Н. Приближенный метод оценки испарения с озёр и водохранилищ // Учёные записки РГГМУ. 2010. № 13. С. 21–29.
9. Ресурсы поверхностных вод СССР. Бассейн оз. Байкал. Л.: ГМИ, 1973. Т. 16. Вып. 3. 400 с.
10. Atmospheric Science Data Center [Электронный ресурс] // URL: <https://eosweb.larc.nasa.gov/> (Дата обращения 30.04.2018).

Васильева Евгения Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Микровключения в пиритах золоторудных месторождений Восточного Забайкалья

© *А. С. Вах*^{1,2}, *Н. А. Горячев*^{3,4}, *Д. Г. Федосеев*¹, *А. А. Карабцов*¹, *Е. А. Вах*²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия. E-mail: vakh@fegi.ru

² Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, Россия. E-mail: vakh.as@dvfu.ru

³ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шилов ДВО РАН, г. Магадан, Россия. E-mail: goryachev@neisri.ru

⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: goryachev@neisri.ru

Приведены новые данные о составе сингенетических рудных микровключений в золотоносных пиритах из прожилково-вкрапленных и жильных руд гранитогенных месторождений Au-Bi типа, расположенных в восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса. Установлено широкое развитие в них висмутсодержащих минеральных соединений переменного состава (висмутин-анкинитовая, матильдит-галенитовая и лиллианитовая серии, теллуриды и сульфотеллуридами Bi), находящихся в тесной ассоциации с самородным золотом. Результаты проведенных исследований дают новое понимание генезиса золото-висмутовой минерализации в гидротермальном процессе и могут быть использованы в качестве дополнительного критерия оценки физико-химических условий рудообразования.

Ключевые слова: минералы; пирит; золотая минерализация; рудные включения; Восточное Забайкалье.

Mineral microinclusions in pyrite of gold deposits in Eastern Transbaikalia

A. S. Vakh^{1,2}, *N. A. Goryachev*^{3,4}, *A. A. Karabtsov*¹, *D. G. Fedoseev*¹, *E. A. Vakh*²

¹ Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, Russia. E-mail: vakh@fegi.ru

² Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia. E-mail: vakh.as@dvfu.ru

³ N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far Eastern Branch of the RAS, Magadan, Russia. E-mail: goryachev@neisri.ru

⁴ A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: goryachev@neisri.ru

The paper gives new knowledge about the composition of syngenetic mineral microinclusions found in the gold-bearing pyrite of vein-disseminated and vein ores of Au-Bi granitogenic deposits located in the eastern part of the Mongol-Okhotsk orogenic belt. It has been established that bismuth-containing mineral compounds with varying composition, such as bismuthine-alkinite and lillianite-galena series, as well as tellurides and Bi-(sulpho)tellurides, are wide spread in the ores closely associating with the native gold. The results of the study have allowed new understanding of genesis of gold-bismuth mineralization in a hydrothermal process and could be supplemental criteria when evaluating physical-chemical conditions of ore formation.

Keywords: minerals; pyrite; gold mineralization; ore inclusions; Eastern Transbaikalia.

С помощью рентгеноспектрального микроанализатора JXA-8100 (Jeol) детально изучен элементный состав рудных микровключений в пиритах из продуктивных ранних золотоносных парагенетических ассоциаций жильных и прожилково-вкрапленных руд месторождений Карийского (Дмитриевское), Александровско-Ключевского (рудные зоны Западная и Ивачиха Александровского месторождения) и Итака-Могочинского (зона участок Малевский Итакинского месторождения и участок Придолинный месторождения Наседкино) золотоносных районов Восточного Забайкалья, расположенных в северном обрамлении восточного фланга забайкальской части Монголо-Охотской шовной зоны. Изучались сингенетические пиритам сульфидные микровключения, представленные тонкораспыленными каплеобразными, овальными или округлыми рудными выделениями, с размером основной массы порядка 0.5–2 мкм, гораздо реже — до 10–20 мкм. В основной массе пирита микровключения распределены крайне неравномерно и бессистемно, образуя в отдельных участках зерен единичные скопления. Реже рудные микровыведения ориентированы в виде цепочек, которые приурочены к участкам границ минеральных фаз представленных пиритом и As-содержащим пиритом (Итакинское месторождение). В редких случаях отмечается широкое развитие ориентированных равномерно распределенных микровключений, представленных типичными эмульсиевидными выделениями сфалерита и халькопирита (Александровское месторождение).

Рудные микровключения в пиритах представляют собой структуры распада твердых растворов, которые по составу представлены однородными гомогенными нестехиометрическими минеральными соединениями.

В золотоносных вкрапленных кварц-турмалин-сульфидных рудах Дмитриевского месторождения в пиритах установлены микровключения (по степени распространенности): халькопирита, мине-

ральные соединения галенит-матильдитовой и (ряд Ag-Bi-содержащий галенит — ширмерит) и лиллианитовой гомологических серий (густавит-лиллианитовый ряд и хейровскиит-эскимоитовый ряд), минералы системы Pb-Bi-Cu-S (переменные соединения зальцбургит-фельберталитового ряда), висмутин (с содержаниями: Sb до 1.7 %; Cu — до 1.5 %, Se — 1 %), минералы Pb-Bi-S системы (козалит-хейроскиитовый ряд) и сульфотеллуриды (тетрадимит).

В золотоносных пиритах из березитизированных метасоматитов и кварц-карбонатных жил участка Западного Александровского месторождения микровключения представлены халькопиритом, сфалеритом, лиллианитовой гомологической серией (густавит-лиллианитовый ряд и хейровскиит-эскимоитовый ряд), минералами системы Cu-Bi-S (ходрушит-виттихенитовый ряд), Ag-содержащим галенитом (Ag до 3 %), висмутином (с содержаниями: Sb до 1.7 %; Cu — до 2.3 %, Pb — до 7.4 %), сульфотеллуридами висмута (тетрадимит и жозеит-B), минералами системы Pb-Bi-Cu-S (переменные соединения зальцбургит-фельберталитового ряда), ковеллином, самородным золотом (пробность 960-970 ‰) коллорадоитом и Hg-содержащим цумоитом (?).

Однотипный состав микровключений характерен и для золотоносных пиритов из турмалиновых эксплозивных брекчий участка Ивачиха Александровского месторождения. Установлены: халькопирит, минералы лиллианитовой гомологической серией (густавит-лиллианитовый ряд и хейровскиит-эскимоитовый ряд), минералы системы Cu-Bi-S (хорушит-виттихенитовый ряд), тетрадимит, минералы системы Pb-Bi-Cu-S (зальцбургит), ковеллин, самородное золото (пробность 960-970 ‰), коллорадоит, $Cu_2Hg_2S_3$.

В крупнозернистых агрегатах пирита из кварцевожилных и метасоматических образований месторождения Итака (участок Малеевский) выявлены микровключения арсенопирита, халькопирита, минеральные соединения галенит-матильдитовой (ряд Ag-Bi-содержащий галенит — шапбахит) и лиллианитовой (хейровскиит-эскимоитовый ряд) гомологических серий, тетрадимит, самородное золото (пробность 700-970 ‰), энаргит, бертьерит, колорадоит и висмутовый колорадоит.

Рудные включения из вкрапленных руд скарново-метасоматических образований месторождения Наседкино (участок Придолинный) представлены халькопиритом, минеральными соединениями лиллианитовой гомологической серией (густавит-лиллианитовый ряд), минералами системы Pb-Bi-S (козалит-лиллианитовый ряд), Ag-содержащим галенитом (до 2 % Ag), тетрадимитом.

Таким образом, в золотоносных пиритах из прожилковых и жильных руд рассматриваемых месторождений довольно широко развиты однотипные по составу включения, представленные висмут-содержащими минеральными соединениями переменного состава (висмутин-анкинитовая, матильдит-галенитовая и лиллианитовая серии, теллуриды и сульфотеллуридами Bi), что указывает на однотипную геохимическую специализацию (Au, Bi, Pb, Cu, Te) рудообразующего флюида в них, а также на тесную генетическую связь Au с Bi на ранних стадиях рудного процесса.

Набор сульфосолей, слагающих включения, имеет ярко выраженные специфические особенности. Они представлены однофазными гомогенными нестехиометричными минеральными соединениями, где основными компонентами являются халькофильные элементы с низкой температурой плавления (Pb, Bi, Ag, Te).

Сульфосоли, слагающие включения, занимают обособленное место в общей схеме рудного процесса. В рудах месторождений Александровское, Итакинское и Наседкино висмутовая минерализация практически полностью сосредоточена в виде микровключений в пиритах и не установлена в более поздних минеральных ассоциациях. Специфика сульфосолей в микровключениях определяется отсутствием в их составе в значительных количествах Sb, хотя в рассматриваемых месторождениях сурьмяная специализация проявлена весьма широко и определяется наличием в них в значительных количествах блеклой руды (как одного из основных минералов руд), висмутин (с аномально высокими концентрациями Sb, вплоть до хоробетсуита), а также минеральными соединениями системы Pb-Bi-Sb-S (Дмитриевское месторождение). Эта минералого-геохимическая особенность состава включений отражает общую тенденцию возрастной разобщенности между ранней Au-Bi и более поздней Sb минерализацией, проявленной на рассматриваемых золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья.

Детальное изучение сингенетических микровключений в основных сульфидных минералах (пиритах и арсенопиритах) золоторудных месторождений представляет собой новое перспективное направление в области изучения минералого-генетических особенностей формирования золоторудных месторождений, позволяющая выявить закономерности состава рудоносного флюида ранних стадий формирования золоторудной минерализации в орогенных месторождениях. Результаты проведенных исследований дают новое понимание генезиса золото-висмутовой минерализации в гидро-

термальном процессе и могут быть использованы в качестве дополнительного критерия оценки физико-химических условий рудообразования.

Исследования выполнены при частичной поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований (№ 16-05-00283, № 16-35-60098), а также гранта ДВО РАН № 18-2-001.

Вах Александр Станиславович, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Владивосток.

Особенности восточной краевой зоны Сибирской платформы

© Т. В. Володькова

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия.

E-mail: tat-volodkova@yandex.ru

Дана предварительная модель краевой зоны рифтов и разломов, в которой мантийные и астеносферные магмы двигаются по принципам гравитационной неустойчивости Рэлея-Тейлора. Геологические данные доказывают затухающий характер возникающей волны и ее постепенное углубление.

Ключевые слова: краевая зона рифтов и разломов; горячие точки; неустойчивость Рэлея-Тейлора; температуры плавления руд.

The features of the eastern marginal zone of the Siberian platform

T. V. Volodkova

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, RAS, Khabarovsk, Russia.

E-mail: tat-volodkova@yandex.ru

A preliminary model developed for the marginal rift and fault zone is presented, in which the mantle and asthenospheric magmas are moving in accordance with the Rayleigh-Taylor instability principles. The geological data prove the decay pattern of the generated wave and its gradual propagation down to a greater depth.

Keywords: marginal rift and fault zone; hotspots; Rayleigh-Taylor instability; ore melting temperature.

Краевая юго-восточная зона рифтов и расколов на Сибирской платформе (Алдано-Становой щит) возникла в раннем докембрии, вследствие ее взаимодействия со смежными структурами. Эта глубинная зона повышенной проницаемости подчеркивается цепочками зеленокаменных поясов (Удыхинский, Чумиканский, Утукачанский), а также протягивающимся на огромное расстояние Учуро-Майским диаклазом, залеченным позднерифейскими габбро-диабазами [2]. При становлении зоны большую роль играл корово-мантийный магматизм в складчатом обрамлении платформы. В южной части зоны Ю. Ф. Малышевым и др., (2002) по комплексу геофизических данных, как область максимального подъема мантии, выделялся предположительный Мая-Селемджинский плюм диаметром до 1000 км. По геофизическим данным, при движении в северо-восточном направлении в зоне рифтов и расколов резко опускаются обе границы: корово-мантийная (граница Мохо) и кровля астеносферы [1]. В этой зоне выделяется серия горячих точек диаметром 100-150 км (Зейская, Верхне-Зейская, Токко, Кондер, Ингили), расположенных на одной оси северо-восточного простирания; промежутки между центрами этих структур близки. Связь этих структур с горячими точками доказывается равенством их диаметров и промежутков между ними. Северная часть краевой зоны (с тем же шагом) упирается в Сетте-Дабанскую веерообразную зону разломов, образующих структуру «конского хвоста»: наличие такой структуры обычно говорит о косом столкновении двух жестких блоков. В южной части зона рифтов и разломов имеет несколько изогнутую форму; характерно, что Зейская горячая точка относится к структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Этот факт можно объяснить постепенными смещениями Сибирской платформы и Амурской плиты, а также тем, что горячие точки — мантийные (подлитосферные) образования и слабо связаны с коровыми и литосферными блоками. Если в Зейской современной горячей точке мантийные магмы доходят до границы Мохо и проникают в кору, в северной части краевой зоны они находятся на значительной глубине. Такие закономерности в распределении горячих точек могут объясняться двумя причинами:

1. поток мантийных магм от Мая-Селемджинского плюма, поступает в проницаемую краевую зону и образует ряд горячих точек, постепенно заглубляясь, «скатываясь вниз» и уменьшаясь в объеме.

2. «постоянство шага» между горячими точками, вероятно, объясняется развитием в проницаемой краевой зоне процесса, наподобие гравитационной неустойчивости Рэлея-Тейлора [3].

Подобный процесс возникает за счет неустойчивости поверхности раздела жидкостей с разными плотностями, когда слой с более высокой плотностью в гравитационном поле оказывается выше более низкоплотного слоя. В данном случае, более плотные плюмовые магмы в юго-западной части зоны оказываются выше корово-мантийных, менее плотных магм. Таким образом, в краевой зоне возникает затухающий волнообразный процесс, приводящий к образованию серии горячих точек с все более глубокими корнями. Постепенное затухание процесса также проявлено в том, что при дви-

жении на северо-восток диаметр структур постепенно уменьшается, и даже промежуток между ними равномерно сокращается от 220 км до 150 км, в среднем составляя порядка 190 км.

В ареалах вышеупомянутых горячих точек расположены крупнейшие в регионе месторождения золота (Покровка, Пионер), платины (Кондер), редких земель (Арбарастах), циркония (Алгома, Ингилийская горячая точка). Для большинства рудоносных массивов (довольно крупных штоков) в этой зоне типичны многофазность, часто концентрически-кольцевое строение, длительное, многоэтапное развитие, широко проявленные процессы площадного и локального метасоматоза и преобладание магматизма мантийной, плюмовой природы (ультраосновные, щелочные породы).

Известно, что в сечении профиля на периферии Верхне-Зейской горячей точки расположена Чогаро-Удыхинская зона, связанная с зеленокаменным поясом, где в последнее десятилетие ведутся работы на медь и золото и обнаружены объекты, подтверждающие высокие перспективы. В ареале Ингилийской горячей точки кроме крупного месторождения циркония картируются ингилиты, относящиеся к типу кимберлитоподобных пород. В северо-восточной части краевой зоны (Сетте-Дабанская зона разломов), на примыкающей к ней части Алданской плиты, отмечались признаки нефтеносности, графитизации (?). Таким образом, все горячие точки зоны весьма перспективны на крупные объекты различных руд и нефти, причем, совершенно четко температура плавления этих руд постепенно повышается с юго-запада на северо-восток. Предположим, речь идет о весьма богатых рудными компонентами плюмовых магмах, которые скатываясь по краевой зоне все глубже на северо-восток, постепенно теряли все более легкоплавкие компоненты, за счет чего происходило обогащение тугоплавкими компонентами. Рудная специфика точки 6 (Сетте-Дабанская зона) неизвестна. Теоретически возможна нефть, связанная с плюмовыми процессами (пример — Сибирский плюм), которая возникает на значительных глубинах (табл. 1, рис. 1).

Таблица 1

Температуры плавления руд месторождений краевой зоны рифтов и расколов.

№ п.п.	Название горячей точки	Основные рудные объекты	Ведущий тип руд	Температура плавления, С *1	Средняя Т, С
1	Нижне-Зейская	Пионер, Покровка	Золото, серебро	961-1063	982
2	Верхне-Зейская		Медь, золото	1063-1085	1074
3	Токо	Арбарастах	Редкие земли, торий, уран	1132-1755	1444
4	Кондерская	Кондер	Платина, платиноиды	1730-1820	1775
5	Ингили	Алгома, ингилиты (?)	Цирконий, алмаз(?)	1855-2000(?) *2	1928
6	Сетте-Дабанская зона	(?)	Признаки битума, нефтепродуктов	нет	нет

Примечания: 1. Указаны пределы температур плавления ведущих типов руд.

2. Температура, при которой алмаз сгорает, превратившись в графит, без доступа кислорода, составляет порядка 2000 °С.

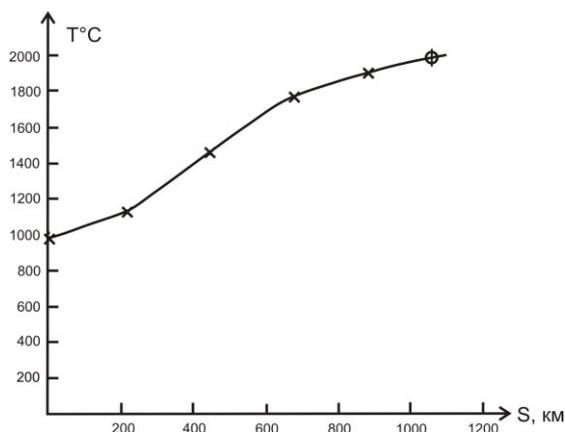


Рис. 1. Зависимость расстояний между эпицентрами горячих точек и средними температурами плавления руд S — расстояние по профилю (км), T (С) — средняя температура плавления, х — параметры эпицентров горячих точек, их номер (1-Нижне-Зейская, 2-Верхне-Зейская, 3-Токо, 4-Кондер, 5-Ингили, 6-Сетте-Дабанская зона), ø — гипотетическая температура плавления в Сетте-Дабанской зоне.

Вывод: В связи с возрастанием глубинности источников, отмечается обратный по отношению к затухающей волне характер тренда температур плавления руд. Температура плавления (возможного формирования нефтепродуктов?) в Сетте-Дабанской зоне неизвестна, но с учетом графика она составляет порядка 2000 градусов. Эти данные можно учитывать при прогнозе оруденения в Сетте-Дабанской зоне. Модель является предварительной, тем не менее, идеальная форма кривой может являться доказательством полной проницаемости зоны для гравитационной волны Рэлея-Тейлора.

Литература

1. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов / Ю. Ф. Малышев [и др.] // Тектоника и геофизика литосферы: материалы XXXV Тектон.совещ. М.: ГЕОС, 2002. Т.1. С. 325–328.
2. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. Записка к Тектонич. Карте 1:1500000. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 246 с.
3. Трубицин В. П., Харьбин Е. В. Обобщенная неустойчивость Рэлея-Тейлора для суспензий, седиментационная конвекция // Физико-химическая кинетика в газовой динамике. 2012. Т. 13. Вып. 2.

Володькова Татьяна Васильевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина, г. Хабаровск.

Модель формирования щелочных нефелиновых сиенитов и ассоциирующих с ними пород Сайбарского массива Минусинского прогиба по геологическим, геохимическим и изотопным ($\delta^{18}\text{O}$) данным

© *А. А. Воронцов*¹, *О. Ю. Перфилова*², *А. С. Тарасюк*¹

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: voront@igc.irk.ru

² Сибирский Федеральный университет, г. Красноярск, Россия. E-mail: perfil57@mail.ru

Сайбарский массив расположен в горном обрамлении Минусинского прогиба Алтае-Саянской складчатой области. Он сложен щелочными нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и щелочными граносиенитами. Геологические, геохимические и изотопные данные для пород массива указывают на кристаллизационную дифференциацию щелочных расплавов мантийной природы и их взаимодействие с коровым веществом.

Ключевые слова: щелочной нефелиновый сиенит; Минусинский прогиб; фракционирование; плавление.

The model for formation of alkaline nepheline syenites and associated rocks at the Saibar massif within the Minusinsk trough by geological, geochemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$) data

*A. A. Vorontsov*¹, *O. Yu. Perfilova*², *A. S. Tarasyuk*¹

¹ Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: voront@igc.irk.ru

² Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: perfil57@mail.ru

The Saibar massif is located within the mountainous setting of the Minusinsk trough of the Altay-Sayan folded area. It is composed of alkaline nepheline syenites, alkaline syenites and alkaline granosyenites. Geological, geochemical and isotopic data for the massif rocks indicate crystallization differentiation of alkaline melts of mantle nature and their interaction with crustal material in the same magmatic chamber.

Keywords: alkaline nepheline syenite; Minusinsk trough; fractionation; melting.

Щелочные нефелиновые сиениты распространены в разнообразных магматических ассоциациях, но занимают первые доли процента по объёму среди всех изверженных пород Земли. В то же время с ними связаны месторождения алюминиевого сырья и редких литофильных элементов. Вероятно, это определяет актуальность исследований этих пород и значительное многообразие моделей их происхождения и эволюции.

Сайбарский массив расположен в горном обрамлении Минусинского прогиба Алтае-Саянской складчатой области. Он сложен щелочными нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и щелочными граносиенитами по [2]. Полученные в 2005 году результаты U-Pb датирования цирконов щелочных нефелиновых сиенитов [1] показали для них позднеордовикский возраст (457 ± 10 млн лет). В ходе предшествующих исследований для щелочных нефелиновых сиенитов массива были получены противоречивые геологические сведения. Так, Г.М. Саранчина относила их к дайкам [3], в то время как Э.Е. Федоров [4] считал их ксенолитами в сиенитах. Учитывая это, мы в своих исследованиях особое внимание уделили характеристике взаимоотношений породных комплексов.

Щелочные нефелиновые сиениты (фойяиты) в пределах массива образуют обособленные поля (20 x 50 м) и линейные зоны протяженностью от 50 до 200 м. Нередко зоны морфологически выражены в виде небольших выступов и гряд высотой от 0,5 до 3 метров, создавая обманчивое впечатление даек. Для фойяитов типично псевдополосчатое и пегматоидное строение. Выделяется широкая гамма разновидностей пород с варьирующими количественными соотношениями калиево-натриевого полевого шпата, альбита, нефелина и эгирина. Содержание SiO_2 в этих породах изменяется в пределах от 53,9 до 61,6 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 12,3 до 13,9 мас. %, коэффициент агпаитности, как правило, превышает 1.

Щелочные сиениты (тенсбергиты) резко доминируют в массиве, занимая не менее 90 % его площади. Эти породы сложены ортоклазом, альбитом, эгирин-авгитом и арфведсонитом. Они отличаются от фойяитов более высокими значениями SiO_2 (от 61,5 до 66,4 мас.%) при относительно низкой суммарной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ меняется от 8,9 до 11,6 мас. %). Коэффициент агпаитности изменяется в пределах 0,76-0,99.

Щелочные граносиениты слагают участки неправильной формы площадью от 10 до 100 м², которые через промежуточные разности постепенно переходят в крупнозернистые щелочные сиениты и приурочены к мощным (до 100 м) эндоконтактовым зонам в северной и южной частях массива. Ими также сложены дайки (1x20 м), незакономерно рассредоточенные среди щелочных сиенитов. В них,

кроме преобладающего калиево-натриевого полевого шпата, присутствует ксеноморфный кварц, альбит, эгирин-авгит и арфведсонит. SiO_2 в этих породах варьирует в пределах 68,7–69,9 мас. %, что существенно выше, чем для пород самого массива, при этом $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ изменяется от 9,1 до 10,9 мас. %. Коэффициент агапитности меньше 1.

Для построения модели формирования Сайбарского массива важно подчеркнуть следующие геологические и петрографические особенности пород: 1) В ряду фойяит–тенсбергит–щелочной граносиенит зоны эндоконтакта существуют постепенные переходы. При образовании фойяитов происходит разделение на лейкократовые существенно калишпатовые и меланократовые с преобладанием эгирина фрагменты. Немногочисленные дайки сложены, так же как и зона эндоконтакта, щелочными граносиенитами. 2) Для всех пород типичны магматические (гипидиоморфнозернистые, порфирировидные, трахитоидные) структуры. Эти данные указывают на двухфазное строение массива и близко-одновременное формирование фойяитов, тенсбергитов и щелочных граносиенитов зоны эндоконтакта и их следует относить к единой (первой) фазе внедрения, так как они возникли в результате кристаллизации общего для них расплава. Дайки, являющиеся образованиями второй фазы, близки по своим петрографическим характеристикам породам зоны эндоконтакта. Учитывая, что объём тенсбергитов несоизмеримо больше объёма других типов пород, можно предположить, что их состав отвечает составу материнского расплава. В этом случае следует ожидать, что фойяиты и щелочные граносиениты будут являться продуктами магматической эволюции тенсбергитового расплава. Возникает главный вопрос: в результате каких процессов из общего магматического резервуара могли образовываться нефелиновые (недосыщенные кремнезёмом) и кварцевые (пересыщенные кремнезёмом) породы.

На петрогеохимических бинарных диаграммах с использованием в качестве индекса дифференциации расплава содержания SiO_2 фигуративные точки составов всех рассматриваемых пород образуют непрерывные тренды, в которых наблюдаются следующие закономерности:

1. Постепенно уменьшается величина $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 2,5 в фойяитах до 0,8 в щелочных граносиенитах.

2. Фойяиты по сравнению с другими типами пород обладают повышенными концентрациями MgO (до 1,3 мас.%) и CaO (до 2,3 мас. %).

3. Диапазоны вариаций Zr , Hf , Sr и REE в фойяитах близки к таковым в тенсбергитах. Суммарное содержание REE варьирует в широких пределах (для фойяитов от 143 до 1087 г/т, для тенсбергитов от 210 до 755 г/т) и не зависит от содержания SiO_2 .

4. От фойяитов к тенсбергитам постепенно увеличиваются содержания P_2O_5 , Ba и уменьшается количество Rb .

5. Щелочные граносиениты зоны эндоконтакта и дайки характеризуются минимальными значениями содержания Zr , Hf по сравнению с другими породами.

6. От тенсбергитов к щелочным граносиенитам увеличиваются содержания CaO , Sr , Rb .

7. По сравнению с тенсбергитами в щелочных граносиенитах зоны эндоконтакта накапливаются P_2O_5 , Sr и REE.

8. Щелочные граносиениты дайки по сравнению с аналогичными породами зоны эндоконтакта резко обеднены P_2O_5 и REE.

Подобное распределение некогерентных литофильных элементов указывает на два разных механизма эволюции исходного тенсбергитового расплава, вероятно, формирующегося в виде магматической вертикальной колонны. Первый приводит к появлению фойяитов в её стволовой части. Здесь фракционирует альбит, в конечных продуктах появляются нефелин, эгирин и калиево-натриевый полевой шпат, что сопровождается понижением SiO_2 . Другой механизм связан с образованием щелочных граносиенитов зоны её эндоконтакта. В этом случае накопление SiO_2 обусловлено фракционированием эгирина, ростом доли альбита и появлением свободного кремнезема в виде кварца. В этих породах накапливается апатит, являющийся носителем редкоземельных элементов, но понижаются гидрфобные высокозарядные Zr и Hf , что, вероятно, связано с ранней кристаллизацией цирконосиликатов при насыщении водным флюидом зоны эндоконтакта.

В спектрах нормированного распределения элементов для фойяитов и тенсбергитов Сайбарского массива прослеживаются одинаковые закономерности фракционирования. При этом в обогащенных дифференциатах значения Th , U , Nb , Ta , Zr , Hf , La , Ce , Pr , Nd , Tm , Yb , Lu , превышают их содержания в верхней континентальной коре. В то же время минимальные содержания Ba , Sr , Ti , Sm , Eu , Gd , Tb , Dy , Y , Ho , Er в фойяитах не достигают нижнекоровых значений. Наряду с этим, при фракционировании магм в сторону увеличения суммарной щелочности и кристаллизации нефелина рост REE сопровождается увеличением $(\text{La}/\text{Yb})_n$. В кварц-нормативной серии величина $(\text{La}/\text{Yb})_n$ меняется

незначительно и форма спектра нормированного распределения REE близка к спектру состава верхней континентальной коры. Европиевый минимум слабо выражен во всех разновидностях пород. Главными отличиями щелочных граносиенитов зоны эндоконтакта от тенсбергитов являются рост REE (до 1822 г/т), сглаживание минимумов в области MREE и падение концентраций Zr и Hf. Щелочной граносиенит дайки обеднён практически всеми несовместимыми элементами и форма спектра его состава приближается к таковой для верхней континентальной коры, что указывает на плавление корового вещества при образовании кислых расплавов поздней фазы.

Изотопный состав кислорода в калиево-натриевых полевых шпатах низкокремнистых фойяитов ($\delta^{18}\text{O} = 6,3 \text{ — } 8,2 \text{ ‰}$) приближен к мантийным меткам. Калиево-натриевые полевые шпаты высококремнистых фойяитов, тенсбергитов и щелочного граносиенита дайки обогащены тяжёлым изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 9,3 \text{ — } 10,8 \text{ ‰}$). Эти данные, в совокупности с геологическими наблюдениями и геохимическими особенностями пород указывают на кристаллизационную дифференциацию щелочных расплавов мантийной природы и их взаимодействие с коровым веществом с появлением нефелиновых и кварцевых пород в пределах одного массива.

Исследование проведено в рамках государственного задания по Проекту IX.129.1.5. (№ 0350-2016-0030) и при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00181).

Литература

1. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии / А. Э. Изох [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. В 2-х томах. Т.1. С. 106-108.
2. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, переработанное и дополненное. СПб: Изд-во «ВСЕГЕИ», 2009. 200 с.
3. Саранчина Г. М. Щелочные породы массива Сайбар (Западная Сибирь, Красноярский край) // Учёные записки ЛГУ, 1940. № 45. 26 с.
4. Фёдоров Э. Е. К вопросу о сиенитовой интрузии Тубино-Сисимского района (Красноярский край) // материалы ВСЕГЕИ. Общ. серия. Госгеолиздат, 1948. № 8. С. 106–112.

Воронцов Александр Александрович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск.

Концентрирование циркония в гибридных сиенитах Усть-Хилокского массива (Западное Забайкалье)

© *Т. Т. Врублевская, В. Б. Хубанов*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: vrublevskayatt@rambler.ru

Концентрирование циркония в сиенитах осуществлялось в процессе конвективной кумуляции. Содержание циркона в лейкократовых кумулатах достигает 3–4 об.%. Укрупнение зерен циркона по механизму растворения-пересадки произошло при участии щелочного флюида, обогащенного цирконием, хлором.

Ключевые слова: циркон; торит; ураноторит; клеветит; гибридные сиениты; растворение-пересадка.

Concentration of zirconium in hybrid syenites of the Ust-Khilok massif (Western Transbaikalia)

T. T. Vrublevskaya, V. B. Khubanov

Geological institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: vrublevskayatt@rambler.ru

The concentration of zirconium in syenites occurred under the convective cumulation process. The content of zircon in leucocratic cumulates is 3–4% wt. The growth of zircon grains by the dissolution-reprecipitation mechanism occurred with the input of an alkaline fluid enriched in zirconium and chlorine.

Keywords: zircon; thorite; uranothorite; cleveite; hybrid syenites; dissolution-reprecipitation.

Усть-Хилокский массив входит в состав нижнеселенгинского интрузивного комплекса, сформированного в интервале 285–278 млн лет. Массив находится в центральной части Западного Забайкалья, приблизительно в 100 км южнее г. Улан-Удэ. Он вытянут более чем на 60 км вдоль р. Селенга в северо-восточном направлении при ширине до 10 км и представляет собой типичный трещинный интрузив. Сложен массив в основном монцосиенитами, сиенитами, присутствуют также лейкограниты и синплутонические габбро. Литвиновским Б.А. с соавторами [2] детально изучены синплутонические базиты и процессы смешения мафической и салической магм, приведшие к формированию гибридных пород.

Целью настоящей работы является определение условий накопления циркония в гибридных сиенитах Усть-Хилокского массива. Выделено две разновидности пород: 1) сиениты, обогащенные цирконием (1950–392 г/т); 2) сиениты с минимумом циркония (292–145 г/т). В лейкократовых сиенитах первой разновидности преобладают салические минералы — олигоклаз и щелочной полевой шпат, количество клинопироксена и биотита достигает 8 об.%. Породы имеют гипидиоморфнозернистую, аллотриоморфнозернистую, редко пойкилитовую структуры. Для них характерны симплектитовые сростания плагиоклаза и червеобразного калиевого полевого шпата, содержащего до 18 мас.% калия. Сиениты с минимумом циркония по минеральному составу подобны сиенитам первой разновидности, но ещё более лейкократовые и отличаются геохимическими особенностями.

По содержанию щелочей (до 12.4 мас.%) гибридные сиениты относятся к шшонитовой субщелочной серии. Они имеют наиболее высокую концентрацию калия (7.8 мас.%). Среди гибридных сиенитов с максимумом циркония довольно резко выделяются кумулаты, которые аномально обогащены Zr, в них также больше K, Sr, Ba, HREE. Сиениты с минимумом циркония — это поздние дифференциаты, содержащие значительно меньше Zr, HREE, Mg, Fe, V, Ba, Sr, но больше кремнезема.

На основе морфологических особенностей и состава в гибридных сиенитах выделено два типа циркона: 1) светло-розовые со слабым коричневатым оттенком призматические однородные кристаллы размером от 120 до 30 микрон; 2) крупные (0.25–0.5 мм) изометричные и призматические цирконы. Некоторые из них содержат метамиктные ядра или пористые участки, окруженные прозрачной трещиноватой каймой.

Циркон первого типа чаще всего ассоциирует с пироксеном, плагиоклазом, ильменитом, магнетитом, титанитом. В оторочках титанита вокруг рудных минералов отмечаются кристаллики циркона размером от 10 до 30 мкм. В этом цирконе нет элементов-примесей, что объясняется их низкой концентрацией на ранней стадии кристаллизации, но в нем содержится железо, отсутствующее во второй разновидности циркона. В двух кристаллах циркона, контактирующих с ильменитом и титанитом, обнаружена зональность по железу, которое в центре отсутствует, а к краю зерна его концентрация возрастает до 0.62–0.67 мас.%. В незональных кристаллах, также ассоциирующих с ильменитом и титанитом, количество железа достигает 1.08–1.42 мас.%. Состав этих цирконов позволяет предпола-

гать, что в гибридных сиенитах рост минерала вызван воздействием магматогенного флюида, приводящим к разрушению фаз, содержащих цирконий. Такой фазой является магматический ильменит, решетка которого может вмещать до 1 мас.% ZrO_2 [6]. Циркон развивается в ходе субсолидусной реакции при распаде ильменита [4] и замещении его рутилом и титанитом.

Пироксен также может быть источником циркония, который становится доступным под влиянием флюидной фазы, насыщенной калием и значительным количеством хлора, подтверждением чего служит содержание хлора в апатите — индикаторе активности летучих компонентов. Хлора больше на ранней стадии кристаллизации и он легко отделяется от расплава, поэтому наиболее высокая концентрация хлора (до 1 мас.%) в апатите из кумулатов в сиенитах с максимумом циркония. Так как хлор обладает сильным экстрагирующим действием по отношению к металлам [3], то флюид обогащается цирконием, а образующиеся при этом мелкие (10–25 мкм) кристаллики циркона приурочены к трещинам в пироксене, замещаемом актинолитом.

Выводы об истории преобразования циркона сделаны с использованием элементов, имеющих высокие концентрации — это Hf, U, Th, которые обладают устойчивым распространением в цирконе [1]. Циркон из гибридных сиенитов первой разновидности характеризуется высоким Zr/Hf отношением (56.81–30.93), свидетельствующим об участии основной магмы в формировании сиенитов. Циркон из сиенитов второй разновидности содержит больше Hf, что приводит к снижению Zr/Hf отношения (35.90–17.31), свидетельствующего о дифференциации гибридного расплава, подтверждением чего служит состав зонального кристалла. Увеличение к краю зерна количества Hf является геохимическим критерием процесса кристаллизационной дифференциации.

Th/U отношение — это значимый параметр для определения условий роста циркона. Циркон из гибридных сиенитов Усть-Хилокского массива имеет высокие Th/U отношения (1.04–1.79), характерные для магматического циркона из пород основного состава, что также подтверждает влияние базитовой магмы на состав сиенитов.

В кристаллах, гидротермально измененных под влиянием хлорсодержащего щелочного флюида, сохраняются реликты магматической ростовой зональности. При реакции циркона с флюидами образование структур замещения может идти посредством двух механизмов, предложенных в [5]: 1) структурная и химическая перестройка при твердофазном диффузионно-реакционном процессе; 2) изменение первичного циркона путем растворения-переосаждения. Отсутствие «неформульных» компонентов (Al, Ca, Fe) в составе прореагировавших зон циркона из гибридных сиенитов указывает на то, что концентрирование циркония в них, изменение и рост циркона происходили по механизму второго типа — растворения-переосаждения. Признаками такого замещения являются и морфологические особенности циркона: наличие пористых зон с включениями аксессуарных, порообразующих и U, Th, Y минералов, присутствие нескольких участков с разным количеством включений, извилистые границы между зонами, монокристаллическая трещиноватая кайма вокруг пористых ядер.

Микровключения минералов U, Th, Y (торит, ураноторит, клеветит) являются продуктом процесса растворения-переосаждения циркона флюидами повышенной щелочности, что подтверждается высоким содержанием калия в гибридных сиенитах с максимумом циркония. Этими минералами насыщены пористые зоны в разных частях кристаллов циркона.

Концентрирование циркония и дифференциация гибридного расплава осуществляются в процессе конвективной кумуляции. Когда магма из стабильного состояния переходит в гидродинамически нестабильное вследствие появления в ней плотностных неоднородностей, в камере неизбежно возникает конвективное перемешивание. В качестве кумулятивных образований можно рассматривать обособления мафических, салических и аксессуарных минералов, формирующиеся под влиянием конвективных потоков, увлекающих ранние выделившиеся кристаллы, которые в ходе перемещения продолжают свой рост за счёт транспортирующего их расплава, и приводят к их скоплению. Неоднократное повторение этих процессов способствует появлению шлиров, в строении которых увеличивается роль салических минералов. В лейкократовых кумулатах содержание циркона достигает 3–4 об%. Укрупнение зерен циркона произошло за счет обрастания метамиктных ядер и реликтовых зерен циркона оторочками и каймами при участии щелочного флюида, обогащенного цирконием и хлором. Источником циркония в гибридных сиенитах были циркон из «фоновых» сиенитов и габбро, ильменит и клинопироксен.

Литература

1. Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах / Ю. А. Костицын [и др.] // Геохимия. 2015. № 9. С. 771–800.

2. Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н., Калманович М. А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // *Петрология*. 1995. Т. 3. № 2. С.113–157.
3. Малинин С. Д., Хитаров Н. И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматической расплав-флюид // *Геохимия*. 1984. № 2. С. 183–196.
4. Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M. Ilmenite as a Source for Zirkonium during High-grade Metamorphism? Textural Evidence from the Caledonides of Western Norway and Implications for Zircon Ceochronology // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. № 2. P. 355–375.
5. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements*. 2007. № 3. P. 43–50.
6. Tompkins L. A., Haggerty S. E. Groundmass oxide minerals in the Koidukimberlite dikes, Sierra Leone, West Africa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1985. V. 91. P. 187–206.

Врублевская Татьяна Тимофеевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Минералого-петрографическая характеристика вмещающих пород и гранулированного кварца Мало-Чипикетской кварценозной зоны (Патомское нагорье)

© *Л. Х. Галиахметова, Н. Г. Быдтаева, И. Н. Нигматов*
ЦНИИГеолнеруд, г. Казань, Россия. E-mail: root@geolnerud.net

Приведены характеристика жиловмещающего комплекса и основные качественные показатели кварцевого сырья Мало-Чипикетской зоны, входящей в состав Патомского кварценозного района. На основании изучения типоморфных признаков кварца определены возможные направления использования сырья.

Ключевые слова: кварцевое сырье; минерагения; жиловмещающий комплекс; гранулированный кварц; геолого-промышленный тип.

Mineralogical and petrographic characteristics of the enclosing rocks and granulated quartz of the Malo-Chipeketsk quartz zone (the Patom upland)

L. Kh. Galiakhmetova, N. G. Bydtaeva, I. N. Nigmatov
FGUP «CNIIGeolnerud», Kazan, Russia. E-mail: root@geolnerud.net

The characteristic of a complex containing quartz veins and the main qualitative characteristics of quartz raw materials of the Malo-Chipeketsk zone, which is a part of the Patom quartz region, are given. Based on the study of typomorphic features of quartz the possible directions of use of raw materials are determined.

Keywords: quartz raw materials; minerageny; granulated quartz; geological-industrial type.

Благодаря своим физико-химическим свойствам кварц имеет большое значение в современных отраслях промышленности. Области применения и масштабы потребления кварцевых продуктов в мире имеют тенденцию к постоянному расширению и увеличению. Поэтому актуальна задача расширения МСБ кварцевого сырья для высоких технологий.

Патомский кварценозный район является одним из перспективных на кварцевое сырье. На площади выявлено месторождение Мало-Чипикетское, представленное жилой 2821 и многочисленные проявления безрудного кварца, требующие оценки.

Важную роль при формировании оруденения метаморфогенно-гидротермального типа играет литологический состав вмещающих пород. Изменение литологических разностей пород под влиянием метаморфических или метасоматических процессов приводит к извлечению содержащихся в них полезных минералов и переотложению в благоприятных структурных условиях. При формировании месторождений безрудного кварца происходит извлечение кремнезема и его переотложение в виде кварцевых жил. Рассланцованные породы выполняют роль структурных экранов, что способствует формированию разностей кварца с высоким светопропусканием. В пределах Мало-Чипикетской минерагенической зоны, входящей в состав Патомского кварценозного района, жиловмещающими являются породы, относимые к хайвергинской и бугарихтинской свитам балаганахской подсерии среднего рифея. Преобладающими породами являются кварциты, гнейсы и кристаллические сланцы, подчиненное распространение имеют амфиболиты, амфиболовые сланцы и милониты. *Кварциты* помимо кварца, содержат слюды, полевошпат (альбит), в порфиробластах часто встречается гранат. Содержание кремнезема в среднем составляет 82%, содержание щелочей изменяется от 2 до 5% с преобладанием натрия, содержание глинозема в среднем оставляет 8,5%. Характерно пониженное содержание титана — 0,38%, низкое содержание низкотемпературной и связанной воды. Минеральный состав *гнейсов* представлен кварцем (25–40%), альбитом, (30–50%), биотитом (до 20%), мусковитом (до 20%). Нередки: гранат (до 10%), амфибол, хлорит. Акцессорные минералы апатит, магнетит, ильменит, рутил, циркон, турмалин. В гнейсах по сравнению с кварцитами, отмечается повышение содержания Al_2O_3 , суммарного железа, кальция, щелочей, потерь при прокаливании (ппп). Среди *сланцев* резко доминируют графит-слюдистые и биотит-мусковитовые разновидности, содержащие 10–15% биотита и от 25 до 35% мусковита. Количество кварца варьирует от 15% до 40%. Часто присутствуют альбит, в количестве 5–10%, гранат (до 5–10%) и ильменит (до 5%). Графит присутствует в виде тонко распыленной примеси. Из акцессорных минералов присутствует: ильменит, апатит, циркон, часто лейкоксен, иногда турмалин, нередко рутил, количество которого может достигать 2%. Двуслюдяные и гранатсодержащие сланцы, в которых мусковит преобладает над биотитом, характеризуются относительно пониженной кремнеземистостью. Милонитизированные, серицитизирован-

ные породы также характеризуются пониженным содержанием кремнезема, повышенным содержанием щелочей. Содержание кремнезема уменьшается в динамометаморфизованных сланцах с очковой и плейчатой структурой, а также в серизитизированных милонитах, что позволяет рассматривать в качестве дополнительного источника кремнезема.

Амфиболиты и гранат-амфиболовые сланцы содержат 50–65% амфибола (актинолита), 10–15% кварца, 7–10% граната, довольно часто, до 15% кислого плагиоклаза. Непостоянно, в небольших количествах присутствуют биотит, мусковит, хлорит, клиноцоизит, рутил, ильменит. *Амфибол-клиноцоизитовые сланцы* содержат от 18 до 45% кварца, от 15 до 35% амфибола, до 30% клиноцоизита, 8–10% граната. Нередко отмечаются: биотит (до 8%), плагиоклаз (до 10%), ильменит (до 8%), рутил (до 3%). Амфиболиты характеризуются пониженным содержанием щелочей, высоким содержанием титана и элементов группы железа-хрома, никеля-ванадия, марганца. Филлониты представляют собой черные, неразлично зернистые породы. Микроскопически сложены тонкозернистыми непрозрачными агрегатами темно-серого цвета с микроскопическими (менее 0,05мм) листочками светлой слюды и несколько более крупными (но менее 0,1мм) угловатыми и удлинёнными зёрнами кварца. Породы низкоглиноземистые, низкокремнеземистые с содержанием двуокси кремния 17,98–19,34%. Содержание глинозема от 6 до 9,5%, низкое содержание двуокси титана (0,05%), высокое содержание ппп — 9–14,9%. Характерной особенностью этих пород является повышенное содержание СаО — от 10 до 29% и Р₂О₅ — от 7 до 22 %, концентратом которых является гидрофторапатит. По содержанию Р₂О₅ породы могут быть отнесены к филлитовидным фосфоритам. Петрографо-петрохимическое изучение пород показало, что исходные терригенно-осадочные породы преобразованы в условиях мусковит-хлоритовой, кварц-биотит-мусковитовой субфации. Практически все изученные породы несут следы динамометаморфических преобразований: имеют полосчато-линзовидный и пятнистый облик, микропорфирокластические обособления, повышенное содержание углеродисто-графитового вещества.

Кварцевые жилы, выявленные в пределах Мало-Чипикетской зоны, преимущественно линзовидно-, клиновидные с частыми раздувами, образующими будинообразные формы. Крупные жилы преимущественно линзовидные, реже линзовидно-пластовые. Жильные зоны представлены сближенными кварцевыми телами. Контакты с вмещающими породами согласные, преимущественно пологие с падением в северных румбах. Качественная оценка кварцевого сырья многочисленных жил включала определение текстурно-структурных особенностей, химического и минерального составов, физико-химических характеристик, определяющих схему обогащения и возможные направления использования сырья.

Установлено, что кварцевые жилы сложены тремя структурно-текстурными разновидностями: 1) равномернозернистым гранулированным кварцем; 2) грануломорфным кварцем неравномернозернистой структуры; 3) первичнокристаллическим крупно-гигантозернистым кварцем.

К первому типу относится кварц жилы 2821, локализованной в восточном обрамлении Мало-Чипикетской купольной структуры. Вмещающие породы — грубо переслаивающиеся двуслюдяные плагиогнейсы, гранат-мусковитовые микроплагиогнейсы и гранат-двуслюдяные сланцы с редкими прослоями кварцитов, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Жила сложена гранулированным кварцем мелко-среднезернистой однородной структуры. Концентраты, полученные из кварца этой жилы, характеризуются высоким светопропусканием ($\geq 80\%$) и высокой химической чистотой, отвечающей требованиям, предъявляемым к кварцевым концентратам для плавки.

Основная часть выявленных жил сложена грануломорфным кварцем неравномернозернистой структуры. Этот тип кварца отличается от гранулированного кварца первого типа отсутствием реликтовых зёрен и четкой рекристаллизации.

Кварцевые жилы, сложенные первичнокристаллическим крупно-гигантозернистым кварцем, в основном сосредоточены в восточной части кварценозной зоны, в участках, состоящих из отдельных разноориентированных блоков, разделенных линейными разломами и надвигами.

Первый тип кварца имеет средне-мелкозернистую однородную структуру (1–5 мм), высокие показатели светопропускания (70–80,5%), низкое содержание газово-жидких включений (1–2 мкм и менее), расположенных в межзерновом пространстве и в редких прямолинейных залеченных трещинах и минеральных включений. Кварц второго типа обладает неоднородной структурой, размеры зёрен варьируют от 1 до 10–15 мм, характерны однофазовые и двухфазовые включения, распределенные по контурам микроблоков в неравномерно блокованных зёрнах. Размер включений варьирует от 1–2 до 30–35 мкм. Третий тип представлен кварцем крупно-гигантозернистой структуры, различной степени прозрачности. Коэффициент светопропускания редких высокопрозрачных участков этого типа кварца достигает 92%, но в основной массе обычно не превышает 50–55%. Наибольшее количе-

ство включений зафиксировано в замутненных участках, где преобладают крупные включения (до 50 мкм и более) незакономерно распределенные и густая сеть субпаралельно расположенных прямолинейных полосок, насыщенных мелкими включениями изометричной формы. Высокопрозрачные (фрагментарно-стекловидные) участки данного типа кварца свободны от включений. Включенная в схему обогащения стадия прокаливания способствует вскрытию газово-жидких включений (ГЖВ), при этом коэффициент светопропускания возрастает в среднем на 10%.

Содержание элементов-примесей является одной из наиболее важных характеристик кварцевого сырья, так как их суммарное содержание в концентратах промежуточной чистоты и в глубоко обогащенных концентратах лимитируется ТУ.

В необогащенном кварцевом сырье Мало-Чипикетской зоны отмечается повышенное содержание Al, Na, K, Ca, Ti, Li и Fe, что связано с присутствием минеральных включений: мусковита, гидроокислов железа, хлорита, биотита, альбита. Акцессорные минералы представлены графитом, рутилом, сподуменом, ильменитом и турмалином. Полная технологическая схема обогащения позволяет очистить кварц от минеральных примесей. Наиболее трудно удаляемыми являются сростки кварца и полевых шпатов, тонкие игольчатые включения рутила, ильменит, внутри кварцевых зерен, а также графит.

Проведенное изучение показало, что жильно-вмещающий комплекс представлен породами, различающимися по физико-механическим и химическим особенностям. Метаморфизм первично-осадочных пород в условиях мусковит-хлоритовой, кварц-биотит-мусковитовой субфации способствует миграции кремнезема и отложению в виде жил грануломорфного кварца. Полого залегающие рассланцованные породы выполняют роль экранов, что благоприятно для формирования жил, сложенных высокопрозрачным кварцем.

Детальные исследования комплекса типоморфных признаков кварцевого сырья Мало-Чипикетской кварценозной зоны позволили выделить два геолого-промышленных типа: плавочное сырье для высоких технологий (равномернозернистый гранулированный кварц и высокопрозрачные разновидности неравномернозернистого грануломорфного кварца) и рядовое светотехническое (неравномернозернистый кварц).

Работа выполнена в рамках проекта в период 2015–2017 гг. ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» в сотрудничестве с ОАО «Кыштымский ГОК».

Галияхметова Лилия Хуснулловна, ведущий инженер ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», г. Казань.

Мезопротерозойские дайковые рои южной части Сибирского кратона

© *Д. П. Гладкочуб*¹, *Т. В. Донская*¹, *А. М. Мазукабзов*¹, *Р. Е. Эрнст*^{2,3}, *С. А. Писаревский*⁴

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: gladkochub@mail.ru

² Департамент наук о Земле, Карлтонский университет, г. Оттава, Канада.

E-mail: Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com

³ Томский государственный университет, г. Томск, Россия

⁴ Департамент прикладной геологии Университета Куртин, г. Перт, Австралия.

E-mail: Sergei.Pisarevskiy@curtin.edu.au

В южной части Сибирского кратона выделены и детально изучены два дайковых рои с возрастом 1350–1338 млн лет. Долериты дайковых роев по своим геохимическим характеристикам близки базальтам ОІВ типа. В результате проведенных исследований установлено, что формирование рассматриваемых даек происходило в условиях внутриконтинентального растяжения, связанного с активностью мезопротерозойского мантийного плюма. Изученные дайки являются частью мезопротерозойской крупной магматической провинции, включающей в себя дайковые рои южной части Сибирского кратона и северной части Лаврентии.

Ключевые слова: долериты; дайки; мезопротерозой; Сибирский кратон.

Mesoproterozoic dyke swarms of the southern part of the Siberian Craton

*D. P. Gladkochub*¹, *T. V. Donskaya*¹, *A. M. Mazukabzov*¹, *R. E. Ernst*^{2,3}, *S. A. Pisarevsky*⁴

¹ Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: tatiana_donskaya@mail.ru

² Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada. E-mail: Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com

³ Tomsk State University, Tomsk, Russia

⁴ Department of Applied Geology, Curtin University, Perth, Australia. E-mail: Sergei.Pisarevskiy@curtin.edu.au

Ca. 1350–1338 Ma two dyke swarms were discovered and studied in the southern part of the Siberian craton. The dolerites of the dyke swarms are geochemically close to OIB. Formation of these dykes took place in an intracontinental extension setting related to the activity of the Mesoproterozoic mantle plume. The studied dykes belong to the Mesoproterozoic Large Igneous Province, which includes dyke swarms of the southern part of the Siberian craton and the northern part of Laurentia.

Keywords: dolerites; dykes; Mesoproterozoic; Siberian craton.

Магматические комплексы мезопротерозойского возраста крайне ограниченно представлены на площади Сибирского кратона. Ряд авторов рассматривают отрезок геологической истории как существенную часть «периода глобальной неопределенности» (или Super Gap) [1–2], «скучного миллиарда лет» (boring billion) [3], или «Земли среднего возраста» (Earth's middle age) [4]. На площади Сибирского кратона надежно определен мезопротерозойский возраст лишь для следующих комплексов: дайки и силлы восточного фланга кратона (Сетте-Дабан, 1339 ± 54 млн лет [5] и $1005\text{--}974$ млн лет [6]), дайки Анабарского щита (1513 ± 51 [7] и 1503 ± 5 млн лет [8]) и силлы Оленекского выступа (1473 ± 24 млн лет [9–10]), а также дайки базитов Уджинского авлакогена (1074 ± 11 млн лет [11]). На юге Сибирского кратона мезопротерозойские магматические комплексы до недавнего времени вовсе не были обнаружены и изучены.

Однако, в последние годы именно здесь, в береговых обнажениях западного побережья оз. Байкал были обнаружены два дайковых рои: «Листвянка» и «Голоустная»), для которых U-Pb методом по бадделеиту и циркону был получен мезопротерозойский возраст: 1350 ± 6 млн лет [12] и 1338 ± 3 млн лет [13], соответственно.

Долериты этих роев соответствуют базальтам нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.2\text{--}3.9$ мас.%) толеитовой серии ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.8\text{--}3.7$). По комплексу геохимических характеристик базиты отвечают составам ОІВ, что позволяет связывать их формирование с плюмовым источником [14]. Изотопные характеристики долеритов дайковых роев «Листвянка» и «Голоустная» имеют значения $\epsilon\text{Nd}(T)$, варьирующиеся от -0.5 до $+1.5$. По комплексу геохимических характеристик долеритов и геологических данных сделан вывод о формировании рассматриваемых дайковых роев в условиях внутриконтинентального рифтогенеза под воздействием мантийного плюма.

Современные палеогеографические реконструкции для мезо- и неопротерозоя [12, 15, 16], допускают близкое пространственное расположение юга Сибирского кратона с севером Лаврентии, что позволяет рассматривать данные дайковые рои как часть мезопротерозойской крупной магматиче-

ской провинции [17], включавшую в себя также базитовые дайковые рои северной части Канадского щита: островов Виктория (1353 ± 2 млн лет) и Девон (1337 ± 2 млн лет) [18]. Мезопротерозойское растяжение не привело ни к раскрытию между Сибирским кратоном и Лаврентией крупного бассейна седиментации. Раскрытие между ними Палеоазиатского океана произошло лишь в позднем неопротерозое, что подтверждается межкратонными корреляциями [12] и палеомагнитными данными [16].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ No 16-05-00642 в части геохимических исследований и гранта РНФ No 18-17-00101 в части изотопных исследований.

Литература

1. Период глобальной неопределенности (белое пятно) в докембрийской истории юга Сибирского кратона и проблема транспротерозойского суперконтинента / Д. П. Гладкочуб [и др.] // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. № 2. С. 424–429.
2. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent / D. P. Gladkochub [et al.] // American Journal of Sciences. 2010. V. 310. P. 812–825.
3. Roberts N. M. W. The boring billion? Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent // Geoscience Frontiers. 2013. V. 4. P. 681–691.
4. Cawood P. A., Hawkesworth C. J. Earth's middle age // Geology. 2014. V. 42. P. 503–506.
5. Mesoproterozoic to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for a Laurentian connection / A. K. Khudoley [et al.] // Society for Sedimentary Geology Special Publ. 86. 2007. P. 209–226.
6. U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection / R. H. Rainbird [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 164. P. 409–420.
7. Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия / Р. В. Веселовский [и др.] // Доклады Академии наук. 2006. Т. 410. № 6. С. 775–779.
8. Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the Eastern Anabar shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia / R. E. Ernst [et al.] // Journal of Geology. 2000. V. 108. P. 381–401.
9. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography / M. T. D. Wingate [et al.] // Precambrian Research. 2009. V. 170. P. 256–266.
10. Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона / Д. П. Гладкочуб [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 856–873.
11. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии / Гладкочуб Д. П. [и др.] // Доклады Академии наук. 2009. Т. 425. № 5. С. 642–648.
12. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic / R. E. Ernst [et al.] // Nature Geosciences. 2016. V. 9. No 6. P. 464–469.
13. Newly recognized 1353–1338 Ma LIP of Siberia and formerly connected Northern Laurentia: speculative implications for the Voisey's Bay ore deposit / R. E. Ernst [et al.] // Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny in the Earth's History (Abstract Volume). Irkutsk: Publishing House of V.B. Sochava institute of Geography SB RAS, 2015. P. 25–26.
14. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
15. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles / P. A. Cawood [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 449. P. 118–126.
16. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China / S. Zhang [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 353–354. P. 145–155.
17. Ernst R. E. Large Igneous Provinces. Cornwall: Cambridge Uni. Press., 2014. 654 p.
18. Amelin Y., Li C., Naldrett A. J. Geochronology of the Voisey's Bay complex Labrador Canada by precise U–Pb dating of co-existing baddeleyite zircon and apatite // Lithos. 1999. V. 47. P. 33–51.

Гладкочуб Дмитрий Петрович, член-корреспондент РАН, доктор геолого-минералогических наук, директор Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Литогеохимические особенности метатерригенных и железисто-кремнистых пород Белозерской серии и гуляйпольской свиты (Украинский щит)

© *К. И. Гоголев*¹, *Г. В. Артеменко*¹, *Е. Н. Жданов*²

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, г. Киев, Украина.
E-mail: superiorif@gmail.com

² Белозерская ГРП, Запорожская область, пгт Михайловка, Украина

Согласно полученным геохимическим данным, метапесчаники и сланцы белозерской серии и гуляйпольской свиты относятся к зрелым осадкам. Они образовались в мелководных морских бассейнах в приразломных структурах, заложенных на мезоархейском кратоне после 2,96–2,92 млрд лет. Железисто-кремнистые породы белозерской серии и гуляйпольской свиты отличаются низким содержанием U и формировались, вероятно, в бескислородной атмосфере, существовавшей до рубежа 2,47 млрд лет. По молярным отношениям Ni/Fe железистые кварциты гуляйпольской свиты аналогичны палеопротерозойским ЖКФ; для аналогичных пород белозерской серии получены как архейские, так и палеопротерозойские значения Ni/Fe.

Ключевые слова: белозерская серия; гуляйпольская свита; железисто-кремнистая формация; P3Э.

Lithochemical features of metaterigenous rocks and BIF of the Belozerska series and the Gulyaypol suite (Ukrainian Shield)

*K. I. Gogolev*¹, *G. V. Artemenko*¹, *E. N. Zhdanov*²

¹ Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine

² Belozerka geological prospecting party, Zaporozhye region, uts. Michailovka, Ukraine

According to the obtained geochemical data, the metasandstones and shales of the Belozerska series and the Gulyaypole suite refer to mature sediments. They were formed in shallow-water marine basins in inside the fault structure, laid on the mesoarchean craton after 2,96–2,92 Ga. The BIF of the Belozerka series and the Gulyaypole suite are distinguished by a low U content and were probably formed in an oxygen-free atmosphere that existed before the 2.47 Ga. According to the molar ratios of Ni/Fe, the BIF of the Gulyaypole suite are similar to the Paleoproterozoic BIF; for similar rocks of the Belozerka series, both Archean and Paleoproterozoic Ni/Fe values were obtained.

Keywords: Belozerska series; Gulyaypole suite; BIF; REE.

Введение. О возрасте осадочно-вулканогенных пород белозерской серии и гуляйпольской свиты и их стратиграфическом соотношении с криворожской серией ведется длительная дискуссия. Они слагают территориально разобщенные структуры, имеют отличия в литофациальном составе, однако железисто-кремнистые формации (ЖКФ) этих толщ очень сходны по составу [5]. Общим в геологическом отношении для этих осадочно-вулканогенных толщ является то, что они залегают в приразломных структурах в архейских плагиигранитоидах (ТТГ) возрастом 3,1–2,92 млрд лет.

В разрезе железисто-кремнистых пород гуляйпольской свиты и белозерской серии присутствуют вулканиты кислого и среднего состава, поэтому их сопоставляют с железисто-кремнисто-лептитовой формацией гимольской серии Балтийского щита, возраст которой 2,76 млрд лет [3]. Имеющиеся геохронологические данные позволяют только приближенно оценить возрастные рубежи формирования белозерской серии и гуляйпольской свиты. Минимальный U-Pb возраст кластогенного циркона из метатерригенных пород белозерской серии — 3,0 млрд лет [1], а кластогенного циркона из метапесчанников гуляйпольской свиты — 2,92 млрд лет [5]. Вулканиты из этих толщ имеют коровый генезис.

Цель исследований. Для решения вопроса о возрасте железисто-кремнистой формации белозерской серии и гуляйпольской свиты важное значение имеют геохимические исследования метатерригенных и железисто-кремнистых пород. Таким образом могут быть использованы данные об эволюционных изменениях состава железисто-кремнистых формаций от палеоархея до палеопротерозоя [6]. Важными реперными событиями в эволюции состава железисто-кремнистых формаций являются появление кислорода в атмосфере Земли (Great Oxidation Event — GOE) — 2,47–2,32 млрд лет назад и рубеж 2,7 млрд лет, когда резко уменьшилось поступление Ni из мантии в земную кору [7]. В связи с этим в период на рубеже 2,47–2,32 млрд лет произошел значительный рост содержания урана, связанный с последствиями GOE [8]. Значение отношения атомных количеств Ni/Fe в архейских железисто-кремнистых породах было $4,5 \cdot 10^{-4}$, а в протерозое значительно уменьшилось — до $<2,2 \cdot 10^{-4}$ [4, 7]

Железисто-кремнистые породы белозерской серии и гуляйпольской свиты также сравнивались с аналогичными архейскими образованиями УЩ.

Методика исследований. Содержание малых и редких элементов в метатерригенных и железисто-кремнистых породах определялось методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (АСИЦ ИПТМ) РАН. Разложение образцов горных пород проводили путем кислотного вскрытия в автоклаве. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0,02–0,03 ppm; для Nb, Be, Co — 0,03–0,05 ppm; для Li, Ni, Ga, Y — 0,1 ppm; для Zr — 0,2 ppm; для Rb, Sr, Ba — 0,3 ppm; для Cu, Zn, V, Cr — 1-2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения российского стандартного образца метаморфического сланца ССЛ-1 (ГСО 3191-85).

Результаты геохимических исследований метатерригенных пород.

Белозерская серия. Метапесчаники белозерской серии (обр. 84–218, 84–330) олигомиктовые, в их составе преобладает кварц (SiO_2 — 72,99–85,0 масс.%) и глинозем (Al_2O_3 — 4,80–10,83 масс.%). В сланцах (обр. 84–275а) содержание SiO_2 (58,09 масс.%), Al_2O_3 (12,14 масс.%). На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ их фигуративные точки попадают в поля субаренитов и кварцевых аренитов. По высокому индикаторному отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 48-80,9$ метапесчаники и сланцы белозерской серии относятся к зрелым осадкам [2]. Согласно Петтиджону [2], кварцевые арениты отлагались в мелководных морских шельфах в пределах стабильных кратонов.

Низкое значение отношений Th/U (для метапесчаников — 2,24 и сланцев — 3,54) свидетельствует об их формировании в бескислородной атмосфере. Высокие значения отношений $(\text{La}/\text{Yb})_N$ метапесчаников (18,43) и сланцев (15,77) указывает на их формирование за счет размыва магматических пород с фракционированными спектрами РЗЭ (рис. а).

Sm-Nd модельный возраст метапесчаников белозерской серии — $T_{NdDM} = 3,1$ млрд лет [1] указывает на преобладание в области их сноса плагиогранитоидов сурского комплекса первой интрузивной фазы. Кислые вулканиты белозерской серии не вносили существенного вклада в терригенный материал, так как в них значительно меньше суммарная концентрация РЗЭ, содержание тяжелых РЗЭ, а также Y, V, Cr, Ni и Co.

Гуляйпольская свита. Метапесчаники гуляйпольской свиты олигомиктовые, преобладает кварц; содержание SiO_2 (90,96 масс.%), Al_2O_3 (3,16 масс.%). В сланцах (обр. 89–461) содержание SiO_2 (62,67 масс.%), Al_2O_3 (13,49 масс.%). На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ их фигуративные точки попадают в поля субаренитов и кварцевых аренитов. По высокому индикаторному отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 16,3-808$ метапесчаники и сланцы гуляйпольской свиты относятся к зрелым осадкам [2].

Высокие отношения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ для метапесчаников (15%) и сланцев (11,98%) указывает на их формирование за счет размыва магматических пород с фракционированными спектрами РЗЭ (рис. 1 б). В сланцах гуляйпольской свиты наблюдается отрицательная европиевая аномалия — $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,77$. Низкое отношение Th/U для метапесчаников (2,83) и сланцев (2,8) указывает на бескислородную атмосферу. В области сноса метатерригенных пород гуляйпольской свиты гранитоиды преобладали над вулканитами.

Результаты геохимических исследований железисто-кремнистых пород. В образцах железистых кварцитов белозерской серии и гуляйпольской свиты содержание U низкое, соответственно, 0,19–2,74 0,35 ppm. Такие же низкие содержания U характерны для железисто-кремнистых пород архейской железисто-кремнисто-метабазитовой формации — 0,1–0,6 ppm [6], что позволяет сделать вывод о их формировании в бескислородной атмосфере, которая существовала до рубежа 2,47 млрд лет. В ЖКФ гуляйпольской свиты (обр. 5252) содержание Ni низкое — 2,8 ppm. Молярное отношение Ni/Fe — 0,1.

В образцах железисто-кремнистых пород белозерской серии показатели содержания Ni сильно различаются. В обр. 89–447 ($\text{FeO}_{\text{общ.}} = 38,1\%$) оно низкое (5,61 ppm), а в обр. 89–434 ($\text{FeO}_{\text{общ.}} = 29,7\%$) — высокое (16,9 ppm). Молярные отношения Ni/Fe образца 89–447 — 0,18; образца 89–434 — 0,69. В ЖКФ белозерской серии и гуляйпольской свиты отсутствуют отрицательные цериевые аномалии: значения Ce/Ce^* , соответственно, 1,0–1,05 и 0,99. Это является признаком формирования их в восстановительных условиях в морских бассейнах.

Железистые кварциты белозерской серии характеризуются положительными европиевыми аномалиями ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,43-2,03$), как и архейские породы железисто-кремнисто-метабазитовой формации, что свидетельствует о влиянии гидротермальных источников. В ЖКФ гуляйпольской свиты наблюдается отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,70$).

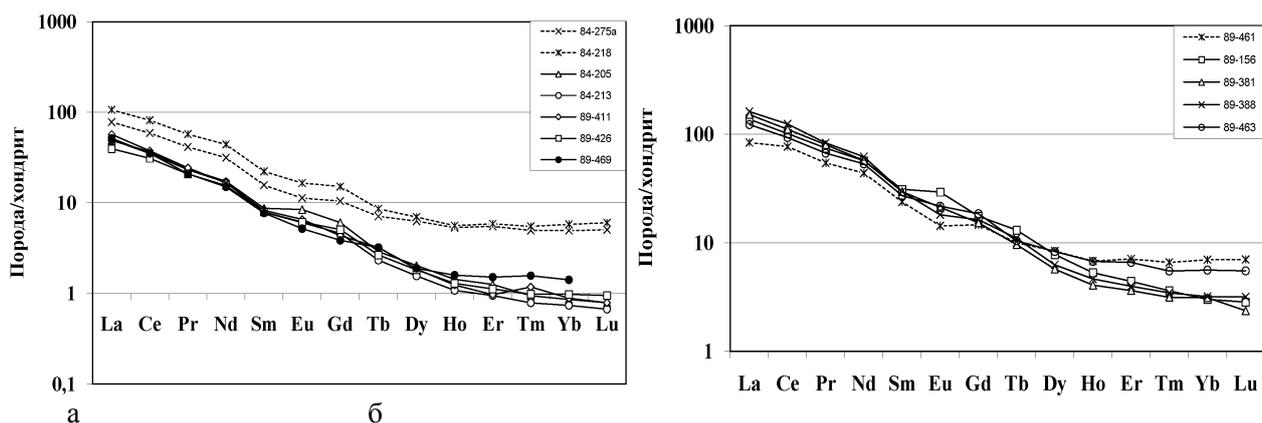


Рис. 1. Графики распределения РЗЭ для метатерригенных пород и метавулканитов белозерской серии (а) и гуляйпольской свиты (б). Нормировано на состав хондрита.

В железистых кварцитах белозерской серии и гуляйпольской свиты, по сравнению с железистыми кварцитами конкской серии, большое содержание K_2O (0,1–1,95%)/(0,05–0,16%), Rb (75,8–242 ppm)/(0,5–1,5 ppm), Zr (21,1–86 ppm)/(2,58–6,9 ppm), Hf (0,61–2,72 ppm)/(0,07–0,09 ppm) и Th (1,2–6,82 ppm)/(0,2–0,52 ppm). Это отличие обусловлено, вероятно, большим количеством кислых пород в области осадконакопления белозерской серии и гуляйпольской свиты.

Литература

1. Терригенный циркон архейских зеленокаменных поясов — источник информации о ранней коре Земли: Приазовье и Приднепровье, Украинский щит / Е. В. Бибикина [и др.] // *Геохимия*. 2010. № 9. С. 899–916.
2. Петтиджон Ф., Потер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
3. Ранний докембрий Балтийского щита. Санкт-Петербург: Наука, 2005. 711 с.
4. Савко К. А., Базиков Н. С., Артеменко Г. В. Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения // *Стратиграфия, геологическая корреляция*. 2015. Т. 23. № 5. С. 3–21.
5. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия / Щербак Н. П., [и др.]. Киев: Наукова думка, 1988. 192 с.
6. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes / A. Bekker [et al.] // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 467–508.
7. Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event / K. O. Kohnhauser [et al.] // *Nature*. 2009. V. 458. P. 750–754.
8. Uranium in iron formation and the rise of atmospheric oxygen / C.A. Partin [et al.] // *Chem. Geol.* 2013. V. 262. P. 82–90.

Гоголев Константин Игоревич, младший научный сотрудник Института геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, г. Киев.

Базиты Тенкеляхской площади (Вилуйско-Мархинский дайковый пояс)

© С. С. Гоголева

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия. E-mail: gogoleva_ss@mail.ru

Приводится описание и сравнение базитов Тенкеляхской площади с Большепорожской трещинной интрузией, находящейся в пределах Вилуйско-Мархинского дайкового пояса.

Ключевые слова: магматизм; базиты; долериты; Вилуйско-Мархинский дайковый пояс

Basites of Tenkelyakh area (Vilyuisko-Markhinsky dike belt)

S. S. Gogoleva

Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia. E-mail: gogoleva_ss@mail.ru

A description and comparison of the basites of the Tenckehlyakh area with the Bolshaporozhskaya fracture intrusion, which is located within the Vilyuisko-Markhinsky dike belt, is given.

Keywords: magmatism; basites; dolerites; Vilyuisk-Marhinsky dike belt

Данное сообщение посвящено нескрытым интрузиям базитов Тенкеляхской площади Вилуйского палеорифта. По результатам геофизических работ на Тенкеляхской площади, расположенной в 20 км севернее Накынского кимберлитового поля, была выявлена серия магнитных аномалий, располагающихся под мощными (до 150 м) юрскими терригенными образованиями. В ходе заверки выявленных аномалий было установлено, что последние связаны с интрузивами долеритов, среди которых преобладают дайки. Силловая фация менее распространена и фиксируется лишь в северной части территории. Мощность интрузий не установлена. Сложены интрузии как в силлах, так и в дайках различной степени измененными мелко- и среднезернистыми офитовыми и призматически-офитовыми долеритами и габбро-долеритами, местами с миндалекаменной текстурой. Содержание основного породообразующего минерала — плагиоклаза колеблется в пределах 50% от основной массы. Преобладает плагиоклаз лабрадорного состава (An_{55-70}). Крупные его разновидности часто зональны, основность которых по краям таблиц опускается до олигоклаза (An_{22}). Форма кристаллов плагиоклаза — призматическая, таблитчатая, в мелкозернистых разновидностях преобладают удлиненные лейсты. Минерал местами замещен агрегатами соссюрита и чешуйками серицита, вплоть до 30%. Клинопироксен представлен авгитом, его доля — 15–30% от объема породы. В силлах его состав более железистый ($Wo_{36}En_{34}Fe_{30}$), чем в породах даек ($Wo_{41}En_{37}Fe_{21}$). Минерал образует кристаллы неправильной формы, таблитчатого облика и единичные изометричные зерна. Клинопироксен окрашен в светло-бурый цвет с розоватым оттенком и заметно плеохроирует, отмечается его повышенная титанистость (до 2%). Содержание оливина варьируется от 0 до 10%, образует скопления. Минерал по трещинам и краям серпентинизирован. Часто замещен боулингитом, формирующим по оливину полные псевдоморфозы. Следует подчеркнуть, в долеритах силла оливина практически не сохранилось, отмечаются лишь его реликтовые формы. Рудный минерал присутствует в породах в виде ксеноморфных зерен, рудной пыли и скелетных кристаллов. В силле минерала заметно больше, здесь преобладает игольчатая форма. В среднезернистых породах титаномагнетит часто образует скелетные кристаллы размером до 3–5 мм. В породах постоянно присутствует мезостазис, выполняющий угловатые промежутки между минералами. Это почти полностью раскристаллизованное вулканическое стекло, замещенное хлоритом, палагонитом, светлой слюдой, карбонатом. Вокруг участков мезостазиса цветные минералы более существенно изменены. По клинопироксену развивается биотит, по оливину — тальк. К участкам мезостазиса тяготеет акцессорный минерал апатит. Также до 1–3% встречается полевой шпат (микрпегматит), роговая обманка (развитая по клинопироксену). В долеритах силлов отмечаются округлые миндалины, выполненные хлорит-кальцитовым агрегатом и нераскристаллизованным стеклом.

Т.к. данная площадь находится в пределах Вилуйско-Мархинского дайкового пояса (ВМДП), для сравнения с ним взят ранее изученный и описанный материал [1] по Большепорожской трещинной интрузии. Обнажения интрузии, находятся рядом с исследуемыми объектами в среднем течении р. Ханьни. Большепорожская интрузия принадлежит типичным девонским объектам ВМДП. Состоит из хонолита и двух подводящих каналов, расположенных параллельно друг другу. Площадь хонолита около 26 км², видимая мощность 130–140 м. Породы кровли тела не сохранились. Нижняя поверх-

ность хонолита полого рассекает кембрийские глинисто-карбонатные отложения. Крутопадающие подводящие каналы мощностью 30–50 м хорошо прослеживаются во вмещающих осадочных породах. Породы хонолита и даек подводящих каналов различаются по вещественному составу и структурным взаимоотношениям. Плагноклаз пород даек несколько кислее, чем пород хонолита. Состав плагноклаза An_{55-77} , в основном преобладает лабрадор An_{65} . Битовнит в них определяется только в мелкозернистых долеритах краевых зон, где он слагает мелкие порфиновые выделения. В центральных частях даек таблицы плагноклаза иногда зональны вплоть до появления олигоклаза. Зональный лабрадор наблюдается и в верхней части разреза хонолита. Состав моноклинного пироксена в различных частях Большепорожского интрузива изменяется незначительно. Максимально железистые разности обнаружены в породах дайки ($Wo_{34}En_{38}Fe_{28}$). Оливин в породах даек полностью замещен идингситом, боулингитом. Сохранность его в габбро-долеритах хонолита хорошая, где отвечает гортонолиту Fa_{53-57} . Количество оливина по разрезу тела непостоянно. Максимальное содержание его зафиксировано в средней части разреза хонолита, ниже по разрезу встречены безоливиновые разности. Среди второстепенных в составе пород даек и хонолита отмечены кварц, щелочной полевой шпат, агрегат пегматита, биотит и роговая обманка. Количество их возрастает в верхних частях хонолита и в центральных частях дайки до 10–12%. Ильменит и титаномагнетит существенные компоненты габбро-долеритов (до 8-10%). Ильменит образует таблитчатые кристаллы размером до 3–5 мм. Максимальные количества ильменита и титаномагнетита отмечены в центральной части даек. В породах хонолита этих минералов меньше..

Анализ петрографического строения долеритов, минеральный состав основных породообразующих минералов говорит об идентичности долеритов Тенкеляхской площади и Большепорожского интрузива. По петрохимическому составу они также близки, что указывает на принадлежность последних к типичным долеритам Вилуйско-Мархинского дайкового пояса. Химический анализ показал, что среди изученных пород преобладает группа базитов с умеренным содержанием окиси титана (2-3 %), калия (~1%), кальция (~9-10%), кремнекислоты (~47-48%) (табл.).

Таблица

Средние химические составы пород

	Базиты Тенкеляхской площади						Базиты Большепорожского интрузива					
	Дайка				Силл		Дайка			Хонолит		
	124/45	118/71	118/37	110/35	138/67	138/68	222/2а	222/2г	224/1б	224/1е	224/1ж	
SiO ₂	48,65	48,25	48,57	46,25	48,22	47,79	46,22	46,58	48,06	47,52	48,22	
TiO ₂	2,72	2,48	2,2	4,74	3,71	3,99	3,74	4,27	2,31	2,11	2,39	
Al ₂ O ₃	14,48	13,53	14,91	14,53	12,79	13,52	12,53	12,67	13,44	13,58	13,74	
Fe ₂ O ₃	3,52	3,83	4,8	5,23	5,78	5,55	2,99	3,95	2,77	2,32	3,37	
FeO	10,69	10,75	7,7	7,7	9,83	8,62	12,07	11,34	11,93	12,88	11,21	
MnO	0,18	0,2	0,17	0,13	0,2	0,14	0,2	0,16	0,19	0,19	0,18	
MgO	4,91	6,28	5,97	5,73	4,6	5,64	6,9	6,22	6,95	7,51	5,79	
CaO	10,13	10,28	10,42	9,45	9,26	7,99	8,17	9,48	10,47	10,47	10,76	
Na ₂ O	1,98	2,01	2,21	2,29	2	2,19	1,66	1,82	1,85	1,74	1,97	
K ₂ O	1,05	0,52	1,05	1,45	0,86	1,08	2,77	1,12	0,62	0,55	0,71	
H ₂ O+	0,81	1,13	1	1,25	1,06	1,23	2,34	1,42	1,02	1,04	1,55	
PPP	0,09	0	0,22	0,13	0,55	0,67	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,27	0,55	0,43	0,47	0,6	0,54	0,44	0,39	0,39	
CO ₂	0	0	0	0	0	0	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	
S	0,05	0,03	0,04	0,05	0,09	0,4	0,03	0,06	0	0,01	0	
F	0,04	0,03	0,03	0,06	0,04	0,06	0,08	0,08	0,03	0,03	0,03	
Сумма	99,58	99,6	99,56	99,54	99,42	99,34	100,3	99,71	100,08	100,34	100,31	

По содержанию таких показательных элементов как титан, калий и фосфор они относятся к среднепалеозойским базитам и четко отличаются от пермо-триасовых траппов, в которых содержание указанных элементов в два раза ниже.

В юго-восточной части Тенкеляхской площади была установлена дайка (скв.110/35), резко отличающаяся по своим петрохимическим показателям от выше рассмотренных долеритов как Тенкеляхской площади, так и в целом от долеритов ВМДП. Прежде всего они выделяются высоким содержанием окиси титана, калия, фосфора, тогда как в петрографическом плане они подобны описанным долеритам Тенкеляхской площади. В то же время они схожи с долеритами даек, расположенных вблизи кимберлитовых тел Накынского кимберлитового поля, что дает основание выдвигать предположение о возможном нахождении вблизи тела 110/35 кимберлитов. Последнее особенно актуально с учетом выдвинутого в [2] поискового критерия на кимберлиты, основанного на анализе поведения ряда элементов, в том числе титана, в совозрастных с кимберлитами долеритов.

Литература

1. Олейников Б. В., Саввинов В. Т., Погудина М. А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения тунгусской и виллюйской синеклиз. // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 4–76.
2. Характер становления базитов в Накынском кимберлитовом поле / М. Д. Томшин [и др.] // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 39–43.

Гоголева Саргылана Семеновна, младший научный сотрудник Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск.

**Подтверждение данных разведки при отработке
Кавоктинского месторождения аподолмитового нефрита (Средне-Витимская горная страна)**

© *Д. М. Гомбоев*¹, *Е. В. Кислов*²

¹ АО «Забайкальское горнорудное предприятие», г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: dorzhigomboev@gmail.com

² Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: evg-kislov@ya.ru

Сопоставление данных геологоразведочных работ с результатами добычи показало, что значения расхождения коэффициента нефритонности по отдельным залежам варьируют от — 30,77 до +12,82%. В среднем по месторождению коэффициент нефритонности изменился на –7,82%, показатель сортности нефрита остался практически неизменным. Принятая на Кавоктинском месторождении плотность разведочной сети, принципы оконтуривания тел и методика подсчета в целом позволяют выявить в процессе геолого-разведочных работ запасы категории С₂.

Ключевые слова: нефрит; Кавоктинское месторождение; геологоразведочные работы; подсчет запасов

**Confirmation of the prospecting data at mining
of the Kavokta deposit of the dolomite related nephrite (Middle Vitim highland)**

*D. M. Gomboyev*¹, *E. V. Kislov*²

¹ JSC Transbaikal Mining Enterprise, Ulan-Ude, Russia. E-mail: dorzhigomboev@gmail.com

² Geological institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: evg-kislov@ya.ru

Comparison of exploration works data with the mining results has shown that values of a divergence of nephrite percent coefficient on separate blocks vary from -30,77 to +12,82%. The nephrite percent coefficient on average for deposit has changed for –7,82%, the indicator of grade of nephrite remained almost invariable. Density of prospecting network accepted on the Kavokta deposit, the principles of bodies bordering and a technique of calculation in general allow to reveal category С₂ stocks in the course of exploration works.

Keywords: nephrite; Kavokta deposit; exploration works; calculation of stocks.

Кавоктинское месторождение расположено в Витимском нефритонном районе Сибирской нефритонной провинции. Разведано в 1984–1993 гг. с участками Прозрачный и Медвежий, передано в промышленную отработку в 1994 г. С 2014 г. геологоразведочные и добычные работы ведет АО «Забайкальское горнорудное предприятие». Продуктивная минерализация в виде кальцит-тремолитовых скарнов с обособлениями нефрита развита по периферии тел доломитовых мраморов на контакте с эпидотизированными амфиболитами, образуя залежи с раздувами, пережимами, апофизами. Нефрит образует гнезда, линзы, прослои, прожилки, обособления. Крупные промышленные обособления нефрита, как правило, имеют четкие контакты с кальцит-тремолитовыми скарнами [1].

Сопоставление данных геолого-разведочных работ (ГРП) и добычи проведено для оценки достоверности данных об условиях залегания, форме рудных тел, количестве запасов, выхода сортового нефрита [2]. Сопоставление проводилось по залежам №№ 19/20, 22, 15 уч. Медвежий и залежи №1 уч. Прозрачный по запасам С₂ по подсчетным блокам, утвержденным в 2016 г. Государственной комиссией по запасам (ГКЗ) и отработанным в 2016-2017 гг., и по телам нефрита, выявленным при разработке за контурами блоков. При подсчете запасов применен метод вертикальных параллельных геологических разрезов. Для геометризации эксплуатационных блоков использованы погоризонтные планы отработки и подсчетные разрезы.

Залежь № 19,20 на северо-западе уч. Медвежий была основным объектом отработки в 2016-2017 гг. Несовпадение данных ГРП и эксплуатации обусловлено подсчетом запасов чрезмерно укрупненными блоками. В контур выделенной площади входили разрозненные нефритовые тела. Коэффициент нефритонности по валовой пробе был принят 0,41. При отработке на нижних горизонтах нефритовые жилы практически выклинились, что существенно изменило коэффициент нефритонности (0,22). Изменение коэффициента снизило количество запасов блока –18,9%, что отразилось на запасах. Значения коэффициентов нефритонности по подблокам варьируют от 7% до 18%, в среднем значения вполне сопоставимы (8%). Показатели сортности остаются практически неизменными (0,12%), что позволяет использовать данные ГРП для подсчета запасов. Отмечается удовлетворительная сходимость запасов нефрита сырца в контурах, утвержденных ГКЗ (–17%). Неподтверждаемость запасов обусловлена крайне неравномерным распределением нефрита, образующего очень сложные гнездообразные, линзовидные обособления, которые не удается удовлетворительно оконтурить на

стадии ГРР. Нефритовые тела внутри контуров подсчета сокращаются, но за счет выявления за их пределами новых нефритовых тел, не учтенных ГРР, количество запасов в целом по контуру отработки остается на приемлемом уровне. Расхождение составляет $-3,6\%$ по нефриту-сырцу и $-2,7\%$ по сортовому нефриту.

Залежь №15 разрабатывалась в 2016–2017 гг. По результатам отработки установлено, что она сложена преимущественно белыми и бледно-зелеными кальцит-тремолитовыми скарнами. Мономинеральные обособления нефрита преимущественно маломощные, прожилковой формы, группируются в сложную ветвящуюся систему. Крупные нефритовые обособления достаточно редки и концентрируются в центральной части залежи. При вскрытии нижних горизонтов выяснилось, что форма рудных тел и условия их залегания оказались значительно сложнее, чем они рисовались по данным разведочного бурения. Контур добычи изменились на 23% и 61% от расчетных по блокам 15–4 и 15–5. Существенное сокращение выхода нефрита-сырца на $-25,64\%$ по блоку 15-5 значительно снизило запасы блока и всей залежи. Сопоставление выхода сортового нефрита и коэффициента нефритонности отработки с данными ГРР показало удовлетворительную сходимост, хотя расхождения по блокам существенны. Для блоков 15–2, 15–5 содержания нефрита-сырца в подсчетных контурах оказались на $-9,26\%$ и $-25,64\%$ меньше, чем в добычных контурах, а выход сортового нефрита увеличился на $+8,35\%$ и $+20,09\%$. Для блоков 15-3 и 15–4 выходы сортового нефрита оказались стабильными, практически совпадающим с расчетным, а содержания нефрита-сырца в подсчетных контурах либо превышали расчетные на $+2,47\%$ по блоку 15–4, либо уменьшались на $-5,66\%$ по блоку 15–3. В целом по залежи отмечено уменьшение коэффициента нефритонности на $-9,77\%$, увеличение сортового нефрита на $+5,55\%$. При изучении данных сопоставления ГРР и эксплуатации залежи 15 отмечается удовлетворительная сходимост запасов нефрита сырца в контурах, утвержденных ГКЗ (-11%). Неподтверждаемость обусловлена уменьшением коэффициента нефритонности и увеличением объемов отработки. Отмечается значительное смещение рудных тел в пространстве и более сложное их строение. Нефритовые площади внутри контуров подсчета сокращаются, но за счет выявления за их пределами «слепых» тел, не учтенных ГРР, количество запасов по контуру отработки увеличилось на $+14,1\%$ по нефриту сырцу и $+18,6\%$ по сортовому нефриту.

Залежь 22. Существенные отклонения, полученные при сопоставлении запасов по данным ГРР и запасов, попадающих в контур отработки, вызваны неправильной геологической интерпретацией исходных данных. Фактические контуры отработки значительно сместились, в некоторых случаях оказались за пределами тела, оконтуренного по данным ГРР. Изменение пространственного положения тела, выявленное по результатам отработки, существенно изменило объем добычного блока ($+66,02\%$) и увеличило количество запасов в контуре отработки на $+15,2\%$, но снизило количество запасов в контуре ГКЗ на $-32,9\%$. В контуре отработки коэффициент нефритонности изменился на $-30,77\%$ в связи с выклиниванием на глубину нефритовых жил и увеличением количества кальцит-тремолитовых скарнов. Выход сортового нефрита остался неизменным $+3,38\%$.

Залежь №1 в южной части уч. Прозрачный. Залежь имеет сложную морфологию с пережимами, раздувами и расположена вблизи контакта ксенолита доломитовых мраморов с эпидотизированными амфиболитами. Она вскрыта и оконтурена канавами и расчистками, скважинами по сети 20×5 м на глубину 15 м. Для подсчета запасов использовались фондовые материалы, коэффициент нефритонности взят по аналогии. Запасы были подсчитаны с учетом современного положения полотна карьера. При разработке залежи выявилось значительное увеличение запасов в контуре отработки по сравнению с подсчитанными. Расхождение составило $+171\%$ в основном из-за увеличения мощности нефритонных кальцит-тремолитовых скарнов. Контур отработки значительно сместились и оказались за пределами тела, оконтуренного по данным ГРР. При эксплуатации залежи выявлены более сложные реальные контуры рудных тел. Обнаружены раздувы и пережимы между разведочными сечениями. За контурами тел, выявленных по данным ГРР, отмечаются многочисленные «слепые» залежи. Наряду с изменением пространственного положения тела, существенно увеличившего объем добычного блока ($+140,02\%$) отмечается повышение коэффициента нефритонности на $+12,82\%$, что дает повышение запасов залежи. Анализ выхода сортового нефрита выявил расхождение $-6,63\%$.

Обсуждение и выводы. Разработка Кавоктинского месторождения выявила удовлетворительную достоверность утвержденных запасов и подсчетных параметров. Колебания по отдельным залежам связаны с выклиниванием на глубину нефритовых тел и снижением качества сырья наложенными процессами дробления, рассланцевания, оталькования. Эти колебания носят не системный характер и не позволяют ввести на поправочные коэффициенты к количеству и качеству полезного ископаемого. В целом по результатам сопоставления, выполненного по четырем залежам обоих добычных участков Кавоктинского месторождения, можно сделать следующие выводы:

1. Сложное геологическое строение месторождения исключает однозначную интерпретацию по геологическим разрезам, затрудняет корреляцию между ними, а также оконтуривание подсчетных блоков. Методика, применяемая при ведении разведочных работ, подсчете запасов и применяемые разведочные кондиции позволяют оценивать запасы месторождения в достаточной степени достоверности для постановки добычных работ;

2. Основная причина изменения объемов добычи — изменчивая морфология рудных тел. Это выражается в появлении раздувов/пережимов тел, их прерывистом характере, а также выявлении апофиз и «слепых» тел. Все это невозможно учесть в полной мере при геометризации подсчетных блоков на месторождении четвертой группы сложности, однако в целом по месторождению позволяет получить сопоставимые результаты;

3. Значительную роль, влияющую на изменение объема добычи и качества добываемого сырья, играет колебание значения коэффициента нефритоносности и выхода сортового нефрита в процессе отработки запасов.

Геологическое строение нижележащих горизонтов остается столь же сложным, как и верхней его части. Осложняющие факторы помимо сложной морфологии — широкое развитие мелких разрывных нарушений, субвертикальных даек и субгоризонтальных тел кварц-микроклин-эпидотовых пород. Дальнейшее изучение месторождения необходимо вести с соблюдением применяемой методики разведочных работ, подразумевающей высокую плотность буровой сети (5×5 м) и обязательное вскрытие рудных тел с поверхности. Для предотвращения ошибок необходимо более тщательно изучать литолого-петрографические особенности и вторичные изменения вмещающих пород, текстуру, структуру, минеральный состав, тектонику. Эти данные позволят более точно установить геологические границы продуктивных пород, определить их морфологию, условия залегания и оконтурить блоки подсчета запасов с поверхности и на глубину.

Литература

1. Гомбоев Д. М., Андросов П. В., Кислов Е. В. Кавоктинское месторождение светлоокрашенного нефрита: условия залегания и особенности вещественного состава // Разведка и охрана недр. 2017. № 9. С. 44–50.

2. Методические рекомендации по сопоставлению данных разведки и разработки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: ФГУ ГКЗ, 2007. 30 с.

Гомбоев Доржи Мунхоевич, старший геолог, АО «Забайкальское горнорудное предприятие», г. Улан-Удэ.

Месторождения Удокан-Чинейского рудного района

© *Б. И. Гонгальский*¹, *Н. А. Криволицкая*², *К. Ю. Мурашов*¹

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия. E-mail: brgon@mail.ru

² Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва, Россия. E-mail: nakriv@mail.ru

Интерес промышленности к Северному Забайкалью объясняется присутствующими здесь суперкрупными (Удокан, Чиней и Катугин) месторождениями и многочисленными месторождениями и рудопоявлениями в осадочных и магматических породах открытых в середине прошлого столетия, но только сейчас вовлекаемых в разработку.

Ключевые слова: Удокан; Катугин; Чинейский массив; халькопирит; титаномагнетит; Забайкалье; РГО.

Deposits of the Udokan-Chineysky ore region

*B. I. Gongalsky*¹, *N. A. Krivolutsкая*², *K. Yu. Murashov*¹

¹ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia. E-mail: brgon@mail.ru

² Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russia. E-mail: nakriv@mail.ru

The interest of industry in the Northern Transbaikalia is explained by the presence here of super-large deposits (Udokan, Chiney and Katugin) and numerous deposits and ore occurrences in sedimentary and igneous rocks discovered in the middle of the last century, but only involved in development.

Keywords: Udokan; Katugin; Chineysky massif; chalcopyrite; titanomagnetite; Transbaikalia; RGO.

Запасы меди (более 50 млн т) в месторождениях Удокан-Чинейского района являются уникальными. Более половины находится на Удоканском месторождении (26,7 млн т), 12 млн т приходится на месторождения, считавшиеся «сателлитами» (Правоингамакитское, Сакинское, Ключвенное, Ункур, Красное, Бурпала и другие). Около 15 млн т. содержится в рудах месторождений и проявлений в магматических породах массивов чинейского комплекса — это месторождения (участки) Рудное, Верхнечинейское, Сквозное, Контактное Чинейского массива и проявления в габбро-норитах Луктурского и Майлавского массивов.

Есть ли признаки генетического родства между перечисленными месторождениями? Сбор аргументов для решения этой задачи является предметом исследований экспедиции Российского географического общества 2018 г. на севере Забайкалья.

Перемещение коллажа террейнов, из которых в последствии были оформлены кратоны Лаврентия (Канада) и Сибирь в палеопротерозое были синхронны. На архейском основании метаморфических пород был образован внутрикратонный прогиб, фрагментами которого в южной части Сибири были Кодаро-Удоканский, Угуйский, Нижнеханинский и другие. Они имеют преимущественно тектонические границы, пространственно разобщены. Формирование прогибов глубиной более 12 км удоканской супергруппы сопровождалось расколами земной коры, в которые устремились струи мантийных ультрамафит-мафитовых магм чинейского комплекса. Поступление магм к границе земной коры приводило к постепенному возрастанию объемов магматических камер. Плавление вещества земной коры приводило к выплавлению гранитных магм (кодарский комплекс). Многократные внедрения расплавов разного состава, их кристаллизация на разных уровнях способствовали формированию длительно функционировавшей рудно-магматической системы с разноформационными месторождениями. С древними архейскими породами ассоциируют месторождения железистых кварцитов (Сулуматское месторождение). В позднем архее с Олондинским трогом связаны проявления различных металлов, в том числе золота и платиноидов, а также находки алмазов.

Возраст осадочных пород удоканской супергруппы (читкандинская свита чинейской серии) равен 2180 ± 50 Ма (Бережная и др., 1988). По титаниту в кварцевых прожилках из карьера участка Медный Удоканского месторождения получен возраст $1896,2 \pm 6,2$ Ма (Perelló et al., 2017). Граниты катугинского комплекса имеют возраст 2066 ± 6 млн лет, Ларин и др. 2002). Возраст габброидов чинейского комплекса, полученный по различным изотопным данным составляет — 1850 ± 90 Ма, Гонгальский и др., 2008; 1858 ± 17 Ма, 1811 ± 11 Ма, Гонгальский и др., 2012; $1880 \pm$ Ма, Поляков и др; 1867 ± 3 Ма, Попов и др., 2009 [1].

В интервале 2,1–1,8 Ма были сформированы породы, в которых локализованы суперкрупные месторождения меди (Удокан) и ванадия (месторождения Магнитное и Этырко Чинейского массива), а также Катугинское редкометальное месторождение. Происхождение гигантских запасов меди, залегающих в осадочных и магматических породах, вызывало дискуссии с момента их открытия.

На Удоканском месторождении (открытом в 1949 году Е.И. Буровой) поиск аргументов проведен на коренных обнажениях сульфидных руд, на карьере участка Медный, массивных и брекчиевых руд в районе штольни 14 и окрестностях штольни 5 (участок Озерный). Здесь распространены полойные и секущие халькозин-борнитовые прожилки. Ф.П. Кренделев с соавторами (1983) выделяли 4 их типа, связывая их образование с региональным или контактовым метаморфизмом. Нами на Удоканском месторождении (участки Западный, Озерный, Наминга) было установлено широкое распространение кулисообразных линзочек сульфидов с кварцем, зоны брекчированных вмещающих пород (песчаников, аргиллитов), сцементированных жильным кварцем с халькозином, борнитом и халькопиритом. В таких же прожилках где определен изотопный возраст титанитов (Pegelló et al., 2017), установлены повышенные концентрации золота — до 0,3 г/т (в безрудных песчаниках их концентрации менее 0,01 г/т). В секущих прожилках определены повышенные концентрации U и Pb.

По периферии Чинейского массива Удоканской экспедицией оценены участки (месторождения) Fe-Ti-V руд (Магнитное и Этырко), медные с Au, Ag, Pt, Pd и др. (Рудное, Верхнечинейское, Сквозное и Контактное), Гудымовский участок U-REE руд.

Магнитное месторождение было открыто в 1938 г. М. Н. Петрусевичем и Л. И. Казик при изысканиях трассы БАМ. На месторождении широко развиты массивные и вкрапленные титаномагнетитовые руды. Именно здесь состоялся митинг строителей открытия участка железной дороги Новая Чара-Чина 26 сентября 2001 г. Отпрепарированные за долгие годы образцы мономинеральных титаномагнетитов очень эффектны и находятся во многих музеях страны. Немного южнее на водоразделе р. Правая Чина и Сакукан обнаружены жилы поделочного камня ксонотлита.

На Рудном месторождении при проведении дороги были вскрыты массивные руды, преимущественно халькопиритового состава с высокими содержаниями платиноидов, золота и серебра. Жильные сульфидные тела представляют собой брекчии с обломками перекристаллизованных вмещающих пород (песчаников), которые имеют сходство с офсетными дайками месторождения Садбери (Канада).

Между Верхнечинейским и Сквозным месторождениями, в контактовой зоне не установлено промышленных концентраций металлов, а жильные рудные тела пирит-халькопиритового состава сосредоточены в узкой зоне, расположенной под углом к контакту интрузива и постепенно удаляющейся от него на 4 км. Самые отдаленные жилы и прожилково-вкрапленные руды в песчаниках являются наиболее богатыми — Правоингамакитское месторождение. Цемент брекчиевых руд здесь представлен пиритом и халькопиритом.

Эндоконтактные руды месторождений Чинейского массива приурочены к разным типам пород в приподошвенной части массива: к лейкократовым габбро, кварцевым диоритам и монцодиоритам, где отмечается вкрапленность сульфидов, а также согласные с расслоенностью и секущие прожилки. Руды во вмещающих осадочных породах (экзоконтактные) присутствуют на всех месторождениях, наиболее богатые из них установлены на Рудном месторождении. Руды залегают в виде жил или линз, часто брекчированных тел. Они выполняют систему субгоризонтальных трещин в приподошвенной части массива. Маломощные прерывистые прожилки халькопиритового состава с метасоматическими ореолами прослеживаются до 500 м вниз от контакта габброидов.

Брекчиевые руды в месторождениях, залегающих среди осадочных и магматических пород указывает на участие достаточно высокотемпературных флюидов в рудоотложении. Это подтверждено и при изучении флюидных включений на Удоканском, Рудном и Правоингамакитском месторождениях, температуры гомогенизации которых достигают 330° (Гонгальский и др., 2007, 2013).

Существенная роль магматогенных флюидов, принимавших участие в рудообразовании на месторождениях-спутниках Удокана, и отчасти, его самого, подтверждается изотопным составом серы сульфидов из этих руд. Для пирит-халькопиритовых руд Удоканского месторождения характерно обогащение легким изотопом серы: $\delta^{34}\text{S} = -27,2\text{‰}$. В халькозин-борнитовых рудах $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от $-8,6\text{‰}$ до $-2,7\text{‰}$. Изотопный состав серы пирротинов Рудного месторождения составляет $+2,6$ — $+4,4\text{‰}$, халькопиритов — $+1,7$ — $+2,6\text{‰}$ а для минералов Верхнечинейского месторождения эти значения соответственно равны $+3,6$ и $+3\text{‰}$. Пириты Контактного месторождения характеризуются средними значениями $+3,3$.

Из изученных месторождений-спутников Удокана многие обладают изотопными характеристиками сульфидных минералов, типичными для магматических систем. В первую очередь, это касается

сульфидов Правоингамакитского месторождения, где значения $\delta^{34}\text{S}$ для пиритов и халькопиритов меняются от +2 до +4,2‰, серы пирротинов Сакуканского рудопроявления $\delta^{34}\text{S}$ +1,9 — +2,9‰, сульфидов месторождения Красное $\delta^{34}\text{S}$ для +1 — +4‰.

Разноформационные месторождения Удокан-Чинейского рудного района группируются в рудные узлы с магматическими, гидротермальными и осадочными месторождениями, центрами которых выступают расслоенные массивы чинейского комплекса (Намингинский и Ункурский рудные узлы), пологие интрузии габброидов (месторождение Бурпала) или дайки основного состава (месторождение Красное).

На 3D моделях построенных по гравиметрическим и магнитным данным (Гонгальский и др., 2015) расслоенные анортозит-габброноритовые массивы чинейского комплекса представляют собой вершины магматических колонн, составленных разноглубинными магматическими камерами, питающими для которых служил крупный магматический бассейн, расположенный на глубине 19-20 км. Внедрение расплавов носило пульсирующий характер, что нашло отражение в формировании разномасштабной ритмичности в строении Чинейского массива.

Процессы рудообразования продолжались и после становления Чинейского массива. В его пределах обнаружено уран-редкоземельно-редкоредкометальное оруденение в пропилитизированных титаномагнетитовых рудах, которое сопоставляется с уран-редкоземельной минерализацией в альбитизированных магнетитовых и медистых песчаниках удоканской серии (Машковцев и др., 2010; Макарьев и др., 2010), а также с палладий-уран-редкоземельной минерализацией в альбититах на контакте алевропесчаников с габбро-диабазами (Кнауф и др., 2000).

Полевая экскурсия осуществлена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» по договору № 09/2018/РГО-РФФИ.

Литература

1. Гонгальский Б. И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС, 2015. 248 с.
2. Age and tectonic setting of the Udokan sediment-hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia / J. Perelló [et al.] // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 856–866.

Гонгальский Бронислав Иосифович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва.

Возраст и петролого-геохимическая характеристика Андреевского массива (северо-западная часть Витимского плоскогорья)

© Т. А. Гонегер

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: vetluga-work@mail.ru

На территории северо-западной части Витимского плоскогорья проведено петролого-геохимическое изучение гранитоидов. Дана краткая характеристика Андреевского массива. Получены новые данные о раннепалеозойском возрасте массива (U-Pb изотопное датирование цирконов методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с системой пробоотбора лазерной абляции).

Ключевые слова: гранитоиды; ранний палеозой; Андреевский массив.

Age and petrological-geochemical features of the Andrey massif (northwestern part of the Vitim plateau)

T.A. Goneger

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: vetluga-work@mail.ru

Petrological-geochemical study of the northwestern part of the Vitim plateau granitoids has been carried out. The brief features of the Andrey massif is given. The new data on early Paleozoic age of the massif (U-Pb isotopic dating of zircons by Magnetic-Sector Mass Spectrometry with Laser Ablation sampling) has been obtained.

Keywords: granitoids; early Paleozoic; Andrey massif.

В последнее время, автором проводилось петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование гранитоидов северо-западной части Витимского плоскогорья. В результате получены новые данные о раннепалеозойском возрасте Андреевского массива, которые существенно отличаются от имеющихся представлений об обширном распространении позднепалеозойских гранитоидов на территории Западного Забайкалья [1,3]. Для определения возраста гранитоидов были отобраны пробы массой до 5 кг, после дробления и расситовки по фракциям 0,5–0,25 мм, пробы были отмыты водой, и разделены в бромформе. Цирконы отобранные вручную из фракции менее 0,25 мм заливались эпоксидной смолой в округлую форму, далее затвердевшую шашку шлифовали и полировали на алмазных порошках и пастах. U-Pb изотопное датирование цирконов выполняли в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с системой пробоотбора лазерной абляции [4] (рис.1).

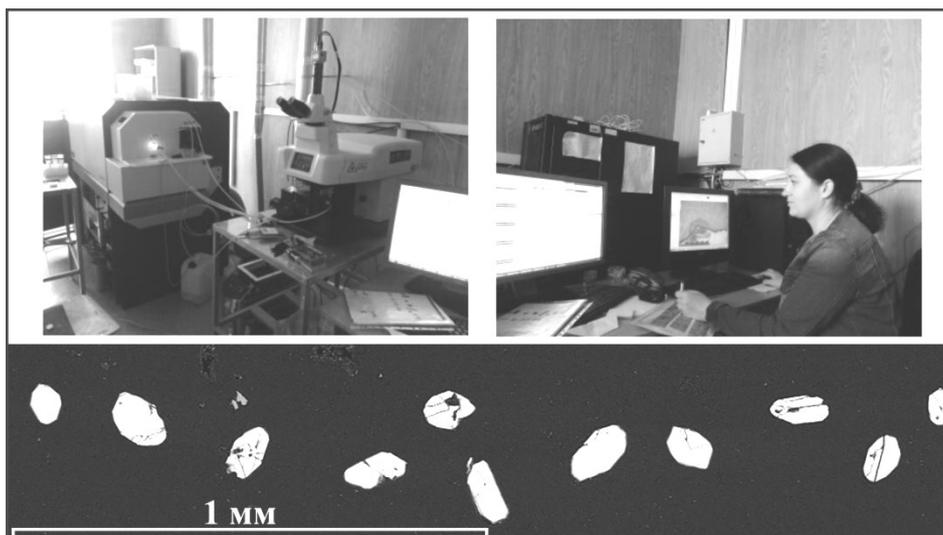


Рис. 1. Фото рабочего процесса на масс-спектрометре Element XR и лазере UP-213; фото цирконов Андреевского массива, полученное с использованием сканирующего электронного микроскопа (LEO-1430VP).

Андреевский массив располагается в бассейне р. Талой (руч. Андреевский и руч. Илькохта), сложен диоритами, биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами. В краевых фациях массива

гранитоиды гнейсовидные. Ближе к центру массива гранитоиды становятся порфиroidными, отмечаются преимущественно порфиroidные вкрапленники плагиоклаза, амфибола, биотита и кварца. Во внутренней части интрузии присутствуют мелкокристаллические светло-розовые граниты в виде жил и прорывают все предшествующие фазы. Было установлено существование промежуточных фаз между главными типами пород массива, имеющие различные признаки по крупности и меланократовости.

Диориты макроскопически породы серые, темно-серые среднезернистые. Структура в шлифах разнообразная: гранитная, нередко пойкилитовая. Текстура однородная, массивная. Минеральный состав (в масс. %): плагиоклаз 60%, роговая обманка 15%, биотит до 20–25 %, кварц до 3%. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, сосюритом, акцессорные — сфеном, гематитом, цирконом, редко апатитом. Характерной особенностью диоритов является присутствие зонального плагиоклаза. Структура диоритов призматически-зернистая. Кварц в большей мере имеет ксеноморфный характер, выполняя интерстиции между плагиоклазом и роговой обманкой. Вторичные изменения в диоритах проявились в следующем: по плагиоклазу развивается серицит, сосюрит, эпидот; биотит часто замещается хлоритом (рис. 2а).

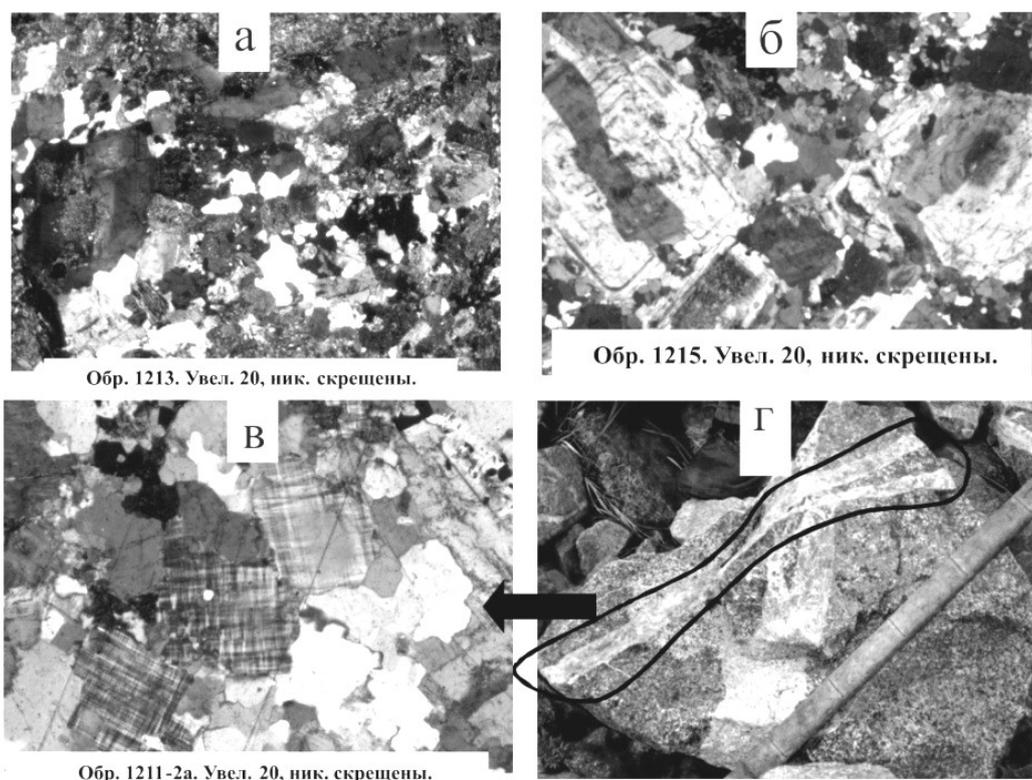


Рис. 2. Микро и макрофотографии пород Андреевского массива.

Гранодиориты серые среднезернистые породы. Минеральный состав включает (в масс. %): плагиоклаз 65%, кварц 15-20%, калиевый полевой шпат 10%, биотит 3%, роговая обманка 1%. Акцессорные минералы: сфен, гематит. Вторичные минералы представлены серицитом, сосюритом, хлоритом и эпидотом. Плагиоклаз в шлифах образует гипидиоморфные таблитчатые и призматические кристаллы и имеет зональное строение. Кварц в шлифах встречается в виде крупных округлых зерен неправильной формы и более мелких образований имеющих ксеноморфный характер с признаками катаклаза. Калиевый полевой шпат встречается в шлифах в виде зерен таблитчатой и изометрической формы. Биотит имеет форму небольших призматических и таблитчатых зерен, которые образуют сросшиеся агрегаты плеохроирующие в бурых тонах. Изредка отмечаются зерна замещенные хлоритом (рис. 2б).

Граниты мелкозернистые лейкократовые породы с гранитовой структурой, массивной текстурой (рис. 2в, г), встречаются в виде жил, прорывающих все предшествующие фазы (рис. 2г).

Возраст гранитов Андреевского массива определен по одной пробе 16-2i и равен 476,0 ± 1,6 млн лет, что соответствует границе нижнего и среднего ордовика.

На петрохимической диаграмме отношения $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ изученные породы лежат на границе субщелочных и низкощелочных гранодиоритов и гранитов. Для пород Андреевского массива индекс ASI изменяется в пределах от 0,89 до 1,2. Величина отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в гранодиоритах и гранитах Андреевского массива меньше 1. Тренды нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в гранитоидах выражают дефицит тяжелых по отношению к легким, при этом Eu аномалия выражена слабо. На мультиэлементных диаграммах породы Андреевского массива обогащены Ba, и содержат пониженные значения Nb, Ta, Rb, Y и Yb [2].

Литература

1. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее — палеозое / И. В. Гордиенко [и др.] // Геология и геофизика. 2010. Т. 5. № 5. С. 589–614.
2. Гонегер Т. А., Доронина Н. А. Петролого-геохимическая характеристика гранитоидных массивов северо-западной части Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания. Вып. 15. Иркутск: издательство Института земной коры СО РАН, 2017. С. 57–58
3. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья / А. А. Цыганков [и др.] // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.
4. Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

Гонегер Тамара Андреевна, инженер II кат. Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Роль субдукционного и коллизионного магматизма в формировании континентальной коры Забайкалья (по изотопно-геохронологическим данным)

© И. В. Гордиенко

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: gord@pres.bscnet.ru

Приведены результаты изотопно-геохронологических исследований субдукционного и коллизионного магматизма Забайкалья. Выяснена роль мантийной и коровой составляющих в области генерации родоначальных расплавов. Показана зависимость величины $\epsilon_{Nd}(T)$ габброидов и гранитоидов от их возраста и независимость от возраста коры. Установлено, что среди каледонских субдукционных и аккреционно-коллизионных гранитоидов Западного Забайкалья преобладают мезо- и неопротерозойские модельные возраста протолитов. Источниками расплавов этих пород выступали, преимущественно, породы ювенильной коры при прогрессивной добавке древнего корового компонента, вследствие смешения островодужных, палеоокеанических комплексов и докембрийских метаморфических блоков, происходившего на протяжении всей палеозойской истории формирования континентальной коры региона.

Ключевые слова: субдукция; коллизия; габброиды; гранитоиды; осадочные бассейны; магматические источники; U-Pb и Sm-Nd данные; ювенильная и континентальная кора; мантия; протолиты.

The role of subduction and collisional magmatism in the formation of the continental crust of Transbaikalia (by isotope-geochronological data)

I. V. Gordienko

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: gord@pres.bscnet.ru

The results of isotope-geochronological studies of the subduction and collisional magmatism of Transbaikalia are provided. The role of the mantle and crustal components in the generation region of parent melts has been established. The dependence of $\epsilon_{Nd}(T)$ value of gabbroids and granitoids on their age and the independence on crustal age are shown. It has been established that the Meso- and Neoproterozoic model ages of protoliths predominate among the Caledonian subduction and accretion-collisional granitoids of Western Transbaikalia. The sources of melts of these rocks were, mainly, the rocks of the juvenile crust with the progressive input of the ancient crustal component, due to the mixing of island-arc, paleoceanic complexes and Precambrian metamorphic blocks that occurred throughout the Paleozoic history of the formation of the continental crust of the region.

Keywords: subduction; collision; gabbroids; granitoids; sedimentary basins; magma sources; U-Pb and Sm-Nd data; juvenile and continental crust; mantle; protoliths.

Формирование и эволюция литосферы продолжает оставаться одной из главных фундаментальных проблем в геологии. В строении литосферы участвуют коровая и мантийная части литосферы. Магматические расплавы, зарождаясь на глубине, выносят расплавленное вещество вверх, формируя земную кору. По современным представлениям типичная континентальная кора образуется в основном в ходе субдукционных процессов, последующей аккреции и коллизии островных дуг, палеоокеанических комплексов и континентальных масс, а затем их переработки в результате складчатости, магматизма, метаморфизма и осадкообразования [1, 3].

Геохронологические и изотопные исследования палеозойских гранитоидов юга Восточной Сибири и Северной Монголии, свидетельствуют о том, что большая их часть характеризуется низкими первичными отношениями Sr, положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и Nd модельными возрастными $T_{Nd}(DM)$ от 1.4–1.1 до 0.9–0.3 млрд лет [4]. Была установлена зависимость величины $\epsilon_{Nd}(T)$ гранитоидов от их изотопного возраста и размещение их в каледонской и герцинской изотопных провинциях. Считается, что каледонская континентальная кора в складчатом поясе образовалась, в основном, за счет аккреции островных дуг, окраинных бассейнов, фрагментов шельфа микроконтинентов с океаническими островами Палеоазиатского океана. Докаледонская кора тоже участвовала в этом процессе в виде продукта эрозии основания Сибирского кратона, либо микроконтинентов. В этой модели предусматривается активная роль внутриплитного магматизма и мантийных плюмов [5].

Нашими исследованиями было установлено, что главнейшие тектонические структуры Забайкалья, относящиеся к Центральнo-Азиатскому и Монголо-Охотскому складчатым поясам, были созданы в основном в позднем докембрии и палеозое в результате преобразования океанической коры в континентальную. На исследованной территории отчетливо выделяются неопротерозойские или байкальские, венд-раннепалеозойские или каледонские, средне — верхнепалеозойские или герцинские

складчатые системы. Они сложены в основном ультрабазит-базитовыми, гранитоидными и базальт-андезит-риолитовыми ассоциациями пород преимущественно субдукционного (островодужного), аккреционно-коллизийного и внутриплитного (плюмового) происхождения, сыгравшие главную роль в формировании каледонской и герцинской коры Забайкалья.

Были проанализированы разновозрастные магматические комплексы байкалид, каледонид и герцинид Забайкалья. В результате проведенных исследований определен изотопно-геохронологический (U-Pb, Sm-Nd, Ar-Ar) возраст магматических пород и их протолитов (более 40 новых определений), рассмотрены условия формирования крупных ареал-плутонов субдукционного и коллизийного типов, выяснена роль мантийной и коровой составляющих в области генерации родоначальных расплавов (см. рис. 1).

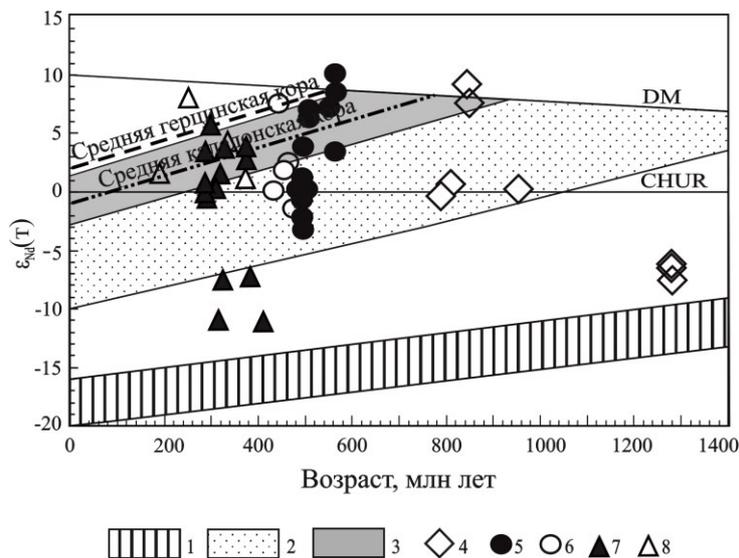


Рис. 1. Зависимость величины $\epsilon_{Nd}(T)$ магматических комплексов от их возраста и размещения в изотопных провинциях Забайкалья.

1-3 — области эволюции изотопного состава Nd в коре: 1 — архейского возраста; 2 — неопротерозойского возраста; 3 — раннепалеозойского возраста; Табличные значения: 4 — байкалиды; 5-6 — каледониды: 5 — Западное Забайкалье; 6 — Центральное Забайкалье; 7-8 — герциниды: 7 — Западное Забайкалье; 8 — Центральное Забайкалье. DM — деплементированная мантия; CHUR — неистощенный (хондритовый) мантийный резервуар. Пунктир — тренды эволюции среднего состава континентальной коры в каледонских и герцинских структурах Центральной Азии [4].

Пробы проанализированы в аналитических лабораториях ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты (аналитик Т.Б. Баянова), ИЗК СО РАН, г. Иркутск (аналитик Е.И. Демонтьева), ИГД РАН, г. Санкт-Петербург (аналитик Л.К. Левский), ИГХ СО РАН, г. Иркутск (аналитики В.Ф. Посохов и Г.П. Сандиминова) и обработаны в ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ (Н.А. Доронина, Т.А. Гонегер, И.В. Гордиенко).

Установлено, что на *раннебайкальском этапе* (палео-и мезопротерозой) в источниках гранитоидных комплексов присутствует, главным образом, переработанные блоки древней континентальной коры с высокими отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и раннедокембрийским модельным возрастом протолитов $T_{Nd}(DM-2st)$. В последующем, на *позднебайкальском (неопротерозой) этапе* в структуре байкалид образовались островодужные системы (Келянская, Метешихинская, Катаевская и др.), связанные с формированием активных окраин Палеоазиатского океана. Этот этап хорошо фиксируется корово-мантийным и мантийным магматизмом с положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, указывающих на ювенильные или смешанные источники магматических пород. Протолиты этого этапа $T_{Nd}(DM-2st)$ имели преимущественно неопротерозойский возраст. В конце байкальского этапа был сформирован коллизийный пояс байкалид преимущественно с неопротерозойской (рифейской) континентальной корой, которая в Забайкалье имела площадное развитие [6]. На *раннекаледонском этапе* (венд-кембрий) произошло дальнейшее преобразование докембрийской коры региона в результате заложения и развития спрединговых океанических бассейнов и островных дуг энсиалического (Удино-Витимская, Ангино-Таланчанская и др.) и энсиматического (Джидинская, Адацагская и др.) типов Палеоазиатского океана [2]. Формирование этих структур фиксируется мантийными и корово-мантийными источниками магматических расплавов (положительные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ и преимущественно эдиакарий-раннепалеозойским возрастом протолитов. В верхнем кембрии и ордовике четко проявлен коллизийный этап развития поздних каледонид с внедрением коровых гранитоидов со

смешанными источниками. На *герцинском этапе* в Забайкалье широко проявились внутриплитные магматические процессы, связанные с мантийными плюмами и приведшие к формированию позднепалеозойской гранитоидной провинции за счет коры разного возраста. Метки мантийных источников отчетливо фиксируются (по изотопным данным) в щелочных гранитоидах, завершающих позднепалеозойский этап магматизма в Западном Забайкалье [7, 8, 9]. Ювенильный характер этих образований подтверждается нашими геохронологическими и Sm-Nd изотопными исследованиями (см. рис. 1).

Таким образом, источниками расплавов субдукционного и коллизионного магматизма выступали, преимущественно, породы ювенильной коры при прогрессивной добавке древнего корового компонента, вследствие смешения пород докембрийских блоков, массивов габброидов и гранитоидов различной геодинамической природы, происходившего на протяжении всей палеозойской истории формирования континентальной коры региона.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 15-05-01633а).

1. Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.

2. Гордиенко И. В., Метелкин Д. В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1, С. 91–108.

3. Добрецов Н. Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51 (6). С. 761–784.

4. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 2. Редкометалльный магматизм: Ассоциации пород, состав источников магм, геодинамические обстановки формирования / В. И. Коваленко [и др.]. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 278 с.

5. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные / В. И. Коваленко [и др.] // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.

6. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области / Е. Ю. Рыцк [и др.] // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

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

8. Источники магм позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья (новые Nd-Hf изотопные данные) / А. А. Цыганков [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Вып. 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 290–292.

9. Ярмолюк В. В., Кузьмин М. И., Козловский А. М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.

Гордиенко Иван Власович, член-корреспондент РАН, советник РАН, главный научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Геодинамические условия формирования золотого оруденения Саяно-Байкальского пояса (Восточная Сибирь, Россия)

© *Н. А. Горячев*^{1,2}, *А. Е. Будяк*², *Б. Б. Дамдинов*³, *С. Ю. Скузоватов*², *Б. Л. Гармаев*³

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шилов ДВО РАН, г. Магадан, Россия. E-mail: goryachev@neisri.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: budyak@igc.irk.ru

³Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: damdinov@mail.ru

Показана роль разных геодинамических обстановок в формировании разнотипного и разновозрастного золотого оруденения Саяно-Байкальского складчатого пояса консолидированного в раннем палеозое.

Ключевые слова: геодинамические обстановки; золотое оруденение; каледониды; аккреция; коллизия.; Саяно-Байкальский складчатый пояс.

Geodynamic conditions of gold ore mineralization formation in the Sayano-Baikal orogenic belt (Eastern Siberia, Russia)

N. A. Goryachev^{1,2}, *A. E. Budyak*², *B. B. Damdinov*³, *S. Yu. Skuzovatov*², *B. L. Garmaev*³

¹North East Interdisciplinary Scientific Research Institute n.a. N.A. Shilo, FEB RAS, Magadan, Russia. E-mail: goryachev@neisri.ru

²Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: budyak@igc.irk.ru

³Geological Institute, SB RAS, Ulan Ude, Russia. E-mail: damdinov@mail.ru

The role of different geodynamic settings in the formation of the heterogeneous and different age gold mineralization of the Early Paleozoic Sayano-Baikal fold belt is discussed.

Keywords: geodynamic conditions; gold mineralization; caledonides; accretion; collision; Sayano-Baikal folded belt.

В истории формирования геологических структур неопротерозойского — палеозойского обрамления Сибирского кратона сочетаются периоды существования геодинамических обстановок бассейнов пассивной континентальной окраины, энсиматических и энсиалических островных дуг и задуговых бассейнов, аккреционно-коллизионных и внутриплитных событий, связанных со взаимодействием континентальных блоков (Тувинно-Монгольского, Баргузинского) с пассивной окраиной Сибирского континента. Это предопределило металлогенический облик территории в то время, характеризующийся широким распространением разновозрастной и разномасштабной золотой минерализации, сочетающейся с полиметаллическим оруденением в приконтинентальной части и с колчеданным, порфириновым и хромит-платиноидным — в дистальной периокеанической части.

Характерной особенностью обстановок бассейна пассивной окраины является формирование горизонтов черносланцевых толщ, обогащенных золотом и, иногда, платиноидами. Такая ситуация наиболее характерна для структур Байкальской области, наиболее приближенной к краю континента. Здесь обогащенные золотом горизонты формировались сначала в обстановках бассейна пассивной континентальной окраины с последующим переходом в обстановки задугового бассейна с сопутствующими зонами локального (рассеянного) спрединга и привносом материала с самих дуг. В глубине бассейна развивались процессы характерного низкоградного метаморфизма погружения (630–530 млн лет назад). Сочетание таких обстановок привело также к формированию стратифицированного полиметаллического оруденения типа SEDEX (Холоднинское).

Вероятно, в дистальной части пассивной континентальной окраины, либо на значительно удалении от нее уже в условиях существования океана, в этот период формировались, существовали и отмирали в результате аккреции с Тувинно-Монгольским блоком несколько генераций островных дуг: энсиматическая Дунжугурская, энсиалические Шишхидская [1, 4], с Баргузинским (?) — Байкало-Муйская (Келянская или Средне-Витимская [2]), для которых присуще формирование прежде всего плутоногенно-вулканогенных типов золоторудных месторождений (золото-колчеданных, золото-порфириновых, золото-теллуридных) и их металлогенические ассоциации с колчеданным и более ранним платиноидным оруденением.

Аккреция дуг к указанным микроконтинентам происходила в интервале 800(?)–500 млн лет и завершилась процессом коллизии, в результате закрытия океанического бассейна, возникших континентальных блоков с пассивной окраиной континента в период 500–450 млн лет. Следствием этого

события было формирование протяженного плутоно-метаморфического пояса вдоль края Сибирского континента (Мамский пояс, Приольхонье, Восточный Саян) сопровождавшееся образованием крупных месторождений золота в Байкало-Патомском нагорье (Сухой Лог и пр.), полиформационного оруденения в Гарганской глыбе (Зун-Холба и пр.), золото-кварцевой минерализации (Пионер, Иркинда и пр.). Этот металлогенический этап датируется интервалом 450–400 млн лет (380 в зоне Восточного Саяна). Этап раннепалеозойской коллизии завершил концентрирование золотого оруденения в крупных и уникальных объектах (Вернинское, Высочайшее, Угахан, Сухой Лог и пр.) Байкало-Патомского нагорья.

Активная история Саяно-Байкальского орогенного пояса как части Центрально-Азиатского складчатого пояса завершилась в позднепалеозойское время, когда произошли внутриплитные события, связанные с обширными плюмовыми процессами [3] и приведшими не только к формированию грандиозного Ангаро-Витимского батолита, но и к активизации крупных сдвиговых зон, с которыми связано золотое оруденение, известное как в Муйской зоне, так и в Саянской (350–310 млн лет), и этап поздней минерализации в сухоложских рудах Байкало-Патомской зоны.

Данное сообщение подготовлено частично в рамках бюджетного финансирования ИГХ СО РАН — проект 0350-2016-0032 и, частично, по грантам РФФИ 16-05-00283, 17-05-00399 18-05-00489 и в рамках проекта № 18-2-001 Программы «Дальний Восток» ДВО РАН

Литература

1. Гордиенко И. В. История развития Земли. Новосибирск: ГЕО, 2008. 293 с.
2. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое — раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения / С. М. Жмодик [и др.] // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183–197.
3. Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. № 2. С. 153–184
4. Кузьмичев А. Б., Ларионов А. Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.

Горячев Николай Анатольевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан.

Золото-сульфидно-вкрапленная минерализация черносланцевых толщ южного и восточного обрамления Сибирского кратона

© *Н. А. Горячев*^{1,2}, *А. Е. Будяк*², *Т. И. Михалицына*¹, *О. Т. Соцкая*¹, *Ю. И. Тарасова*²

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, Россия. E-mail: goryachev@neisri.ru

² Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Показано, что независимо от времени формирования масштабного золотого оруденения в его происхождении важную роль играло сочетание условий геодинамических обстановок пассивной окраины континента и задуговых бассейнов.

Ключевые слова: пассивная окраина Сибирского континента; задуговые обстановки; золотое оруденение; орогенные складчатые пояса; Байкало-Патомское нагорье; Верхоянье; Яно-Колымский пояс.

Gold-sulphide-impregnated mineralization of black-shale strata of Southern and Eastern framing of the Siberian craton

N. A. Goryachev^{1,2}, *A. E. Budyak*², *T. I. Mikhailitsina*¹, *O. T. Sotstkaya*¹, *Yu. I. Tarasova*²

¹ North East Interdisciplinary Scientific Research Institute n.a. N.A. Shilo, FEB RAS, Magadan, Russia.

E-mail: goryachev@neisri.ru

² Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia

It is shown that, regardless of the time of formation of large-scale gold mineralization in its origin, an important role was played by a combination of conditions of geodynamic environments of the passive margin of the continent and back-arc basins.

Keywords: passive margin of the Siberian continent; back-arc conditions; gold mineralization; Baikal-Patom Upland; Verkhoyansk and Yano-Kolyma orogenic folded belts.

Для древних континентальных окраин Сибирского кратона (неопротерозой — раннепалеозойские толщи Байкало-Патомского района и неопротерозой — позднемезозойские толщи Верхоянья) характерны многочисленные горизонты в осадочных комплексах, обогащенные органикой и благородными металлами [1, 2, 5–8]. Обогащенность благородными металлами выразилась в возникновении разнообразных зон сульфидизации (пирротин, пирит) нередко стратифицированных. Эти горизонты (уровни) имеют общераспространенное распределение в неопротерозое и относительно локально проявлены для палеозоя и мезозоя. На примере двух регионов (складчатые структуры Байкало-Патомское нагорья и Верхоянского и Яно-Колымского складчатых поясов рассмотрены глобальные и локальные уровни золотоносности отложений бассейнов пассивной континентальной окраины. Показано, что формирование обогащенных золотом горизонтов вмещающих масштабное золотое оруденение происходило при закономерном сочетании процессов осадконакопления обстановок пассивной окраины с обстановками задуговых бассейнов, при важном вкладе последних. Воздействие тыловодужных обстановок выразилось в низкотемпературном метаморфическом преобразовании ранее сформированных черносланцевых горизонтов с перераспределением благородных металлов в крупные уровни концентрирования в мульдообразных антиклинальных поднятиях в результате эманаций зон рассеянного спрединга в тылу дуг окружающих бассейны пассивной окраины. Для БПН это тылы Байкало-Муйской дуги позднего неопротерозоя — начала раннего палеозоя [4], для Верхоянья — это тылы Уда-Мургальской дуги позднего палеозоя — раннего мезозоя [3]. Возникшие при этом зоны вкрапленной пирит-пирротиновой минерализации послужили важным источником концентрированного золото-сульфидно-вкрапленного и прожилкового оруденения (Сухой Лог, Высочайший, Вернинской — БПН, Нежданинское, Наталка — Верхоянье), сформировавшегося в результате воздействия процессов поздних аккреционно-коллизионных событий раннего палеозоя (ордовик-силур для Байкало-Патомского региона) и позднего мезозоя (юра-мел — для Верхоянья и Яно-Колымского региона). Наиболее детально, с учетом современных изотопно-геохимических исследований, данная модель проработана на примере Байкало-Патомских структур [2]. Главным механизмом формирования таких руд служили плутоно-метаморфические процессы формирования коллизионных гранитно-метаморфических ареалов, время существования которых коррелирует с возрастом главного этапа оруденения (для Байкало-Патомского региона — это 500–420 млн лет, для Яно-Колымского — 160–134 млн лет, для Верхоянского — 125–115 млн лет). Более поздние тектониче-

ские события являлись отражением глобальных эпох тектогенеза и приводили к преобразованию ранее образованных объектов и возникновению в их пределах поздних этапов рудогенеза (Сухой Лог — поздний палеозой; Нежданинское — поздний мел).

Данное сообщение подготовлено частично в рамках бюджетного финансирования СВКНИИ ДВО РАН — проект 0288-2017-0001 и ИГХ СО РАН — проект 0350-2016-0032, частично, по гранту РФФИ 18-45-140040 и в рамках проекта № 18-2-001 Программы «Дальний Восток» ДВО РАН.

Литература

1. Геохимия рассеянного органического вещества в золоторудных месторождениях черносланцевых формаций / А. Е. Будяк [и др.] // ДАН. 2015. Т. 463. № 6. С. 692–695.
2. Будяк А. Е., Горячев Н. А., Скузоватов С. Ю. Геодинамические предпосылки формирования масштабного оруденения южного обрамления Сибирского кратона в протерозое // ДАН. 2016. Т. 470. № 5. С. 562–565.
3. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области / А. С. Бяков [и др.] // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81–85.
4. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое — раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения / С. М. Жмодик [и др.] // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183–197.
5. Кокин А. В. Новые данные по золотоносности осадочных пород Юго-Восточного обрамления Сибирской платформы // ДАН СССР. 1990. Т. 313. № 3.
6. Михалицына Т. И. Роль литолого-стратиграфического пермского уровня в формировании большеобъемного золотого оруденения Аян-Юряхского антиклинория (южный фланг Яно-Колымского золотоносного пояса): автореф. канд. дисс. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2011. 28 с.
7. Михалицына Т. И. Литология и геохимия верхнепермских пород Аян-Юряхского антиклинория (на примере разреза руч. Тихоня) // Вестник СВНЦ. 2014. № 4. С. 17–28.
8. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона / В. К. Немеров [и др.] // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.

Горячев Николай Анатольевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан.

Цикличность распределения концентраций элементов в воде истока Ангары (сток Байкала) в 1997-2017 гг.

© *В. И. Гребенщикова, М. И. Кузьмин, С. Б. Цыдыпова*

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: vgreb@igc.irk.ru

В результате 20-летних мониторинговых исследований химического состава воды истока Ангары установлена межгодовая, годовая и ежемесячная цикличность в распределении концентраций макро- и микрокомпонентов. Отмечается изменение содержания элементов по сезонам года, зависящее от температуры воды, активности фито- и зоопланктона и региональных изменений в окружающей среде (наводнения, землетрясения, техногенез и др.).

Ключевые слова: макрокомпоненты; микрокомпоненты; вода; Ангара; Байкал.

The cyclic distribution of the concentrations of elements in the water of the source of the Angara (the flow of Lake Baikal) in the years 1997-2017.

V. I. Grebenshchikova, M. I. Kuzmin, S. B. Tsydyпова

Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: vgreb@igc.irk.ru

As a result of 20-year monitoring studies of the chemical composition of the source waters of the Angara, the interannual, annual and monthly cyclicity in the distribution of concentrations of macro- and microcomponents has been established. There is a change in the content of elements for the seasons of the year, depending on the temperature of the water, the activity of phyto- and zooplankton and regional changes in the environment (floods, earthquakes, technogenesis, etc.).

Keywords: macrocomponents; microcomponents; water; Angara River; Lake Baikal.

В 21 столетии многие страны мира испытывают дефицит питьевой воды. В 1996 г. ЮНЕСКО включает Байкал в объекты Всемирного природного наследия. Вода Байкала и истока Ангары является настолько чистой и обогащенной кислородом, что по своим характеристикам пригодна для любого вида водопользования. Запасы воды в Байкале огромны, что вызывает мировой интерес к ее изучению.

Проводимые Институтом геохимии СО РАН (ИГХ СО РАН) мониторинговые геохимические исследования воды истока Ангары — единственного стока Байкала и сравнение с более ранней литературной информацией (1950–1995 гг.) важны для понимания существующей возможности сохранения чистой воды Байкала, несмотря на возрастающее антропогенное воздействие.

Химические анализы выполняются с использованием научного оборудования ЦКП «изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН». К настоящему времени выполнен анализ 460 проб воды истока реки Ангары на макрокомпоненты и Hg, 130 проб — на 55 микрокомпонентов. Исток Ангары не замерзает в зимнее время за счет поступления подледной воды из Байкала [1], что позволяет проводить его постоянное опробование.

Ежемесячный мониторинг **макрокомпонентного состава** воды истока Ангары в ИГХ СО РАН начат в 1997 г. [2, 3] Первые данные о химическом составе воды Байкала и истока Ангары появились в 30-х годах 19 века. Анализ многочисленных литературных данных показал, что макрокомпонентный состав воды истока Ангары, как и Байкала, остается постоянным на протяжении последнего столетия. Вода истока Ангары, согласно данным всех исследователей, низкоминерализованная, гидрокарбонатно-кальциевого состава. Средняя годовая минерализация изменяется в пределах 96–100 мг/дм³.

В 2011 г. на водозаборе в районе истока Ангары была установлена ультрафиолетовая защита. В связи с этим в 2017 г. было принято решение одновременно проводить опробование воды на водозаборе и на берегу Ангары с целью проверки возможного влияния ультрафиолетовой защиты на состав воды.

Подекадное опробование воды истока Ангары в 1997 г. показало близость ее макрокомпонентного состава в течение одного месяца [3]. В апреле 2017 г. пробы воды отбирались 3 раза, через каждые 10 дней. Оказалось, что в течение месяца по макрокомпонентам, береговая вода и вода из водозабора фактически не различались (рис. 1А) и близки к воде истока в апреле 2007 г.

Сезонным (ежемесячным) изменениям наиболее подвержены анионы HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , а также O_2 , pH и TDS (рис. 2А). Кремний, натрий, калий, фосфор, азот заметно ниже в весенне-летнее

время года. Отмечается незначительное увеличение F^- ранней весной (апрель-май) при таянии снега, а Cl^- — осенью, что, возможно, связано с большой туристической нагрузкой на поселок Листвянка, где находится исток Ангары.

По содержанию катионов отмечены незначительные изменения за весь период исследований. Слабо реагируют на сезон года катионы Mg^{2+} и Ca^{2+} , для них характерна слабо выраженная отрицательная и положительная тенденции.

Кроме того, определялась и удельная электропроводность (Ес). Она коррелирует с F^- -ионом и температурой воды в истоке, увеличиваясь в теплое время года.

За 20-и летний период исследований отчетливо выделяются *межгодовые* вариации или циклы изменения концентраций как положительной, так и отрицательной динамики. Продолжительность их 3–7 лет. Вариации отмечаются для всех катионов и анионов, а также для O_2 , pH и TDS (рис. 1, 3А). У щелочных катионов в 1997–2004 гг. прослеживался общий отрицательный тренд [3]. В январе 2006 г. отмечено заметное повышение, после они имеют явную положительную тенденцию до 2009 г., затем концентрации их изменяются волнообразно и незначительно до настоящего времени.

В целом ежемесячные, годовые и межгодовые геохимические вариации изменения концентраций как положительной, так и отрицательной тенденции отмечаются во всех вышеперечисленных компонентах за 1997–2017 гг. [2]. При этом для всех характерны близкие среднегодовые содержания и положительная или отрицательная динамика (рис. 1, 1А–3А).

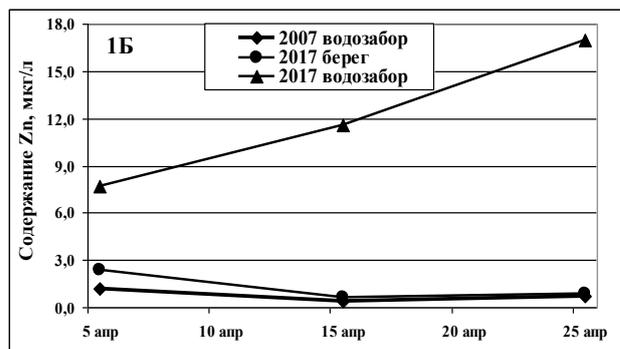
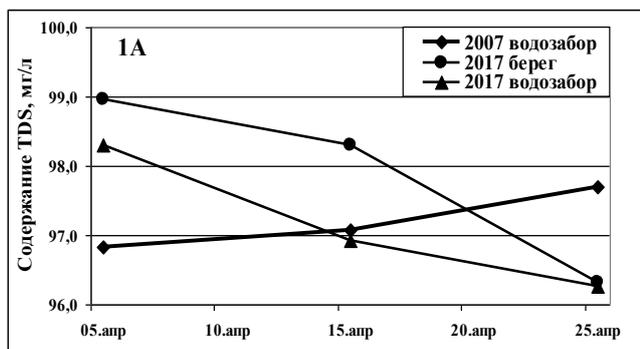
Мониторинг *микркомпонентного состава* истока Ангары и Байкала начат в 2006 г.

Месячный анализ микроэлементного состава в апреле 2017 г. показал значимые различия между водой в водозаборе и водой в береговой линии по таким элементам как: Fe, Cu, Zn, Cr (рис. 1, 1Б). Можно предполагать, что повышение содержаний элементов группы железа обусловлено воздействием ультрафиолетовой защиты. При этом в апреле вода в водозаборе всегда более теплая ($1^\circ-3^\circ$), что объясняется влиянием «термоклина» [1]. Вода в береговой части истока в это время года более холодная ($0^\circ-1^\circ$) (рис. 1, 1Б).

Сезонные (ежемесячные годовые) изменения микроэлементного состава воды на водозаборе и на берегу по большинству изученных элементов близки и выражены повышением содержаний в весенне-летнее время Co, V, Ni, Zn, Cu, Cd и Al, а осенью и зимой — уменьшением (рис. 1, 2Б). Отмечено близкое распределение элементов группы железа в 2007 и 2017 гг. Некоторые элементы изменяются не предсказуемо. Отличия минимальных и максимальных концентраций составляют 2–4 раза, иногда более. При этом превышений ПДК питьевых вод для всех анализируемых элементов не отмечено.

Продолжительность межгодовых изменений для микроэлементов (рис. 1, 3Б) различна, но в среднем, как и для макрокомпонентов, геохимический цикл составляет 3–7 лет. При этом максимумы и минимумы содержаний различных элементов по годам могут не совпадать. Например, неоднократные максимумы в течение 1998 г. характерны для Hg; 2002 г. — кислород и F^- -ион; 2008 г. — U; 2012 г. — TDS, Al, Cu, Zn, Ni, Co; 2017 г. — Cl^- -ион. Некоторые повышения ртути объяснились ранее [3] серией небольших землетрясений в 1998 г. и подтвердилось в марте 2018 г. на западе Байкала (район п. Голоустное). До этого времени в 2017–2018 гг. содержание ртути в среднем было очень низкое — $0,0005 \text{ мкг/дм}^3$ и менее, а после землетрясения ее содержание в воде истока увеличилось в 3 раза — до $0,0016 \text{ мкг/дм}^3$. Эти данные подтверждают глубинный источник ртути в воде.

Органические загрязнители в озере Байкал остаются низкими и не влияют непосредственно на биоту [4]. Основной угрозой является локальное загрязнение сточными водами населенных пунктов, туристических лагерей и судоходства [5].



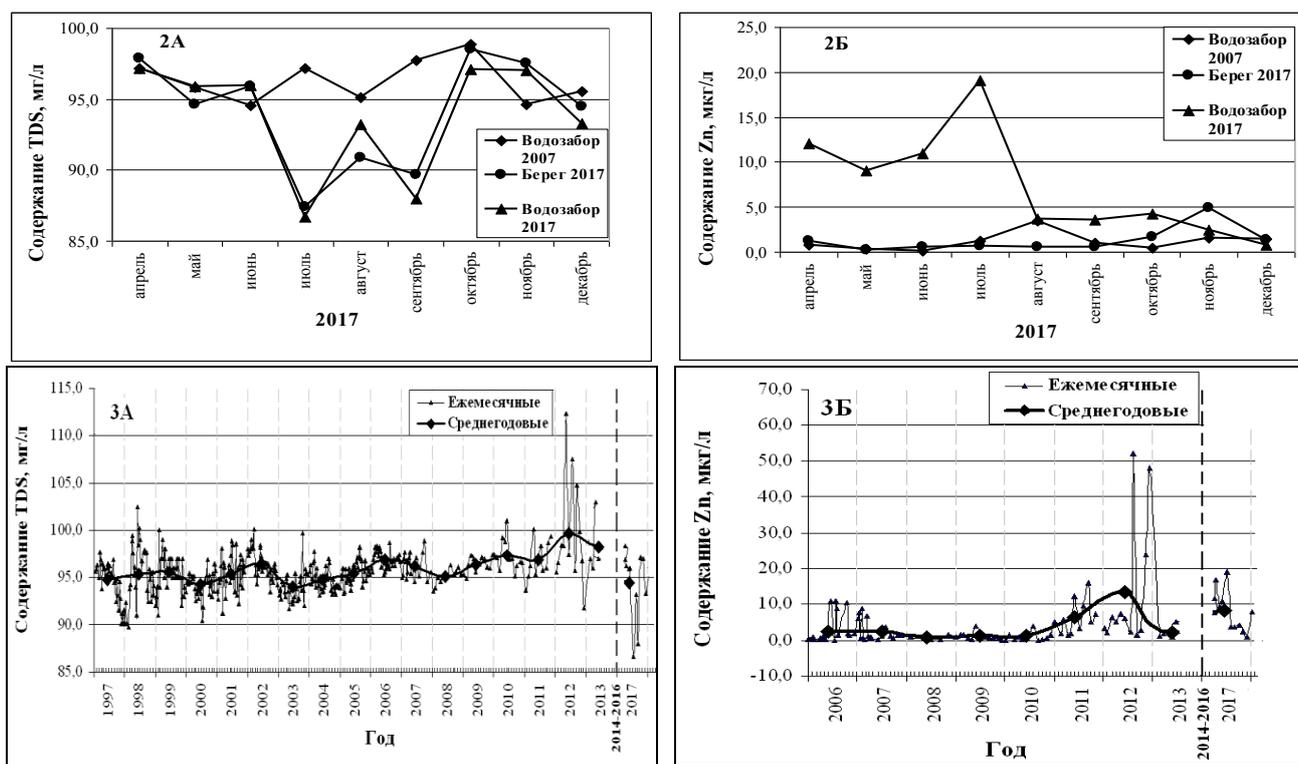


Рис. 1. Сравнение месячного (1А, 1Б), годового (2А, 2Б) и межгодового (3А, 3Б) распределения компонентов в воде истока Ангары (сток Байкала). Вертикальный пунктир — перерыв в опробовании в 2014–2016 гг.

Таким образом, данные 1997–2017 гг. исследований химического состава воды истока реки Ангары показали отсутствие значимого загрязнения. Отмечается сходство состава воды Ангары в настоящее время в сравнении с предшествующими исследованиями (1950–1995 гг.) [2, 3]. Подтверждены изменения химического состава воды истока, обусловленные климатом, уровнем Байкала, временами года и природными катаклизмами.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.127.1.4. (0350-2016-0027) и при финансовой поддержке РФФИофи_м (№ 17-29-05022).

Литература

1. Сезонные изменения вертикальной структуры водной толщи пелагиали южного Байкала / В. В. Блинов [и др.] // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 3. С. 285–295.
2. Многолетний геохимический мониторинг истока реки Ангары (сток озера Байкал) / В. И. Гребенщикова [и др.] // ДАН. 2018. Т. 480. № 4.
3. Гидрохимические характеристики поверхностного стока озера Байкал (1997-2003) / П. В. Коваль [и др.] // ДАН. 2005. Т. 401. № 5. С. 663–667.
4. Current chemical composition of Lake Baikal water / T. V. Khodzher [et al.] // Inland Waters. 2017. V. 7. № 3. P. 250–258.
5. Rapid ecological change in the coastal zone of Lake Baikal (East Siberia): Is the site of the world's greatest freshwater biodiversity in danger? / O. A. Timoshkin [et al.] // J. Great Lakes Res. 2016. V. 42. № 3. P. 487–497.

Гребенщикова Валентина Ивановна, старший научный сотрудник Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск.

Проблемные вопросы стратиграфии терминального триаса Бореальной надобласти

© В. С. Гриненко, В. В. Баранов

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия.

E-mail: grinenkovs@diamond.ysn.ru, baranowvalera@yandex.ru

Объем и положение нижней границы терминального яруса Бореальной надобласти до сих пор остаются дискуссионными. Если верхняя граница «рэтского» яруса уверенно проводится по появлению аммонитов *Primapsiloceras primulus*, то вопрос о проведении нижней его границы до сих пор остается открытым, поскольку норийские аммоноидеи проходят до нижней границы юры, а в основании надмонотисовых слоев продолжают существовать карликовые виды монотид. Отсутствие в бореальных разрезах терминального триаса тетических конодонтов *Misikella hersteini* и *M. posthersteini*, за исключением экотона в Корякском нагорье, также не позволяет трассировать нижнюю границу «рэтского» яруса. Терминальный ярус триаса Бореальной надобласти предлагается выделить в бырандянский ярус в объеме брахиоподовой зоны *Costispiriferina asiatica* и зоны *Tosapecten efimovae* по двустворкам. Нижняя граница яруса устанавливается по появлению брахиопод *Costispiriferina asiatica* и карликовых монотид *Monotis* sp. juv. vel *Monotidae* gen. nov., а верхняя — по появлению аммонитов *Primapsiloceras primulus*.

Ключевые слова: Северо-Восток Азии; Бореальная надобласть; бырандянский ярус; терминальный триас.

Problem questions of stratigraphy of the terminal Triassic of the Boreal Superrealm

V. S. Grinenko, V. V. Baranov

Institute of Diamond and Precious Metals Geology, Yakutsk Research Center, SB RAS, Yakutsk, Russia.

E-mail: grinenkovs@diamond.ysn.ru; baranowvalera@yandex.ru

In the present, the volume and position of the lower boundary of the terminal Triassic of the Boreal Superrealm remain debatable. If the upper boundary of the «Rhaetian» Stage is confidently carried out by the appearance of ammonites of *Primapsiloceras primulus*, the question of carrying its lower boundary remains open, since the Norian ammonoids pass to the lower Jurassic boundary, and at the base Supermonotid layers continue to exist dwarf species monotids. The absence in the boreal sections of the terminal Triassic of the thetic conodonts of *Misikella hersteini* and *M. posthersteini*, with the exception of the ecotone in the Koryak Highlands, also does not allow tracing the lower boundary of the «Rhaetian» Stage. The terminal stage of the Triassic of the Boreal Superrealm is proposed to be allocated to the Byrandya Stage in the volume of the brachiopode *Costispiriferina asiatica* and the bivalve *Tosapecten efimovae* zones. The lower boundary of the stage is established by the appearance of brachiopods *Costispiriferina asiatica* and dwarf monotids *Monotis* sp. juv. vel *Monotidae* gen. nov., and the upper one — by the appearance of ammonites *Primapsiloceras primulus*.

Keywords: Northeast Asia; Boreal Superrealm; Byrandya Stage; terminal Triassic.

Возрастное датирование «надмонотисовой» толщи в Бореальной надобласти является одним из наиболее сложных в стратиграфии триасовых отложений. Рэтский ярус был выделен К. Гюмбелем. На Северо-Востоке России «рэтские» отложения впервые были выделены в 1948 г. И.И. Тучковым на северо-восточном побережье Охотского моря, в бассейне р. Вилиги. И хотя, на р. Вилиге рэтские отложения включали смешанный норийско-рэтский комплекс фауны, они коррелировались с рэтским ярусом Рэтских Альп. Следует отметить, что К. Гюмбель не определил стратотипический разрез рэтского яруса в Северных Известняковых Альпах. Возможно, это было связано с бедностью палеонтологической характеристики, т.к. кёссенские слои швабских фаций, развитые в Рэтских Альпах, представляли собой фацию морской лагуны, в которой доминировали сообщества двустворчатых моллюсков и брахиопод и отсутствовали представители рэтских аммоноидей. По существу, рэтский ярус в других регионах мира, стал выделяться по стратиграфическому положению между толщами, охарактеризованными норийской и геттангской фауной. Ко всему этому, указывалось, что немногочисленные роды аммоноидей, известные из кёссенских и синхронных с ними цламбахских слоев Рэтских Альп, проходят из нория, где представлены в основном теми же видами. Поэтому, большинство исследователей, занимающихся проблемой стратиграфии терминального триаса, выдвинули идею фаунистического единства верхнего нория и рэта, что и побудило МСК к объединению их в 1981 г. в рамках единого стратона: в ранге «рэтского» подъяруса в составе норийского яруса, с выделением на Северо-Востоке СССР зон *Monotis ochotica* и *Tosapecten efimovae*.

В целом проблему рэтского яруса и зонального расчленения самых верхних горизонтов триаса по двустворчатым моллюскам еще нельзя считать окончательно решенной. Находки карликовых ви-

дов монотид в Альпах в основании рэта выше исчезновения *Monotis ochotica* и находки карликовых монотид на северо-западе Сибирской платформы могут ставить под сомнение использование термина «надмонотисовые» слои. Кроме того, распространение вида *Tosapecten efimovae* на всю «надмонотисовую» толщу нельзя считать правомерным, поскольку этот вид появляется только в верхней ее половине. Объем зоны *Tosapecten efimovae* необходимо пересмотреть и, возможно, оставить за ней только верхнюю часть «надмонотисовых» слоев», а за нижней — зону *Camptonectes nanus*.

«Рэтские» отложения Бореальной надобласти и проблема их выделения

В Бореальной надобласти норийско-рэтские отложения представлены мелководной монотисовой и «надмонотисовой» толщами. На Северо-Востоке Азии они входят в состав верхоянского терригенного комплекса и характеризуются широким площадным распространением в бассейнах рек Яны, Индигирки, Колымы и Омолона. В бассейне р. Яна (пр. Экюччю, Чайдах и др.) «надмонотисовая» толща согласно перекрывает монотисовые слои норийского яруса, при этом комплекс двустворчатых моллюсков *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *O. czekanowskii* Tell., *Tosapecten hiemalis* (Tell.), *Chlamys mojsisovicsi* Kob. et Ich., *Entolium kolymaense* Kipar. пересекает норийско-рэтскую границу. В ней также отмечается появление комплекса двустворок — *Camptonectes* sp., *Tosapecten efimovae* Polub., *Oxytoma konitnse* Tsch. и аммоноидей *Rhacophyllites* aff. *debilis* (Hauer) и *Arsestes* sp.). В изученных разрезах «надмонотисовая» толща перекрывается отложениями нижней юры с геттангскими аммоноидеями *Psiloceras*, *Waehneroceras* и *Schlotheimia*.

На западном склоне Верхоянского хребта (бассейн р. Лена) поздне триасовые образования прибрежно-морского генезиса установлены в истоках р. Нуора (бассейн р. Тумара). В бассейне р. Тумара, выше кварцитовидных песчаников муосучанской свиты обнаружены брахиоподы и двустворки, среди которых И.И. Тучков определил рэтских *Nucula* cf. *strigilata* Goldf. Эти отложения были выделены в кыбыттыгасскую свиту.

Несколько позже, в 1976 г. В.Н. Зинченко, изучая разрезы триаса и юры в верхнем течении р. Бегиджан, собрал выше хедаличенской свиты позденорийскую фауну. Здесь, был определен *Tosapecten* ex gr. *hiemalis* (Tell.). В 1990 г., в бассейне р. Тарыннах (юго-западный склон хр. Бырандя, ниже устья руч. Эмпэри-Юрях), выше (в 18–20 м) кварцитовидных песчаников муосучанской свиты, в грубообломочном разрезе кыбыттыгасской свиты, В.С. Гриненко и В.Б. Петровым была найдена фауна брахиопод и двустворок, среди которых А.М. Трущелевым определены *Tosapecten efimovae* Polub. Севернее, в бассейне р. Сынча, в нижней (110 м) части толщи, отнесенной к кыбыттыгасской свите, был обнаружен *Tosapecten* ex gr. *hiemalis* (Tell.). На северо-востоке Сибирской платформы триасовые отложения представлены терригенными и вулканогенно-осадочными породами. В естественных выходах они закартированы при крупно- и среднемасштабной геологической съемке и изучены в ходе специализированных стратиграфо-палеонтологических исследований, а на закрытых территориях прослежены картировочными, поисково-разведочными и параметрическими колонковыми скважинами. Терригенные образования вскрываются в зоне сочленения южного борта Лено-Анабарской антеклизы и характеризуются наименьшими (30–220 м) мощностями триаса на севере Средней Сибири, отсутствием среднего и большей части верхнего отделов, широким развитием нижнетриасовых отложений, преимущественно в морских фациях. Вулканогенно-осадочные образования (до 220 м) закартированы в центральной части Оленекского свода, от среднего течения до истоков р. Молодо и вскрыты в Предверхоянском прогибе Джарджанской опорной скважиной. Собственно «рэтские» отложения на Оленекском поднятии залегают в подошве кыринской свиты (Т₃-J_{1kr}), которая с размывом (возрастной перерыв может достигать 40 млн лет) в осадконакоплении и базальными конгломератами в основании залегают на алевролитах ыстанахской, глинах тэрютэхской, песчаниках пастахской, а на мысе Тумул — на пестроцветных аргиллитах тумулской свит. На мысе Тумул булунканская пачка сложена преимущественно песчаниками. В стратотипической местности в бассейне р. Кыстык-Хая — Юряге, левом притоке р. Келимяр и междуречье Оленек — Келимяр отложения представлены чередованием пачек (0,1–0,5 м) песчаников и пакетов (0,2–0,4 м) сложно чередующихся песчаников, алевролитов и глин. Песчаники серые мелкозернистые с редкой галькой и линзами бурых глин, включающих углефицированный растительный детрит, древесные остатки. Алевролиты бурые, темно-бурые до черных мелкозернистые. Глины табачно-бурые, охристо-желтые и желто-коричневые, с линзами древесных и растительных остатков, иногда с раковинами двустворок, обычно по всему разрезу в виде линзующихся прослоев (до 0,3 м) и маломощных линз. Отмечаются единичные линзы (до 0,2 м) гравелитов и гравийников серых и темно-серых. В нижней части булунканской пачки базальные конгломераты (0,1–0,3 м, редко до 0,6–0,9 м) полимиктовые мелко- и среднегалечные, с редкими небольшими валунами. Галька представлена окремнелыми породами, кислыми и средними вулканитами, кварцем, яшмоидами, кварцитовидными песчаниками и кварцитами. Цемент

глинисто-карбонатный. В восточном и юго-восточном направлении от стратотипической местности пласты песчаников выклиниваются, и в нижнем течении р. Хотогоу — Эекит (левый приток р. Буор — Эекит) в разрезе доминируют алевролиты. В кровле пачки постоянно фиксируется пласт (до 1 м) песчаников мелкозернистых или алевролитистых, который согласно перекрывается алевролитами или аргиллитами раннего геттанга. Разрез нижней части кыринской свиты, в том числе и базальные конгломераты, датируются поздним рэтом (подзона *efimovae*). По всему разрезу нижней части свиты найдены единичные раковины и небольшие скопления двустворок *Tosapekten efimovae* Polub., *Oxyloma mojsisovicsi* Tell., *O. koniensis* Tuchk., *Monotis* sp. juv. vel *Monotidae* gen. nov., *Lima* ex gr. *transversa* Polub., *Plagiostona* aff. *praecursor* (Quenst.), «*Camptochlamus*» cf. *inspecta* Kipar., *Byreiamya dubia* Polub., *Ochotomya anmandykanensis* (Tuchk.) и ракушняки брахиопод *Pseudohalorella* ex gr. *sibirica* Dagys, *Piarorhynchia formalis* Dagys, *Piarorhynchia diva* Dagys, неопределимые спирифириды. Кроме указанных выше органических остатков, несомненный интерес представляют «рэтские» брахиоподы из горной выработки (канавка 1105, в 2,5 км выше устья р. Тойон-Уйолах, левый приток р. Пур (Бур), Оленекский свод) [1, 2]. Здесь брахиоподы представлены видом *Zugmayerella inaequiplicata* Dagis (= *Yanospira buschkovi* Dagys), характерного для нория и рэта Северо-Востока России, впервые описанного из разреза, по р. 2-я Сентябрьская, бассейн р. Яны-Охотской.

Исследования проведены в соответствии с планом НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2014-0002).

Литература

1. Гриненко В. С., Баранов В. В. Проблемы палеогеографии, палеобиогеографии и стратиграфии терминального триаса Бореальной надобласти: бырандянский ярус // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: тезисы VII Всерос. научно-практической конф., посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (Якутск, 5-7 апреля 2017). Якутск: Изд. дом СВФУ, в 2 т., 2017. С. 69–74.

2. Гриненко В. С., Баранов В. В. Палеогеография и палеобиогеография ранней юры (геттанг–плинсбах) по брахиоподам // Отечественная геология. 2018. № 3. С. 82–86.

Гриненко Виталий Семенович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск.

Стратотип терминального триаса Бореальной надобласти

© В. С. Гриненко, В. В. Баранов

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия.

E-mail: grinenkovs@diamond.ysn.ru, baranowvalera@yandex.ru

Терминальный триас представлен в Бореальной надобласти бырандянским ярусом. Его стратотип расположен на западном склоне Орулганского хребта, по р. Тарыннах и представлен бырандянской свитой. Парастратотип яруса (зона efimovae) находится в северном Приохотье (р. Вторая Сентябрьская). Верхняя граница бырандянского яруса проводится по появлению геттангских аммонитов *Primapsiloceras primulus*, а нижняя — устанавливается по появлению брахиопод *Costispiriferina asiatica* и карликовых монотид *Monotis* sp. juv. vel *Monotidae* gen. nov. Наиболее полные разрезы бырандянского яруса известны на северо-востоке Сибирской платформы, в Верхоянском хребте, на северном Приохотье и Аляске.

Ключевые слова: Бореальная надобласть; терминальный триас; бырандянский ярус.

Stratotype of the terminal Triassic of the Boreal Superrealm

V.S. Grinenko, V.V. Baranov

Institute of Diamond and Precious Metals Geology, Yakutsk Research Center, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia. E-mail: grinenkovs@diamond.ysn.ru, baranowvalera@yandex.ru

The terminal Triassic is represented in the Boreal Realm by the Byrandya Stage. Its stratotype is located on the western slope of the Orulgan Ridge, along the Tarynnakh River and is represented by the Byrandya Suite. The parastratotype of the stage (efimovae Zone) is located in northern Priokhotie (the Second September River). The upper boundary of the Byrandya Stage is conducted by the appearance of the Gettang ammonites *Primapsiloceras primulus*, and the lower boundary in the base of the brachiopode *Costispiriferina asiatica* Zone and dwarf monotids *Monotis* sp. juv. vel *Monotidae* gen. nov. The most complete sections of the Byrandya Stage are known in the northeast Siberian platform, Verkhojansk Ridge, in northern Priokhotie and Alaska.

Keywords: Boreal Superrealm; terminal Triassic; Byrandya Stage.

За стратотип терминального триаса Бореальной надобласти принят разрез, расположенный на р. Тарыннах (р. Бегиджан, бассейн р. Лена). Приведенный ниже разрез является стратотипическим для нового стратона с названием — бырандянский ярус. Название яруса происходит от хребта Бырандя, расположенного в западных отрогах хребта Орулган (Западное Верхоянье). Парастратотипом бырандянского яруса является разрез, расположенный в северном Приохотье, по р. Вторая Сентябрьская, где в 70-е годы прошлого столетия были найдены рэтские брахиоподы. В связи с этим, авторами, с учетом выполненных палеогеографических реконструкций [1] определена и стратотипическая местность бырандянского яруса, территория которой является зона перехода «Сибирская платформа — Верхояно-Колымская складчатая область» (Северо-Восток Азии). Комплекс фаунистических остатков бырандянского яруса представлен брахиоподами зоны *Costispiriferina asiatica* и двустворками зоны *Tosapecten efimovae*; наутилоидеями *Grypoceras bytchkovi* Sobolev; аммонитами *Racophyllites debilis timorensis* (Weller); фораминиферами *Involuntaria triasica* (Gerke), *Psammosphaera* aff. *bullata* Voron., *Oolina* ex gr. *apiculata* (Reuss), *Saccamina* aff. *arctica* Gerke, *Hyperraminoides* ex gr. *affectus* Voron., *Reophax* cf. *cominutus* Kristan-Tollman, *Nodosaria* ex gr. *carnica* (Gerke) [2]. Бырандянский (Т₃br) ярус прослежен авторами также по северу Аляски, где в разрезах глубоких скважин в терригенных фациях были обнаружены брахиоподы *Piarorhynchia formalis* Dagis и двустворки *Tosapecten efimovae* Polubotko. Нижняя граница бырандянского яруса проводится по появлению представителей видов карликовых монотид, которые маркируют подошву этого стратиграфического подразделения в Бореальной надобласти.

Стратотипический разрез терминального триаса Бореальной надобласти. В 1990 г. на р. Тарыннах был изучен интервал разреза, включающий верхненорийский подъярус верхнего триаса и геттанг-синемюрский (нижний подъярус) ярусы нижней юры. Структура морских и континентальных отложений в разрезе, в настоящее время, соответствуют хедаличенской (Т₃hd), муосучанской (Т₃ms) и кыбыттыгасской (Т₃-J₁kb) свитам. Отметим, что на р. Тарыннах, в переходных слоях триаса и юры, в 1990 г. была впервые установлена верхненорийская муосучанская свита а, выше нее, выделены два новых местных подразделения: бырандянская свита, отвечающая рэту, мощностью 90 м, залегающая с размывом на кварцитовидных песчаниках муосучанской свиты и, эмпирийская свита, мощностью

90 м, раннеюрского возраста, согласно залегающая на подстилающих образованиях бырандянской свиты, и отвечающая (по объему) геттангскому и синемюрскому (нижний подъярус) ярусам нижней юры. Эти подразделения были опубликованы. Описание стратотипа терминального триаса Бореальной надобласти (снизу вверх):

Верхненорийский подъярус (Т_{3пз}). *Хедаличенская свита (Т_{3hd})* сложена в основном слоями различных по мощности (от 3,7 до 83 м) песчаников мелкозернистых темно-серых, серых, зеленовато-серых, желтовато-серых, светло-серых полимиктовых плотных. В самой кровле в песчаниках отмечается косая слоистость и выше них маломощный (первые см) мелко- и разногалеchnый полимиктовый конгломерат. Свита датируется поздним норием. Видимая (неполная) мощность хедаличенской свиты — 180,86 м.

Верхненорийский подъярус (Т_{3пз}). *Муосучанская свита (Т_{3ms})*. В 1990 г. впервые выделена на р. Тарыннах как верхненорийская толща, сложенная кварцевыми и кварцитовидными песчаниками и разногалеchnыми конгломератами. Залегает на хедаличенской свите с размывом. В низах конгломераты разногалеchnые: кварц, халцедоны, вулканогенные (эффузивы) породы, кремни, осадочные породы. В кровле свиты кварцевые песчаники от среднезернистых и крупнозернистых до грубообломочных, с косой слоистостью. В кровле кварцевого песчаника крупная волноприбойная рябь. Свита датируется поздним норием, её видимая мощность — 19,90 м.

Бырандянский ярус (стратотип). Слои 11–20 (разрез). *Кыбыттыгасская свита, нижняя часть (Т_{3-11kb})*. Эта нижняя часть соответствует объему бырандянской свиты, выделенной в 1990 г. на р. Тарыннах В.С. Гриненко и Ю.Л. Сластеновым. Здесь, на р. Тарыннах, на размывтой поверхности континентальной муосучанской свиты (слой 10) верхненорийского подъяруса залегают нижняя часть кыбыттыгасской свиты, отвечающая бырандянскому ярусу терминального триаса Бореальной надобласти.

1. Слой 11. (а). Аргиллиты темно-серые до черных листовато-плитчатые. Фауна двустворок *Tancredia tuchkovi* Kirg. (определение В.Б. Петрова). Мощность 2,5 м

(б). Известняки темно-серые афанитовые крепкие. Мощность 0,2 м

(в). Слой сцементированный песчаным субстратом, представлен стяжениями правильной формы, желваками и конкрециями. Конкрекции округлые, шарообразные известково-песчаные и известково-глинистые с обломками раковин брахиопод. Мощность...0,1 м. Мощность общая (видимая) слоя 11 — 2,8 м

2. Слой 12. Песчаники серые до светло-серых мелкозернистые, мелко- и среднезернистые, чаще параллельнослоистые с редкой рассеянной галькой кварца и растительным детритом на плоскостях наслоения. Конкрекции правильной формы 5–7 см в диаметре и, нередко, до 8–10 см в диаметре. На их поверхности отмечаются редкие брахиоподы, вероятнее всего, виды рода *Piarorhynchia*. В самой кровле слоя остатки двустворок *Modiolus* sp. (определение В.Б. Петрова). Мощность 5,4 м

3. Слой 13. (а). Известняки афанитовые темно-серые нередко пелитоморфные. Мощность 0,5 м

(б). Аргиллиты темно-серые до черных. В кровле слоя линзы конгломератов с крупной галькой кварца. Мощность 1,5 м

(в). Алевролиты глинистые плитчатые до тонкоплитчатых. Мощность 0,1 м

Мощность слоя 13 (общая) 2,1 м

4. Слой 14. Конгломераты гравийно-галечные. Состав галек: кварц, кремни, вулканогенные (эффузивы) и осадочные породы, гальки гранитов, яшмоидов. Кровля конгломератов волнистая, неровная. Мощность 2,0 м

5. Слой 15. Конгломераты гравийные и гравийно-галечные. Состав галек: кварц, кремни, вулканогенные (эффузивы) и осадочные породы. В кровле волноприбойная рябь. Мощность 3,0 м

6. Слой 16. Тонкое переслаивание песчаников серых и желтовато-серых мелко- и среднезернистых параллельнослоистых с волноприбойной рябью и алевролитов желтовато-серых, серых и темно-серых мелкозернистых плитчатых. Мощность 4,5 м

7. Слой 17. Переслаивание алевролитов мелко- и крупнозернистых и песчаников мелкозернистых с волноприбойной рябью. Песчаники и алевролиты биотурбированы илоядными. В кровле двустворки: *Tosapecten efimovae* Polub. (определение А.М. Трущелева), *Paleopharus* sp. (определение В.Б. Петрова). Мощность 7,2 м

8. Слой 18. Переслаивание алевролитов серых мелкозернистых и песчаников серых мелкозернистых параллельнослоистых. На плоскостях наслоения волноприбойная рябь. Мощность 12,0 м

9. Слой 19. Чередование песчаников (по 0,7 м), алевролитов (0,8–1,0 м) и алевропесчаников (0,7–0,8 м). Песчаники серые и темно-серые мелкозернистые параллельнослоистые с волноприбойными знаками, биотурбированные илоядными. Алевролиты темно-серые крупнозернистые тонко-

плитчатые и параллельнослоистые. Алевропесчаники серые параллельно– и волнистослоистые. Мощность 44,3 м

10. Слой 20. Песчаники светло–серые мелкозернистые средне– и тонкоплитчатые параллельно–слоистые, в кровле крупная волноприбойная рябь. Мощность 5,8 м

Кровля слоя 20 является кровлей бырандянской свиты и, одновременно, кровлей нижней части кыбыттыгасской (Т₃-J₁kb) свиты, а также вновь выделенного, бырандянского (Т₃b) яруса терминального триаса Бореальной надобласти [2]. Мощность бырандянского яруса составляет 89,1 м.

Юрская система. Нижний отдел. Геттангский и синемюрский (нижний подъярус) ярусы (неразделенные) (J₁g-s₁). *Кыбыттыгасская свита, верхняя часть (Т₃-J₁kb).*

11. Слой 21. Выше, без явных следов размыва, на слое 20 залегает преимущественно глинистая толща, относящаяся к эмперийской свите или к верхней части кыбыттыгасской свиты, т.е. согласно здесь залегают аргиллиты, алевролиты, известняки и песчаники различной мощности. Мощность слоя 21 (верхняя часть кыбыттыгасской свиты) равна 132,57 м. Выше, на слое 21, согласно залегают песчаники иркинской (J₁ir) свиты, по фаунистическим остаткам коррелирующиеся с зимним горизонтом региональной шкалы Сибири и датирующихся верхнесинемюрским подъярусом нижней юры.

Исследования проведены в соответствии с планом НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2014-0002).

Литература

1. Гриненко В. С., Баранов В. В. Проблемы палеогеографии, палеобиогеографии и стратиграфии терминального триаса Бореальной надобласти: бырандянский ярус // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Северо–Востока России: тезисы VII Всерос. научно–практической конф., посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН (Якутск, 5–7 апреля 2017). Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. в 2 т. С. 69–74.

2. Гриненко В. С., Баранов В. В. Палеогеография и палеобиогеография ранней юры (геттанг–плинсбах) по брахиоподам // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально–Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания (Иркутск, 17–20 октября 2017). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 68–70.

Гриненко Виталий Семенович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск.

Вихревая гидродинамика основа для получения новых знаний в науках о Земле

© В. И. Гунин

Центр моделирования геосистем «МоГеос», г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: vigunin@list.ru

Предложен математический аппарат вихревой гидродинамики (ВГ). Показаны возможности трехмерной математической модели тепломассопереноса в вязких и пористых средах основанной на (ВГ), позволяющей адекватно описывать вихревые структуры и глубже понимать их сущность для генерации новых знаний.

Ключевые слова: гравитация; векторный потенциал; конвекция; вихревые структуры; математическая модель; численный эксперимент; тепломассоперенос; вязкость; мантия; литосфера; кора; плюм; диапир; рифт.

Vortex hydrodynamics a new approach to modeling geosystems

V. I. Gunin

Centre of modeling of the geological systems «MoGeos, Ulan-Ude, Russia. E-mail: vigunin@list.ru

Predlozhen matematicheskiy apparat vikhrevoiy gidroinamiki (VG). Pokazany vozmozhnosti trekhmernoiy matematicheskoy modeli teplomassoperenosa v vyazkikh i poristyx sredakh osnovannoy na (VG), pozvolyayushchey adekvatno opisivat' vikhrevyye struktury i glubzhe ponimat' ikh sushchnost' dlya generatsii novykh znaniy.

Keywords: gravity; vector potential; convection; vortex structures; mathematical model; numerical experiment; heat and mass transfer; mantle; lithosphere; crust; mantle plume; diapir; rift.

Одним из наиболее эффективных методов получения новых знаний является математическое моделирование (прогнозирование) различных природных процессов. Полученные таким образом новые знания являются знаниями более высокого уровня, позволяющие понять причинно-следственные связи сложных процессов и на основе этих понятий вначале научиться их прогнозировать, а затем вводить элементы управления ими.

Для моделирования процессов в окружающей среде нужны адекватные математические модели и эффективные численные методы. Процессы, протекающие в природе, в той или иной степени связаны с гидродинамическими потоками, вызванными перераспределением вещества в гравитационном поле. Основной движущей силой переноса вещества в природе является конвекция, которая в свою очередь зависит от сил, вызванных какими-то внешними воздействиями (вынужденная конвекция), и внутренних сил, вызванных плотностными неоднородностями, возникающими за счет градиента температуры и концентрации вещества (свободная конвекция).

Для описания гидродинамики в задачах со свободной и вынужденной конвекцией в сплошных и пористых средах широко используется система уравнений Навье-Стокса, в которой конвективные силы описываются совместно (одним уравнением). Это приводит к трудностям при её решении, так как нет эволюционного уравнения для давления. С помощью данной системы уравнений сложно и даже невозможно описать вихревые структуры, которые формируются в гравитационном поле во всех средах.

Вихревые и кольцевые структуры довольно широко распространены во всех геосферах Земли, а их размеры могут достигать сотен километров. Поэтому появляется необходимость в построении нового математического аппарата позволяющего избежать указанных затруднений. Предлагаемый подход основан на расщеплении конвекции на свободную и вынужденную, что позволяет записать новую систему уравнений гидродинамики и в результате её решения получить значения общего конвективного потока.

Из теории поля известно, что любое векторное поле \mathbf{M} можно разложить на две составляющие. $\mathbf{M} = \mathbf{M}_1 + \mathbf{M}_2$, где $\mathbf{M}_1 = \text{grad } U$ — источниковое или дивергентное поле, тогда $\text{rot } \mathbf{M}_1 = 0$, $\text{div } \mathbf{M}_1 = \text{div grad } U = k_1 \delta$, тогда $\nabla^2 U = \Delta U = k_1 \delta$. k_1 — коэффициент пропорциональности, δ — плотность источников. $\mathbf{M}_2 = \text{rot } \Psi$ — векторное поле, тогда $\text{div } \mathbf{M}_2 = 0$, $\text{rot } \mathbf{M}_2 = \text{rot rot } \Psi = k_2 \mathbf{W}$, тогда $\Delta \Psi = k_2 \mathbf{W}$. k_2 — коэффициент пропорциональности, \mathbf{W} — плотность вихревых линий. В поле силы тяжести генератором свободной конвекции, является неоднородность распределения плотности среды (флюида), а интенсивность конвекции пропорциональна градиенту этой плотности. В точках, с густым расположением линии тока, абсолютная величина градиента возрастает, поэтому векторную функцию \mathbf{W} можно представить в виде градиента скалярной функции $\mathbf{W} = \text{grad } \rho$, где ρ — плотность среды (флюида). Тогда получим векторное уравнение $\Delta \Psi = k_2 \nabla \rho$, которое в декартовой системе координат распадается

ся на три скалярных. $\Delta\Psi_x = k2\partial\rho/\partial x$, $\Delta\Psi_y = k2\partial\rho/\partial y$, $\Delta\Psi_z = k2\partial\rho/\partial z$. В общем случае векторное поле, вызванное источниками и вихрями, например поле скоростей, можно записать так. $\mathbf{V} = \mathbf{grad} \mathbf{U} + \mathbf{rot}\Psi$. Это одна из форм теоремы Гельмгольца.

Система уравнений в частных производных и результаты решения задач. Систему (ВГ) можно записать в виде сопряжённой трехмерной системы уравнений теплопереноса в вязких и пористых средах, которая выглядит так (рис. 1).

$\frac{\partial\Psi_1}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial\Psi_1}{\partial x} \right) + \frac{\partial\Psi_1}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial\Psi_1}{\partial y} \right) + \frac{\partial\Psi_1}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial\Psi_1}{\partial z} \right) = \frac{\partial\rho_\phi}{\partial x} + f_1(t, x, y, z)$	(1)		
$\frac{\partial\Psi_2}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial\Psi_2}{\partial x} \right) + \frac{\partial\Psi_2}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial\Psi_2}{\partial y} \right) + \frac{\partial\Psi_2}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial\Psi_2}{\partial z} \right) = -\frac{\partial\rho_\phi}{\partial y} + f_2(t, x, y, z)$	(2)		
$\frac{\partial\Psi_3}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial\Psi_3}{\partial x} \right) + \frac{\partial\Psi_3}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial\Psi_3}{\partial y} \right) + \frac{\partial\Psi_3}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial\Psi_3}{\partial z} \right) = -\frac{\partial\rho_\phi}{\partial z} + f_3(t, x, y, z)$	(3)		
$\frac{\partial P}{\partial x} \left(\kappa_x \frac{\partial P}{\partial x} \right) + \frac{\partial P}{\partial y} \left(\kappa_y \frac{\partial P}{\partial y} \right) + \frac{\partial P}{\partial z} \left(\kappa_z \frac{\partial P}{\partial z} \right) = f_4(t, x, y, z);$	(4)		
$\frac{\partial T}{\partial t} + W_x \frac{\partial T}{\partial x} + W_y \frac{\partial T}{\partial y} + W_z \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial x} \left(\alpha_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial T}{\partial y} \left(\alpha_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial T}{\partial z} \left(\alpha_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + f_5(t, x, y, z)$	(5)		
$\frac{\partial C_i}{\partial t} + V_x \frac{\partial C_i}{\partial x} + V_y \frac{\partial C_i}{\partial y} + V_z \frac{\partial C_i}{\partial z} = \frac{\partial C_i}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial C_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial C_i}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial C_i}{\partial y} \right) + \frac{\partial C_i}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial C_i}{\partial z} \right) - F_i(t, x, y, z)$	(6)		
$V_x = \frac{\partial\Psi_3}{\partial y} - \frac{\partial\Psi_2}{\partial z} - \kappa_x \frac{\partial P}{\partial x};$	$V_y = \frac{\partial\Psi_1}{\partial z} - \frac{\partial\Psi_3}{\partial x} - \kappa_y \frac{\partial P}{\partial y};$	$V_z = \frac{\partial\Psi_2}{\partial x} - \frac{\partial\Psi_1}{\partial y} - \kappa_z \frac{\partial P}{\partial z};$	(7)
$\rho_\phi = \rho_0 - \rho_0\beta(T - T_0) + \rho_0\beta^*(C_s - C_{s0}) + \rho_0\beta^1(P - P_0)$		(8)	
$C_s = \sum_i C_i$			

Рис. 1. Система уравнений ВГ, Ψ , T , P , C -функция тока, температура, давление, концентрации вещества.

На основе данной системы, разработан пакет программ на языке Fortran для персональных компьютеров, позволяющий решать широкий круг задач по моделированию процессов в геосистемах. Более подробное описание в работе [4]. С использованием системы уравнений (ВГ), было решено ряд задач для высоковязких сред по оценке условий формирования и эволюции нижнемантийных плюмов и диапиров в системе литосфера — кора [2]. Для пористой среды решена задача о становлении интрузива и образования кольцевых и вихревых структур [1]. Для низковязкой среды (гидросферы) задача по оценке причин и условий формирования кольцевых структур на льду озера Байкал [3]. В этих задачах моделировался восходящий поток (струя) мантийного, литосферо — корового (плюм, диапир) материала для сплошной среды и флюидов для пористой среды от заданного источника тепла и/или химического вещества. Для гидросферы задавался источник с повышенной температурой или пониженной плотностью (газ). Во всех случаях шёл одинаковый процесс формирования восходящего потока (струи), который состоял из нескольких этапов развития. Над заданным источником появлялась куполообразная структура с пониженной плотностью и вязкостью. Для каждого координатного направления формировался гидродинамический диполь, и стратификация становилась неустойчивой (неустойчивость Рэлея-Гейлора). При больших размерах источника и более низкой вязкости среды возможно образование мульти-диполя и появление несколько симметрично расположенных куполообразных структур. За счёт горизонтального градиента плотности возникали выталкивающие силы, куполообразная структура всплывала, формируя восходящий конвективный поток торообразного вида с восходящей ветвью в канале и нисходящей в окружающем массиве. Скорость подъёма потока зависела от его плавучести. За счёт вертикального градиента плотности появлялись тангенциальные силы, вызывающие вращение структуры. В центральной и головной частях — против часовой стрелки (циклонический вихрь), а на периферии и в подошве структуры, по часовой стрелке (антициклонический вихрь). При достижении потоком более вязкой среды (преграды) подъём его прекращался, вещество потока растекалось, формируя линзу. Если преграда отсутствовала, то поток внедрялся в менее плотную среду (атмосферу, гидросферу) и формировал кольцеобразную структуру.

Результаты численных экспериментов, выполненных на основе матаппарата вихревой гидродинамики, показали, что он является адекватным и эффективным средством для генерации новых знаний. Анализ результатов плюм-диапировой тектоники показал, что деление на плиты твёрдых оболочек планет происходит за счет векторного потенциала гравитационного поля, имеющего тангенциальную составляющую, приводящую к их вращению. Литосферные плиты плавать не могут т. к. плотно упакованы и составляют одно целое с твёрдой мантией. Они разделяются скачком плотности,

отличаются вязкостью и имеют только вертикальные движения, вращаясь вокруг своего центра. Субдукционных процессов не существует, такой процесс противоречит законам физики. Твёрдые литосферные плиты не могут погружаться в твёрдую мантию, кроме того, их плотность меньше плотности мантийных пород на 10–30%. Конвекции в твёрдом и стратифицированном по плотности теле мантии быть не может (прочные связи). Мантия и кора одна целая среда, отличаются только плотностью и вязкостью, у коры плотность меньше на 10–30%, а вязкость больше на 2–3 порядка (в 100–1000 раз). Температура в мантии растёт с глубиной равномерно, даже при жидком её состоянии для возникновения тепловой конвекции и преодоления скачков плотности нужны источники, повышающие температуру как минимум на 900–1000 градусов т.к. коэффициент теплового расширения пород 0.00001 на градус. Формирование рифта возможно только при погружении частично закристаллизованных пластичных мантийных пород, вынесенных диапиром. При этом на бортах формирующейся рифтовой зоны возникает обратный восходящий поток вещества с вращением, который приводит к вздыманию ее краевых частей и подъему изотермы, т.е. к горообразованию с формированием магматических очагов и термальных источников. У протяжённых рифтов, за счет обратного потока вещества, между впадинами формируются перемычки. Чем протяженней рифт, тем больше перемычек. Причём количество перемычек обратно пропорционально вязкости пород. Разломы, это ослабленные зоны с пониженным давлением, находятся на контакте двух литосферных плит или блоков коры. В эти зоны, за счёт гидравлического давления соседних блоков, выдавливается глубинные более плотные и горячие породы. При подъёме давление уменьшается быстрее, чем температура и твёрдые породы за счёт декомпрессии и ещё высокой температуры могут частично или полностью расплавиться. Так формируются магматические очаги. Дальнейший подъём и выдавливание выше лежащих пород приводит к горообразованию и формированию вулканических очагов. Такой же процесс может возникнуть при подъёме плюма и формировании линзы горячего вещества в нижней части литосферы с последующим заполнением ослабленных зон.

Литература

1. Гунин В. И. Становление интрузива как возможный механизм формирования условий для образования кольцевых и вихревых структур (численный эксперимент) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 4. С. 40–44.
2. Гунин В. И. Новая информационная технология и её возможности при моделировании геосистем // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 4. С. 356–377.
3. Гунин В. И. Оценка воздействия газо-гидротермальной деятельности Байкальского рифта на акваторию озера по результатам численного эксперимента // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 763–775.
4. Гунин В. И. Вихревая гидродинамика новый подход к моделированию геосистем // Вестник Пермского университета. Серия: Математика. Механика. Информатика. 2018. Вып. 1 (40). С. 5–18.

Гунин Владимир Иванович, математик — программист — геолог, директор центра моделирования геосистем «МоГеос», г. Улан-Удэ.

Изучение процессов, протекающих в толще хвостов Джидинского ГОКа, с использованием окисленного и модифицированного бурого угля

© *V. V. Dabaeva*¹, *A. M. Plyusnin*¹, *A. D. Budaeva*²

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: dv.viktoriya@mail.ru

² Байкальский институт природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: abud@binm.ru

В пределах рудных районов формируются кислые воды, которые начинают активно взаимодействовать с вмещающими оруденение породами. В результате взаимодействия вода-порода происходит рассеяние многих химических элементов. В частности, в кислых поровых водах обнаружены высокие концентрации компонентов, в том числе редкоземельных элементов. Показаны результаты проведенных серии экспериментов по вымыванию растворенного компонента.

Ключевые слова: отходы горнорудного производства; уголь; кек; редкоземельные элементы.

The study of the processes occurring in the thickness of the tailings of the Dzhidinsky OMP, using oxidized and modified brown coal

*V. V. Dabaeva*¹, *A. M. Plyusnin*¹, *A. D. Budaeva*²

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: dv.viktoriya@mail.ru

² Baikal Institute of Nature Management, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: abud@binm.ru

Acidic waters form within the ore regions, which begin to actively interact with the rocks containing the mineralization. As a result of the water-rock interaction, many chemical elements are scattered. In particular, high concentrations of components, including rare-earth elements have been found in acid pore waters. The results of a series of experiments on the elution of the dissolved component are shown.

Keywords: mining waste; coal; cake; rare earth elements.

Известно, что отходы переработки руд оказывают негативное воздействие на природу, в частности на поверхностные и подземные воды. В зонах складирования отходов происходят физико-химические процессы, в результате которых возникают новые минеральные фазы, меняются формы нахождения химических элементов; они переходят в подвижное состояние и легко мигрируют в воды.

По причине того, что водные потоки рассеяния подвижных элементов из отходов горнорудного производства изменяют состояние поверхностных и подземных вод, изучение процессов происходящих в хвостах переработки руд определяет актуальность поставленной проблемы. В связи с этим в последнее время пристальное внимание уделяется проблеме хранения отходов обогащения руд, в том числе миграции металлов и других компонентов внутри и за пределы хвостохранилищ.

Проведена серия экспериментов по вымыванию растворенного вещества из поровых вод и взаимодействию кислых вод с известняком. Для экспериментов использовался песок из хвостохранилища Джидинского ВМК, дистиллированная вода, окисленный уголь Гусинозерского месторождения, кек. Кек представляет собой преимущественно минеральный остаток после полной экстракции гуминовых кислот раствором щелочи из углей, содержит кварц, полевые шпаты (микроклин, анортит) и глинистые минералы (монтмориллонит и каолинит) [1]. Целью экспериментов было определение концентрации микроэлементов, включая редкоземельные элементы, вымывающихся из песков дистиллированной водой, изучение высаживания их из раствора при взаимодействии с известняком, исследование их содержания и форм высаживания на известняке. Для смачивания всей толщи песка в емкости потребовалось 1500 мл воды. Вода на поверхность песка распылялась порциями по 100 мл, после насыщения пор водой, вода стала поступать в реакционную трубку, из которой производился отбор проб для определения pH и концентрации микроэлементов в растворе. Всего было пропущено в каждом эксперименте по 2300 мл воды, отобрано по 3 пробы воды. Химический состав полученных растворов представлен в табл. 1.

Таблица 1

Содержание редкоземельных элементов в растворах, мкг/мл

Элемент	Проба					
	Уголь			Кек		
	1	2	3	1	2	3
La	1143	920	803	1162	1193	479
Ce	2920	2218	2143	2949	2946	1147
Pr	400	350	312	430	420	170
Nd	2031	1780	1581	2108	1975	824
Sm	628	581	533	659	644	258
Eu	205	185	168	210	196	80
Gd	798	709	657	787	731	304
Tb	133	129	116	133	124	48
Dy	818	756	714	826	771	318
Ho	179	155	143	164	154	66
Er	511	436	404	472	439	189
Tm	71	60	56	67	62	27
Yb	490	416	397	476	439	191
Lu	62	53	52	63	59	24
Y	5464	4481	3369	4830	4399	1874

Вся толща техногенных песков исследованных нами хвостохранилищ, представляет собой агрессивную среду, в которой поровые воды активно взаимодействуют с рудной минерализацией и вмещающими руду горными породами. В результате этого взаимодействия образуются растворы, обогащенные многими химическими элементами, в частности редкоземельными элементами. В растворах преобладают иттрий, церий, неодим, лантан. Использование угля и кека в качестве концентраторов обусловлено их свойствами. Благодаря наличию в структуре гуминовых кислот таких функциональных групп как карбоксильные, фенольные гидроксилы, аминогруппы, карбонильные, эти соединения способны образовывать прочные комплексы с ионами тяжелых металлов [1]. Установлено, что помимо тяжелых металлов, на угле осаждаются и редкоземельные элементы. Анализ полученных данных показал, что содержание редкоземельных элементов в адсорбентах увеличивается в 2-3 раза (табл. 2) по сравнению с их исходным содержанием.

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов до и после эксперимента, г/т

Проба	Уголь		Кек	
	До	после	До	после
La	15,1	22,9	17,1	56,8
Ce	33,9	59,3	38,6	145
Pr	3,17	6,55	3,5	19,8
Nd	14,7	35,4	15,1	90,7
Sm	2,69	10,6	2,97	28,2
Eu	0,49	2,46	0,49	6,77
Gd	<2	10,3	<2	26,4
Tb	<1	1,62	<1	3,75
Dy	1,20	10,7	1,16	25,7
Ho	<0,5	2,69	<0,5	6,11
Er	0,78	5,66	0,91	13,4
Tm	<0,3	0,90	<0,3	2,14
Yb	0,58	5,94	0,63	14,7
Lu	<0,15	0,78	<0,15	1,98
Y	6,52	60,3	6,44	150

Отмечено, что в местах складирования отходов горно-добывающей промышленности протекают процессы экзогенного разложения руды, закисления вод продуктами окисления сульфидной минерализации, взаимодействия кислых вод с вмещающими оруденение породами. Установлено, что в растворах преобладают иттрий, церий, неодим, лантан. Использование угля и кека в качестве концен-

траторов обусловлено их свойствами. Полученные экспериментальные данные поведения редкоземельных элементов и золота при промывании песков водой показывают, что их можно сконцентрировать в определенных местах хвостохранилища на сорбционных барьерах и затем извлекать экономически рентабельными способами.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов: ФАНО 0340-2016-0006 и РФФИ № 15-45-04056 р_сибирь_a.

Литература

1. Будаева А. Д., Золтоев Е. В., Жамбалова Б. С. Состав и свойства кеков из окисленных бурых углей после экстракции гуминовых кислот // Приоритеты и особенности развития Байкальского региона: материалы V международной научно-практической конференции, посвященной 350-летию добровольного вхождения Бурятии в состав Российского государства. Отв. ред. А. К. Тулохонов. 2011. С. 147.

2. Будаева А. Д., Золтоев Е. В., Жамбалова Б. С. Выделение гуминовых кислот из окисленных бурых углей и их сорбционные свойства Горный информационно-аналитический бюллетень. 2009. Т. 3. № 12. С. 14–20.

Дабаева Виктория Валерьевна, младший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Условия формирования и генезис золотоносных пирротитовых руд Восточного Саяна

© *Б. Б. Дамдинов*¹, *Л. Б. Дамдинова*¹, *С. М. Жмодик*², *А. Г. Миронов*¹

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: damdinov@mail.ru

² Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия. E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

Рассмотрены результаты исследования золотоносных пирротитовых руд, на примере рудопроявления Ольгинское. Руды представляют собой обогащенные сульфидными минералами, преимущественно пирротитом, углеродисто-гранат-биотит-кремнистые сланцы, входящие в состав вулканогенно-осадочной составляющей офиолитового комплекса. Оруденение отнесено к типу VMS — вулканогенным массивным сульфидным месторождениям, подвергнутым метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации (T=450–500°C, P ~5 кбар), в ходе которого происходило преобразование рудных минералов, в частности, пирротинизация пирита, укрупнение частиц самородного золота, высвобождение примесных компонентов и вынос части рудообразующих элементов. Перенос осуществлялся в составе высококонцентрированных метаморфогенных флюидов, главными солевыми компонентами которых были хлориды Fe и Na. Сделан вывод о том, что первичные гидротермально-осадочные сульфидные руды явились одним из главных источников золота и рудообразующих компонентов при формировании золото-сульфидно-кварцевых месторождений юго-восточной части Восточного Саяна.

Ключевые слова: Восточный Саян; золотоносные пирротитовые руды; P-T условия формирования; генезис

Conditions of formation and genesis of gold-bearing pyrrhotite ores from the East Sayan

*B. B. Damdinov*¹, *L. B. Damdinova*¹, *S. M. Zhmodik*², *A. G. Mironov*¹

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: damdinov@mail.ru

² Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

The results of the investigation of gold-bearing pyrrhotite ores on the Olginskoye ore occurrence example are considered. Ores present the carbon-garnet-biotite-siliceous schists, enriched by sulfide minerals, mainly pyrrhotite, which are part of the volcanogenic-sedimentary component of the ophiolite complex. Mineralization is classified as VMS-volcanogenic massive sulphide deposit exposed by epidote-amphibolite facies metamorphism (T = 450–500 °C, P ~5 kbar). During the metamorphism ore minerals were transformed, in particular, pyrrhotinization of pyrite, coarsening of native gold particles, release of impurity components and removal of a part of ore-forming elements. The transfer was occurred by highly concentrated metamorphic fluids, where the main salt components were Fe and Na chlorides. It was concluded that the primary hydrothermal-sedimentary sulfide ores were one of the main sources of gold and ore-forming components in the formation of gold-sulfide-quartz deposits of the southeastern part of the Eastern Sayan.

Keywords: East Sayan; gold-bearing pyrrhotite ores; P-T conditions of formation; genesis

В юго-восточной части Восточного Саяна, в отложениях, относимых к верхней, вулканогенно-осадочной пластине офиолитового комплекса, известны проявления колчеданной преимущественно пирротитовой минерализации, приуроченной к углеродистым сланцам, в разной степени метаморфизованным [3]. Фрагменты и реликты аналогичных пирротитовых руд известны на месторождениях Урик-Китойской золоторудной зоны Восточного Саяна [4], однако их роль в составе оруденения неясна. Интерес к таким сульфидным телам связан как с их возможной практической значимостью, так и с решением ряда научных проблем, в числе которых можно выделить выяснение генезиса сульфидных руд и связанного с ними золотого оруденения. Для решения этих вопросов было проведено изучение Ольгинского рудопроявления золота, входящего в состав одноименной золоторудной зоны Окинского рудного района [2].

Площадь Ольгинского рудопроявления сложена кварц-биотитовыми, кварц-амфибол-биотитовыми сланцами с гранатом и углеродистым веществом, с прослоями кремнистых и углеродисто-кремнистых пород, амфиболитов, амфиболовых сланцев. Среди сланцев локализуются субоглазные сульфидные тела и редкие малосульфидные кварцевые жилы. Многие признаки указывают на синхронность формирования сульфидных тел с вмещающими вулканогенно-осадочными отложениями.

Сами руды представляют собой обогащенные сульфидными минералами, преимущественно пирротитом, углеродисто-гранат-биотит-кремнистые сланцы с примесью других силикатных минералов — тремолита, хлорита, альбита, плагиоклаза, диопсида, эпидота. В результате чего, в рудах характеризуются высокими концентрациями S, Si и Fe, кроме того повышены содержания Mn, As, Cu, Pb, Zn. Средние содержания Au в сульфидных рудах — 1.48 г/т, в кварцевых жилах 1.25 г/т. Гео-

химические характеристики рудных сланцев показывают их схожесть с надсубдукционными базальтами задуговых зон спрединга [8]. Следовательно, первичные породы представляли собой смесь вулканокластитов и вулканитов базальтового состава с кремнистыми отложениями, содержащую большое количество сульфидов Fe, минералов Mn (возможно в виде Mn корок) и углеродистое вещество. Такой состав практически полностью соответствует составу отложений гидротермальных построек в срединно-океанических хребтах и задуговых зонах спрединга — продуктов разгрузки «черных курильщиков» [1]. Это позволяет отнести данный тип оруденения к метаморфизованным аналогам месторождений типа VMS — вулканогенным массивным сульфидным месторождениям, представляющим собой стратиформные тела золотоносных сульфидных руд, которые осаждаются из гидротермальных растворов на дне морских или океанических бассейнов, в условиях дивергентных границ плит [5]. Считается, что появление таких месторождений связано с гидротермальной мобилизацией металлов из океанической коры [7].

Согласно полученным по минеральным геотермобарометрам P-T условия метаморфизма соответствуют низам эпидот-амфиболитовой фации (T=450–500°C, P ~5 кбар). Широкая изменчивость степени метаморфизма на локальных участках свидетельствует о развитии дислокационного типа метаморфизма, обусловленного положением вулканогенно-осадочной толщи в подошве офиолитового покрова. При метаморфизме первичных сульфидных руд происходило преобразование рудных минералов, в частности, пирротинизация пирита, укрупнение частиц самородного золота, высвобождение примесных компонентов и вынос части рудообразующих элементов. Как показано в работе [6], такие компоненты как Cu, Pb, Zn, Ba, Ca могут выноситься и переотлагаться поздними гидротермальными флюидами в ходе эволюции подводной гидротермальной системы, при формировании сульфидной постройки за счет просачивания флюидов сквозь более ранние сульфидные залежи. Наличие флюидной фазы было установлено нашими исследованиями, однако её появление было обусловлено процессами метаморфизма, протекавшими при обдукции офиолитовых блоков, за счет дегидратации метаморфизующихся литокомплексов [9]. Термобарогеохимические исследования жильного кварца позволили установить, что кварцевые жилы сформировались гетерогенными флюидами, состоящими из рассола (26.3–33.0% экв. NaCl) и газовой фазы, в температурном интервале +536...+340°C и относительно низких давлениях 170–520 бар. Основными солевыми компонентами рудообразующих растворов являются FeCl₂ и NaCl. Формирование жил происходило при понижении температуры и резком падении давления, связанном с появлением открытых полостей в результате тектонических деформаций, в которые попадал просачивающийся метаморфогенный флюид. Изотопный состав кислорода, рассчитанный для равновесного с кварцем флюида, показал значения, характерные для метаморфогенных вод ($\delta^{18}\text{O} = 12.2\text{--}17.3\text{‰}$), что согласуется с общей геологической ситуацией.

Известно, что золото, а также Pb, Cu, Zn в гидротермальных растворах переносится в составе хлоридных или гидросульфидных комплексов [10]. Наличие хлоридов во флюиде установлено методами криометрии, а высокая насыщенность среды серой, позволяет предполагать и её присутствие в составе растворов. Здесь следует заметить, что в рудных телах золото-сульфидно-кварцевых месторождений региона (Зун-Холбинское, Водораздельное, Зун-Оспинское и др.), содержащих золото-полисульфидную минеральную ассоциацию, с преобладанием пирита, галенита, сфалерита и халькопирита, часто присутствуют фрагменты и реликты первичных стратиформных сульфидных руд, аналогичных рудам Ольгинской зоны. Это дает основание считать такие гидротермально-осадочные сульфидные руды явились одним из главных источников золота и рудообразующих компонентов при формировании золото-сульфидно-кварцевых месторождений юго-восточной части Восточного Саяна.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант №18-05-00489-а

Литература

1. Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевиц А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 528 с.
2. Гордиенко И. В., Рощектаев П. А., Гороховский Д. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.
3. Новый тип золотого оруденения в стратиформных пирротиновых рудах Восточного Саяна / А. Г. Миронов [и др.] // ДАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 798–801.

4. Миронов А. Г., Жмодик С. М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С.54–69.
5. Galley A. G., Hannington M. D., Jonasson I. R. Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow W. D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods // Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. № 5. P. 141–161.
6. Ohmoto H. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective // Ore Geol. Reviews. 1996. V. 10. P. 135–177.
7. Mobility of Au and related elements during the hydrothermal alteration of the oceanic crust: implications for the sources of metals in VMS deposits / C. J. C. Patten [et al.] // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. P. 179–200.
8. Pearce J. A., Stern R. J. The Origin of Back-arc Basin Magmas: Trace Element and Isotopic Perspectives / Christie D. M., Fisher C. R., Lee S.-M., Givens S. (eds.) Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. 2006. AGU monograph 166, Washington DC. P. 63–86.
9. Phillips G. N., Powell R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model // Journal of Metamorphic Geology. 2010. V. 28. P. 689–718.
10. Seward T. M., Williams-Jones A., Migdisov A. The Chemistry of Metal Transport and Deposition by Ore-Forming Hydrothermal Fluids / Treatise on Geochemistry, Chapter: Volume 13: Geochemistry of Mineral Deposits, Publisher: Elsevier Ltd., Editors: Heinrich Holland and Karl Turekian, 2014. P. 29–57.

Дамдинов Булат Батуевич, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ.

Условия формирования руд и состав растворов Ауникского F-Be месторождения (Западное Забайкалье)

© *Л. Б. Дамдинова, Б. Б. Дамдинов, М. О. Рампилов, С. В. Канакин*
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: ludamdinova@mail.ru

В статье представлены результаты термобарогеохимических исследований руд Ауникского F-Be месторождения (Западное Забайкалье). Установлено, что формирование ранней фенакит-флюоритовой ассоциации происходило из высокофтористых CO₂-содержащих растворов повышенной щелочности с соленостью ~10.5–12 мас. % экв. NaCl при температурах ≥ 370 –260°C и давлениях 1873–1248 бар. Более поздний флюорит и бертрандит формировались растворами с соленостью 6.4–7.7 мас. % экв. NaCl в интервале температур — 156–110 °C и давлений — 639–427 бар. Главными факторами, обусловившими отложение рудных ассоциаций, явились снижение активности F в растворах, а также уменьшение T, сопровождающиеся распадом комплексов Be. Повышенная щелочность растворов обусловила невысокую растворимость Be комплексов, что привело к относительно малому масштабу оруденения.

Ключевые слова: Ауникское F-Be месторождение; флюидные включения; гидротермальное рудообразование; фтор; бериллий; CO₂; рудообразующие растворы; изотопный состав.

Formation conditions and solution composition of the Aunik F-Be deposit (Western Transbaikalia)

L. B. Damdinova, B. B. Damdinov, M. O. Rampilov, S. V. Kanakin
Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: ludamdinova@mail.ru

In this paper results of the Aunik F-Be deposit (Western Transbaikalia) ores thermobarogeochemical study are presented. Formation of the early phenakite-fluorite association occurred from high-fluoride CO₂-containing solutions with increased alkalinity. Salinity of these solutions is ~10.5–12 wt.% eq. NaCl, ore formation temperatures are ≥ 370 –260°C and pressures — 1873–1248 bar. Later fluorite and bertrandite were formed by relatively low-salinity (6.4–7.7 wt. % eq. NaCl) solutions in the temperature range of ≥ 156 –110 °C and pressures of 639–427 bar. The main factors influencing to the ore associations deposition are F activity and temperature of ore-forming solutions decreasing accompanying by the disintegration of Be complexes. Increased alkalinity of solutions caused low solubility of Be complexes, which led to a relatively poor mineralization.

Keywords: Aunik F-Be deposit; fluid inclusions; hydrothermal ore-formation; F; Be; CO₂; ore-forming solutions; isotopic composition.

На территории Западного Забайкалья установлена бериллиеносная провинция, главным объектом которой является одно из крупнейших в мире Ермаковское F-Be месторождение, относящееся к флюорит-бертрандит-фенакитовой формации и отличающееся самым высоким средним содержанием BeO в рудах — 1.34 мас.% [6–7]. В то же время, другие объекты, входящие в состав этой провинции и имеющие схожий состав оруденения, остаются малоизученными. Одним из таких объектов является Ауникское флюорит-бериллиевое месторождение, которое считается аналогом Ермаковского месторождения, но с более бедными рудами [1, 3]. Многие черты геологического строения и вещественного состава руд этих месторождений близки. Так, главными минералами руд являются флюорит, фенакит и бертрандит, главные рудные тела месторождений представляют собой минерализованные зоны и залегают в экзоконтактовой части интрузивов щелочных гранитов. В то же время детального изучения состава и источников рудообразующих растворов, а также выявления условий и механизмов формирования оруденения на Ауникском месторождении ранее не проводилось.

Несмотря на близость некоторых характеристик, Ауникское месторождение значительно уступает Ермаковскому по содержанию Be и масштабам оруденения. Это может быть обусловлено разными факторами: низким содержанием Be в гидротермальных растворах, неблагоприятными для эффективного рудоотложения физико-химическими условиями рудообразующей системы, неподходящим для осаждения Be составом вмещающего субстрата, либо совокупностью нескольких факторов и др. Определение этих факторов необходимо для расшифровки условий и механизмов природного рудообразования и уточнения особенностей поведения бериллия в гидротермальном процессе.

Наиболее богатые участки рудных тел приурочены к пропласткам углистых известняков, в меньшей степени к углисто-карбонатным сланцам. Прослой сланцев минерализованы значительно слабее и зачастую служат естественной границей рудных тел либо являются безрудными промежут-

ками внутри них. Основные рудные тела находятся в непосредственной близости от штокообразного тела лейкогранитов, возраст которого — 241 ± 1.6 млн [4]. Пространственная сопряженность бериллиевого оруденения со штоком лейкогранитов Ауникского месторождения и близость их изотопного состава [2, 4], по всей видимости, свидетельствует о близодновременном их формировании и о тесной связи Be минерализации с гранитоидами. Часть тел контролируется контактовыми зонами даек и массива лейкогранитов. По простиранию рудные тела прослеживаются на 150–300 м, иногда до 500 м, мощность тел от 3 до 60 м, на глубину они прослеживаются до 350 м. Наиболее богатые массивные апокарбонатные флюорит-бериллиевые метасоматические руды месторождения образуют линзовидные тела, содержащие до 50–60 об.% флюорита и 0.2–2.5 мас.% BeO. Текстурно-структурные особенности руд, их реликтовая полосчатость, развитие околопрожилковых оторочек, обогащенных флюоритом и минералами Be, только в известняках, практически полное отсутствие оруденения в прослоях сланцев и скарнов, свидетельствуют о том, что формирование бериллиевого оруденения происходило за счет инфильтрационно-метасоматического замещения углистых известняков.

Кроме главных минералов (флюорита и минералов Be) в рудах присутствуют карбонаты, полевые шпаты, кварц, а также фтор-апатит, циркон, касситерит, минералы редких и редкоземельных элементов. Следовательно, растворы, сформировавшие руды, кроме F и Be, были относительно обогащены Si, Na, K, Al, а также содержали примеси P, Zr, Sn, PЗЭ, Sr, Y, Th, W и др. Такой набор элементов-примесей характерен для щелочных или субщелочных пород среднего-кислого состава. Анализ графиков распределения PЗЭ свидетельствует о связи оруденения с субщелочными лейкогранитами, поскольку они имеют сходные с рудами, формы кривых распределения и близкий уровень концентраций PЗЭ, тогда как графики сиенитов и керсантитов значительно отличаются по характеру распределения элементов.

Для определения условий формирования и состава растворов был проведен комплекс термобарогеохимических исследований флюидных включений (ФВ) преимущественно в зернах флюорита, реже в фенаките/берtrandите. Установлено, что отложение руд с флюоритом I генерации происходило на ранней стадии в интервале температур $\sim 370\text{--}260^\circ\text{C}$ за счет высокофтористых, бериллиеносных, CO_2 -содержащих растворов повышенной щелочности с соленостью $\sim 10.5\text{--}12$ мас. % экв. NaCl при давлениях $\sim 1248\text{--}1873$ бар. В эту же стадию отлагался и фенакит. Температурный диапазон его формирования — $\sim 297\text{--}184^\circ\text{C}$ при солености растворов $\sim 8.3\text{--}12.8$ мас. % экв. NaCl.

Руды с флюоритом II генерации и берtrandитом, по всей видимости, сформировались на более поздней стадии при понижении температур до $\sim 156\text{--}110^\circ\text{C}$ растворами с меньшей соленостью (6.4–7.7 мас. % экв. NaCl) при понижении давления до 427–639 бар. Главным солевым компонентом рудообразующих растворов обеих генераций является CaCl_2 . Присутствие в первичных включениях дочернего щелочного бикарбоната — нахколита указывает на то, что рудообразующие растворы имели повышенную щелочность.

Исследования изотопного состава кислорода и водорода в минералах флюорит-бериллиевых руд, в том числе и в берtrandите, свидетельствуют об их отложении из магматогенных гидротермальных растворов. Учитывая отмечаемую по геологическим соотношениям и геохимическим характеристикам связь оруденения с субщелочными лейкогранитами, можно считать, что последние являлись наиболее вероятным источником рудообразующих компонентов. Повышенная металлоносность этих лейкогранитов подтверждается также наличием сульфидной минерализации с магматогенными изотопными характеристиками серы. Более гетерогенный изотопный состав кислорода из пострудных прожилков говорит о смешении магматогенных растворов с водами другого генезиса, по видимому, метеорными и метаморфогенными, на завершающей стадии рудообразующего процесса.

Устойчивость комплексов водных растворов Be экспериментально изучалась разными исследователями. Однако наиболее полное современное исследование этого вопроса выполнено С. Вудом [8], где на основании имеющихся экспериментальных данных и термодинамических расчетов, оценена растворимость комплексных соединений бериллия с большим количеством лигандов в широком диапазоне значений pH, активностей F^- и CO_3^{2-} .

Анализ этих экспериментальных данных позволил выявить главные факторы, обусловившие отложение F-Be руд Ауникского месторождения, к которым можно отнести снижение активности фтора, вследствие связывания Ca известняков и F из растворов во флюорит, что приводило к разрушению фторидных и фтор-карбонатных комплексов и отложению Be руд, а также температурный фактор: понижение температуры минералообразующего флюида также приводит к снижению активностей комплексов Be.

Повышенная щелочность рудообразующих растворов обусловила невысокую растворимость Ве комплексов, что привело к низкому содержанию Ве в рудах и относительно малому масштабу оруденения.

Работа выполнена в рамках бюджетной программы ГИН СО РАН № 0340-2016-0002, при частичной поддержке РФФИ: гранты № 14-05-00339-а, 17-05-00129-а.

Литература

1. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия / под. ред. А. И. Гинзбурга, М.: Недра, 1975. 248 с.
2. Булнаев К. Б. Фтор-бериллиевые месторождения Витимского плоскогорья: минеральные типы, условия локализации, магматизм, возраст (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2006. № 4 (48). С. 320–334.
3. Куприянова И. И., Шпанов Е. П. Бериллиевые месторождения России. М.: ВИМС, 2011. 353 с.
4. Лыхин Д. А., Ярмолюк В. В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудосносный магматизм, источники вещества. М.: ИГЕМ РАН, ГЕОС. 2015. 256 с.
5. Назарова А. С. Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый тип месторождений // Геология месторождений редких элементов. Вып. 27. 1965. С. 73–97.
6. Beryllium: mineralogy, petrology, and geochemistry. Reviews in mineralogy and geochemistry. Editor: Edward S. Grew. University of Maine, Orono, Maine. Series Editor: Paul H. Ribbe. Virginia Polytechnic Institute and State University Blacksburg, Virginia. Washington. DC. 2002. USA.
7. Economic geology of granite-related ore deposits of Russia and other FSU countries: an overview / A. A. Kremenetsky [et al.] // A. Kremenetsky, B. Lehmann and R. Seltman (eds.) Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. М.: IMGRE, 2000. P. 3–56.
8. Wood S. A. Theoretical prediction of speciation and solubility of beryllium in hydrothermal solutions to 300°C at saturated vapor pressure: Application to bertrandite/phenakite deposits // Ore geology reviews. 1992. V. 7. P. 249–278.

Дамдинова Людмила Борисовна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Роль субдукционных процессов в эволюции восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса

© И. М. Дербeko

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия. E-mail: derbeko@mail.ru

В эволюции МООП субдукционные процессы сыграли определяющую роль. Они происходили в различные временные этапы и вызваны тектоническими процессами в различных взаимозависимых структурах.

Ключевые слова: субдукция; Монголо-Охотский орогенный пояс; магматизм; эволюция.

The role of subduction processes in the evolution of the eastern link Mongol-Okhotsk orogenic belt

I. M. Derbeko

Institute of Geology and Nature Management, FED RAS, Blagoveshchensk, Russia. E-mail: derbeko@mail.ru

The subduction processes played a decisive role in the evolution of MOOB. They occurred at different time stages and are caused by tectonic processes in various interdependent structures.

Keywords: subduction; Mongol-Okhotsk orogenic belt; magmatism; evolution.

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), осью которого признан Монголо-Охотский орогенный пояс (МООП) [4], протягивается от Охотского моря до Монголии вглубь материка на 3000 км. Несмотря на это, МООП и его обрамление рассматривается как составляющая Тихоокеанского рудного (складчатого) пояса [5]. Формирование МООП на протяжении всего фанерозоя сопровождалось становлением серии магматических комплексов и завершилось закрытием Монголо-Охотского бассейна [1; 6]. В верховьях р. Амур древние континентальные блоки, соприкасаясь друг с другом, «поглотили» около 200 км пояса, разделив его на два звена: западное и восточное. Эволюция западного звена связана с коллизионными процессами, завершившимися к началу раннего мела закрытием западной части Монголо-Охотского бассейна [1]. На территории восточного звена пояса в этот период происходили тектонические события, в результате которых к концу мезозоя территория сформировалась как коллаж палеозойских — раннемезозойских террейнов [1; 4]. Позднемезозойские магматиты, завершившие формирование МООП, отмечены только на его восточном окончании (рис. 1).



Рис. 1. Схема размещения магматических образований. Позднемезозойские вулканоплутонические комплексы: в обрамлении МООП — преимущественно плутоногенные (1); преимущественно вулканогенные (2); восточного окончания МООП и Бурья-Цзямусинского супертеррейна — 3. Адакитовые гранитоиды (4). Тектонические контакты (5а — региональные; 5б — прочие). Возраст пород позднемезозойских комплексов (6).

Здесь они представлены континентальными вулканоплутоническими комплексами с возрастом поздняя юра — 120 млн лет, 105–101 и 95–90 млн лет [3]. Эти образования сопровождали субдукционные процессы, обусловленные взаимодействием континентальной окраины Азии и океанической

плиты Изанага. Судя по изменяющимся вещественным составам пород этих комплексов, в интервале поздняя юра — поздний мел происходило постепенное затухание субдукции вдоль Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса [3]. То есть эволюция восточного окончания МООП зависела от процессов, происходящих исключительно в условиях взаимодействия континент — океан.

Вдоль северного и южного обрамления МООП формирование магматитов соответствует следующим возрастным этапам: 140–122 млн лет — дифференцированные вулканоплутонические комплексы [1; 2], которым предшествовало становление адакитового комплекса с возрастом 147–138 млн лет. По своим геохимическим характеристикам эти породы соответствуют надсубдукционным образованиям известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа [3]. Почти сразу, 119 млн лет назад надсубдукционный магматизм сменился формированием пород бимодальных вулканоплутонических комплексов трахибазальт-риолитового состава. По своим геохимическим характеристикам эти образования соответствуют породам, которые сопровождали син- или постколлизийные процессы. Становление контрастного магматизма продолжалось фактически до начала позднего мела (97 млн лет) и сопровождало закрытие Монголо-Охотского бассейна [6]. В данном случае его начало обозначает полное завершение субдукционных процессов. А 94 млн лет назад формируются уже классические внутриплитные породы трахиандезитового — абсарокитового составов [2].

Площадное распространение вышеперечисленных образований вдоль южного обрамления МООП обрывается структурами Буря-Цзямусинского супертеррейна, в пределах которого позднемезозойские магматиты асинхронны по времени формирования и отличаются по вещественному составу от пород вышеперечисленных комплексов. По времени формирования они соответствуют: 135–136 млн лет — вулканы трахириолитовой формации с характерными признаками пород внутриплитного магматизма; 120–105 млн лет — дифференцированные преимущественно вулканические комплексы известково-щелочной серии; 101–99 млн лет — вулканоплутонический комплекс риолитов — щелочных трахитов. Согласно палеомагнитным данным в позднем мезозое супертеррейн находился на значительном удалении от континентальной окраины Азии и принадлежал к геологическим объектам Тихого океана [7].

По данным [9], уже в позднекаменноугольную эпоху в регионе существовала двусторонняя (синхронная) субдукция под Северо-Азиатский кратон и Аргунский супертеррейн. Высказывались предположения о раннепермской субдукции под Аргуно-Мамынский массив (Аргунский террейн), о субдукционных процессах в мезозое под Северо-Азиатский кратон [1; 4]. Мезозойский субдукционный этап сопровождался становлением известково-щелочных комплексов в интервале 147–122 млн лет. В связи с этим интерес представляют данные в работе, посвящённой изучению мезозойского магматизма на территории, расположенной юго-западнее изучаемой площади — южное обрамление МООП [8]. Здесь авторы выделяют четыре магматических этапа. На первом (155 млн лет назад) формируются породы, чья геохимическая характеристика позволяет сопоставить их с породами, относимыми автором к адакитам. По мнению [8] адакитовый магматизм, сменившись на преимущественно известково-щелочной, продолжался в этом регионе до 126 млн лет. Все эти события исследователи связывают с процессами субдукции [8]. Естественно, что встречное движение двух геологических объектов: Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов, провоцирующих субдукционные процессы в регионе, на определенном этапе завершились и сменились на коллизийный этап, которому и соответствует становление бимодальных комплексов с возрастом 119–97 млн лет.

Таким образом, в эволюции МООП выделяется несколько временных этапов, когда проявлялись субдукционные процессы.

1. конец юры — ранний мел (147–122 млн лет) — субдукция океанических образований Монголо-Охотского бассейна под континентальные окраины Аргунского супертеррейна и южного обрамления Северо-Азиатского кратона. Косвенным признаком этих событий является широкое развитие в структурах самого пояса серпентинитов. Так в бассейне р. Джалинда картируется крупное тело серпентинитов, а мелкие серпентинитовые «просечки» густо насыщают дислоцированные палеозойские образования. Как правило, они вскрывались горными выработками, но из-за малых размеров не указывались на картах (данные автора).

2. восточное окончание МООП: конец юры — 120 млн лет; 105–101 млн лет; 95–90 млн лет — в зоне перехода континент — океан происходили пульсационные геодинамические события, которые соответствовали субдукции.

3. в пределах Буря-Цзямусинского супертеррейна в интервале 120–105 млн лет формировались породы, характерные для субдукционных обстановок. Предполагается [7], что Буря-

Цзямусинский супертеррейн присоединился к Азиатскому континенту не ранее палеогена, соответственно, он не принимал участия в закрытии Монголо-Охотского бассейна и является структурой, независимой от эволюции МООП.

В эволюции МООП субдукционные процессы сыграли определяющую роль. Но они происходили в различные временные этапы и вызваны тектоническими событиями в различных взаимозависимых структурах. Субдукционные процессы происходили при закрытии Монголо-Охотского бассейна, на начальной фазе формирования орогенного пояса. Эти же процессы завершили становление пояса, но связаны они были с взаимодействием континентальной окраины Азии и океанической плиты Изанага.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн.1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
2. Дербек И. М. Мезозойский магматизм, как показатель тектонических перестроек восточной окраины Азии (Монголо-Охотский сектор) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: тезисы всерос. конф. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 36–39.
3. Геохимические и Sr-Nd изотопные свидетельства надсубдукционного происхождения мезозойского магматизма Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса / И. М. Дербек [и др.] // ДАН. 2016. Т. 466. № 4. С. 462–466.
4. Парфенов Л. М., Попеко Л. И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С.24–43.
5. Радкевич Е. А. Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 95 с.
6. Derbeko I. M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin / Updates in volcanology — A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. Rijeka, Croatia: InTech, 2012. P. 99–124.
7. Derbeko I. Bureya-Jiamusi Superterrane: Tectonic and Geodynamic Processes in Late Mesozoic — Cenozoic / Tectonics: Problems of Regional Settings. Edited by E. Sharkov. London: InTechOpen. 2018. Chapter 3. P. 33–45.
8. Geochronology and tectonic settings of Late Jurassic — Early Cretaceous intrusive rocks in the Ulanhot region, central and southern Da Xingan Range / C. Liu [et al.] // Geological Magazine. 2017. V. 154. № 5. P. 923–945.
9. Sengor A. M., Natal'in B. A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press. 1996. P. 486–640.

Дербек Инна Михайловна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии и природопользования, г. Благовещенск.

Химическое Th-U-Pb изохронное (CHIME) датирование палеопротерозойской перекристаллизации архейского мигматитового циркона из высокобарной лейкосомы

© К. А. Докукина¹, В. В. Хиллер²

¹Геологический институт РАН, г. Москва, Россия. E-mail: dokukina@mail.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия. E-mail: hilvervit@mail.ru

Неизотопное химическое датирование методом CHIME метамиктных мигматитовых полистадийных цирконов из высокобарной лейкосомы Беломорской эклогитовой провинции проводили на микроанализаторе CAMECA SX 100. Было получено три изохроны с возрастaми ~2.7, 2.4 и 1.9 млрд лет. Палеопротерозойский изохронный возраст на рубеже 2.4 млрд лет отвечает перекристаллизации цирконов под воздействием флюида.

Ключевые слова: геохронология; химическое датирование; циркон; рентгеноспектральный микрозондовый анализ.

Chemical Th-U-total Pb isochron (CHIME method) dating of early Paleoproterozoic re-equilibration of Archean migmatitic zircon from high-pressure leucosome

K. A. Dokukina¹, V. V. Khiller²

¹Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia. E-mail: dokukina@mail.ru

²Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia. E-mail: hilvervit@mail.ru

The metamict migmatitic multistage zircon was dated by a Chemical Th-U-total Pb isochron method (CHIME method) by CAMECA SX 100 electron microprobe. Three isochrones were obtained with the age values of ca 2.7, 2.4 and 1.9 Ga. The Palaeoproterozoic isochron chemical age of ca. 2.4 Ga corresponds to zircon recrystallization under the effect of fluid.

Keywords: geochronology; chemical dating; zircon; Electron probe microanalysis (EPMA).

Метод химического датирования CHIME (Chemical Th-U-total Pb isochron method) [4] применяется для определения возраста формирования минералов с высокими содержаниями Th, U и Pb, таких как монацит, уранинит и др. [2], и основан на высокоточном определении содержаний радиоактивных (Th, U) элементов и (не)радиоогенного (общего) Pb методом рентгеноспектрального микрозондового анализа (PCMA) минералов-носителей геохронологической информации. Из-за низких содержаний Th, U, Pb датирование цирконов обычно выполняют методом локальной изотопной масс-спектрометрии на приборах с лазерным (LA-ICP-MS) или ионным (SIMS) пробоотбором. Иногда на практике, встречаются цирконы с высокими концентрациями Th, U, Pb, для исследования возраста которых возможно применить метод CHIME, в том числе непосредственно в шлифах.

Объектом изучения были выбраны цирконы с высокими концентрациями U, Th, Pb, извлеченные из высокобарной лейкосомы, пронизывающей эклогитизированные базитовые дайки в районе села Гридино в пределах метаморфических комплексов докембрийской Беломорской эклогитовой провинции. Петрология и возраст лейкосомы были достаточно подробно изучены ранее [1]. Гранат-фенгитовая лейкосома формировалась при декомпрессионном плавлении высокобарных пород и испытывала метасоматические и метаморфические преобразования при перемещении пород из условий эклогитовой фации через гранулитовую фацию высоких давлений к условиям амфиболитовой фации. Цирконы из лейкосомы были датированы U-Th-Pb изотопными методами. Классическим U/Pb методом по навескам и единичным зернам был получен возраст ~2.65 млрд лет. Методом SHRIMP II были датированы магматические и метаморфические цирконы, которые по ядрам дали статистически значимую оценку возраста около 2.71 млрд лет, а каймы этих цирконов сформировались на рубеже 1.9 млрд лет. В редких случаях в цирконах сохраняются древние ядра с возрастaми ~2.8 млрд лет. Однако, самую распространенную группу удлиненных высокоурановых цирконов с метамиктными ядрами с высокими концентрациями U, Th, Pb и Hf (рис. а) изотопными методами датировать не удалось. Данная группа цирконов представлена удлиненными коричневыми кристаллами, обрамленными бесцветными тонкими каймами. Серые пятнистые, пронизанные ветвящимися темными прожилками в катодолуминесценции (CL) ядра в редких случаях сохраняют реликты осцилляторной зональности, структура которой была нарушена. Метамиктные ядра окружены светлыми в CL каймами.

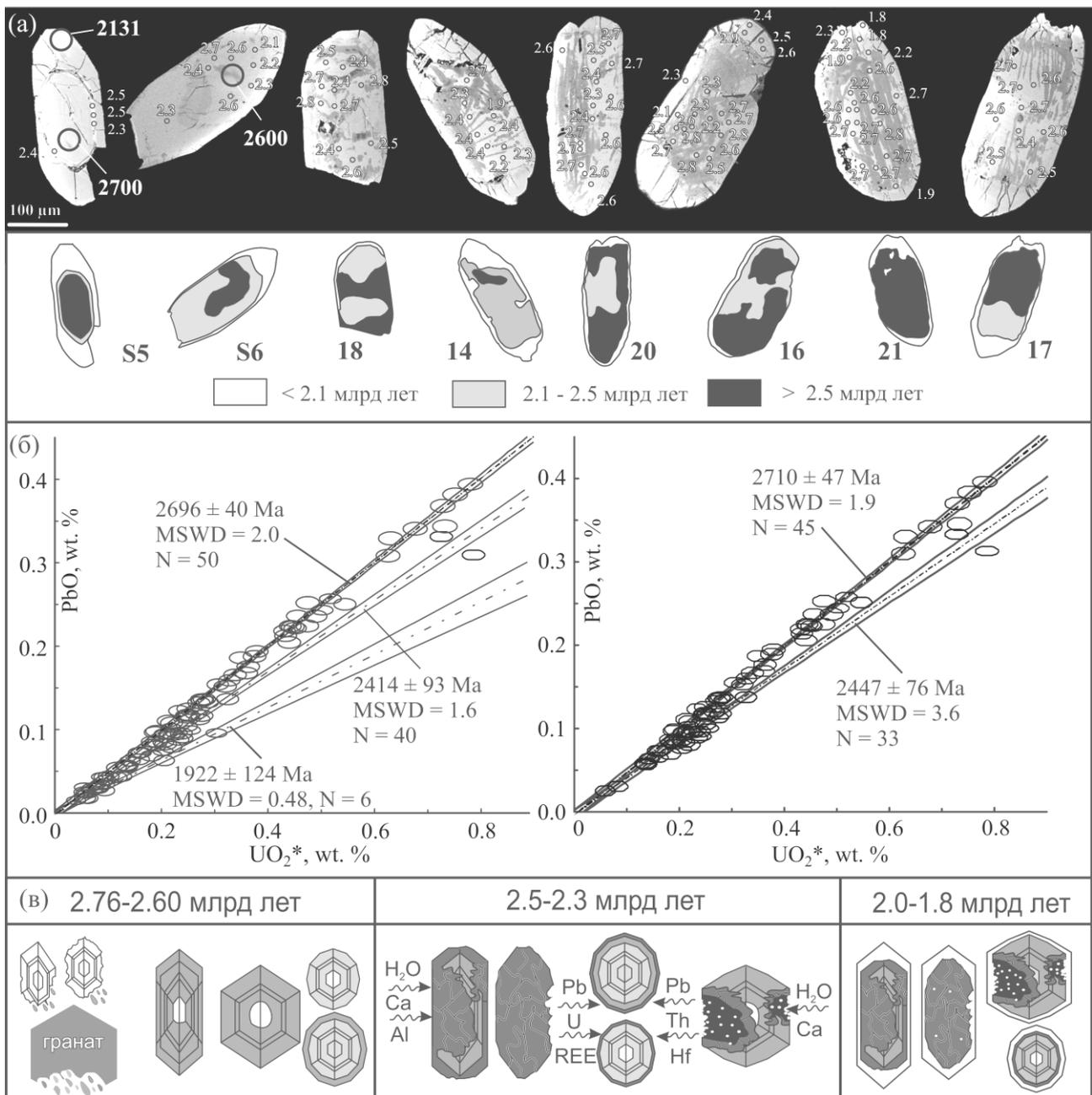


Рис. 1. BSE изображения цирконов из гранат-фенгитовой лейкосомы, образец D17-7, мыс Варгас (а) с точечными определениями химического возраста (маленькие кружки, возраст в млрд лет), большие кружки — место SHRIMP анализа, возраст в млн лет. Ниже приведены схемы распределения точечных возрастов на срезе циркона; (б) График UO_2^* -PbO, построенный по микрозондовым анализам зерен циркона из пробы D17-7; (в) последовательность преобразований циркона (пояснения в тексте).

Неизотопное химическое датирование методом CHIME метамиктных цирконов в шашке и в шлифе проводили на микроанализаторе CAMECA SX 100. Рассчитаны возрасты циркона как по единичным определениям содержания U, Th, Pb в точке (рис. а) по методу [3], так и по изохронному методу [4]. Было получено три изохроны с возрастaми ~2.7, 2.4 и 1.9 млрд лет (рис. б). Химические изохронные возрастa ядер 2.7 и кайм 1.9 млрд лет повторили результаты изотопного датирования. Палеопротерозойский изохронный химический возраст ~2.4 млрд лет соответствует рекристаллизации циркона в присутствии флюида и росту минеральных включений торита и уранинита в некоторых перекристаллизованных доменах.

Исследование условий формирования гранат-фенгитовой лейкосомы, состава, морфологии и возраста цирконов позволило определить последовательность роста и перекристаллизации цирконов в процессе пост-эклогитовой декомпрессионной истории (рис. 1в). Цирконы с возрастaом ~2.7 млрд лет, соединяющие в своих характеристиках как магматические, так и метаморфические характери-

стики росли в присутствии расплава при перемещении пород из пиковых условий эклогитовой фации через фацию гранулитов повышенных давлений. В это время происходило частичное плавление пород кислого и основного состава, в том числе формирование гранат-фенгитовой лейкосомы [1]. Частичное плавление пород сопровождалось растворением раннего домигматитового циркона с последующим осаждением новообразованного циркона на сохранившихся фрагментах древнего циркона. Кроме того, новый циркон мог расти за счет реакций высвобождения Zr, например, при разложении граната или рутила. По мере того, как породы остывали, из остаточных расплавов кристаллизовался новый циркон, а высвобождающиеся жидкости приводили к избирательной рекристаллизации существующих цирконов. Перекристаллизация циркона под воздействием флюида или расплава происходило по двум основным механизмам перекристаллизации: диффузионному и растворения–пересадки. Zr-высвобождающий флюид определял выборочную перекристаллизацию существующего циркона и процессы роста новообразованных кайм.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 19 и гранта РФФИ № 18-05-01214.

Литература

1. Беломорская эклогитовая провинция: последовательность и возраст событий в истории эклогитовой ассоциации Гридино / К. А. Докукина [и др.] // Геология и геофизика. 2012а. № 10. С. 1338–1371.
2. Chemical (non-isotopic) and isotopic dating of Phanerozoic zircon — a case study of durbachite from the Třebíč Pluton, Bohemian Massif / M. A. Kusiak [et al.] // Gondwana Res. 2010. V. 17. P. 153–161.
3. Electron microprobe dating of monazite / Montel J.-M. [et al.] // Chem. Geol. 1996. V. 131. P. 37–53.
4. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Res. 2008. V. 14. P. 569–586.

Докукина Ксения Александровна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института РАН, г. Москва.

Раннепротерозойская геодинамическая эволюция Урикско-Ийского грабена южной части Сибирского кратона

© *Т. В. Донская*¹, *Д. П. Гладкочуб*¹, *А. М. Мазукабзов*¹, *А. М. Станевич*¹, *С. А. Писаревский*², *З. Л. Мотова*¹,
*Е. И. Демонтерова*¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: tatiana_donskaya@mail.ru

² Департамент прикладной геологии Университета Куртин, г. Перт, Австралия.

E-mail: Sergei.Pisarevskiy@curtin.edu.au

Предложен сценарий эволюции Урикско-Ийского грабена южной части Сибирского кратона в раннем протерозое, включающий в себя несколько этапов. Формирование пород Урикско-Ийского грабена началось на временном рубеже ~1.9 млрд лет в обстановке растяжения, связанной с коллапсом орогена, возникшего в результате коллизии Бирюсинского и Шарьжалгайского блоков. На интервале 1.88–1.84 млрд лет произошло включение этих блоков в единую структуру кратона, завершившееся внедрением постколлизивных гранитоидов. Дальнейшая эволюция Урикско-Ийского грабена связана с формированием осадочного бассейна рифтогенного происхождения на временном интервале 1.75–1.70 млрд лет и впадин типа пулл-апарт в период ~1.65–1.60 млрд лет. Завершение тектонических событий в Урикско-Ийском грабене фиксируется внедрением гранитоидов с возрастом 1.54 млрд лет.

Ключевые слова: геодинамика; осадочные породы; долериты; ранний протерозой; Сибирский кратон.

Paleoproterozoic geodynamic evolution of the Urik-Iya graben of the southern Siberian craton

*T. V. Donskaya*¹, *D. P. Gladkochub*¹, *A. M. Mazukabzov*¹, *A. M. Stanevich*¹, *S. A. Pisarevsky*²,
*Z. L. Motova*¹, *E. I. Demonterova*¹

¹ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: tatiana_donskaya@mail.ru

² Department of Applied Geology, Curtin University, Perth, Australia. E-mail: Sergei.Pisarevskiy@curtin.edu.au

We proposed a scenario of the Early Proterozoic evolution of the Urik-Iya graben in the southern part of the Siberian craton. This scenario includes several stages. Formation of rocks of the Urik-Iya graben began at ~1.9 Ga in an extension setting caused by the orogenic collapse after the collision of the Biryusa and Sharyzhalgai terranes. At 1.88–1.84 Ga these blocks were incorporated into the craton, which resulted in the emplacement of post-collisional granitoids. Further evolution of the Urik-Iya graben is associated with the formation of a rift-related sedimentary basin (1.75–1.70 Ga) and several pull-apart basins (~1.65–1.60 Ga). A cease of tectonic activity in the Urik-Iya graben is marked by the 1.54 Ga granite magmatism.

Keywords: geodynamics; sedimentary rocks; dolerites; Paleoproterozoic; Siberian craton.

Сибирский кратон в качестве единой структуры был сформирован в раннем протерозое на временном интервале ~2.00–1.85 млрд лет [1–2], причем становление структуры кратона происходило не одновременно, а в течение нескольких этапов [3]. Одними из последних в структуру кратона, по видимому, вошли породы южной и юго-западной его частей, выходы которых представлены в Ангаро-Канском и Присяянском краевых выступах. Урикско-Ийский грабен Присяянского выступа располагается в южной части кратона между Шарьжалгайским и Бирюсинским блоками и является одной из ключевых структур, изучение которой позволяет приблизиться к расшифровке сценария становления этой части кратона. Урикско-Ийский грабен сложен осадочными и осадочно-вулканогенными породами, которые объединяются в несколько свит [4–6]. Для осадочных и магматических пород центральной части Урикско-Ийского грабена (район среднего течения р. Ока) выполнен комплекс геологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований, которые позволили предложить модель геодинамической эволюции этой структуры и, соответственно, приблизиться к пониманию эволюции южной части кратона в раннем протерозое. Были изучены осадочные породы ингашинской, далдарминской и ермосохинской свит, долериты ангаульского комплекса и гранитоиды чернозимиинского комплекса [5–7].

Формирование пород Урикско-Ийского грабена началось в обстановке растяжения, связанной с коллапсом орогена, возникшего в результате коллизии Бирюсинского и Шарьжалгайского блоков. Это наиболее раннее событие растяжения фиксируется накоплением осадочных пород ингашинской свиты в пределах древнего бассейна седиментации рифтогенной природы и внедрением долеритов ангаульского комплекса. Породы ингашинской свиты представлены преимущественно метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации полевошпатово-кварцевыми до полимиктовых гравелитопесчаниками и песчаниками, чередующимися с алевролитами и сланцами. Для терригенных пород

ингашинской свиты характерны значения $\epsilon_{Nd(1910 \text{ млн лет})}$, равные -0.6...-2.4 и модельный возраст $T_{Nd(DM)} = 2.4\text{--}2.5$ млрд лет. Анализ возрастных спектров детритовых цирконов, полученных для песчаника ингашинской свиты, показывает, что основной пик отвечает значению 1963 млн лет, а небольшой пик наиболее молодых цирконов соответствует возрасту 1909 млн [5]. Долериты ангаульского комплекса, слагающие отдельные конформные тела среди песчаников свиты, имеют возраст 1914 ± 2 млн лет [6]. По химическому составу долериты ангаульского комплекса соответствуют нормальнощелочным базальтам толеитовой серии. Близость оценок возраста самых молодых детритовых цирконов в породах ингашинской свиты и возраста, прорывающих их долеритов ангаульского комплекса, свидетельствуют о том, что накопление осадочных толщ и внедрение долеритов отвечает единому раннепротерозойскому этапу внутриконтинентального растяжения, имевшему место ~1915–1910 млн лет назад.

Следующий этап в эволюции южной части Сибирского кратона связан, по-видимому, с вхождением крупного блока, включающего в себя Бирюсинский, Шарыжалгайский блоки и Урикско-Ийский грабен, в общую структуру кратона, а также последующее пост-коллизийное растяжение. Этот этап фиксируется гранулитами с возрастом 1.88–1.85 млрд лет в Шарыжалгайском блоке [8–9] и гранитоидами Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, имеющими возраст 1.88–1.84 млрд лет, которые распространены вдоль всей южной окраины Сибирского кратона, в том числе прорывают породы большеберченской свиты Урикско-Ийского грабена, которые являются возрастным аналогом ингашинской свиты.

Дальнейшая эволюция Урикско-Ийского грабена связана с формированием еще одного осадочного бассейна рифтогенного происхождения, в пределах которого накапливались осадочно-вулканогенные отложения, относимые к далдарминской свите, которые представлены преимущественно сланцами, часто углеродистыми, а также кварцитами, песчаниками, алевролитами, эффузивами различного состава, туфами. Породы свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Для пород далдарминской свиты характерны значения $\epsilon_{Nd(1700 \text{ млн лет})}$, равные -2.0...-4.4 и модельный возраст $T_{Nd(DM)} = 2.3\text{--}2.4$ млрд лет. Анализ возрастных спектров детритовых цирконов, полученных для туфоалевролита далдарминской свиты, показывает, что основной пик отвечает значению 1845 млн лет (возраст постколлизийных гранитов), а наиболее молодые цирконы образуют небольшой пик, соответствующий возрасту 1750 млн [5]. Формирование рифтогенного бассейна в пределах Урикско-Ийского грабена на временном интервале 1.75–1.70 млрд лет хорошо коррелируются с формированием в обстановке внутриконтинентального растяжения осадочно-вулканогенных пород енисейской серии Ангаро-Канского выступа, вулканиты которой имеют возраст ~1.74 млрд лет [10]. Таким образом, можно констатировать, что в позднем палеопротерозое этап внутриконтинентального растяжения затронул значительную область южной — юго-западной части кратона.

Финальный этап эволюции Урикско-Ийского грабена также был связан с процессами растяжения, имевшими место на временном интервале ~1.65–1.60 млрд лет [5]. В этот период в предгорном прогибе во впадинах типа пулл-апарт произошло накопление молассоидных отложений ермосохинской свиты, сложенной преимущественно неметаморфизованными гравелитами, песчаниками и конгломератами, которые по простиранию свиты иногда сменяются алевролитовыми сланцами и туфогравелитопесчаниками [5]. Для пород ермосохинской свиты характерны значения $\epsilon_{Nd(1600 \text{ млн лет})}$, равные -2.7...-3.1 и модельный возраст $T_{Nd(DM)} = 2.3\text{--}2.4$ млрд лет. Изучение детритовых цирконов в песчанике ермосохинской свиты показало, что основные пики соответствуют значениям возраста 1950, 1883, 1829, 1735 млн лет, т.е. близки к возрасту цирконов в проанализированных терригенных породах нижележащих ингашинской и далдарминской свит [5]. Самая молодая группа цирконов в песчанике ермосохинской свиты имеет возраст 1680 млн лет [5]. Завершение тектонических событий в Урикско-Ийском грабене фиксируется внедрением в породы ермосохинской свиты гранитоидов чернозиминского комплекса (1537 ± 14 млн лет) [7].

Таким образом, в пределах Урикско-Ийского грабена отражены основные события имевшие место в южной — юго-западной части Сибирского кратона в палеопротерозое и раннем мезопротерозое, а точнее в течение временного интервала от 1.91 до 1.54 млрд лет.

Работа выполнена при поддержке гранта 18-05-00764.

Литература

1. Розен О. М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

2. Глебовицкий В. А., Хильтова В. Я., Козаков И. К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
3. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоуспенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия / Т. В. Донская [и др.] // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 587–606.
4. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / В. Г. Беличенко [и др.]. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 161 с.
5. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона / Д. П. Гладкочуб [и др.] // Геотектоника. 2014. № 5. С. 17–31.
6. Наиболее древние (~1.9 млрд лет) дайки южной части Сибирского кратона: возраст, петрогенезис, тектоническая позиция / Т. В. Донская [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Вып. 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 88–89.
7. Урикско-Ийский грабен Присаянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия / Д. П. Гладкочуб [и др.] // ДАН. 2002. Т. 386. № 1. С. 72–77.
8. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS / U. Poller [et al.] // Precambrian Research. 2005. V. 136. P. 353–368.
9. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарьжалгайский выступ Сибирского кратона) / О. М. Туркина [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 1. С. 18–33.
10. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) / А. Д. Ножкин [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.

Донская Татьяна Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Вещественный состав и Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика основных типов геологических формаций Ципиканского блока (Западное Забайкалье)

© *Н. А. Доронина*¹, *Д. В. Елизаров*², *В. Ф. Посохов*¹

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: dna48@mail.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия. E-mail: tamara@geoksc.apatity.ru

В центральной части Ангаро-Витимского батолита, в бассейне оз. Баунт — р. Ципикан пространственно совмещены палеозойско-мезозойские магматические комплексы близкого возраста и разной щелочности. Sm-Nd и Rb-Sr изотопными методами установлено, что высококалийевые граниты и вулканиты, а также вмещающие их метатерригенные сланцы соответствуют коровым породам фанерозоя, сформировавшимся на докембрийском протолите. Низкокалийевые толеиты относятся к мантийным образованиям начальной стадии континентального рифтогенеза. Докембрийские породы в районе не обнаружены.

Ключевые слова: Sm-Nd и Rb-Sr систематика; фанерозой; докембрийский протолит.

The composition and Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data of the main types of geological formations in the Tsipikan block (Western Transbaikalia)

*N. A. Doronina*¹, *D. V. Elizarov*², *V. F. Posokhov*¹

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: dna48@mail.ru

² Geological Institute, KSC RAS, Apatity, Russia. E-mail: tamara@geoksc.apatity.ru

The Paleozoic-Mesozoic magmatic complexes of a similar age and different alkalinity are spatially combined in the central part of the Angara-Vitim batholith. It is established by Sm-Nd and Rb-Sr isotopic methods, that high-potassium granites and vulkanites, and also containing them metaterrigenous schists correspond to rocks of the Phanerozoic crust, they was formed on the Precambrian protolith. Low-potassium tholeiites refer to mantle formations of the initial stage of continental rifting. Precambrian rocks in the region have not been found.

Keywords: Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data; Phanerozoic; Precambrian protolith.

Территория Западного Забайкалья считается областью развития преимущественно рифейских образований и, соответственно, относится к областям байкальской складчатости. В последние годы палеонтологическими методами обоснован верхнепалеозойский ($D_3-C_2^1$) возраст стратоподразделений, составляющих Багдаринский синклиниорий Витимкан-Ципинской зоны [1], а также U-Pb изотопными методами по цирконам на единичных образцах установлен верхнепалеозойский возраст главных магматических пород базитового и гранитоидного состава. В сообщении приводятся новые данные о результатах изотопного Sm-Nd и Rb-Sr исследования интрузивных, вулканогенных и метаморфических пород, позволившие предположить связь базитового магматизма с процессами континентального рифтогенеза.

Краткая характеристика геологического строения Ципиканского блока. Ципиканский блок на сегодня представляет собой наиболее изученную часть Витимкан-Ципинской зоны. Ципиканская толща слагает крупный останец в гранитоидах витимканского комплекса в бассейне р. Ципикан. Ее возраст установлен палеонтологическим методом как верхнедевонский франкий (~380 млн лет) [2]. Толща прорвана биотитовыми гранитоидами витимканского комплекса (311–240 млн лет), а также субвулканическими меланократовыми породами двух геохимических типов: умереннощелочными (УЩ) с высокой калиевостью (321 млн лет) и низкокалийевыми метабазитами с нормальной щелочностью (НормЩ) (278 млн лет) [3]. Эти породы занимают разное положение в структуре ципиканской толщи и контактов друг с другом не имеют.

Первые (УЩ) образуют конкордантные субвулканические тела близ разломов, а также в виде включений присутствуют в интрузивных гранитах. Представлены дифференциатами от монцогаббро до кварцевых монцонитов и от габбро до гранодиоритов, реже трахиандезитами, дацитами. В их составе амфибол двух генераций, биотит (аннит-сидерофиллит), плагиоклаз, редко калишпат, из рудных присутствует магнетит. Породы полнокристаллические, помимо метаморфической сохранили магматическую структуру: габбровую в монцогаббро, пойкилоофитовую в монцодиоритах и монцонитах, гипидиоморфнозернистую гранитовую в кварцевых монцонитах. Текстура неоднородная массивная и порфировая. Магматиты второго типа (НормЩ) слагают многочисленные силлы мощностью 0.2–30 м, приуроченные, главным образом, к третьей пачке ципиканской свиты. В сумме они образуют пластообразное тело, прослеживающееся по простиранию на 20 км. Контакты силлов с

вмещающими породами горячие со складочками течения, но чаще тектонические с зонками милонитизации. Контакты с гранитами не наблюдались. Силлы сложены тонкозернистыми метабазами, крупнокристаллическими горнблендитами и габбро. Минеральный состав (об. %) плагиоклаз (5–35), амфибол (50–90), ильменит. Структура пород grano- и порфирогранонематобластовая, бластопойкилитовая, изредка реликтовая офитовая. Текстура катакластическая ориентированная. В породах обеих групп породообразующие амфиболы ряда актинолита–чермакита; акцессорные циркон и фторапатит, вторичные: биотит, эпидот, кварц, кальцит, титанит, хлорит.

Петрогеохимическая характеристика приводится на основе анализа 115 проб пород.

Породы первого типа умереннощелочные (УЩ) с отклонениями в поле нормальной щелочности, высококальциевые. На диаграмме Л.С. Бородина [4] точки разместились вдоль двух трендов: монцонитового и, вместе с гранитами, вдоль известково-щелочного орогенного. Распределение REE в меланократовых породах этой группы отвечает OIB; средние значения $(La/Yb)_N = 13.05$, $Eu/Eu^* = 0.48–1.32$. Сумма REE = 177–329 г/т. Распределение несовместимых элементов аналогично субщелочным базальтам траппов [5].

Ультраосновные-основные породы силлов — низкокальциевые нормальной щелочности (НормЩ) низкоглиноземистые, сумма REE 25–76 г/т. Распределение REE отвечает EMORB. Средние значения $(La/Yb)_N = 1.67$, $Eu/Eu^* = 0.84–1.06$. Средние содержания и характер распределения несовместимых элементов в этих породах аналогичны таковым в траппах II фазы внедрения Вилюйско-Котуйской синеклизы P₂-T₁ возраста [6]. На диаграмме Al₂O₃-(FeO+TiO₂)-MgO [7] большинство точек попадает в поле высокожелезистых базальтов толеитовой серии, две точки в поле базальтовых коматиитов. Все породы этой группы содержат нормативный оливин. Наиболее магнезиальны габбро и горнблендиты (Mg# = 72–52%), а метабаза этого участка обогащена хромом до 1450 г/т против фоновых 200. На спайдердиаграммах обеих групп пород присутствуют положительные аномалии свинца и лития и отрицательные ниобия, это свидетельствует о присутствии материала коры в их источниках [8].

Результаты Sm-Nd и Rb-Sr исследования. Исследованы 4 образца толеитовых метагаббро и базальтов, установлено их соответствие мантийным породам: $\epsilon Nd_{(278)} = + (3.67–4.36)$, а значения $^{87}Sr/^{86}Sr_{(278)} = 0.705245–0.711903$ близки к полю значений позднепалеозойских — мезозойских внутриплитных базальтов по [5] (рис. 1). Большинство гранитоидов, монцогаббро, а также вмещающие их сланцы ципиканской толщи относятся к коровым образованиям с модельными возрастами 1082–2214 млн лет [9]. Значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитах витимканского комплекса варьируют от 0.7105 до 0.72806, $\epsilon Nd(t) = -1.15...+0.79$; в монцогаббро $^{87}Sr/^{86}Sr_{(312)} = 0.70743$ и $\epsilon Nd(t) = -7.56$; в метаморфических сланцах ципиканской толщи $\epsilon Nd_{(380)} = - (7.47–10.6)$, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(380)} = 0.712943–0.71738$. На диаграмме Г. Фора [10] они соответствуют породам фанерозоя.

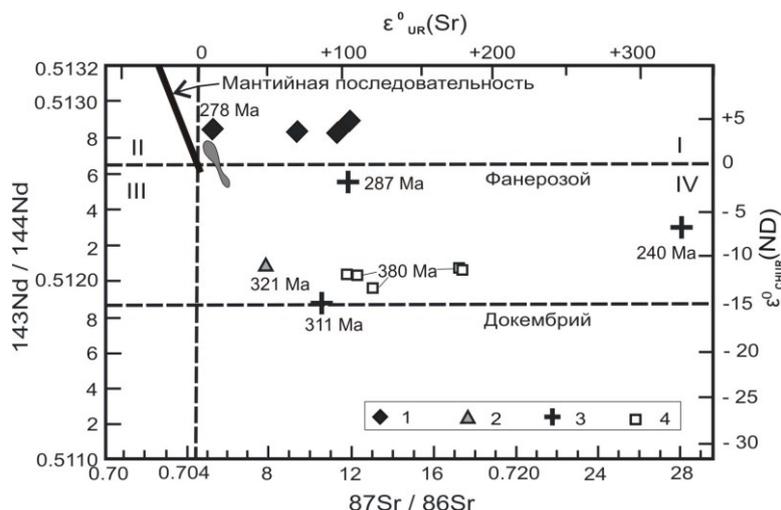


Рис. 1. Nd и Sr в породах Ципиканского блока на диаграмме современных изотопных отношений в породах континентальной коры [10]. Исследование по валу пород. 1 — толеитовые габбро; 2 — монцогаббро; 3 — граниты; 4 — биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы ципиканской толщи. Темное поле — область составов позднепалеозойских и мезозойских внутриплитных базальтоидов Северной Азии [5].

Таким образом, граниты витимканского комплекса и предшествующие их становлению монцогаббро характеризуются коровыми значениями ϵNd и обогащенным первичным изотопным составом

стронция, которые указывают на участие корового вещества в родоначальных магмах. Толеитовые базальты и габбро внедрялись в уже метаморфизованные терригенные породы ципиканской толщи. Изотопные составы стронция и неодима в породах толеитовой серии свидетельствуют о том, что их мантийный источник E-MORB был контаминирован коровым веществом в меньшей мере. Можно предположить, что толеитовый магматизм раннепермского возраста отвечал ранней стадии континентального рифтогенеза.

В Ципиканском блоке Витимкан-Ципинской зоны Западного Забайкалья установлены только фанерозойские комплексы, среди которых присутствуют и коровые образования, и мантийные. Прослеживается во времени смена высоко-К умеренно-щелочного корового магматизма мантийным толеитовым, что, вероятно, обусловлено сменой тектонического режима, произошедшего в ранней перми (278 млн лет). Все фанерозойские комплексы формировались на докембрийском протолите. Докембрийские породы не обнаружены.

Литература

1. Минина О. Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция): автореферат дис. доктора геол.-мин.наук. Иркутск, 2014. 36 с.
2. Доронина Н. А., Минина О. Р., Неберихина Л. Н. Новые данные о возрасте ципиканской толщи Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Вестник Воронежского университета, Серия геологическая. 2015. № 3. С. 17–21.
3. Тектоно-магматическая эволюция территории СВ части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита северного Забайкалья (U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст и состав пород вулкано-плутонической ассоциации Баунтовского района) / А. Ю. Антонов [и др.] // Петрология магматических и метаморфических формаций: тезисы всерос. конф. Вып. 8. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2016. С. 8–14.
4. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. / Отв. Ред. В.В. Иванов.
5. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. Северо-Азиатский плюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
6. Копылова А. Г., Томшин М. Д. Геохимия траппов восточной части Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2011. № 56. С. 80–88.
7. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subcalic volcanic rocks // Ontario Division of Mines. 1976. V. MP 66. 22 p.
8. Чернышева Е. А., Харин Г. С., Столбов Н. М. Базальтовый магматизм арктических морей, связанный с деятельностью Исландского плюма в мезозое // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 319–336.
9. Доронина Н. А., Антонов А. Ю. Изотопное Sm-Nd датирование основных типов геологических формаций Ципиканского блока Северо-Западного Забайкалья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: тезисы VIII Всерос. научно-практической конф. Якутск. 2018. Т. II. С. 60–64.
10. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989.

Доронина Нина Анатольевна, младший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

U и Th в почвах геотехногенных ландшафтов Джидинского вольфрамового месторождения

© *С. Г. Дорошкевич, О. К. Смирнова, С. В. Бартанова, А. В. Минеев*
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: dorosh@ginst.ru

Представлены результаты оценки содержания и распределения урана и тория в почвах геотехногенных ландшафтов Джидинского вольфрамового месторождения.

Ключевые слова: сульфидно-вольфрамовые месторождения; геотехногенные ландшафты; аллювиальные болотные почвы; уран; торий.

U and Th in soils of technogenic landscapes of the Dzhidinsky tungsten deposit

S. G. Doroshkevich, O. K. Smirnova, S. V. Bartanova, A. V. Mineev
Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: dorosh@ginst.ru

The results of researches on content and distribution of uranium and thorium in soils of technogenic landscapes of Dzhidinsky tungsten deposit are presented.

Keywords: sulfide-tungsten deposits; geotechnical landscapes; alluvial marsh soils; uranium; thorium.

Актуальными проблемами геохимии окружающей среды, связанными с загрязнением верхней оболочки земли радионуклидами, являются определение их генезиса (природный, техногенный или трансрегиональный перенос), количественных характеристик аккумуляции, поведения наиболее распространенных в ряду тяжелых естественных радионуклидов U и Th в почвенном покрове. Радиоактивные элементы, поступающие в почву с техногенными выбросами промышленных предприятий, автотранспорта и сжигании топлива, с локальным ветровым переносом пылевых частиц и аэрозолей золо- и шлакоотвалов, при добыче и переработке полезных ископаемых, в результате применения минеральных удобрений и др., рассеиваются и мигрируют, загрязняя почву и воду сопредельных территорий.

Цель наших исследований — оценить содержание урана и тория в почвенном покрове геотехногенных ландшафтов Джидинского вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье).

Джидинский вольфрамо-молибденовый комбинат (ДВМК), перерабатывавший руды месторождений Джидинского рудного поля, более 60 лет был одним из ведущих предприятий горнодобывающей промышленности нашей страны. В 1997 г. производство было законсервировано без проведения каких-либо работ по рекультивации «нарушенных» земель. На территории, граничащей с г. Закаменск, остались отходы обогащения руд — это насыпное, аварийное и намывное хвостохранилища, а также «дельтовая залежь» реки Модонкуль, сформированная при аварийных прорывах дамбы насыпного и намывного хвостохранилищ. Общая масса отходов обогащения руд составляет ориентировочно 50 млн т. Эти образования стали основными источниками загрязнения окружающей среды потенциально токсичными элементами [1]. В 2011–2012 гг. были проведены мероприятия по устранению негативных воздействий на г. Закаменск производственной деятельности бывшего ДВМК. На массив намывного хвостохранилища было перемещено около 4 млн т лежалых отходов обогащения руд (ТП) насыпного и аварийного хранилищ. На освободившейся территории проведены агротехнические мероприятия: планировка поверхности, нанесение плодородного слоя почвы. На дельтовой залежи выполнена корректировка ландшафта и землевание смесью потенциально плодородной почвы с отходами разработки гюбнеритовой россыпи (эфелями) слоем 20–25 см. Территория бывшего аварийного хвостохранилища и поверхность дельтовой залежи засеяна многолетними травами; на площади бывшего насыпного хвостохранилища организованы лесополосы из зональных видов растений (лиственница, береза, тополь, жимолость, спирея, акация).

В качестве объектов исследований были выбраны аллювиальные болотные почвы рекультивированных территорий, длительное время погребенные под отходами обогащения руд. В верхней части почвенного профиля развит темно-серый перегнойный горизонт (Апер.) мощностью до 30 см с содержанием органического вещества 47–52% высокой степени разложения. Нижележащие горизонты (А1, В, С) представлены минеральной толщей разной степени оглеения. Реакция почв — сильно-кислая-кислая в верхней части и кислая в нижней части профиля. Поглощающий комплекс насыщен основаниями. Для почв характерны высокие содержания относительно фона Fe, S, As, Zn, Cd, Pb, Cu, Mo, Mn, W и U [2].

Интегральную радиоактивность, содержание U и Th на рекультивированных территориях определяли в полевых условиях с помощью портативного цифрового прибора GS-512 по сетке 100×20. По результатам полевых исследований (n = 581) содержание U варьирует от 1 до 18 мг/кг со средним содержанием (3,6 мг/кг), что в 1,8 раз выше регионального фона [3]. Содержание тория находится в пределах от 2 до 33 мг/кг со средним содержанием (6,3 мг/кг) на уровне региональных показателей [4].

Валовое содержание U (по Ra) и Th в пробах почв, отобранных по генетическим горизонтам в местах максимального, минимального и среднего уровня интегральной радиоактивности с учетом концентраций U и Th, определяли на низкофоновой гамма-спектрометрической установке (ГИН СО РАН, Улан-Удэ). Максимальные валовые концентрации U на рекультивированных территориях приурочены к оставшимся лежалым отходам обогащения, Th — к органогенным горизонтам аллювиальных болотных почв (рис. 1).

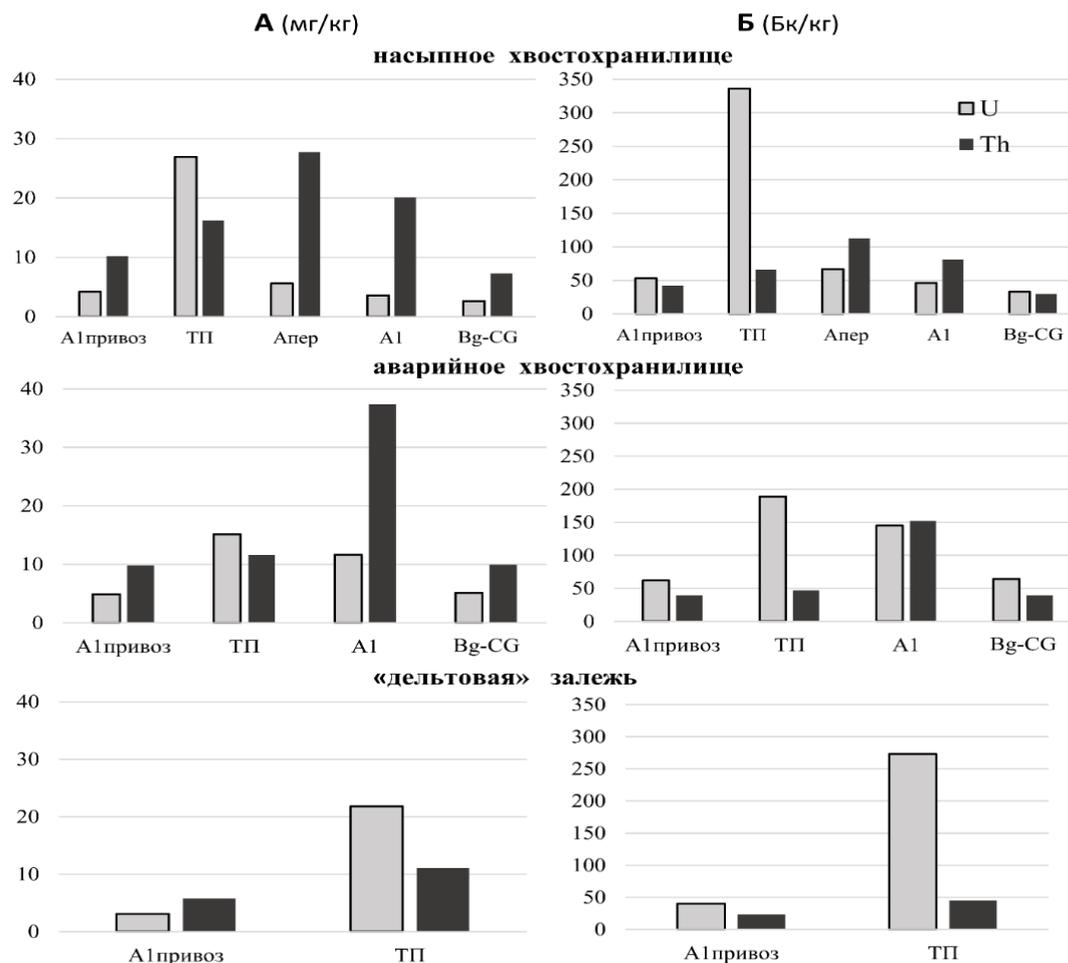


Рис. 1. Среднее валовое содержание (А) и средняя удельная активность (Б) урана и тория в остаточных количествах лежалых отходов обогащения и генетических горизонтах аллювиальных болотных почв рекультивированных территорий.

Таким образом, радиозэкологическое состояние почв рекультивированных территорий в целом стабильное и находится в пределах фоновых значений. Повышенные относительно фоновых значений концентрации урана и тория носят локальный характер и не оказывают заметного влияния на окружающую среду. В разрезах почв рекультивированных территорий максимальные содержания урана приурочены к остаточным количествам лежалых отходов обогащения, тория — к перегнойным горизонтам аллювиальных болотных почв.

Работа выполнена при финансовой поддержке фундаментального базового проекта № 0340-2016-0006, гранта РФФИ № 16-05-01041.

Литература

1. Смирнова О. К., Плюснин А. М. Джидинский рудный район (проблемы, состояние окружающей среды). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2013. 181 с.
2. Дорошкевич С. Г., Смирнова О. К. Распределение потенциально токсичных элементов в профиле почв рекультивированных территорий хранилищ отходов обогащения сульфидно-вольфрамовых руд // Геоэкологическая безопасность разработки месторождений полезных ископаемых: Сергеевские чтения. Вып. 19. Мат. годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (Москва, 4-5 апреля 2017). М.: РУДН, 2017. С. 287–291.
3. Распределение радиоактивных элементов в окружающей среде Прибайкалья (Сообщение 1. Уран) / В. И. Гребенщикова [и др.] // Сибирский экологический журнал. 2009. № 1. С. 17–28.
4. Распределение радиоактивных элементов в окружающей среде Прибайкалья (Сообщение 2. Торий и цезий-137) / В. И. Гребенщикова [и др.] // Сибирский экологический журнал. 2010. № 3. С. 493–503.

Дорошкевич Светлана Геннадьевна, кандидат биологических наук, старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Основные структуры континентальной окраины Восточной Арктики в позднем кайнозое

© В. А. Друщиц

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия. E-mail: drouchits@ginras.ru

Основными структурами, определяющими строение осадочного чехла, распределение осадков, являются рифтовые системы. Некоторые из них протягиваются от океанских глубин и проникают на сушу. В позднем кайнозое процессы рифтообразования замедляются, системы слабо выражены в рельефе.

Ключевые слова: рифтовые системы; море Лаптевых; Восточно-Сибирское море; Чукотское море; поздний кайнозой.

General structures of the Eastern Arctic margin for Late Cenozoic

V. A. Drouchits

Geological Institute, RAS, Moscow, Russia. E-mail: drouchits@ginras.ru

General structures of the Eastern Arctic margin are rift systems. They have influence on sedimentary cover structure, sediment distribution. Some of them cross epy land, shelf and oceanic depressions. Rift generation became slower in Late Cenozoic and these systems do not good appear in topography of continental margin

Keywords: rift systems; Laptev Sea; East-Siberian Sea; Chukchi Sea; Late Cenozoic.

Континентальная окраина Восточной Арктики изучена довольно неравномерно, что вызвано их большой удаленностью от центральных регионов и суровыми климатическими условиями. Самым загадочным до сих пор остается Восточно-Сибирское море. Известно, что наиболее ярким в тектоническом отношении регионом в Восточной Арктике является море Лаптевых. Здесь проходит граница между Североамериканской и Евразийской плитами.

Основными структурами, определяющими тектоническое строение, влияющими на строение осадочного чехла, распределение и состав осадков, распространение зон сейсмичности, можно назвать рифтовые системы шельфовой области. Они обязаны своим образованием взаимодействию литосферных плит [11]. Такие системы обнаружены во всех окраинных морях континентальной окраины Восточной Арктики.

Заложенные в конце мезозоя рифтовые системы континентальной окраины Восточной Арктики активно продолжают свое развитие в позднем кайнозое. Современные исследования выявляют сквозные структуры, которые прослеживаются от больших глубин океана и находят свое продолжение на суше. Самая известная сквозная система в Арктическом регионе: хребет Гаккеля — рифтовая система моря Лаптевых — Момско-Селенняхская рифтовая система, протягивающаяся на значительное расстояние вглубь суши. Заложение континентального продолжения рифтовой системы датируется поздним миоценом [6]. Помимо этой структуры рифтовая система проявляется в веере кайнозойских впадин на суше. Наиболее известные: Кенгдейская, Кунгинская, Согинская, Быковской протоки, Хараулахская, Няйбинская. Они заполнены верхнемеловыми–кайнозойскими (о. Сардах) и кайнозойскими отложениями [4].

Предполагается, что от начала палеоцена до среднего эоцена величина растяжения в районе Оленекской низменности составляла 452 км ±20 км, и далее к настоящему времени она достигла 186 км ±28 км [13]. Были проведены расчеты скоростей горизонтальных движений в области рифтовых структур в море Лаптевых: для 33–23 млн лет — 0,5 см/год и с 20 млн лет до настоящего времени — 0,7–1,2 см/год [1].

В Чукотском море сквозной структурой является Колючинский грабен-рифт, заложенный в палеоцене. По геофизическим данным он прослеживается от Чукотского полуострова (от побережья Берингова моря) до котловины Подводников [9]. В рельефе шельфа эта структура не определяется, ширина внутреннего шельфа в районе Колючинской губы составляет 55 км, уклон его поверхности — 0,0007 [10]. Отрогами рифтовой системы Южно-Чукотского прогиба является сеть, преимущественно, неотектонических впадин, развитых на северном побережье Чукотского п-ова: Чаунская, Усть-Пегтымельская, Кууль-Иннукайская, Валькарайская, Экиатапская, Койвельхвеергынской Ванкаремская, Колючинская, Уэленская. Осадочное заполнение этих впадин представлено чередованием континентальных и морских осадков. Наиболее древние из них Чаунская, и Ванкаремская впадины. В

основании разреза Ванкаремской впадины вскрыты меловые осадки. На внешнем шельфе, структура Северо-Чукотском прогиба возникла в конце мезозоя в результате рифтогенеза.

На шельфе Восточно-Сибирского моря также присутствует рифтовая структура, Восточно-Сибирская рифтовая системы, заложенная в конце мезозоя [7]. Шельфовая область Восточно-Сибирского моря и смежные ней Яно-Индибирская и Колымская низменности в кайнозое устойчиво погружалась на северо-восток. В позднем миоцене-плиоцене приморские низменности испытывали поднятие, которое в четвертичное время сменилось на погружение [12]. Начиная с 17000 л, на шельфе фиксируются положительные вертикальные движения со скоростью 3,1–4,0 мм/год [2]. На карте современной геодинамики континентальная окраина от Ляховских островов до Восточной Чукотки определяется как область нейтрального напряженного состояния [14]. Восточная Чукотка является частью Охотско-Чукотского сейсмического пояса и находится под влиянием Берингоморской литосферной плиты [7].

Рифтовые системы континентальной окраины Восточной Арктики, в области шельфа, заполняются осадками в течение кайнозоя. В позднем кайнозое развивается процесс устойчивого сглаживания рельефа. В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском разрез четвертичного покрова шельфа слагается морскими, ледово-морскими, аллювиально-морскими, аллювиально-озерными, озерно-болотными флювиогляциальными образованиями и ледовым комплексом. Для континентальных осадков характерно содержание прослоев, линз торфа и оторфованных горизонтов. На сейсмических профилях четвертичных осадков шельфа хорошо читаются озерные и термоабразионные котловины и подводные долины, заполненных более молодыми отложениями. По данным бурения в береговой зоне этих морей присутствует, практически, полный разрез позднего кайнозоя [3, 5]. Осадочный покров позднего кайнозоя шельфа Чукотского моря слагается чередованием морских и континентальных отложений, встречаются грубообломочные образования. В отличие от других морей Восточной Арктики здесь присутствуют флювиогляциальные отложения, распространявшиеся очагов горно-долинного оледенения п-ова [10].

В современном рельефе получили отражение рифтовая система моря Лаптевых и Северо-Чукотский и Южно-Чукотский бассейны [15].

На карте современной геодинамики [14] рифтовая система моря Лаптевых и Восточная Чукотка отнесены к областям растяжения, прилегающая к морю Лаптевых суша — к области сжатия. Они отмечены сейсмичностью, вулканизмом, наличием современных активных разломов [6, 7].

Приведенные выше факты свидетельствуют о том, что в позднем кайнозое процессы рифтогенеза становятся менее интенсивными по сравнению с этапом начала их образования. Основным процессом, формирующим природную среду, становится литодинамика, которая согласно с климатическими изменениями, надстраивает осадочный чехол в континентальных и морских условиях. Это приводит к выполаживанию рельефа, но с другой стороны геодинамические процессы изменяют направление и интенсивность флювиальных потоков и локальный рельеф в областях активных разломов и в сейсмически активных зонах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05 — 00795).

Литература

1. Андиева Т. А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. URL: http://www/ngtp.ru/rub/4/8_2008.pdf
2. Баранская А. Т. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий российской Арктики: дисс. к. геол.– мин. н. С.– Пб. ГУ, 2015. 255 с.
3. Друщиц В. А. Интенсивность тектонических движений в морях российской Арктики в позднем кайнозое // Геология морей и океанов: тезисы XXII международной конф. (Школы) по морской геологии. (Москва, 20-24 ноября 2017). М.: ИО РАН, 2017. Т. II. С. 29–33.
4. Друщиц В. А., Садчикова Т. А. Флювиальные комплексы на шельфе Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 173–190.
5. Друщиц В. А., Садчикова Т. А. Особенности палеогеографии позднего кайнозоя морей российской Арктики // Геология морей и океанов: тезисы XXI Международной конф. по морской геологии. Москва. 2015. Т. IV. С. 234–238.
6. Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
7. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений северо-востока Азии / Л. П. Имаева [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0315.

8. Континентальная окраина Восточно-Сибирского моря: геологическое строение и перспективы нефтегазоносности / Г. С. Казанин [и др.] // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 51–55.
9. Тектоническая карта Восточно-Сибирского моря: роль палеозойского комплекса осадочного чехла (по сейсмическим данным МАГЭ) / Г. С. Казанин [и др.] // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 61–67.
10. Особенности полярного морфолитогенеза на шельфе Северо-Востока СССР. Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки / Ю. А. Павлидис [и др.]. М.: Наука, 1981. С. 33–96.
11. Соколов С. Ю. Атлантико-Арктическая рифтовая система: подход к геодинамическому описанию по данным сейсмической томографии и сейсмичности // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. Вып. 36. С. 79–88.
12. Федянин А. Н., Соловьев М. Н. Государственная геологическая карта России м-ба 1: 200 000 (второе издание). Яно-Индигорская серия. Лист R-53-IX, X (Власово). Объяс. зап. Ред. Л. А. Мусалитин. ГУГГП «Ян-геология». Батагай, 2003. 106 с.
13. Franke D, Hinz K. Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 2009. V. 4. P. 35–44. URL: www.stephan-mueller-spec-publ-ser.net/4/35/2009
14. Levi K. G. Geodynamic activity of the lithosphere and problems of tectonophysics — outlook after 35 years // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. 5 (2). P. 527–546.
15. Sokolov S. Yu., Mazarovich A. O. Cluster analysis of geological and geophysical parameters of the Arctic region as the base for geodynamic interpretation // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. 7 (1). P. 59–83.

Друщиц Валентина Александровна, кандидат географических наук, старший научный сотрудник Геологического института РАН, г. Москва.

Петрохимическая типизация и особенности минерального состава лейкогранитов Хамнигадайского массива (Юго-Западное Забайкалье)

© А. Л. Елбаев

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: elbaev@ginst.ru

Проведено детальное исследование минералогического состава лейкогранитов Хамнигадайского массива и выявлены их петрохимические особенности. Установлено, что лейкограниты соответствуют «окисленным» гранитоидам А-типа и в качестве аксессуарных минералов содержат магнетит и Mn-содержащий ильменит.

Ключевые слова: граниты А-типа; манганоильменит; пиррофанит.

Petrochemical classification and mineral composition features of leucogranites of the Khamnigaday Massif (South-Western Transbaikalia)

A. L. Elbaev

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: elbaev@ginst.ru

A detailed study of the mineralogical composition of leucogranites of the Khamnigaday Massif has been carried out and their petrochemical features have been recognized. It has been established that leucogranites correspond to «oxidized» A-type granitoids and contain magnetite and Mn-bearing ilmenite as accessory minerals.

Keywords: A-type granites; mangan-ilmenite; pyrophanite.

Хамнигадайский массив расположен на водоразделе рек Усачиха и Нижний Алцагат, правых притоков р. Кудара, в южной части Бурятии. В геологическом отношении он находится в пределах Тамирской вулканотектонической структуры являющейся одной из наиболее крупных структур позднепалеозойского Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса [1]. В литературе имеются лишь отрывочные сведения, касающиеся описания строения, петрографического состава, химической характеристики пород массива [2–4]. Вместе с тем, многие вопросы связанные, прежде всего с петрохимической классификацией гранитоидов и составом Fe-Ti оксидных минералов не рассматривались. В данном сообщении обсуждаются новые материалы по лейкогранитам Хамнигадайского массива, которые восполняют этот пробел.

Массив занимает площадь 50 км² и в плане имеет эллипсоидальную форму, пространственно приурочен к довольно крупной моноклинали, сложенной вулканогенными породами тамирской свиты поздней перми. С породами тамирской свиты он имеет крутые интрузивные контакты, в южной части осложненные разломом. Массив сложен однообразными средне- и крупнозернистыми двуполошпатовыми биотитовыми лейкогранитами с темным дымчатым кварцем (морион-граниты). В контакте с вмещающими породами лейкограниты имеют гранит-порфировую оторочку мощностью 0.3–0.5 м, в восточной части массива она увеличивается до 2 м. Переход крупнозернистых лейкогранитов в краевую фацию гранит-порфиров постепенный. Считается, что массив сформировался в промежутке от нижнего триаса до верхней юры [2–3]. Он сопоставим с лейкогранитами Этытэйского массива Яблоново-Малханской зоны, по которым нами получен раннеюрский возраст U-Pb методом (SHRIMP-II, неопубликованные данные).

Изучение химического состава пород Хамнигадайского массива показало, что они однотипны и отвечают семейству умеренно-щелочных лейкогранитов. В них отношение K₂O/Na₂O составляет 0.9–1.0, что свидетельствует о калий-натриевой специализации щелочей. На классификационной диаграмме K₂O-SiO₂ породы попадают в поле высоко-калиевой известково-щелочной серии. В гранитоидах выявлены умеренные содержания Al₂O₃ (12.9–13.8 мас. %) и небольшие CaO (0.32–0.66 мас. %), MgO (0.08–0.19 мас. %), TiO₂ (0.12–0.17 мас. %) и P₂O₅ (0.03–0.10 мас. %). По петрохимическим классификационным признакам [5] эти лейкограниты относятся к породам щелочно-известковистой и железистой серий, они имеют высокие значения отношений FeO_t/(FeO_t+MgO) (0.81–0.94) и FeO_t/MgO (6.0–10.5), что сближает их с гранитами А-типа. На диаграмме соотношений коэффициентов агпаитности (Na+K)/Al и глиноземистости Al/(Na+K+Ca) [6] породы также отвечают А-гранитам, при этом они характеризуются в основном слабо пералюминиевым составом, а значения индекса A/CNK варьируют от 0.96 до 1.05. Следует отметить, что при использовании классификации Дж. Вэйлина [7] изученные лейкограниты не соответствуют «классическим» гранитоидам А-типа и на диаграммах FeO_t/MgO–(Zr+Nb+Ce+Y), (K₂O+Na₂O)/CaO–(Zr+Nb+Ce+Y) они занимают поле фракционированных

гранитов. Считается, что проблема изучения, типизации и определение отличительных признаков А-гранитов остается все же до конца не решенной [8].

Дальнейшая типизация лейкогранитов Хамнигадайского массива с использованием петрохимических диаграмм $\text{CaO}/(\text{FeO}_t+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ - $(\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\text{CaO}/(\text{FeO}_t+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ - Al_2O_3 [9] подтверждает сходство с гранитоидами А-типа. Согласно классификации Р. Далл Агнола и Д.К. Оливейры [9] $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ - Al_2O_3 и $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ точки составов лейкогранитов располагаются в поле окисленных А-гранитов. Такая типизация лейкогранитов, по-видимому, является отражением их минералогических особенностей, присутствием в породах трех железо-титан-марганцовистых оксидных минералов — магнетита, манганоильменита и железистового пирофанита. По этим признакам лейкограниты «Хамнигада» отличаются от гранитов принадлежащих к ильменитовой серии и относящихся к восстановленному А-типу. Следует добавить, что ильмениты, содержащие более 10 % MnO , в гранитах редки, а находки пирофанита единичны [10, 11].

Проведенные исследования гранитоидов Хамнигадайского массива, таким образом, показали их сходство с окисленными гранитами А-типа, характеризующиеся развитием в породах трех акцессорных оксидных минералов, магнетита, манганоильменита и пирофанита.

Исследования выполнены при поддержке Программы Президиума РАН № 1.4П и частично при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00275.

Литература

1. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их формирования / И. В. Гордиенко [и др.] // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 190–203.
2. Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 151 с.
3. Козубова Л. А. О мезозойском интрузивном магматизме в западной части Малханского хребта // Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. Л.: Госгеолтехиздат. 1962. С. 41–48.
4. Комаров Ю. В., Белоголовкин А. А. Структура Хамнигадайского массива морион-гранитов в Юго-Западном Забайкалье // Известия Забайкальского филиала географического общества СССР. 1968. Вып. 4. С. 23–29.
5. A geochemical classification for granitic rocks / B. R. Frost [et al.] // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 1771–1802.
6. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 235–255.
7. Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.
8. Гребенников А. Г. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
9. Dall'Agnol R., Oliveira D. C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93. P. 215–233.
10. Полякова Е. В. Ассоциация ильменита, пирофанита и псевдорутила в гранитах Северного массива (Чукотка) // Записки Горного института. 2013. Т. 200. С. 258–262.
11. Немов А. Б. Манганоильменит и пирофанит из сиенитов Ильмено-Вишневого щелочного комплекса (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 5. С. 14–19.

Елбаев Алексей Леонидович, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Опорный разрез Тологой как уникальный архив динамики природной среды позднего кайнозоя Байкальского региона

© *М. А. Ербаева*^{1,2}, *Н. В. Алексеева*¹, *А. А. Щетников*^{2,3}, *В. В. Иванова*⁵, *И. А. Филинов*^{2,3}, *Ф. И. Хензыхенова*¹,
*Д. Б. Андреева*⁶, *О. Д.-Ц. Намзалова*¹

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: erbajeva@ginst.ru

² Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: shchet@ crust.irk. ru

⁴ ФГУП ВНИИ Океанология им. И. С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, Россия. E-mail: vargeo66@gmail.com

⁶ Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: andreevad06@rambler.ru

Детальные комплексные исследования проведенные на опорном разрезе Тологой позволили получить новые данные по геологии и палеонтологии, выявить климатические и седиментационные циклы в разрезе и палеогеографические этапы.

Ключевые слова: Опорный разрез Тологой; Забайкалье; Байкальский регион; геология; палеонтология; геохимия; природная среда и климат; поздний кайнозой.

Tologoi Key section as a unique archive for the late Cenozoic paleoenvironmental dynamics of the Baikalian region

М. А. Erbajeva^{1,2}, *N. V. Alexeeva*¹, *A. A. Shchetnikov*^{2,3}, *V. V. Ivanova*⁵, *I. A. Filinov*^{2,3}, *F. I. Khenzykhenova*¹,
*D. B. Andreeva*⁶, *O. D.-Ts. Namzalova*¹

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: erbajeva@ginst.ru

² A. P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia

³ Institute of Earth Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: shchet@ crust.irk. ru

⁴ VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, Russia. E-mail: vargeo66@gmail.com

⁶ Institute of General and Experimental Biology, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: andreevad06@rambler.ru

Detail multidisciplinary investigations conducted in Tologoi Key section resulted in obtaining new data on geology and paleontology as well as have revealed climatic and sedimentation cycles, and paleogeographical stages.

Keywords: Tologoi Key section; Transbaikalia; Baikalian region; geology; paleontology; geochemistry; paleoenvironment; climate; late Cenozoic.

Опорный разрез Тологой, расположенный на левом берегу реки Селенги, в 15 км от города Улан-Удэ, является опорным не только для Забайкалья (рис. 1, рис. 2), но и всей Восточной Сибири.

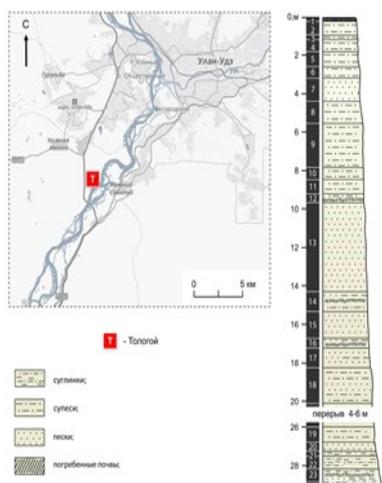


Рис. 1. Разрез Тологой, общий вид, литологическое строение

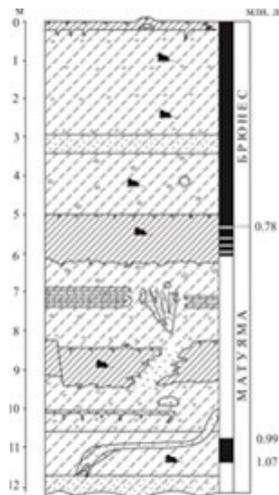


Рис. 2. Схема разреза Тологой 2

Здесь вскрываются последовательные осадки от позднего плиоцена до голоцена включительно. В разрезе Тологой был установлен стратотип Тологойской свиты, выделены Тологойский фаунистический комплекс и иволгинская фауна [1, 2, 3]. Палеомагнитные исследования позволили впервые установить в разрезе Тологой 2 границу Брюнес/Матуяма [4]. Здесь также впервые установлено, что многолетнемерзлые породы появились в интервале 0.78–0.99 млн лет [3] (рис. 2 мерзлотные дефор-

мации в виде земляных жил), ранее считалось что мерзлота в Забайкалье появилась только в период рисского оледенения [5]. На основе мультидисциплинарных исследований проводимых в последние годы получены новые данные по геологии и палеонтологии, прослежены процессы осадконакопления и формирования ископаемых почв, проведена реконструкция природной среды и климата, уточнены биостратиграфические данные. Было установлено, что разрез Тологой завершается голоценовыми осадками, ранее относили их к верхнему плейстоцену. Присутствие ископаемой почвы голоценового времени в разрезе Тологой было подтверждено серией абсолютных дат впервые полученных благодаря сотрудничеству с проф. В. Цехом из Университета г. Байройт, Германия [6, 7].

В исследовании мы следуем стандартной хроностратиграфической шкале, где плиоцен включает два подразделения: ранний и поздний, четвертичная система включает плейстоцен и голоцен. Используются комплексные методы исследования, в частности геоморфологические, литологические, минералогические, гранулометрические, геохимические и другие. Новые палеонтологические данные позволили проследить эволюционное развитие биоты от позднего плиоцена до голоцена включительно.

По гранулометрическим данным (рис. 3) в разрезе обнаружено 5 ископаемых почв.

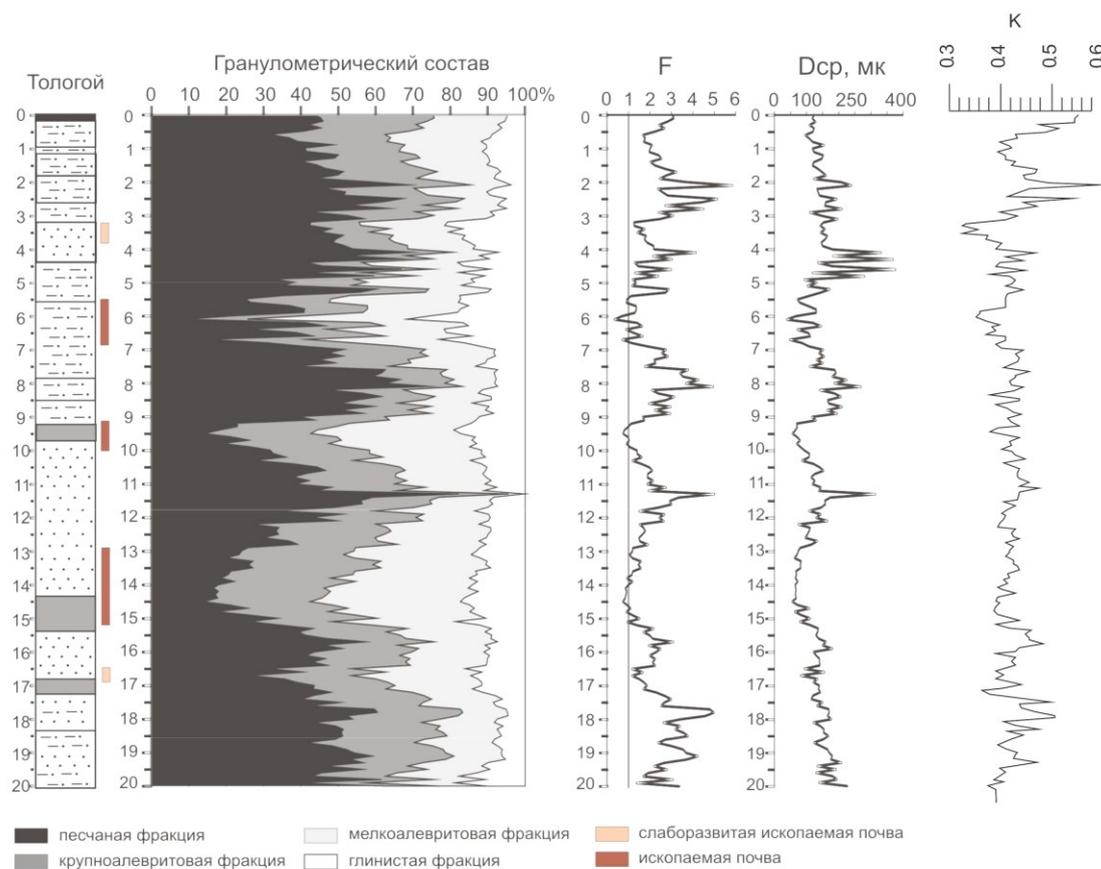


Рис. 3. Гранулометрический состав отложений разреза Тологой. F — динамический фактор, $D_{ср}$ — средний геометрический размер зерна, K — показатель дисперсности отложений.

Для отложений Тологойского разреза по геохимическим данным были реконструированы палеотемпературы и среднегодовое количество осадков (Sheldon and Tabor, 2009; формулы 3 и 4), изучено распределение РЗЭ в четвертичных отложениях (рис. 4).

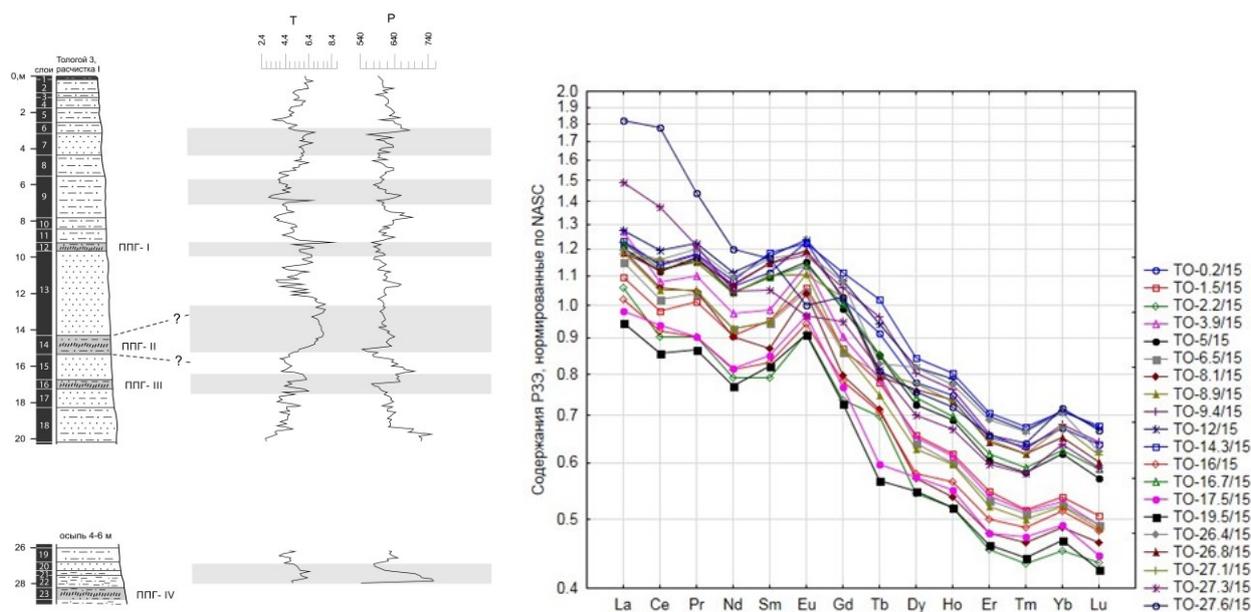


Рис. 4. Реконструкция изменений среднегодовых температур (Т, С) и количества осадков (Р, mm) при формировании отложений разреза Тологой (справа). Спектры распределения РЗЭ (нормировано на NASC) (Gromet et al., 1984) (слева).

Исследования позволили установить 4 цикла осадконакопления и выявить, что климат во время формирования отложений разреза носил циклический характер, периоды увлажнения сменялись аридными эпохами разной интенсивности и продолжительности; осадочный материал транспортировался на участок седиментации из ближнего источника.

Выражаем искреннюю благодарность профессору В. Цеху (W. Zech), Университета г. Байройт, Германия.

Исследования проведены в рамках проекта РФФИ № 15-05-01858 и проекта Российского Научного фонда № 16-17-10079.

Литература

1. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири / Э. И. Равский [и др.] // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 105. М.: Наука, 1964. 278 с.
2. Ербаева М. А. История антропогенной фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.
3. Алексеева Н. В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое. М.: ГЕОС, 2005. 141 с.
4. Гнибиденко З. Н., Ербаева М. А., Поспелова Г. А. Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя Западного Забайкалья // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН, 1976. С. 76–95.
5. Базаров Д. Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968. 166 с.
6. Genesis and properties of black soils in Buryatia, southern Siberia, Russia / D. B. Andreeva [et al.] // Quaternary International. 2011. V. 243. P. 313–326.
7. The Tologoi Record: a terrestrial key profile for the reconstruction of Quaternary environmental changes in semiarid Southern Siberia / W. Zech [et al.] // The 3rd Asian Association for Quaternary Research: conference abstract book. Korea, 2017. P. 13.

Ербаева Маргарита Александровна, доктор биологических наук, главный научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Комплекс исследований при оценке сейсмической опасности на ответственных сооружениях в пределах г. Улан-Удэ

© *А. Ю. Ескин, В. И. Джурик, С. П. Серебренников, Е. В. Брыжак*
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия. E-mail: eskin@crust.irk.ru

Рассмотрена сейсмическая опасность на ответственных сооружениях в пределах г. Улан-Удэ. В работе определены районы возникновения очагов землетрясений. Выполнены вычисления оценки сейсмической опасности участка работ по результатам, полученным с помощью полевых измерений. Произведены теоритические выкладки сейсмических воздействий для стандартных грунтов. Сделана оценка по максимальным ускорениям для мощных прогнозируемых землетрясений.

Ключевые слова: акселерограмма; сейсмические грунтовые модели; исходный сигнал; сейсмоопасность; резонансная частота; сейсмическая жесткость.

Complex of studies in the assessment of seismic hazard at critical facilities within the city of Ulan-Ude

A. Yu. Eskin, V. I. Dzhurik, S. P. Serebrennikov, E. V. Bryzhak
Institute of Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: eskin@crust.irk.ru

Seismic hazard is considered at the critical facilities within the city of Ulan-Ude. In the work, the areas of origin of foci of earthquakes are determined. Calculations of the seismic hazard assessment of the work area based on the results obtained with field measurements were performed. Theoretical calculations of seismic actions for standard soils have been made. The estimation on the maximum accelerations for powerful predicted earthquakes is made.

Key words: accelerogram; seismic ground models; source signal; seismic hazard; resonant frequency; seismic capacity.

Участок, выбранный для оценки сейсмической опасности, расположен в городской черте г. Улан-Удэ в 650 м от реки Уды. Рассматриваемый участок районирования находится на территории интенсивного Байкальского горообразования, что свидетельствует о высоком уровне сейсмоопасности. Основные разломы данного региона — Туркинский и Удинский. Они достаточно вытянуты (более двухсот километров), имеют сбросовые механизмы очагов и отвечают за сильную сейсмическую активность исследуемой территории. Кроме того являются основой зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ), имеющих те же названия, что и разломы. Предполагаемая магнитуда данных зон может достигать 6,5.

Рассматривая исторический и инструментальный периоды изучения макросейсмических данных исследуемого участка о сейсмических событиях, а также учитывая расчетные данные о возможном сильном сейсмическом событии из этих зон ВОЗ [3], можно определить следующее: изучаемая территория расположена в восьми балльной зоне интенсивности сотрясений.

Чтобы произвести комплексную оценку сейсмоопасности исследуемого участка по имеющимся инженерно-геологическим и тектоническим условиям требуется иметь сведения о количественной динамике параметров грунта при возможных сильных землетрясениях. То есть максимальные ускорения колебания грунтов, основной период колебаний в результате сильного землетрясения, данные о сейсмоопасности в баллах и резонансные частоты осадочных пород.

Инженерно-геологический разрез на площади измерений представлен комплексами рыхлых и скальных грунтов. Комплекс рыхлых отложений: почвенно-растительный слой мощностью до 0,1 м. Основой рыхлых отложений является неоднородный дресвяный грунт малой степени водонасыщения с заполнителем в виде твердой супеси, с примесью органического вещества. Залегает с поверхности повсеместно, мощность изменяется от 0,4 до 1,5 м.

В состав комплекса полускальных грунтов входят песчаники и алевролиты. Первые по составу различаются от среднезернистого мало прочного до очень прочного, слабо пористого не размягчаемого. Песчаники имеют распространение по разрезу от 0,5 до 6,0 метров (мощность от 1,0 до 5,5 м) и от 7,9 до 10,0 метров (мощность от 0,2 до 2,1 м) соответственно. Вторые по составу меняются не так сильно: от низкой прочности (залегает на глубине от 0,5 до 3,5 м при мощности горизонта 1,2–2,1 м) до пониженной прочности с о средней плотностью (глубина залегания 2,0–10,0 м при мощности 2,2–6,8 м).

В трещинах скальных пород на глубине 4,2–10,0 метров выявлены подземные воды, установившиеся уровни которых расположены в интервале глубин от 4,0 до 7,1.

Основные показатели плотности грунтов в обобщенном виде (в г/см³) при природной влажности: дресвяный грунт 1,7–1,9 г/см³, алевролит 2,02–2,2 г/см³, песчаники от 2,1 до 2,5 г/см³.

Используя данные полевых измерений, инженерно-геологические и гидрогеологические сведения, а также теоретические выкладки, можно решить поставленные ранее задачи. Чтобы получить все выше упомянутые материалы и данные были поставлены следующие виды полевых измерений: сейсморазведочные работы, регистрация микросейсм (сейсмометрические работы) и электроразведочные работы. При оценке сейсмической опасности применялись — метод сейсмических жесткостей, метод микросейсм, метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), а также расчетные методы.

При проведении сейсморазведочных работ [7] для выполнения расчетов по методу сейсмических жесткостей [4] использовался метод преломленных волн (МПВ). Измерения реализованы 24-х канальной компьютеризированной цифровой станцией «Лакколит» (Россия) отдельными зондированиями с обеспечением встречных и нагоняющих годографов. Возбуждение сейсмических волн производилось с помощью ударов кувалдой о специальную площадку, расположенную на поверхности грунта. Было выполнено пять сейсмостоянок. Регистрировались как продольные, так и поперечные волны. При такой методике измерений сейсмических волн получается изучать геологический разрез до глубины 10–20 м. На выходах коренных пород или при их неглубоком залегании на территории г. Улан-Удэ выполнялись измерения скоростей сейсмических волн в так называемых «эталонных» грунтах. Полученные сейсмограммы обрабатывались с помощью программы RadExPro.

Измерения электрических сопротивлений грунта были выполнены методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) с помощью цифровой электроразведочной аппаратуры «Электротест-С» (Россия) [8].

В результате проведено 5 зондирований с разносами АВ/2 до 150 м. Их задачей являлось уточнение верхней части геологического разреза для построения расчетных сейсмогрунтовых моделей. Точность измерений определена в 5% и меньше. Интерпретация кривых проводилась по программе IPI2Win [9].

Кроме метода сейсмических жесткостей при оценке сейсмоопасности использовался сейсмометрический метод (микросейсм).

В его основе находятся измерения и анализ движения грунтов разных категорий на очень незначительные воздействия на них техногенного или естественного происхождения [1]. Данные измерения и спектральный анализ микросейсм грунта дают возможность определить сейсмические свойства грунта изучаемого участка. Учитывая, что на исследуемой территории и вблизи ее нет выходов «эталонных» коренных пород, основное предпочтение отдавалось методу спектральных отношений.

По этому способу рассчитывались частотные характеристики (АЧХ). Прежде всего делается спектральный анализ микросейсмических колебаний грунта, затем АЧХ определяют как отношение между спектрами горизонтальных и вертикальной составляющих сигнала. Что, в конечном итоге, дает возможность убрать спектральные составляющие, наложенные техногенным шумом на полезный сигнал, и получить достоверные оценки преобладающих периодов или частот колебаний грунта.

Все измерения на местности фиксировались с помощью GPS-геодезии.

Применение расчетных методов необходимо для получения параметров сейсмических воздействий при возможных сильных землетрясениях таких как спектры ускорений, акселерограммы, максимальные ускорения и частотные характеристики осадочных пород до глубины 30 метров [6].

В результате проведенных исследований выполнен анализ данных по тектонике, сейсмической геологии и сейсмологии района. Активные разломы являются основой выделения зон ВОЗ (вероятных очагов землетрясений) с магнитудой до 6,5.

Комплексная оценка сейсмической опасности участка исследований с учетом грунтовых и гидрогеологических условий обосновывается равной 8 баллам.

Максимальное ускорение сейсмических колебаний на случай сильных землетрясений для компоненты NS оценивается в 185–190 см/с², для компоненты Z в 76–86 см/с², максимальные увеличения колебаний можно ожидать в интервале резонансных частот 10–12 Гц.

Оценка сейсмической опасности изучаемой территории проведена с учетом исходной сейсмичности равной 8 баллам, обоснованной для объектов повышенной ответственности.

Это девятая часть пяти процентный риск не превышения (или пяти процентный риск вероятности превышения) полученной интенсивности в течение пятидесяти лет, так как период повторяемости сильных землетрясений, для утвержденной исходной сейсмичности, раз в тысячу лет.

Стоит отметить, что для исследуемого участка рекомендуется использовать максимальные значения ускорений. При проведении расчетов сейсмических воздействий учитывались упругие деформации

ции, при которых определение величин остаточных деформаций возможно по шкалам балльности с учетом полученных значений максимальных ускорений.

Литература

1. Горбатиков А. В., Степанова М. Ю., Кораблев Г. Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 64–84.
2. Методика формирования сейсмического сигнала с целью районирования сейсмической опасности городских агломераций (на примере г. Иркутска) / В. И. Джурик [и др.] // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2012. Т.5. № 2. С. 96–110.
3. Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996. 238 с.
4. Медведев С. В. Инженерная сейсмология. Госстройиздат, 1962. 260 с.
5. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность: методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию / В. И. Джурик [и др.] // М.: Наука, 1988. 224 с.
6. Ратникова Л. И. Расчет колебаний на свободной поверхности во внутренних точках горизонтально-слоистого поглощающего грунта // Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1984. С. 116–121.
7. Сейсморазведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 462 с.
8. Электроразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1982. 480 с.
9. IPI2Win. Руководство пользователя. М.: МГУ, Геолог. Ф-т, каф. Геофизики, 2004. 33 с.

Ескин Александр Юрьевич, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Новые возможности РФА

© Б. Ж. Жалсараев, М. Д. Буянтуев

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: molon2@rambler.ru

Предложены рентгеновские спектрометры с повышенной чувствительностью.

Ключевые слова: РФА; анализ; рентгеновский спектрометр; детектор.

New possibilities of the XRFA

B. Zh. Zhalsaraev, M. D. Buyantuev

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: molon2@rambler.ru

X-ray spectrometers with advanced sensibility are developed.

Keywords: XRF; analysis; x-ray spectrometer; detector.

Рентгеновские исследования внесли существенный вклад в становление физика атома. Более 20 ученых удостоены Нобелевской премии за открытия, связанные с изучением рентгеновского излучения. Первым лауреатом был В.К. Рентген. Мозли в 1913 году установил связь между энергией характеристического излучения и зарядом ядра (Z). В дальнейшем по спектрам этого излучения уточнили структуру электронных оболочек атомов и физически обосновали периодический закон Д.И. Менделеева и химию в целом. Возникли флюорография, рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), методы анализа структур минералов и молекул. Методом РФА были открыты Hf и Re. Метод рентгеноструктурного анализа привел к прорыву в биологии — расшифровке структуры ДНК.

РФА — доступный метод анализа и «рабочая лошадка» многих наук и технологий, в том числе и геологии. В ГИН СО РАН проводится РФА горных пород, руд, почв, донных осадков и золы на спектрометре с волновой дисперсией (ВДС) PERFORM'X-4200 и на энергодисперсионном поляризационном спектрометре ЭДПРС. Отлажены методики анализа более 50 элементов.

На спектрометре ЭДПРС с поляризатором из алюминия и Si(Li)-детектором пороги определения Pd, Ag и Cd достигают 0.5 ppm и одновременно определяется около 40 элементов за 10 минут, что на порядок лучше и в 5–6 раз быстрее, соответственно, чем на ВДС при определении такого же набора элементов. Также, элементы со средними Z (от Ni до Ce) лучше определяются на ЭДПРС, а легкие элементы — на ВДС.

Основным недостатком традиционных волновых и энергодисперсионных (без поляризации) спектрометров является высокий порог обнаружения элементов с $Z < 10$ и $Z > 42$.

Мы предложили 3 типа рентгеновских спектрометров с повышенной чувствительностью: 1 — спектрометр с EDWD каналом (Рис. 1); 2 — спектрометр REPTAU для анализа тяжелых элементов (REE, Pt, Au, U) по излучению К-серии; 3 — поляризационный спектрометр. Варианты схем поляризационных спектрометров рассмотрены в [1].

Волновой спектрометр можно преобразовать в EDWD-спектрометр (рис.1) путем установки SDD-детекторов 9 взамен сцинтилляционных счетчиков. Регистрирующая аппаратура 10 содержит дискриминаторы и спектрометрические процессоры. Прибор может работать в двух разных режимах. В волновом режиме основную роль в выделении линии играет кристалл-монокроматор 7, но за счет лучшей разрешающей способности детекторов снизится фон рассеянного диффузно и отраженного в разных порядках излучения. В функции отклика SDD-детекторов отношение фотопика к высоте комптоновского плато в сотни раз выше, и фон уменьшится во много раз. В режиме энергетической дисперсии без монохроматора можно выполнить экспресс анализ отдельных групп элементов.

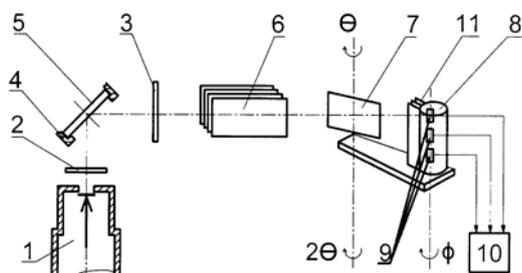


Рис.1. EDWD-спектрометр с SDD-детектором.

В спектрометре REPTAU источник 1 и детекторы 3 (или выход коллиматора 10) расположены в диаметрально противоположных точках сферы с радиусом R_1 (рис. 2). Пробу засыпают в тонкостенный контейнер 6 с плоским или вогнутым дном и располагают на упомянутой сфере. В целом схема близка к традиционной геометрии. Например, в аналогичном спектрометре тяжелых элементов с 10–12 HPGe-детекторами [2] золото в рудах на уровне 1 г/т анализируют за 100 секунд. Однако, использование коллиматора с множеством отверстий при регистрации вторичного излучения создает высокие помехи на полезный сигнал, засыпание пробы в длинный (30 см) узкий контейнер из пластика [2] может привести к неоднородному распределению частиц образца.

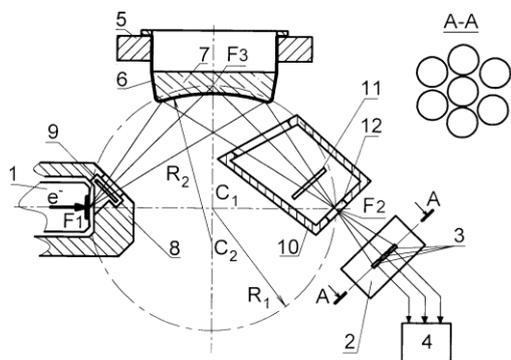


Рис. 2. Спектрометр REPTAU.

Схемы разработаны с учетом частичной поляризации тормозного излучения [3]. В зависимости от схемы детекторы располагают в ряды или вплотную, как показано на (рис. 2).

Спектрометры REPTAU позволяют выполнять РФА за минуты и могут во многом заменить дорогостоящие и длительные анализы с плавкой и химическим вскрытием проб с выделением вредных веществ. Сдерживающим фактором является пока высокая стоимость матрицы детекторов. Опытные образцы можно испытать и с одним детектором.

Разработана модель расчета параметров приборов. При этом уточнены известные формулы теории РФА. Расчеты позволили оптимизировать параметры источников, детекторов, коллиматоров и фильтров, оценить размеры систем, спектры, сигнал, фон и пороги обнаружения элементов.

Таким образом, предложено 3 типа спектрометров повышенной чувствительности. Они позволяют упростить, ускорить, удешевить анализы и расширить возможности метода РФА.

Литература

1. Zhalsaraev B. Zh. Development of polarized-beam x-ray spectrometers // Proceedings of the 3rd International Conference on X-ray analysis. Ulaanbaatar, 2012. P. 111–123.
2. Robertson M. E. A., Feather C. Determination of gold, platinum and uranium in South African ores by high-energy XRF spectrometry// X-Ray Spectrometry. 2004. V. 33. P. 164–173.
3. Zhalsaraev B. Zh. Polarization of bremsstrahlung x-rays // Abstracts of the 4th International Conference on X-ray analysis, NUM, Ulaanbaatar, 2015. P. 20.

Буянтуев Молон Димитович, младший научный сотрудник Геологического Института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Магматизм ранней Земли. Возможный сценарий эволюции

© *Н. С. Жатнуев, В. И. Васильев, Г. Д. Санжиев, Е. В. Васильева*
 Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: zhatnu@yandex.ru

Рассматривается эволюция магматического океана на ранней стадии развития Земли. Аккреция Земли происходила при столкновении космических тел размером с Марс и менее. Выделяющееся тепло расплавало поверхность Земли до глубины современной верхней мантии и возможно, глубже. Кристаллизация этого магматического океана, привела к формированию коры, деплетированной мантии, водного океана и атмосферы.

Ключевые слова: аккреция; магматический океан; флюиды; сверхкритический флюидо-расплав; земная кора; мантия.

Magmatism of the early Earth. Possible scenario of evolution

N. S. Zhatnuev, V. I. Vasiliev, G. D. Sanzhiev, E. V. Vasilieva
 Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: zhatnu@yandex.ru

The evolution of the magmatic ocean at an early stage of the Earth's evolution has been considered. The accretion of the Earth occurred during the collision of cosmic bodies the size of Mars or less. The emanating heat melted the surface of the Earth to the depth of the modern upper mantle and possibly deeper. The crystallization of this magmatic ocean led to the formation of a crust, a depleted mantle and a water ocean and an atmosphere.

Keywords: accretion; magmatic ocean; fluids; supercritical fluid-melt; crust; mantle.

Современный состав мантии и земной коры был обусловлен эволюцией Земли в начале её образования. Как предполагается по достаточно многочисленным гипотезам, Земля была сформирована в результате аккреции протопланетного облака, и на начальных стадиях поверхность её была покрыта магматическим океаном (МО), глубина которого, по разным оценкам, колеблется от 1000 км и менее. Наиболее приемлемой величиной, на наш взгляд, представляются оценки А.Е. Рингвуда, где глубина МО ограничивалась пределами современной верхней мантии (~400 км). На рис. 1 слева представлены схематизированные геотермы ранней Земли, а также солидус и ликвидус мантии по А.Е. Рингвуду [1].

По графикам видно, что область современной верхней мантии была расплавлена полностью до ~150 км и частично до ~400 км. Остывание Земли смещало первичную геотерму до современного положения (стадии а–f), что привело к смещению границ твёрдой мантии к поверхности (правая часть рис. 1). Образование МО в процессе аккреции привело к тому, что первичные восстановленные газы (H_2 , CH_4), захороненные в хондритовом веществе внутри Земли выделялись в процессе разогрева и барботировали через расплавленное силикатное вещество МО и растворялись в нем. Это явилось одним из важнейших факторов глубокой дифференциации вещества МО, в результате чего выделилась более кислая кора, а кристаллизующееся вещество было деплетировано и осело на дно. В процессе барботажа и взаимодействия с первичным веществом H_2 и CH_4 окислялись до воды и углекислого газа, а переменновалентные элементы (Fe, Ni) восстанавливались до металла, что на первой стадии явилось причиной образования ядра, а после его образования металлы просачивались через нижнюю, примитивную мантию в ядро.

Поскольку H_2O и CO_2 значительно понижают температуру плавления силикатов, то очень важным моментом во всем этом процессе является растворение H_2O и CO_2 в МО. Этот процесс, во-первых, накапливает эти летучие вещества в огромных количествах в МО в виде надкритической смеси и, во-вторых, продлевают жизнь МО во времени. Экспериментально показано, что при давлениях выше 4,0 ГПа для системы Sr-плагиоклаз ($SrAl_2Si_2O_8$)– H_2O по [2] и выше 1.5 ГПа для нефелина, жадеита и гранитных составов по [3] достигается абсолютная смешимость между расплавом и флюидом, что означает, что надкритическая субстанция может равновесно содержать (удерживать) огромное количество водно-карбонатного флюида до определённой температуры, при которой начнётся кристаллизация силикатной составляющей.

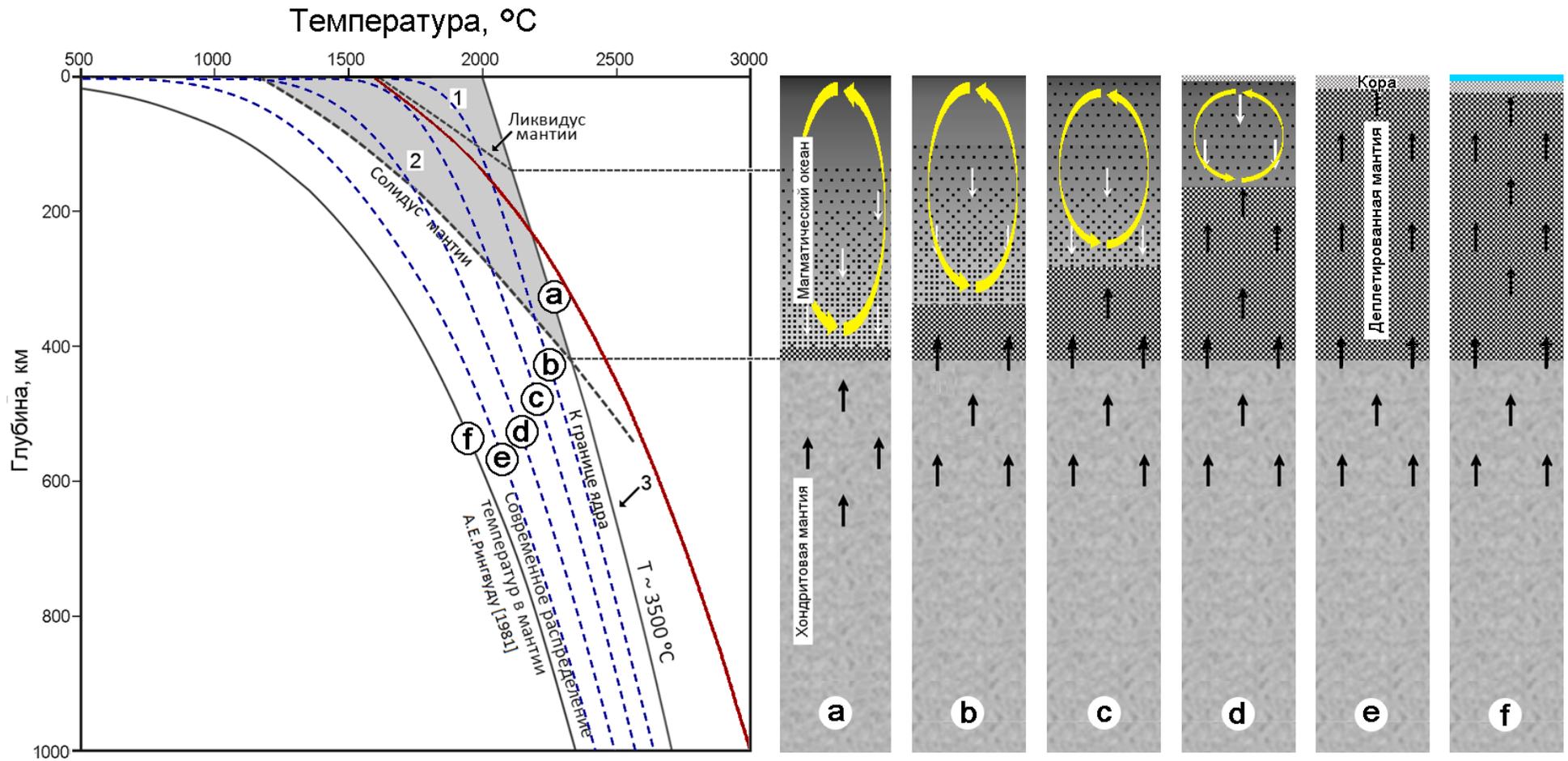


Рис. 1. Эволюция температурного режима Земли от образования до современности, солидус и ликвидус первичной Земли по А.Е. Рингвуду [1] и **a-f** — схематизированная интерполяция эволюции температуры от образования Земли до современности (слева). Справа — стадии кристаллизации МО, соответствующие буквенным обозначениям в левой части. Белые стрелки — осаждение кумулата и металлического железа, черные стрелки — подъем восстановленного флюида, окисляющегося в процессе взаимодействия с силикатным веществом. Круговые стрелки — конвекция в МО.

Эти результаты свидетельствуют о том, что существует полная смесимость между силикатными расплавами и водой в большей части верхней мантии, за исключением очень малых глубин. Исходя из данных по абсолютной смесимости силикатных расплавов и карбонатно-водных флюидов при определённых термодинамических условиях, можно полагать, что кристаллизация МО по мере остывания верхней мантии приведёт к осаждению ультраосновного кумулата, формирующего истощённую мантию и обособлению сверхкритических близэвтектических флюидо-расплавов значительно более кислого состава и существенно меньшей плотности (рис. 2).

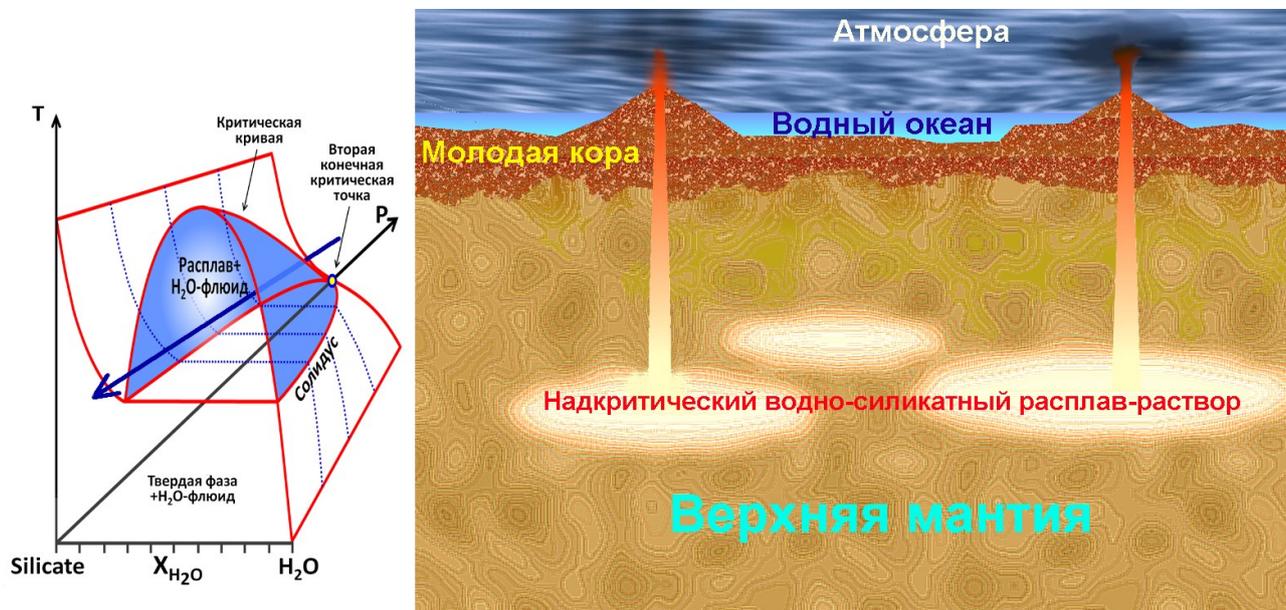


Рис. 2. Диаграмма P–T–X системы силикат+флюид, показывающая условия надкритического состояния, при котором наступает абсолютная смесимость в системе. Стрелкой показана траектория подъёма надкритической смеси, при котором наступает её расслоение на силикатный расплав и флюид (слева). Схематическая модель верхней мантии ранней Земли с областями надкритического состояния системы силикат+флюид (справа).

Эти области надкритического состояния могли содержать очень большое количество воды и CO_2 и, обладая существенно меньшей плотностью по сравнению с раскристаллизованной верхней мантией, могли прорываться на поверхность с одновременным расслоением на магму и флюид, по механизму, описанному нами ранее [4, 5]. Силикатная составляющая, более кислая по составу чем окружающая мантия, формировала континентальную кору, флюидная компонента — ранний океан и атмосферу.

Литература

1. Рингвуд А. Е. Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 114 с.
2. Determination of the second critical end point in silicate– H_2O systems using high-pressure and high-temperature X-ray radiography / K. Mibe [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68. № 24. P. 5189–5195.
3. Bureau H., Keppler H. Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 165. P. 187–196.
4. Жатнуев Н. С. Динамика глубинных магм // *ДАН*. 2010. Т. 430. № 6. С. 787–791.
5. Жатнуев Н. С. Трансмантийные (интрателлурические) флюиды: новая модель плюмов и плюмового магматизма // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 8. С. 1445–1454.

Жатнуев Николай Сергеевич, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Металлоносные углеродистые сланцы Окинской зоны юго-восточной части Восточного Саяна

© С. М. Жмодик¹, А. Г. Миронов², Д. К. Белянин¹, Е. В. Айриянц¹, Н. А. Немировская¹,
О. Н. Киселева¹, И. С. Кириченко¹

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

E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

² Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Приведены результаты комплексного исследования металлоносных углеродисто-кремнистых сланцев Окинской зоны в юго-восточной части Восточного Саяна.

Ключевые слова: черные сланцы; углеродистое вещество; благородные металлы; редкоземельные элементы; геохимия; Восточный Саян.

Metalliferous carbonaceous shales of the Okinsk area of the southeastern part of the Eastern Sayan

S. M. Zhmodik¹, A. G. Mironov², D. K. Belyanin¹, E. V. Airiyants¹, N. A. Nemirovskaya¹,
O. N. Kiseleva¹, I. S. Kirichenko¹

¹ Institute of Geology and Mineralogy V.S. Sobolev SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

² Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

The results of a complex study of metalliferous carbonaceous-siliceous schists of the Okinsk zone in the southeastern part of the Eastern Sayan are presented.

Keywords: black shale; carbonaceous matter; precious metals; rare earth elements; geochemistry; East Sayan.

Повышенный интерес исследователей к породам, содержащим в своем составе углерод и, прежде всего, к металлоносным черным сланцам не случаен, поскольку в проблеме их формирования имеется ряд нерешенных вопросов, касающихся источников рудного вещества, механизмов его поступления и отложения, роли органического вещества в концентрировании химических элементов. Значительное увеличение количества публикаций, касающихся данной проблемы, связано с обнаружением металлоносных (Mo, Ni, U, V, Cu, Zn, Au, Ag, PGE) углеродистых отложений, вмещающих крупные месторождения благородных и редких металлов в Китае, Польше, Германии, Финляндии, Замбии, Канаде, России [6, 7, 8 и другие]. Анализ данных о распределении благородных металлов в углеродистых (черносланцевых) отложениях различных геодинамических обстановок свидетельствует о максимальном обогащении этими элементами и наличии крупнообъемного оруденения в осадках формирующихся в обстановках активных континентальных окраин, островодужных систем, с которыми тесно связаны комплексы задуговых бассейнов, а также пассивных континентальных окраин с наложенными задуговыми зонами спрединга и внутриконтинентальными бассейнами. Однако, не все углеродистые отложения, сформированные в перечисленных обстановках, являются металлоносными, скорее большая часть из них по геохимическим характеристикам относится к рядовым морским осадкам. Важен тот факт, что во многих случаях, собственно рудные тела с высокими промышленными концентрациями Ni, Mo, V, Cu, Zn, Au, PGE, среди металлоносных углеродистых сланцев, представлены маломощными горизонтами от первых сантиметров до 20–30 см, в редких случаях, в складках увеличиваясь до 1–2 метров (месторождения Ю. Китая, цехштейны в Польше и Германии, U-носные сланцы Швеции, Финляндии и др.). Также следует принимать во внимание широкую распространенность таких рудных горизонтов внутри серий металлоносных черных сланцев на значительных территориях [5, 6, 7, 8, 10]. То есть событие, которое привело к формированию маломощных рудных горизонтов с высоким содержанием рассеянного органического вещества, распространенных на больших площадях, было относительно кратковременным и проявленным в глобальном или региональном масштабе. Такие события могли быть связаны с периодами проявления плюмового магматизма и формирования крупных магматических провинций (large igneous provinces), которые сопровождались массовым поступлением газов (CO, CO₂, H₂S, CH₄ и другие), а также металлов (рудного вещества) [9, 11 и другие].

На территории юго-восточной части Восточного Саяна широко распространены черные сланцы, выделяемые в составе иркутской, ильчирской, дабанжалгинской (*dbg*), барунгольской, дибинской, оспинской свит и зоны углеродизации среди ультраосновных пород ильчирского комплекса (а также гранитов и альбититов) Оспинско-Китойской и Харанурской офиолитовых пластин [1, 2]. Углеродистые отложения распространены в различных геологических ситуациях, сформированы в различных

геодинамических обстановках и относятся к четырем формационным типам [4]: терригенно-углеродистому, карбонатно-углеродистому, кремнисто-углеродистому и вулканогенно-углеродистому. Черные сланцы иркутской свиты являются составной частью преимущественно карбонатных отложений, сформировавшихся на неоархейском-палеопротерозойском фундаменте Гарганской глыбы, в условиях континентальной окраины и океанической обстановке. Углеродистые сланцы ильчирской и оспинской свит (а также, по-видимому, дибинской) неопротерозойского возраста, входят в состав офиолитовой ассоциации и представлены углеродисто-терригенным и углеродисто-вулканогенным формационными типами.

Углеродисто-кремнистые образования *dbg* свиты распространены в карбонатных отложениях нижнего палеозоя в Окинской структурно-формационной зоне и представляют собой глубоководные отложения задугового бассейна. Углеродистые породы слагают отдельные горизонты (до 200 м мощностью), линзы, желваки и другие тела часто неправильной формы (1–30 м). По составу это углеродистые кремни, углеродистые кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, существенно серицит-кварцевого, хлорит-серицит-кварцевого (иногда с биотитом и амфиболом) состава. Метаморфизм углеродистых отложение, в целом, не превышает мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, хотя в участках проявления контактового метаморфизма фиксируется амфибол-роговиковая фация с биотитом, кордиеритом и альмандином. Характерной особенностью углеродисто-кремнистых отложений, относимых к *dbg* свите, является их частая приуроченность к «мусорным» образованиям (олигостроме), связанным в северной, северо-восточной и южной частях Окинской зоны с базит-ультрабазитовыми ассоциациями Эхе-Шигнинской офиолитовой ветви и «массивами» типа Хурай-Жалгинского, а также зонами высокобарического метаморфизма. Содержания органического углерода умеренные (0,8–2,2 мас.%), однако в отдельных горизонтах его количества достигают 19 мас.%. Сульфиды распространены в черных сланцах достаточно широко, но в небольших количествах (0,10–2%) или отсутствуют вообще. В то же время, на отдельных участках, с углеродистыми сланцами всех формационных типов расположенных: в основании офиолитовых покровов, в зонах влияния гранитоидов сумсунурского и холбинского комплексов или в сдвиговых зонах — связаны очень богатые сульфидные скопления (до 50–70 мас.%), с высокими (до рудных) концентрациями цветных и благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt).

Геохимические характеристики (распределение REE, радиоактивных, редких и благородных элементов, а также цветных металлов) углеродистых отложений существенно различаются. Так, для всех разновидностей углеродисто-кремнистых пород *dbg* свиты характерны повышенные содержания U, Au, Ag, Pt, Pd, Mo, V, P, Cu. Их количества в 5–10 раз превышают таковые для других черносланцевых отложений ВС и Северного Прибайкалья. Выделяется как минимум 4 этапа перераспределения элементов в черных сланцах *dbg* свиты с формированием рудных концентраций Au, U, Mo, V, Ag (табл.).

Возраст металлоносных углеродисто-кремнистых сланцев *dbg* свиты сопоставляется с временем формирования черносланцевой провинции с комплексным Ni–Mo–PGE–Au оруденением на юге Китая [6, 7, 10 и др.]. Близкий возраст определен и для Ботогольского щелочного массива, формирование которого связывается с проявлением неопротерозой-нижнепалеозойского плюмового магматизма [3, 12].

Таблица

Содержания Au, C_{org}, K, U, Th, Mo, V, Ag на различных этапах формирования золото-редкометалльной минерализации в углеродистых сланцах и кремнях дабанжалгинской свиты в юго-восточной части Восточного Саяна

Этап	Au, ppb	C _{org} , %	K, %	U, ppm	Th, ppm	Mo, ppm	V, ppm	Ag, ppm
I (23)	19.5	2.3	1.06	81.1	4.1	3035	800	2.5
II (21)	150.0	0.8	2.3	123.7	25.8	270	7000	22.4
III (11)	100.0		0.1	415.7	1.2	162	272	3.9
IV (26)	796.3	0.2	0.8	1228.1	4809	1.7	9.1	0.01

Примечание: в скобках в первом столбце — число проб. I — вулканогенно-(гидротермально-)осадочные руды в углеродисто-кремнистых породах со слоистым распределением рудных компонентов; II — метаморфические и деформационные преобразования углеродисто-кремнистых сланцев *dbg* свиты; III — кварцевый рудный этап, связанный с гидротермальной деятельностью и перераспределением кремнезёма и рудных элементов в ослабленные зоны с формированием прожилков и жил; IV — контрастные руды в зонах взаимодействия щелочных интрузий с металлоносными углеродисто-кремнистыми сланцами *dbg* свиты.

Работа выполнена в рамках госзадания № 0330-216-0011.

Аналитические работы проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН».

Литература

1. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / ред. Н. Л. Добрецов, В. И. Игнатович. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. 192 с.
2. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов. Новосибирск: ГЕО. 2008. 304 с.
3. Никифоров А. В., Ярмолюк В. В. Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботокольского и Хушагольского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады академии наук. 2007. Т. 412. № 1. С. 81–86.
4. Созинов Н. А., Горбачев О. В., Сидоренко Св. А. Геохимические особенности углеродистых отложений различных формационных типов // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 245–254.
5. Trace Element Content of Sedimentary Pyrite in Black Shales / D. D. Gregory [et al.] // Econ. Geol. 2015. V. 110. P. 1389–1410.
6. Metal sources for the polymetallic Ni–Mo–PGE mineralization in the black shales of the Lower Cambrian Niutitang Formation, South China / T. Han [et al.] // Ore Geol. Rev. 2015. V. 67. P. 158–169.
7. Trace- and rare-earth element geochemistry and Pb–Pb dating of black shales and intercalated Ni–Mo–PGE–Au sulfide ores in Lower Cambrian strata, Yangtze Platform, South China / S-Y. Jiang [et al.] // Miner Deposita. 2006. V. 41. P. 453–467.
8. Kucha H., Przybylowicz W. Noble metals in organic matter and Clay-Organic matrices Kupferschiefer Poland // Econ. Geol. 1999. V. 94. P. 1137–1162.
9. Kuzmin M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V.102. P. 29–59.
10. Re–Os age of polymetallic Ni–Mo–PGE–Au mineralization in Early Cambrian black shales of South China — a reassessment / L. G. Xu [et al.] // Econ. Geol. 2011. V. 106. P. 511–522.
11. Pirajno F., Santosh M. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview // Ore Geol. Rev. 2014. V. 63. P. 265–295.
12. Carbon-13 and uranothorianite age dating in the Botogol alkaline massif graphites (Eastern Sayan, Russia) / S. M. Zhmodik [et al.] // Cambridge Publications Ltd., Goldschmidt2013. P. 2008.

Жмодик Сергей Михайлович, доктор геолого-минералогических наук, зав. лабораторией Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

Опыт комплексного литолого-минералогического анализа для выявления этапности формирования и источников терригенного сноса (на примере средне-верхнеордовикских отложений разреза р. Мойеро, северо-восток Сибирской платформы)

© *А. В. Зайцев*¹, *И. А. Бакшеев*²

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, Россия. E-mail: alzaitsev@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия.
E-mail: baksheev@geol.msu.ru

Представлены результаты комплексного литолого-минералогического анализа волгинского, киренско-кудринского, чертовского, баксанского и долборского горизонтов (средний — верхний ордовик) разреза р. Мойеро. Получены новые данные по химическому составу детритных турмалинов из верхней части киренско-кудринского горизонта. Распределение в изученном разрезе микрофаций, характерных для карбонатного рампа отражает трансгрессивные условия, с этапами обмеления в основании и средней части киренско-кудринского, а также в основании чертовского горизонта.

Ключевые слова: Сибирская платформа; ордовик; карбонатные микрофации; турмалин.

Experience of the complex lithologic-mineralogical analysis for detection of formation phases and sources of terrigenous matter (by the example of the Middle — Upper Ordovician, Moyero River section, NE of Siberian Platform)

*A. V. Zaitsev*¹, *I. A. Baksheev*²

¹ Geological Institute, RAS, Moscow, Russia. E-mail: alzaitsev@rambler.ru

² M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia. E-mail: baksheev@geol.msu.ru

There are presented results of the complex lithologic-mineralogical analysis of Volginian, Kirensko-Kudrinian, Chertovskian, Baksian and Dolborian regional stages (Middle — Upper Ordovician) of Moyero River section results. New data of the chemical composition of detrital tourmaline from uppermost Kirensko-Kudrinian Regional Stage have been obtained. A distribution of the carbonate ramp microfacies zones in the studied succession reflects development of a marine transgression that was interrupted by regressive events at the base of Kirensko-Kudrinian regional stage, at the middle of Kirensko-Kudrinian regional and at the base of the Chertovskian regional stage.

Keywords: Siberian Platform; Ordovician; carbonate microfacies; tourmaline.

Рассматриваемый разрез ордовикских отложений вскрыт в среднем течении р. Мойеро, и расположен к юго-востоку от Анабарского щита (северо-восток Сибирской платформы). Изученный интервал включает волгинский, киренско-кудринский, баксанский и долборский горизонты (верхи дарривильского, сандбийский и нижняя часть катийского ярусов). Данные отложения изучены в двух обнажениях, расположенных на правом берегу р. Мойерокан (обнажение № 101А, верхи баксанского и долборский горизонт) и на левом берегу р. Мойеро (обнажение № 70, верхи волгинского — долборский горизонт). Мощность интервала, включающего волгинский — долборский горизонты в среднем течении р. Мойеро составляет 111 метров [1]. Отложения волгинского горизонта здесь представлены чередованием светло-серых биокластовых и водорослевых известняков с темно-серыми и зеленовато-серыми глинами (аргиллитами). Киренско-кудринский интервал имеет преимущественно глинистый состав (красные, зеленые и зеленовато-серые глины и аргиллиты) с прослоями водорослевых, реже биокластовых известняков, согласно перекрывающих породы волгинского горизонта. Чертовской, баксанский и долборский горизонты представлены чередованием преимущественно серых и зеленовато-серых глин, нодулярных и аллохтонных биокластовых известняков с градиционной слоистостью.

Общие закономерности эволюции осадконакопления в представленном интервале разреза получены методом микрофациального анализа. Микрофациальный анализ производился в шлифах с использованием моделей, предложенных Э. Флюгелем [2]. Установленные фациальные зоны показывают достаточно широкий спектр обстановок, характерных для карбонатного рампа и закономерно сменяющих друг друга в разрезе: 1). Приливно-отливные отложения развиты в волгинском, а также в нижней и средней частях киренско-кудринского горизонта. Эти породы представлены мадстоунами и вакстоунами с примесью тонких кварцевых зерен. В нижней части киренско-кудринского горизонта приливно-отливные обстановки вверх по разрезу сменяются фациями прибрежных песчаных кос и банок, а в его средней части ограниченно-морскими

обстановками внутреннего рампа. 2). Песчаные косы и банки внутреннего рампа представлены двумя микрофациями. Оолитовые грейнстоуны с концентрическими оолитами и пакстоуны с несколькими преобладающими типами биокластов установлены в верхах волгинского и в нижней части киренско-кудринского горизонта. Тонкозернистые кварцевые песчаники с примесью фосфатных зерен слагают верхи киренско-кудринского горизонта. 3). Ограниченно-морские обстановки внутреннего рампа представлены пакстоунами с многочисленными биокластами иглокожих и остракод. Данные фации в разрезе развиты локально и подстилают кварцевые песчаники в верхах киренско-кудринского горизонта. 4). Отложения, соответствующие открыто-морским обстановкам внутреннего рампа (пакстоуны и вакстоуны с разнообразными биокластами) слагают стратиграфический интервал чертовского и нижней части баксанского горизонтов. Эти породы перекрывают кварцевые песчаники терминальной части киренско-кудринского горизонта. Резкая эрозионная граница между этими фациями может быть проинтерпретирована как поверхность морского затопления и граница секвенций. 5). Породы, отлагавшиеся в обстановке среднего рампа представлены чередованием небитурбированных мадстоунов и слабо битурбированных вакстоунов с остракодами и трилобитами в качестве основных компонентов. Данная фация развита в нижней части баксанского горизонта. 6). Карбонатные породы, слагающие верхи баксанского и долборский горизонты представлены преимущественно аллохтонными вакстоунами и пакстоунами, реже флотстоунами и грейнстоунами. Биокласты сложены иглокожими, мшанками, трилобитами, брахиоподами, остракодами, а также известковыми водорослями. Биокластовый материал часто подвержен слабой микритизации. Данные отложения могут быть проинтерпретированы, как отвечающие обстановкам среднего или верхней части внешнего рампа.

При помощи сканирующего электронного микроскопа изучен химический состав детритных турмалинов из терминальной части киренско-кудринского горизонта. Установлено, что изученные турмалины в подавляющем большинстве случаев представлены окатанными слабозональными зернами размером до 200 мкм. По химическому составу большинство турмалинов относятся к ряду шерл-дравит. Однако, присутствуют единичные зерна, чей состав, позволяют отнести их к окси-шерлу и фойтиту. В некоторых составах, по-видимому присутствует существенное количество трехвалентного железа. Железистость турмалинов колеблется в пределах от 0,12 до 0,94 и от 0,16 до 0,96, а отношение $Ca/(Ca+Na)$ составляет от 0 до 0,34 и от 0,02 до 0,28, соответственно. Полученные результаты показывают, что источником турмалинов скорее всего являлись разного рода метапелиты или метасоматиты по пелитам. Несколько повышенный хром в некоторых зернах из двух проб из верхов киренско-кудринского горизонта можно объяснить их формированием при метаморфизме черных сланцев или прослоев, обогащенных органикой в метапелитах. В некоторых изученных зернах ядерная часть неокатана, что указывает на существование более раннего источника сноса. В целом можно заключить, что размыву подвергались более древние метаморфизованные осадочные породы с прослоями или линзами, обогащенными органикой (черные сланцы). Подобные породы имеют достаточно широкое распространение в обрамлении Анабарского щита [3].

Литература

1. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы / А. В. Каныгин [и др.]. Новосибирск: Изд-во Гео, 2007. 269 с.
2. Flugel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Springer Berlin Heidelberg New York, 2004. 976 p.
3. Розен О. М. Сибирский кратон: тектоническое районирование и этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

Зайцев Алексей Викторович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института РАН, г. Москва.

Роль первичных минералов кимберлитов при районировании алмазоперспективных территорий Сибирской платформы

© Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный, Россия. E-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Выделение четырех типов первоисточников алмазов (кристаллы из богатых кимберлитовых тел и с убогой алмазоносностью, невыясненного и импактного генезиса) позволили выработать критерии регионального и локального районирования перспективных территорий, на которых открыта коренная и россыпная продуктивность. Полученные данные позволили разделить Сибирскую алмазоносную провинцию (САП) на четыре субпровинции: Центрально-Сибирскую (центральная часть платформы) с преобладанием I типа первоисточника; Лено-Анабарскую (северо-восток региона) с преобладанием кристаллов III типа первоисточников невыясненного генезиса; Тунгусскую (юго-запад платформы) с округлыми алмазами; Алданскую (юго-восток САП) с единичными алмазами.

Ключевые слова: алмазы; Сибирская платформа; районирование.

About primary minerals of kimberlite and local zoning diamant territorium of the Siberian platformes

N.N. Zinchuk

West-Yakutian Scientific Centre of RS (Y) AS, Mirny, Russia. E-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Distinguishing of four types of diamonds' primary sources (crystals from rich kimberlite bodies and with poor diamondiferousness, of unknown genesis and impact genesis) enabled working out criteria of regional and local zoning of perspective territories where primary and placer productivity were discovered. The obtained data allowed dividing SDP into four sub-provinces: Central-Siberian (central part of the platform) with prevalence of type I primary source; Lena-Anabar (north-east of the region) with prevalence of type III primary sources of unknown genesis; Tungussskaya sub-province (south-west of the platform) with rounded diamonds; Aldan sub-province (south-east of SDP) with finds of individual rounded diamonds.

Keywords: diamonds; Siberian platformes; local zoning.

Существует огромное количество методов изучения индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), главными среди которых являются пиропы, пикроильменит, хромшпинелиды, хромиты и др. Очень важным является комплексное изучение алмаза — минерала с широким комплексом физико-химических, кристалло-морфологических и других особенностей, отражающих своеобразие термодинамических и геохимических условий его образования, которые могут быть использованы в качестве типоморфных. Алмазы из отдельных кимберлитовых тел (а нередко и из различных минералогическо-петрографических разновидностей кимберлитов в одном из месторождений) довольно существенно отличаются по ряду типоморфных особенностей. Зная свойства алмазов из кимберлитовых тел, можно с большой долей уверенности решить вопрос о коренных источниках изучаемой россыпи или группы россыпей. Современные методы исследования алмазов дают возможность получить большой объем информации об условиях их образования, последующего существования и изменения, что имеет важное значение при прогнозировании, поисках и оценке алмазных месторождений. Из большого спектра этих особенностей наиболее информативными и относительно легко диагностируемыми являются: морфология, фотолюминесценция, распределение оптически активных и водородных центров, электронный парамагнитный резонанс, химический состав твердых включений в алмазах и др. При этом главнейшими из них является определение принадлежности алмазов к определенной минералогической разновидности, что происходит по комплексу взаимосвязанных признаков и свойств. В результате многолетних исследований алмазов из россыпей и кимберлитовых тел Сибирской алмазоносной провинции (САП), и в первую очередь — Якутии, Красноярского края и Иркутской области с применением минералогической классификации алмазов, предложенной Ю.Л. Орловым (Орлов, 1984), по которой выделяется 11 генетических разновидностей алмазов (с дополнительным разделением кристаллов отдельных разновидностей по габитусу и морфологическим типам кристаллов) нами накоплен громадный фактический материал по типоморфным особенностям алмазов из кимберлитовых тел, современных отложений и разновозрастных вторичных коллекторов САП, что позволяет провести районирование территорий. В природе в действительности мы видим смесь отдельных разновидностей алмазов. Так, в кимберлитовой трубке Интернациональная в Малоботуобинском алма-

зононом районе преобладают бесцветные кристаллы октаэдрического габитуса 1 разновидности (71%), реже переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (23%) при пониженном (меньше 1%) содержании ламинарных ромбододекаэдров. В рядом находящейся в этом же районе кимберлитовой трубке имени XXIII съезда КПСС, характеризующейся в верхней части четко выраженной КВ, также представлены бесцветными, реже эпигенетическим окрашенными в лилово-коричневые цвета алмазами 1 разновидности. Среди них резко преобладают (до 82%) кристаллы октаэдрического габитуса при невысоком (до 13%) содержании кристаллов переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. В свою очередь, в трубках Накынского кимберлитового поля (трубки Нюрбинская и Ботубинская) отмечаются бесцветные, реже эпигенетически бледно окрашенные в лилово- и дымчато-коричневые цвета кристаллы 1 разновидности при повышенной доле (по сравнению с другими месторождениями САП) алмазов 1У разновидности с окрашенной в желтовато-зеленые и серые цвета оболочкой. В слабоэродированных диатремах, с развитой в верхней части толщей вулканогенно-осадочных пород, ярким примером которых является самая большая на САП (59 га) кимберлитовая трубка Юбилейная, среди бесцветных прозрачных и полупрозрачных кристаллов почти половину составляют различия, окрашенные в различные цвета. Среди них свыше 30% бледно-дымчато-коричневых, меньше розово-лиловых и лилово-коричневых окрашенных вследствие пластинчатой деформации. Характерно значительное количество индивидов с признаками природного травления (шрамы, матировка, коррозия, каверны и др.), количество которых по месторождению достигает 25% всех алмазов. Таким же разнообразием характеризуется спектр алмазов из россыпей САП. При всем разнообразии алмазов даже в пределах одной САП, по которой сделана упомянутая классификация Ю.Л. Орлова, представилась возможность выделить четыре типа источников алмазов: *I тип первоисточника* — кимберлитовый, характерный для богатых кимберлитовых тел фанерозойского возраста, характеризуется резким преобладанием алмазов 1 разновидности, представленными ламинарными кристаллами октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов и образующих непрерывный ряд, а также присутствием алмазов с оболочкой 1У разновидности, серых кубов Ш разновидности, поликристаллических агрегатов УШ-1Х разновидностей, а в отдельных месторождениях (трубка Юбилейная) равномерно окрашенных в желтый цвет кубоидов П разновидности. *II тип первоисточника* — алмазы кимберлитового генезиса, характерные для кимберлитовых тел с убогой алмазоносностью и кимберлитовых жил; он выделяется по преобладанию додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа, типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствию бесцветных кубоидов 1 разновидности. *III тип первоисточника* — алмазы невыясненного генезиса, характерные, в основном, для россыпей северо-востока САП, коренные источники которых до настоящего времени не обнаружены. Кристаллы этих источников представлены графитизированными ромбододекаэдрами У разновидности, сложенными двойниками и сростками додекаэдроидов УП разновидности с легким ($\delta^{13}\text{C} = -23\%$) изотопным составом углерода и равномерно окрашенными кубоидами П разновидности с изотопным составом углерода промежуточного ($\delta^{13}\text{C} = -13,60\%$) состава, образующими ассоциацию «эбеляхского» («нижнеленского») типа. *1У тип первоисточника* — алмазы взрывных кольцевых структур импактного генезиса, представленные поликристаллами алмаза типа карбонадо с примесью гексагональной модификации углерода — лонсдейлита (якутит). Полученные данные позволили разделить САП на четыре субпровинции: Центрально-Сибирскую (центральная часть платформы) с преобладанием 1 типа первоисточника; Лено-Анабарскую (северо-восток платформы) с преобладанием кристаллов Ш типа первоисточника невыясненного генезиса; Тунгусскую (юго-запад платформы) с преобладанием типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа, источником которых возможно были докембрийские терригенные формации платформы и ее складчатого обрамления; Алданскую (юго-восток платформы) с находкой единичных округлых алмазов. Всестороннее исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести, кроме регионального, среднемасштабное районирование. Так, в россыпях первой субпровинции отмечается высокое содержание кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов. В пределах Лено-Анабарской субпровинции выделяется две алмазоносные области: Кютюнгинская (Приленская) и Анабаро-Оленекская. В россыпях первой области устанавливаются кристаллы октаэдрического габитуса (ассоциация «кютюнгинского» типа), характерные для богатого типа первоисточника кимберлитового генезиса. В россыпях Лено-Анабарской области наблюдается резкое преобладание алмазов из первоисточника невыясненного генезиса (ассоциации «эбеляхского» типа) с преобладанием кристаллов П, У и УП разновидностей, типичных округлых алмазов во всех возрастных и генетических типов алмазоносных отложений. Тунгусская субпровинция разделяется на две области: Байкитскую и Саяно-Тунгусскую. Для

россыпей последней типично доминирование округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствие значительного количества (до 10%) балласов. В россыпях Байкитской области преобладают кристаллы октаэдрического габитуса ассоциации «мирнинского типа», характерной для богатых кимберлитовых трубок, но при значительных содержаниях типичных округлых алмазов (особенно в крупных классах), свойственных периферийным частям древних платформ. Алмазоносность кимберлитов определяется многими факторами, главными из которых являются: геолого-тектонические особенности районов распространения кимберлитового магматизма; состав вещества верхней мантии, генерирующего кимберлитовые расплавы; глубина заложения корней магматических очагов; скорость миграции (подъема) кимберлитового расплава в земную кору; сохранность алмазов в условиях земной коры (в диатремах); содержание «пустого» материала в кимберлитовых телах. Состав глубинных (мантийных) минералов (пироп, пикроильменит, хромшпинелид и др.), кристалломорфология и физические свойства алмазов дифференцированы на уровне провинции, поля и каждой трубки. Индивидуальные особенности состава и физических свойств индикаторных минералов трубок выявляются на статистическом уровне. Исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести районирование территорий, выделяя перспективные площади для проведения прогнозно-поисковых работ. Результаты такого районирования по алмазам и ИМК с учетом ряда критериев (морфологических, структурно-тектонических, палеогеографических и др.) служат основой для прогнозирования как новых богатых кимберлитовых тел, так и россыпей с невыявленными типами первоисточников, а также месторождений с повышенным качеством алмазного сырья. Анализ результатов изучения алмазов и ИМК различными исследователями подчеркивает актуальность и необходимость минералогических исследований комплексом современных методов с геологической привязкой находок минерала, позволяя решить ряд задач. С одной стороны — это фундаментальные исследования, позволяющие уточнять условия генезиса алмазосодержащих пород, с другой — это получение сведений чисто прикладной направленности для геолого-поисковых работ и технологического извлечения алмазов из кимберлитов. Установление связей вещественно-индикационных параметров кимберлитового магматизма различной продуктивности и геолого-структурного положения этих диатрем, позволяет выявлять как региональные, так и локальные типоморфные особенности первичных минералов продуктивных пород, а также выяснять вопрос о коренных источниках полезного компонента в россыпях.

Зинчук Николай Николаевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик АН РС (Я), Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС (Я), г. Мирный.

Петролого-геохимические аспекты типизации кимберлитов Сибирской платформы

© Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС (Я), г. Мирный, Россия. E-mail: nnzinchuk@rambler.ru

На основании изучения геолого-петрофизических и петрографических особенностей кимберлитовых пород — главного источника алмазов, рассмотрены вопросы типизации, классификации и генезиса этих уникальных природных образований. Подчеркивается важность проведения анализа влияния различных мантийных пород на продуктивность кимберлитов. Полученные данные по типоморфным особенностям алмазов и их парагенетических спутников позволяют совершенствовать как сами критерии алмазоносности кимберлитовых пород, так и существенно влиять на выбор перспективных территорий и площадей для прогнозирования и поисков алмазных месторождений.

Ключевые слова: алмазные месторождения; кимберлиты; перспективные территории.

Petrologo-geochemical aspect of typification kimberlite of Siberian platforme

N.N. Sinchuk

West-Yakutian Scientific Centre (ZYANZ) of RS (Y) AS, Mirny, Russia. E-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Materials on technique of investigating geologic-petrophysical and petrographical features of kimberlite rocks — main source of diamonds, are given. Issues of typification, classification and genesis of these unique nature formations are briefly considered. Importance of carrying out analysis of various mantle rocks' influence on productivity of kimberlites is emphasized. The received data on typomorphic features of diamonds and their paragenetic satellites allow perfecting both diamondiferousness criteria of kimberlite rocks proper, and sufficiently affect the choice of perspective territories and areas for forecasting and prospecting of diamond deposits.

Keywords: diamond deposits; kimberlites; prospective territories.

В настоящее время в Мире известно три геолого-генетических типа коренных месторождений алмаза: магматический (кимберлитовый и лампроитовый), метаморфогенный и импактный. Из них главным коренным типом являются кимберлиты, установленные на всех древних платформах Земли, из которых добывается около 80% природного алмазного сырья. Несмотря на широкое распространение кимберлитов (только на Сибирской, Восточно-Европейской, Африканской и Северо-Американской платформах их порядка 2500 проявлений) и наличие в десятой части из них признаков алмазоносности, промышленное значение имеют менее 3% тел. По запасам алмазов и размерам месторождения разделяются на уникальные, крупные, средние и мелкие, а по содержаниям — на уникально-, высоко-, средне- и низкоалмазоносные. Коренные месторождения алмазов, связанные с кимберлитовыми трубками взрыва или диатремами, успешно эксплуатируются более 130 лет. Из них, а также из образованных за счет их кор выветривания (КВ) и продуктов разрушения — россыпей за всю историю добычи извлечено более 690 т алмазов. Большинство исследователей признано, что алмаз кимберлитов кристаллизовался на большой глубине (порядка 150–200 км) в мантии Земли в области его стабильности ($P > 45$ ГПа, $T = 950–1400^\circ\text{C}$) намного раньше образования кимберлитовых тел, то есть алмаз в кимберлитах — ксеногенный минерал. *Кимберлиты* представляют собой вулканические изверженные, недосыщенные кремнеземом, богатые летучими компонентами ультраосновные гибридные породы с повышенной щелочностью, содержащие мантийный и коровый материал в варьирующих количествах и соотношениях. Основной формой проявления кимберлитов являются воронкообразные брекчиевые диатремы (трубки взрыва), верхние части которых венчаются кратерными постройками; на глубине (от 1000 до 2500 м от поверхности) диатремы переходят в дайки. Сохранность кратерных частей зависит от величины «посткимберлитового» эрозионного среза территории, а корневые части вскрыты только в отдельных трубках в силу большой глубины залегания и небольшой мощности даек (жил). Изучение вещественного состава кимберлитовых пород шагнуло от «стандартного» петрографо-минералогического и петрохимического изучения на новый качественный уровень в связи с появлением новых прецизионных методов исследования вещества (микрорентгено-спектральный, высокоразрешающие электронная микроскопия и рентгенография, изотопия, оптико-спектроскопический и рентгенофлуоресцентный анализы, ИК-спектроскопия и т.д.). Диатремы кимберлитов характеризуются обычно специфическими физико-механическими, петрофизическими свойствами, многофазным строением с распространением пород не менее двух фаз внедрения: первой — гипабиссальной, представленной порфиоровыми кимберлитами, и второй — вулканической, сло-

женной разнообразными кимберлитовыми брекчиями, различающимися по алмазонасности. Важное значение имеет выявление различий между фазами внедрения по составу минералов основной массы и индикаторных минералов (пиропы, хромшпинелиды и пикроильмениты), глубинных ксенолитов и петрогенных оксидов (SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Cr_2O_3). Актуальной составной частью научных исследований коренных месторождений алмазов является изучение парагенезисов индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и ксенолитов мантийных пород, а также широкого спектра вторичных минералов, количество которых составляет порядка восьми десятков, что в итоге способствует решению ряда теоретических и практических вопросов. *Петрографическая* классификация кимберлитов была и остается одним из наиболее дискуссионных разделов в проблеме изучения этих своеобразных пород. К общепризнанным позициям следует отнести выделение основных текстурных типов пород — массивных (порфировых) и брекчиевых или брекчированных (эруптивные брекчии) кимберлитов. В *порфировых кимберлитах* (ПК) гипабиссальной или субвулканической фации порфировое строение определяется вкрапленниками оливина или псевдоморфозами по ним, а основной массой служит микрозернистая или скрытокристаллическая серпентин-карбонатная смесь с микролитами оливина, монтичеллита, перовскита, флогопита, апатита, ильменита и магнетита, при обычном присутствии аксессуарных вкрапленников пиропов, хромитов, пикроильменитов и пироксенов. Проявление брекчиевой текстуры и наличие заметного (до 10 объем. %) количества обломков пород рамы (чехла и фундамента) и макрокристов мантийных минералов служит признаком эруптивно-обломочных пород и является основанием для выделения *эруптивных кимберлитовых брекчий* (ЭКБ) или просто кимберлитовых брекчий (или брекчий с массивной текстурой цемента). Наличие в последних макро- или микровключений «кимберлит в кимберлите» (автолитов) позволяет выделять группу *автолитовых кимберлитовых брекчий* (АКБ). Группа взрывивно-обломочных пород представлена: а) *туфами* и *туфобрекчиями*, состоящими из кластического материала кимберлитов без существенных примесей; б) *ксенотуфами* и *ксенотуфобрекчиями*, содержащими примесь обломков чуждых пород разной размерности в количестве менее 50%. Туфобрекчии — брекчиевые кимберлитовые породы, образованные в результате уплотнения и цементации неотсортированного грубообломочного рыхлого угловатого или слабо окатанного вулканокластического материала, погруженного в более мелкозернистый туфовый цемент. Туфы образуются из твердых продуктов кимберлитовых извержений и фрагментов вмещающей среды, впоследствии уплотненных и сцементированных. Породы разделяются по размеру доминирующих обломков на: грубообломочные (агломератовые), крупнообломочные (псефитовые), среднеобломочные (псаммитовые), тонкообломочные (алеверитовые), а по характеру обломков — на литокластические (из обломков пород), кристаллокластические (из кристаллов и их обломков), встречающиеся крайне редко, и смешанные кристаллолитокластические, наиболее распространенные. Диагностика и, как следствие, выделение кимберлитовых туфов (и туффизитов) не всегда просты — наиболее надежным признаком их распознавания является наличие горизонтальной слоистости и геологическое положение. Туфы обычно имеют ограниченное распространение, но в слабо эродированных полях, характерных для северо-восточной части Анголы, они входят в виде отдельных слоев в состав горизонтально залегающих вулканогенно-осадочных толщ кимберлитового состава или фрагментов туфовых воротников по обрамлению кратеров и, по нашему мнению, их принадлежность к кимберлитовым туфам несомненна. В ряде случаев, при наблюдении резких контактов с другими породами, их правильной было бы назвать *туффизитами* — интрузивными туфами. Иногда интенсивная гидротермальная цементация пород придает породам облик кимберлитовых брекчий и на принадлежность к туфам могут указывать слоистые текстуры и хлорит-гидрослюдистый характер цемента. В отдельных образцах взрывивно-обломочных пород, в отличие от автолитов, содержащих то или иное количество фенокристаллов и микролитов оливина и флогопита, отмечаются округлые кимберлитовые включения афировых и спорадофировых кимберлитов с серпентин-карбонатным базисом, которые схожи с бомбами и лапиллями (гипобомбами), так как состоят в основном из аповитрофирового материала. Подобные породы отмечены в разрезах верхних частей трубок Анголы и отнесены к кимберлитовым туфобрекчиям. При нахождении данной разновидности кимберлитов в диатремовой фации или в составе пластических инъекционных даек их следует относить к туффизитам. Здесь следует согласиться с имеющимися мнениями, что данные полигенные породы образовались в процессе взрывов магмы в подводящем канале ниже дневной поверхности. Осадочно-вулканокластические породы наименее распространены в кимберлитовых постройках и представлены *туффизитами*. Последние, наряду с выброшенным при извержении пирокластическим кимберлитовым материалом, в отличие от ксенотуфов и ксенотуфобрекчий, содержат примесь не гетерогенных обломков, а только осадочных (вмещающих) пород в количестве менее 50% (пирокластического материала 50–90%). Эта разновидность кимберлитовых пород по текстурно-

структурным и другим особенностям ничем не отличается от туффитов других вулканических формаций: по размеру пирокластического материала выделяются псефитовые, псаммитовые, алевритовые и пелитовые разновидности с различным цементом. В группу вулканогенно-осадочных пород входят вулканокласто-осадочные, тефроидные и вулкано-терригенные образования с содержанием осадочного материала более 50%. Из этих трех типов среди кимберлитовых пород пока реально можно выделить только вулканокласто-осадочные, в которых кимберлитовый материал (40–20% и менее) присутствует в виде обломков брекчий, автолитов, зерен минералов-спутников и т.п., а также трудно диагностируемые вулкано-терригенные породы. Сохранность кратерных частей зависит от величины «посткимберлитового» эрозионного среза территории, а корневые части вскрыты только в отдельных трубках (Мир и др.). Петрографический спектр кимберлитовых образований характеризует трехфациальный разрез (кратер, диатрему и корневую гипабиссальную зону) и обнаруживает соответствующие текстурно-структурные отличительные черты. Облик и состав разнофациальных кимберлитовых пород (порфиоровые кимберлиты, кимберлитовые и автолитовые кимберлитовые брекчии, туфобрекчии и туфы) во многом определяются качественно-количественным спектром вторичных минералов, главными из которых являются серпентин и карбонаты. Требуется принятия единой схемы классификации и номенклатуры кимберлитовых пород на петрографических принципах. По-прежнему являются актуальными и дискуссионными проблемы их генезиса, природы алмазонасности, механизма формирования диатрем и структурного контроля проявлений. Среди исходных позиций кимберлитобразования актуальны следующие проблемы: а) вероятный мантийный источник материала, способного к формированию ультраосновной магмы, продуцирующей производные с минералогией и геохимией кимберлита; б) условия плавления мантийного субстрата для образования кимберлитового расплава; в) возможный «спусковой» механизм, ответственный за плавление в мантии и образование кимберлитового расплава. Важнейшим направлением является комплексирование результатов глубинных сейсмических исследований, магнитотеллурических зондирований и изучения ксенолитов мантийных пород для познания строения мантии, процессов кимберлито- и алмазообразования и природы кимберлитовых проявлений. Рассмотрение всех этих вопросов требует постоянного обобщения накопленных данных по вещественному составу дискретных групп различных мантийных пород, являющихся потенциальными поставщиками алмазов и другого глубинного мантийного материала в кимберлиты. Важной является оценка количественной роли различных мантийных парагенезисов в материнских кимберлитах с учетом избирательного захвата глубинного материала протокимберлитовыми расплавами, особенностей транспортировки захваченного материала к поверхности.

Зинчук Николай Николаевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик АН РС (Я), Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС (Я), г. Мирный.

Плотностная модель литосферы области сочленения континент-океан юга Дальнего Востока России

© *Е. Г. Иволга, Ю. Ф. Манилов*

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия.

E-mail: ivolga@itig.as.khb.ru, ymanilov@itig.as.khb.ru

Рассмотрены особенности плотностной модели юга Дальнего Востока, полученной на основе обработки аномалий гравитационного поля.

Ключевые слова: гравитационное поле; плотностная модель; земная кора; литосфера; мантия; Дальний Восток.

Petrodensity model of the lithosphere of the junction continent-ocean zone in the southern Far East of Russia

E. G. Ivolga, Yu. F. Manilov

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, Khabarovsk, Russia.

E-mail: ivolga@itig.as.khb.ru, ymanilov@itig.as.khb.ru

The features of the density model developed for the southern Far East on the basis of the gravity anomaly data processing is considered.

Keywords: gravity field; density model; Earth's crust; lithosphere; mantle; Far East.

Введение. Изученная территория включает Охотоморскую и Япономорскую окраину Дальнего Востока. В тектоническом отношении — это область взаимодействия Евроазиатской, Амурской, Охотской, Тихоокеанской и Североамериканской плит [1, 5]. Центральное место занимает Охотская плита, поскольку она граничит со всеми указанными плитами [4].

Цель настоящих исследований — изучить особенности распределения плотностных неоднородностей в области сочленения континентальных и морских тектонических структур.

Методика. В качестве основной исходной информации выбрана карта гравитационного поля масштаба 1:5000000. Она равномерно покрывает всю площадь, гравитационное поле отражает изменение физической среды на достаточно большую глубину и относительно надежно отражает блоковую делимость литосферы [2]. Для обработки использован комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад-3D» [3].

Результаты представлены на рисунке — это плотностная модель территории до глубины 270 км. Все разрезы по глубине делятся на две части: более расчлененную верхнюю часть разреза и менее расчлененную нижнюю. Исходя из глубины этой границы, можно предположить, что она соответствует нижней границе литосферы. Наиболее мощная литосфера наблюдается на профиле 1 в пределах Сибирской платформы (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс), а. минимальная — в океане в пределах Курило-Камчатского желоба. Структурный план коровых и мантийных неоднородностей большей частью не совпадают.

По особенностям распределения плотностных неоднородностей в разрезах можно выделить следующие типы: горизонтально-слоистое распределение — характерное для древних метаморфогенных структур (Сибирская платформа, Буреинский, Ханкайский массивы), мозаичное — характерно для палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых систем, горизонтально-дискордантное распределение — характерно для разрезов океанического типа. Наличие дискордантных основному разрезу блоков (структур) повышенной или пониженной плотности в литосфере, мы склонны считать мантийными диапирами.

Наличие мантийных диапировых структур повышенной плотности на континенте выявлено на границах разновозрастных структур: Сибирская платформа — Южно-Верхоянская зона (профиль 0,100); Охотский массив — Шантарская зона (профиль 100); Монголо — Охотская — Северно-Сихотэ-Алинская складчатые области, Олюторско — Западно-Камчатский прогиб — Центрально-Камчатский вулканоген (профиль 200); восточная часть Сихотэ-Алинского орогенного пояса — Восточно-Сихотэ-Алинский ВПП (профиль 300). В пределах морской акватории такие структуры характерны для впадин (Гижинская, Тинро, Дерюгинская, впадина в районе поднятия Академии наук,

Южно-, Охотская впадина, прогиб Терпения, Курило-Камчатский желоб (профили 0–500), Татарский прогиб и впадина Японского моря (профили 300–500).

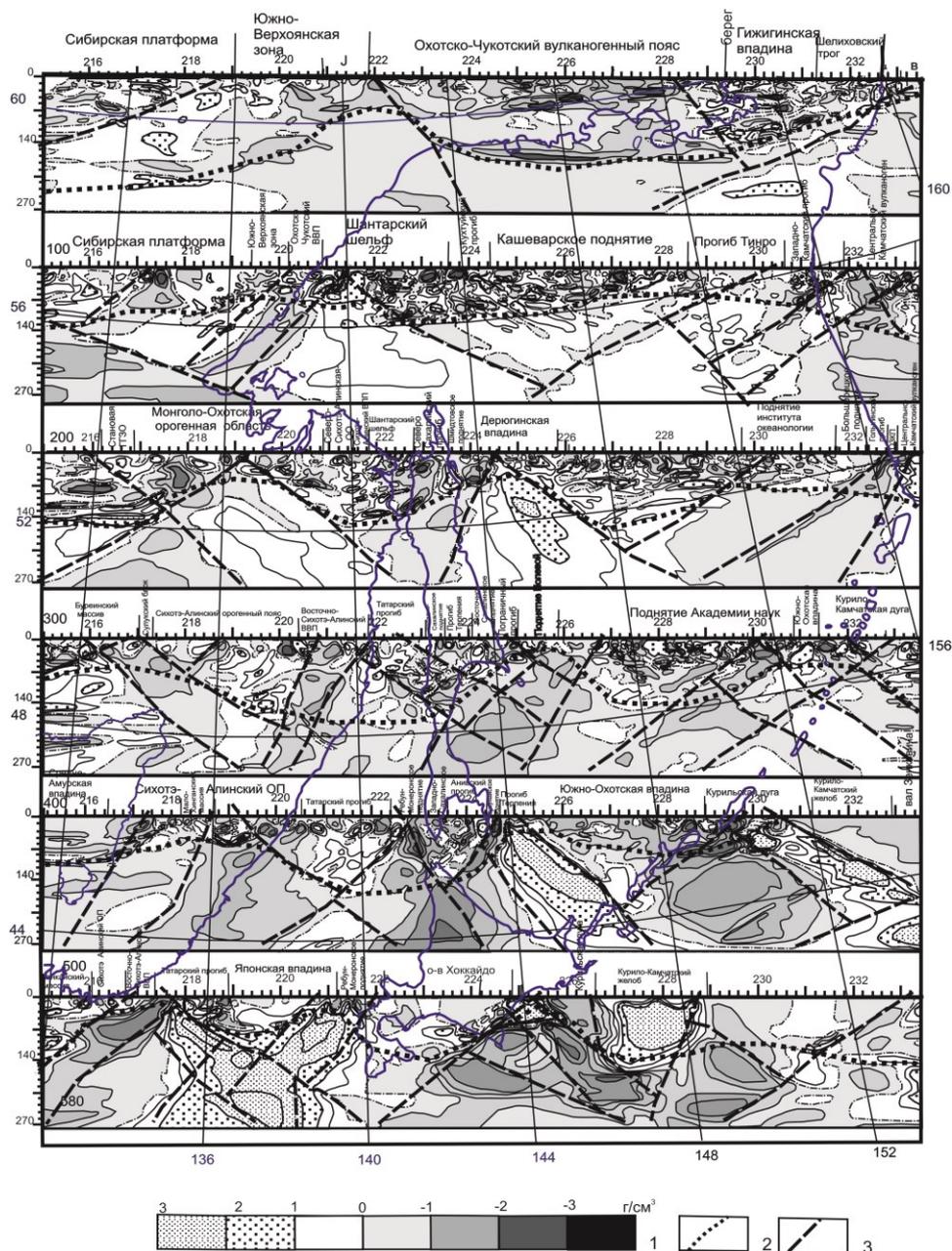


Рис. 1. Плотностные неоднородности литосферы области сочленения «континент–океан» юга Дальнего Востока России.

1 — шкала раскраски избыточной плотности на плотностных разрезах; 2 — граница расчлененных локальных плотностных аномалий верхней части разрезов предполагаемая граница подошвы литосферы (коровые структуры синклинального типа, мантийные диапиры); 3 — разломные системы.

Мантийные структуры пониженной плотности характерны для Верхояно-Колымской (Южно-Верхоянская зона), Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской складчатых поясов и окраинных Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов. Особенно четко прослеживается структура под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом, где она отмечена на 4-х профилях 500–200. Такие структуры пониженной плотности мантии сформировались в результате субдукционных процессов. В центральной части Охотского моря выделена региональная коровая структура синклинального типа в центре мантийной структуры повышенной плотности (профили 100, 200, 300). Учитывая то, что в кайнозойском рельефе она размещается в пределах поднятия, можно предположить, что это провесы более ранних геологических образований в теле более молодой мантийной структуры.

Сеть разрывных нарушений на разрезах представлена сложно пересекающимися системами разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Вертикальные разломные системы на разрезах проявлены очень слабо.

Для большей части рассматриваемой территории как на континенте так и на морской акватории характерна континентальная литосфера.

В целом области разуплотненной литосферы характерны для областей современного деструктивного тектогенеза (Становой, Баджалский, Сихотэ-Алинский, Южно-Сахалинский, Западно — Камчатский блоки) связаны с субдукционным орогенезом или внутриплитным интрузивным магматизмом. Блоки повышенной плотности литосферы связаны с конструктивным рифтогенезом, где в прогибах (Алданский, Шантарский, Средне-Амурский, Дерюгинский, Шелехова-Тинро) идет современное осадконакопление.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» (Грант ДВО РАН 15-1-2-014)

Литература

1. Злобин Т. К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. 98 с.
2. Иволга Е. Г., Манилов Ю. Ф. Разрывная тектоника области сочленения континент-океан юга Российской части Восточной Азии // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: тезисы докл. III всерос. конф.: в 2-томах. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2014. Т. 1. С. 21–25.
3. Никитин А. А., Петров А. В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: Центр информационных технологий в природопользовании, 2010. 114 с.
4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 М. (Отв. редакторы Н. А. Богданов, В. Е. Хаин). Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М., 2000. 193 с.
5. Харахинов В. В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

Иволга Екатерина Григорьевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института тектоники и геофизики ДВО РАН.

Геолого-структурные особенности литосферы северо-западного Приохотья и золотое оруденение

© *Е. Г. Иволга*

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина, г. Хабаровск, Россия. E-mail: ivolga@itig.as.khb.ru

На основе комплексной интерпретации петрофизических и геофизических данных выделены геолого-структурные признаки локализации золотого оруденения, которые явились основой выделения рудоперспективных площадей.

Ключевые слова: петрофизические карты; трансформации гравитационного и магнитного полей; разломная тектоника; рудоконтролирующие признаки.

Geological and structural features of the lithosphere of northwestern Priokhotie and gold mineralization

E. G. Ivolga

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
Khabarovsk, Russia. E-mail: ivolga@itig.as.khb.ru

Based on the complex petrophysical and geophysical data interpretation, the geological and structural indications are distinguished that show areas of localization of gold mineralization. They are considered to be the basis for distinguishing the ore perspective areas.

Keywords: petrophysical maps; gravity and magnetic field transformations; fault tectonics; ore controlling indications.

Введение. Изучена охотоморская окраина континента, охватывающая, главным образом, Ульяновскую ВТС Охотско-Чукотского вулканического пояса и прилегающие территории [1]. В металлогеническом отношении территория относится к Охотско — Чукотской металлогенической провинции [3, 4, 6], к Куйдусунской, Ульяновской, Удской вулканическим (металлогеническим) зонам. Рудоносность провинции определяет мезозойская металлогеническая эпоха, где главной по продуктивности являются раннемеловая золоторудная и позднеэоценовая золото-серебряная минерализации [2, 6]. В целом металлогеническая специализация провинции определяется как золото-серебро-олово-полиметаллическая.

Цель исследований — выделить особенности глубинного контроля золоторудных объектов путем составления новой глубинной основы по петрофизическим и геофизическим данным и наметить рудоперспективные площади.

Методика. Изначально были созданы петроплотностная и петромагнитные карты, позволяющие проследить связь оруденения с петрофизическими неоднородностями на поверхности. Глубинные особенности изучались на основе качественной и количественной интерпретации карт гравитационного и магнитного полей масштаба 1:2500000 по ранее отработанной методике [2]. Основным инструментом обработки данных геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для обработки трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического анализа [5].

Результаты работ. Полученная в результате моделирования плотностная структура литосферы позволяет предположить локализацию субстрата областей генерации рудных концентраций. Золото-кварцевое оруденение связано с процессами гранитизации земной коры, а золото-серебряное — с подъёмом высокоплотных мантийных масс, часто магнитных (субвулканов и мантийных диапиров).

Главные факторы рудоконтроля для золото-серебряного и золото-кварцевого оруденения отличаются: для золото-серебряного это преимущественно разноуровневые разломы, для золото-кварцевого — наличие локальных гравитационных минимумов (гранитоидных интрузий) и региональных гравитационных минимумов (гранитизированного фундамента).

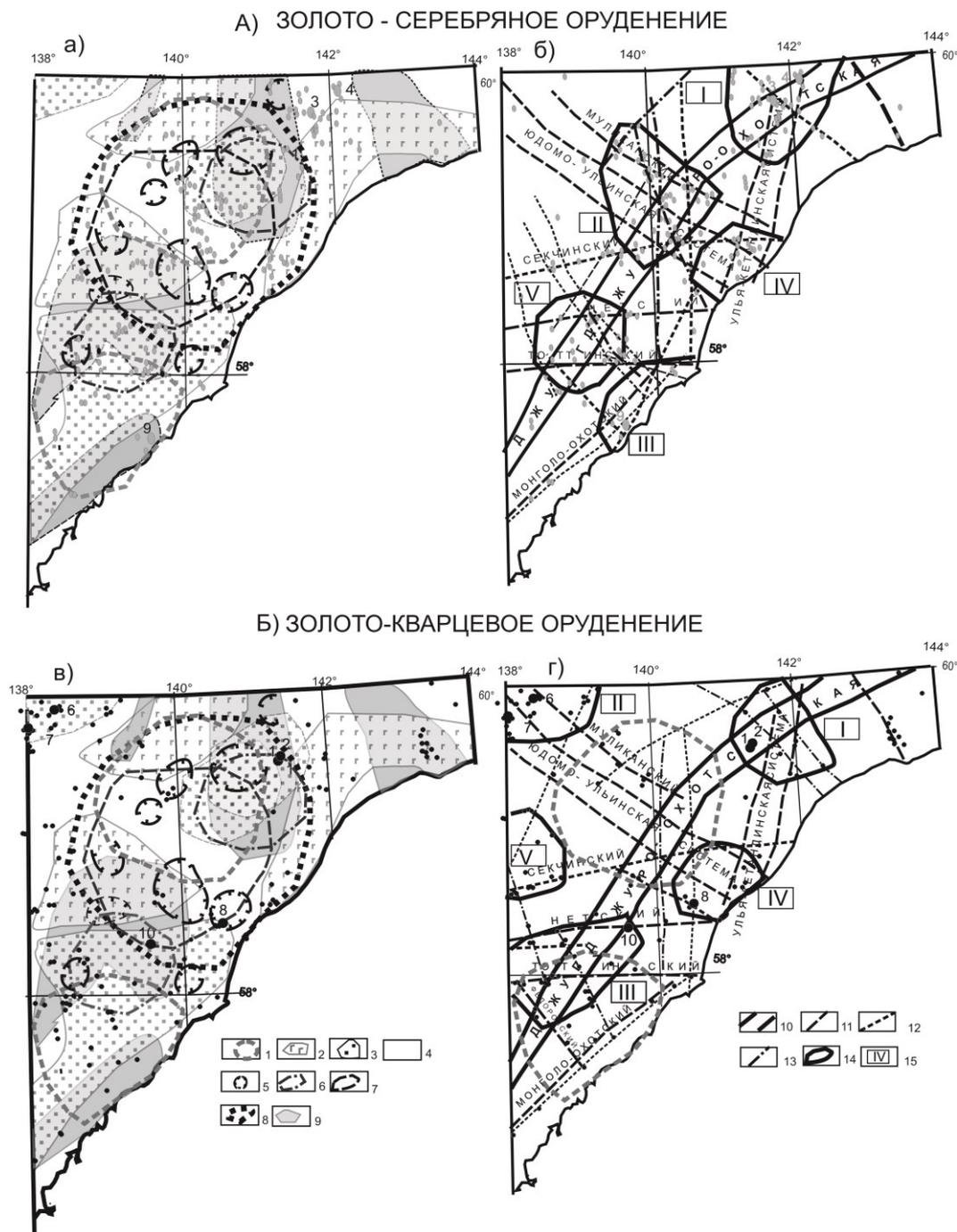


Рис. 1. Прогноз перспективных на золото площадей. А) на золото-серебряное оруденение, Б) на золото-кварцевое оруденение: а, в — положение рудных объектов относительно геолого-геофизических неоднородностей; г, д — главные рудоконтролирующие разрывные системы.

1 — положение интрузивно-купольных структур, выделенных по гравитационному полю; 2 — верхняя кора осадочно-метаморфогенного состава; 3 — сильно-гранитизированная; 4 — умеренно-гранитизированная; 5 — вулканоплутонические структуры; 6 — локальные положительные аномалии магнитного поля на поверхности (вулканиты основного состава); 7 — среднекоровая зонально-кольцевая структура, выделенная в магнитном поле; 8 — кольцевая структура, выделяемая в рельефе поверхности; 9 — положительные региональные магнитные аномалии (предположительно глубинные среднекоровые очаговые структуры); 10 — главная мантийная разломная система; разломные системы: 11 — коро-мантийного уровня; 12 — среднекорового уровня; 13 — верхнекорового уровня; 14 — перспективные площади золотого оруденения; 15 — номера перспективных площадей, проставлены в порядке уменьшения перспективности.

Глубинными особенностями контроля рудных объектов золото-серебряной формации является их приуроченность к высокомагнитным и высокоплотным образованиям коры — рис. 1 А. На юге это близповерхностные вулканогенные образования на гранитоидном фундаменте, на севере — глубин-

ная высокоплотная структура мантийного заложения — мантийный диапир, в сфере влияния которого находится большое количество месторождений. На мантийном уровне (см. рис. 1 б) объекты золото-серебряной формации приурочены к районам пересечения мантийной Джугджуро– Охотской системы разломов с секущими в основном коровыми северо-западными разломами, а в северной части ещё и с меридиональной системой разломов.

Особенность размещения золотого и золото-кварцевого оруденения в том что оно находится в основном в блоках гранитизированной коры и контролируется отдельными разломами или узлами их пересечения, расположенными по периметру глубинной интрузивно-купольной структуры и приурочено к субвулканическим постройкам (месторождения Хоторчанское, Гербьканское, Коллюклинское, Светлое) — см. рис. 1 Б. Месторождения золото-кварцевой формации Аллах-Юнской тектонической области Огонёк и Лот чётко контролируются локальным гравитационным минимумом (т.е. предполагаемой скрытой гранитоидной интрузией). Магнитные аномалии здесь отсутствуют, поскольку месторождения размещаются в немагнитных осадочно-метаморфических комплексах пород. Аналогичную позицию занимают рудопоявления золото-кварцевой формации Охотско-Гусинского поднятия, но в отличие от Аллах-Юнской области приурочены к области региональной глубинной магнитной аномалии. Это свидетельствует о связи локализации рудного процесса со становлением субвулканической интрузии, преимущественно гранитоидного состава. Рудные объекты южной части площади размещаются непосредственно над кольцевой интрузивно-купольной структурой.

На основании полученных материалов и выявленных особенностей размещения рудных объектов в интрузивно-купольных структурах определены перспективные на золотое оруденение площади отдельно для золото-серебряной и для золотой и золото-кварцевой формаций. Номера участков представлены в порядке предполагаемой для прогноза значимости.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» (Грант ДВО РАН 15-1-2-014)

Литература

1. Геологическая карта СССР. Лист 0-(53)54 — Охотск. М-б 1: 100000 (Новая серия). Объяснительная записка (отв. ред. А. Л. Ставцев). Л., 1986. 127 с.
2. Иволга Е. Г. Особенности строения литосферы золоторудных районов юга Дальнего Востока России и северо-восточного Китая // Руды и металлы. № 1. 2013. С. 13–24.
3. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: Изд-во ДВВИМСа. 2000. 217 с.
4. Моисеенко В. Г., Эйриш Л. В. Золоторудные месторождения Востока России Владивосток: Дальнаука, 1996. 332 с.
5. Никитин А. А., Петров А. В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: Центр информационных технологий в природопользовании. 2010. 114 с.
6. Эйриш Л. В. О факторах генерации золоторудных систем Дальнего Востока // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 3. С. 250–260.

Иволга Екатерина Григорьевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск.

Возраст и источники вещества щелочных пород Зимовьечинского и Тучинского массивов (Витимское плоскогорье)

© *И. А. Избродин*¹, *А. Г. Дорошкевич*^{1,2}

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: izbrodin@ginst.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия.
E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Представлены результаты геохронологического (U-Pb SHRIMP II) и петролого-геохимического изучения щелочных пород Зимовьечинского и Тучинского массивов, расположенных в пределах Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье). Установлено, что становление щелочных пород массивов происходило в период 290–280 млн лет. Поведение редких элементов и состав радиогенных изотопов (Sr, Nd) в породах указывают на смешанный (мантийный и коровый) источник вещества.

Ключевые слова: Щелочные и нефелиновые сиениты; пермский этап магматизма; геохронологические и изотопные данные; источники вещества.

Age and sources of matter of alkaline rocks of the Zimovychinskii and Tutchinskii massifs (Vitim plateau)

*I. A. Izbrodin*¹, *A. G. Doroshkevich*^{1,2}

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: izbrodin@ginst.ru

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

The results of geochronological (U-Pb SHRIMP II) and petrological-geochemical studies of alkaline rocks of the Zimovychinskii and Tutchinskii massifs located within the Vitim Plateau (Western Transbaikalia) are given. The formation of alkaline rocks occurred during the period from 290 to 280 million years ago. Ration of rare elements and radiogenic isotopes (Sr, Nd) in rocks indicate a mixed (mantle and crustal) source of matter.

Keywords: Alkaline and nepheline syenites; Permian magmatic stage; geochronological and isotopic data; sources of matter.

Небольшие многочисленные интрузии щелочных пород, пространственно ассоциирующие с гранитами Ангаро-Витимского батолита, располагаются на Витимском плоскогорье в полосе северо-восточного простирания, протяженностью свыше 450 км и шириной около 50 км. Хотя временной интервал значений возрастов, основанный на Rb-Sr и K-Ar изотопных системах, варьировал в пределах 595–167 млн лет, породы были отнесены к позднепалеозойской щелочно-габброидной ассоциации сайженского комплекса [1, 2]. Полученные современные геохронологические данные по большинству щелочных массивов Витимского плоскогорья свидетельствуют об неоднократном внедрении продуктов щелочного магматизма в единую продолжительно развивающуюся структуру [3, 4, 5, 6]. Помимо позднепалеозойского этапа (306–280 млн лет), фиксируется еще как минимум два этапа формирования пород: 520–486 и 261–242 млн лет. В любом случае, выводы о многоэтапности становления щелочных массивов требовали проведения дополнительных геохронологических исследований на массивах, для которых до настоящего времени отсутствовали достоверные определения возраста, либо датирование проведено методами, слабоустойчивыми к наложенным вторичным процессам. Кроме того, для характеристики источников вещества каждого из определённых возрастных этапов проявления щелочного магматизма необходимо получение петролого-геохимической информации, которая также отсутствовала для большинства массивов. Стоит отметить, что для щелочного магматизма ранне- и позднепалеозойского этапов характерны широкие вариации значений изотопов Nd и Sr, свидетельствующие об участии в формировании пород как мантийного, так и корового компонентов [3, 4; 6]. В публикации представлены результаты геохронологических (U-Pb SHRIMP II), геохимических и изотопных (Sr, Nd) исследований по породам Зимовьечинского и Тучинского массивов.

Зимовьечинский и Тучинский массивы щелочных пород расположены в приустьевой части р. Кыджимит (правый приток р. Витим). Вмещающими породами массивов являются граниты и сиениты палеозойского возраста, известняки, переслаивающиеся с песчаниками и биотит-амфиболовыми сланцами.

Для изотопных определений отобраны цирконы из нефелиновых сиенитов Зимовьечинского и Тучинского массивов. В первом случае в катодоллюминесцентном изображении минерал характеризуется сложным строением, которое выражается в наличии темных доменов с прослеживающийся тон-

чайшей осцилляционной зональностью, а также следов перекристаллизации и каймами обростания светлых оттенков. При датировании темных доменов и светлых частей циркона аналитически значимых различий в возрасте выявлено не было. Полученные данные образуют конкордантные значения возраста 289.2 ± 3.6 млн лет.

Циркон из крупнозернистых сиенитов Тучинского массива также имеет неоднородное свечение с хорошо выраженной секториальностью. Точки изотопных составов циркона образуют конкордантный кластер с возрастом 280.0 ± 2.6 млн лет.

Щелочные породы характеризуются вариациями SiO_2 (48–56 мас. %) и обогащены глиноземом (20–28 мас. % Al_2O_3). Содержание суммы Na_2O и K_2O не превышает 18 мас. %. В Зимовьечинском массиве натрий преобладает над калием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ — 0.43–0.96), тогда как в породах Тучинского массива этот показатель варьирует в пределах 0.14–1.43. Для всех разновидностей пород отмечены низкие магнезиальность ($\text{Mg}\#$ 0.5–11), титанитость (до 0.6 мас. % TiO_2). Количество P_2O_5 не превышает 0.3 мас.%. На графиках содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, нефелиновые сиениты обладают близкой конфигурацией и схожи с таковыми позднепалеозойских щелочных комплексов Витимского плоскогорья. На мультикомпонентной диаграмме породы рассматриваемых массивов характеризуются наиболее высокими концентрациями Rb и низкими концентрациями Ba и Sr относительно пород других позднепалеозойских массивов Витимского плоскогорья. В целом, графики показывают схожую конфигурацию и практически все разновидности пород имеют Ba и Ti минимумы, положительные пики по Pb и обогащены большинством редких элементов относительно примитивной мантии. Породы Тучинского массива характеризуются положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$, варьирующими от +0.4 до +0.8, с модельным возрастом $t\text{Nd}(\text{DM}) = 0.8\text{--}0.9$ млрд лет. С другой стороны, породы Зимовьечинского массива имеют отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$: от –1.5 до –2.1 и схожие мезопротерозойские значения модельного возраста $t\text{Nd}(\text{DM}) = 0.9\text{--}1.1$ млрд лет. Высокие начальные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для пород Зимовьечинского и Тучинского массивов в пределах 0,70912–0,71370 могут быть объяснены либо вовлечением «корового» компонента, либо метасоматическими преобразованиями с участием корового вещества.

Таким образом, полученные значения возраста щелочных пород вышеуказанных массивов имеют временное сходство и ложатся в интервал 289–280 млн лет. Изотопная неоднородность ($\epsilon\text{Nd}(T) = +0.8\text{--}2.1$), в совокупности с особенностями химического состава (отрицательная Nb и Ti-аномалия и положительная Pb на мультиэлементной диаграмме) щелочных пород свидетельствуют о формировании пород в результате мантийно-корового взаимодействия.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 17-05-00309_a.

Литература

1. Конев А. А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
2. Шаракшинов А. О. Щелочной магматизм Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
3. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data / A. G. Doroshkevich [et al.] // Lithos. 2012. V. 152. P. 157–172.
4. Дорошкевич А. Г., Рипп Г. С., Сергеев С. А. U-Pb (SHRIMP II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // ДАН, 2012. Т. 443. № 1. С. 297–301.
5. U-Pb (SHRIMP II) геохронология Мухальского щелочного массива, Западное Забайкалье / А. Г. Дорошкевич [и др.] // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 169–174.
6. Возраст, минералогическая и геохимическая характеристика пород Чининского щелочного массива, Западное Забайкалье / И. А. Избродин [и др.] // Геология и Геофизика. 2017. Т. 58. № 8. С. 1135–1156.

Избродин Иван Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Время проявления магматического и метасоматического процессов Туколактинского сиенитового массива (Витимское плоскогорье)

© *И. А. Избродин*¹, *А. Г. Дорошкевич*^{1,2}, *В. Ф. Посохов*¹

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: izbrodin@ginst.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия.
E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Приведены результаты U-Pb (LA ICPMS) геохронологического изучения пород Туколактинского массива, расположенного на Витимском плоскогорье (Западное Забайкалье). Установлено, что формирование щелочно-полевошпатовых пород и сопровождающий процесс альбитизации происходили в период 244–242 млн лет.

Ключевые слова: Туколактинский массив; щелочные сиениты; альбитизация.

The age of magmatic and metasomatic processes of the Tukulaktinsky syenite massif (Vitim plateau)

*I. A. Izbrodin*¹, *A. G. Doroshkevich*^{1,2}, *V. F. Posokhov*¹

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: izbrodin@ginst.ru

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

The results of U-Pb (LA ICPMS) of geochronological study of the rocks of the Tukulaktinsky syenite massif (Western Transbaikalia) are presented. It was established that the formation of alkaline-feldspar rocks and the accompanying albitization process occurred in the period 244–242 million years ago.

Keywords: Tukulaktinsky massif; alkaline syenites; albitization.

Туколактинский массив входит в состав Талойского интрузивного комплекса, возраст которого, до настоящего времени, оценивался по геологическим наблюдениям. Породы комплекса прорывают осадочно–метаморфические образования раннего палеозоя и позднепалеозойские гранитоидные комплексы. Редко наблюдаются «постепенные» переходы между гранитами и субщелочными телами сиенитов. Породы образуют небольшие штокообразные и дайкообразные тела, площадью от 0,1 до 30 км², и установлены в бассейнах реки Талоя до верховья руч. Чины и Усоя и представлены субщелочными и кварцевыми сиенитами, пространственно с ними ассоциируют и нефелиновые сиениты. Последние на основании рвущих контактов относят к второй фазе этого комплекса. Местами породы комплекса интенсивно альбитизированы, а в зонах альбитизации нередко устанавливается Ta-Nb минерализация. Поэтому не менее важным является изучение не только возраста магматических пород, но и время проявления процесса альбитизации, с которым связана рудная минерализация. В данной публикации мы попытались решить вопрос о дискретности или непрерывности между вышперечисленными процессами, основываясь на абсолютном датировании (U-Pb, LA ICPMS) и изотопных (O) исследованиях пород Туколактинского массива.

Данный массив расположен в верховьях руч. Тукалакта (правый приток р. Талой, Витимское плоскогорье). Для исследований были отобраны пробы из главной фазы внедрения массива. По своему минеральному составу породы соответствуют биотит-роговообманковым сиенитам (проба тук-68) и альбитизированным сиенитам (проба тук-18-2). Петрохимически сиениты и альбитизированные породы близки по составу, содержание SiO₂ составляет 63–64 мас. %, Al₂O₃ варьирует от 18 до 19 мас. %, (Na₂O+K₂O)=13,4 при Na₂O/K₂O от 0,6 до 0,9). Первые характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Порода на 85 % состоит из разноориентированных зерен микроклин-пертита (пертиты шнуровидные, ленточные, пятнистые) и кислого плагиоклаза. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой (4–8 %) и биотитом (до 10 %). Из аксессуарных и второстепенных минералов присутствует циркон, титанит, апатит, карбонат, магнетит, ильменит и эпидот.

Циркон представлен прозрачными и полупрозрачными субидиоморфными призматическими и длиннопризматическими бесцветными кристаллами размером до 400 микрон по длинной оси. Они практически не содержат твердых включений, из примесей присутствует до 2 мас % HfO₂. По данным катодолюминесценции, зерна имеют хорошо выраженную ритмично-концентрическую зональность (рис. 1). В отдельных кристаллах циркона наблюдаются участки секториального строения. U-Pb конкордантный возраст цирконов, рассчитанный по 18 анализам (9 кристаллов), составляет 242.7 ± 2.3 млн лет (СКВО = 0.16). В целом, учитывая морфологические особенности и внутреннее строение, можно полагать, что становление пород происходило в этот период.

Структура лейкократовых (альбитизированных) сиенитов аллотриоморфнозернистая, текстура массивная. Породы состоят из разноориентированных зерен микроклина, микроклин-пертита и альбита. Между ними отмечаются скопления мелких сдвойникованных и несдвойникованных зерен альбита и редкие зерна кварца. Последние, скорее всего, образовались в результате наложенной альбитизации. Темноцветные минералы представлены биотитом и единичными зернами амфибола. Амфибол по составу соответствует роговой обманке, с краев и по трещинам замещается биотитом, редко мусковитом. Из аксессуарных присутствует апатит, циркон и магнетит. К редким и второстепенным относятся ксенотим, колумбит, минералы близкие по составу к Y-фергусониту, и не диагностированные U-Th ниобаты.

Циркон слагает короткопризматические и субидиоморфные зерна желто-коричневой и медовой окраской, размером 0,5–1 мм. Среди минеральных включений в цирконе присутствуют ториевые ниобаты, торит. В катодоллюминесцентном изображении зерна имеют сложное секториальное строение, выраженное в чередовании светлых и темных секторов (рис. 1). Кроме того, встречены зерна с относительно гомогенной структурой с следами перекристаллизации по трещинам и краям зерен. Так как оценка возраста светлых и серых доменов практически идентичны друг другу, то полученное конкордантное значение возраста 244.3 ± 2.1 млн лет может быть принята за время метасоматических преобразований.

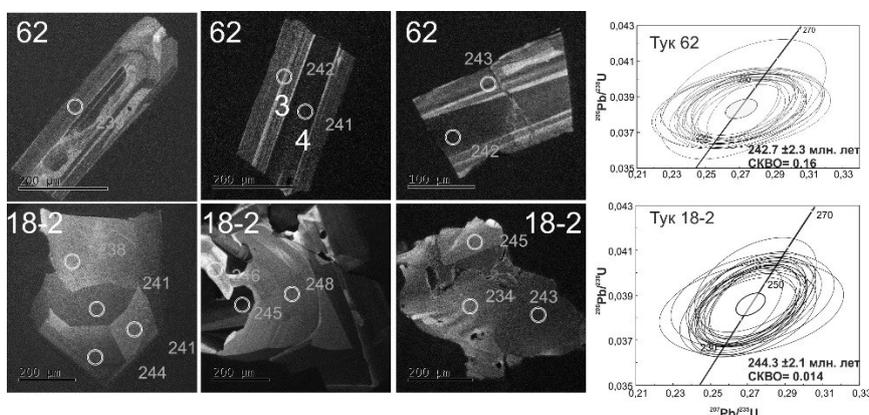


Рис. 1. Изображение проанализированных зерен циркона из биотит-роговообманковых (Тук-62) и альбитизированных (18–2) сиенитов Тукалактинского массива в режиме катодоллюминесценции и диаграммы Тера-Вассербурга с конкордией [1]. Цифрами обозначен возраст, полученный в точках.

Изотопный состав кислорода в минералах из щелочных сиенитов и альбитизированных разновидностей Тукалактинского массива (табл. 1) характеризуются схожими значениями. Полученные данные свидетельствуют, что изотопный состав кислорода не претерпел значительных преобразований в процессе альбитизации. Схожие данные нами зафиксированы для цирконов из нефелиновых сиенитов и альбититов Ципинского массива [2]. Стоит отметить, что $^{18}\text{O}/\text{‰}$ в исследуемых минералах тяжелее таковых для мантийных пород, что указывает на участие корового вещества в источнике пород.

Таблица 1

Изотопный состав кислорода в минералах из пород Тукалактинского массива

№ п/п	Проба	Минерал	$\Delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ v-SMOW
1	Тук-62	КПШ	10,6
2	Тук-62	биотит	7,4
3	Тук-62	амфибол	7,8
4	Тук-18-2	КПШ	10,7
5	Тук-18-2	альбит	10,5
6	Тук-18-2	биотит	7,4
7	Тук-18-2	амфибол	7,9

Примечание. 1-3 биотит-роговообманковый сиенит, 4-7 альбитизированный сиенит.

Таким образом, формирование сиенитов и сопровождающий процесс альбитизации происходил близ-одновременно, в период 244–242 млн лет. Это событие хорошо согласуется с имеющимися оценками возраста (261–242 млн лет), полученным для щелочных сиенитов и альбитизированных пород (Амалатский, Сириктинский, Ципинский, Право– и Верхне-Улиглинский массивы) в регионе [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 17-05-00309_а.

Литература

1. Tera F., Wasserburg G. J. U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth Planet Sci. Lett. 1972. V. 14. P. 281–304.
2. Пермо-триасовый этап щелочного магматизма Витимского плоскогорья, Западное Забайкалье / А. Г. Дорошкевич [и др.] // Геология и геофизика. 2018. В печати.

Избродин Иван Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Геохронология щелочных пород Боргойского и Боцинского массивов (Джидинская щелочная провинция)

© *И. А. Избродин*¹, *А. Г. Дорошкевич*^{1,2}, *В. Б. Хубанов*¹

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: izbrodin@ginst.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия.
E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Приведены результаты U-Pb (LA ICPMS) геохронологического изучения пород Боргойского и Боцинского массивов, входящих в состав Джидинской щелочной провинции. Полученные значения возраста (250–242) свидетельствуют о проявлении магматического импульса близкого по времени с этапом щелочного магматизма Витимского плоскогорья и Сибирской платформы. Определенный возраст по цирконам Боцинского массива (135–126 млн лет) отражает время метасоматического преобразования пород.

Ключевые слова: Боргойский и Боцинский массивы; нефелиновые и щелочные сиениты; мезозойский магматизм.

Geochronology of alkaline rocks of Borgoy and Botsin massifs (Dzhidinskaya alkaline province)

*I. A. Izbrodin*¹, *A. G. Doroshkevich*^{1,2}, *V. B. Khubanov*¹

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: izbrodin@ginst.ru

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

The results of U-Pb (LA ICPMS) of geochronological study of the rocks of the Borgoi and Botsin massifs (Dzhidinskaya alkaline province) are presented. The estimated ages (242–250 Ma) close in time to the stages of alkaline magmatism of the Vitim plateau and Siberian Platform. The age of nepheline syenites of Botsin massive (126–135 million years) reflects the time of the metasomatic transformation of the rocks.

Keywords: The Borgoy and Botsin massifs; nepheline and alkaline syenites; Mesozoic magmatism.

В Западном Забайкалье выделяется несколько структурных элементов, в пределах которых распространены интрузивы щелочных пород. Условно они подразделяются на три сегмента: Витимский (около 20 массивов), Восточно-Саянский (4 массива, наиболее крупным является Ботогольский массив) и Джидинский (10 небольших проявлений, из них наиболее крупными являются Боргойский и Боцинский массивы). Геохронологическое исследование щелочных массивов, распространенных на Витимском плоскогорье позволило выявить неоднократное внедрение продуктов щелочного магматизма в период от палеозоя до раннего мезозоя (520–486, 310–280 и 262–242 млн лет) [1–4]. В противоположность, достоверный возраст пород двух других провинций остается на настоящий момент невыясненным. Возраст Восточно-Саянской группы оценивается интервалом 720–555 млн лет [5]. Имеющиеся геохронологические данные по Джидинским объектам варьируют от 137 до 108 млн лет [6; 7]. В.Г. Смирнов [8] объединил данные образования в Джидинский интрузивный комплекс нижнепермского возраста. В данной работе приведены результаты (U-Pb LA ICPMS) изучения щелочных пород Боргойского и Боцинского массивов.

Боргойский массив расположен в 15 км южнее станции Джиды в пади Ихирик. Он залегает среди эффузивов гунзанской свиты среднекарбонного возраста, в плане имеет слегка удлиненную в северо–восточном направлении форму размером 1,5×2,5 км. По данным Г.В. Андреева и соавторов [7] большая часть массива сложена альбитизированными биотитовыми сиенитами и микроклинизированными мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями нефелиновых сиенитов. Кроме того, присутствуют многочисленные дайки нефелиновых сиенитов мощностью от 0,1 до 5 м.

Для определения времени становления Боргойского массива были проанализированы цирконы из альбитизированных мелкозернистых нефелиновых сиенитов (проба Борг-1) и щелочных сиенитов (проба Борг-2). Структура этих пород гипидиоморфнозернистая, иногда переходящая в аллотриоморфнозернистую замещения. В нефелинсодержащих сиенитах содержится до 8% нефелина, тогда как в щелочных сиенитах этот минерал не сохранился и наблюдаются лишь его реликты, замещенные гидрослюдистым минералом и канкринитом. В мелкозернистых разновидностях присутствуют бесцветные зерна циркона размером до 200 мкм, тогда как в среднезернистых размер их достигает 400–500 мкм, а зерна имеют коричневую окраску. Цирконы характеризуются пористым строением и содержат твердые включения альбита, кальцита, нефелина, пирохлора, торита, недиагностированные фазы водных алюмо-магний-марганцевых силикатов. В катодоллюминесцентном изображении боль-

шинство зерен циркона показывают крайне неоднородную структуру, обусловленную присутствием участков (3-7 микрон) с светлым свечением (рис 1). Подобные структуры могут возникать при перекристаллизации или замещении циркона в присутствии водных флюидов и/или флюидонасыщенных расплавов [9]. Реже встречаются кристаллы короткопризматического габитуса со слабо выраженной кристаллизационной зональностью или относительно гомогенной структурой, с слабыми следами перекристаллизации в центральной части и по краям зерен. Основная группа цирконов имеет средневзвешенный возраст $250,4 \pm 3.4$ и $242,9 \pm 3.2$ млн лет, соответственно. Эти значения интерпретируются нами как время кристаллизации сиенитов. Отдельные значения возрастов зафиксированы в интервале 159-121 млн лет. Появление таких значений возраста мы связываем с метамиктностью отдельных частей циркона, обусловленной воздействием более позднего термального события.

Боцийское проявление нефелиновых сиенитов расположено в 4 км к СЗ от села Боций. Массив на поверхности обнажается в виде небольшого тела размером 10×5 м. Скважинами это тело прослежено на глубину 50–70 м [10], что указывает на его маломощный характер. Нефелиновые сиениты залегают среди биотитовых сиенитов, которые в различной степени альбитизированы и мусковитизированы. Для определения возраста был отобран циркон из нефелиновых сиенитов (проба Боц-68). Характерной особенностью циркона является отсутствие хорошо оформленных кристаллографических форм минерала. Практически все зерна встречается в виде тесных сростаний с калиевым полевым шпатом и клинопироксеном. В свою очередь в цирконе присутствуют не многочисленные твердые минеральные включения альбита, клинопироксена (эгирин-авгита), редко торита, пирохлора и эпидота. В катодолюминесцентном изображении исследованные зерна циркона также имеют неоднородное строение, схожее с перекристаллизованными частями цирконов из щелочных пород Боргойского массива. Во всех зернах отсутствует первичная ростовая осцилляторная зональности магматическая зональность. Для минерала характерно глобулярное расположение светлых и темных зон (которые не отображаются в режиме BSE), отвечающие, по видимому ростовой зональности. Средневзвешенное значение возраста было определено как $126,5 \pm 1.2$ млн лет. В связи с тем, что не установлены зерна или ядра циркона с первично-магматической зональностью, так как это наблюдалось в цирконах из пород Боргойского массива, этот возраст можно принять за время метасоматического преобразования пород.

Таким образом, полученные данные указывают на длительную и сложную историю развития щелочного магматизма в Джидинском сегменте. Полученные значения возраста в интервале 250-240 млн лет характеризуют период магматической деятельности в Забайкальской части активной континентальной окраины на границе с Монголо-Охотским бассейном. Схожие возраста 261-242 были получены нами ранее для нескольких массивов Витимского плоскогорья [11, 12]. Метасоматическое преобразование пород как Боцийского, так и Боргойского массивов, происходившее в интервале 150-120 млн лет, совпало с периодом тектоно-магматической активизации в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса [13].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 17-05-00309_a.

Литература

1. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data / A. G. Doroshkevich [et al.] // Lithos. 2012. V. 152. P. 157–172.
2. Дорошкевич А. Г., Рипп Г. С., Сергеев С. А. U-Pb (SHRIMP II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // ДАН. 2012. Т. 443. № 1. С. 297–301.
3. U-Pb (SHRIMP II) геохронология Мухальского щелочного массива, Западное Забайкалье / А. Г. Дорошкевич [и др.] // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 169–174.
4. Возраст, минералогическая и геохимическая характеристика пород Чининского щелочного массива, Западное Забайкалье / И. А. Избродин [и др.] // Геология и Геофизика. 2017. Т. 58. № 8. С. 1135–1156.
5. Конев А. А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
6. Налетов П. И. Молодые рудоносные интрузии Западного Забайкалья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. 1957. вып. 1. С. 91–109.
7. Андреев Г. В., Шаракшинов А. О., Литвиновский Б. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. Наука, 1969. 185 с.
8. Смирнов Г. В. Щелочные породы Энхорского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып VII. Улан-Удэ, 1961. С. 94–108.
9. Каулина Т. В., Синай М. Ю., Савченко Е. Э. Метасоматическое замещение в цирконе: природные объекты и кристаллогенетическое моделирование // Записки РМО. 2011. № 1. С. 36–48.

10. Кузнецова Ф. В. Нефелиновые сиениты обрамления Боргойской впадины. Новосибирск: Наука, 1975. 93 с.

11. Пермо-триасовый этап щелочного магматизма Витимского плоскогорья, Западное Забайкалье / А. Г. Дорошкевич [и др.] // Геология и геофизика. 2018. В печати.

12. Избродин И. А., Дорошкевич А. Г. Время проявления магматического и метасоматического процессов Туколактинского сиенитового массива (Витимское плоскогорье): тезисы докл. V Всерос. науч.-практ. конф. «Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии» (27–30 августа 2017, г. Улан-Удэ). С. 198–200.

13. Воронцов А. А., Ярмолюк В. В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. 2004. № 3. С. 17–32.

Избродин Иван Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Особенности магматизма и оруденения Култуминского золото-медно-железо-скарнового месторождения в Восточном Забайкалье

© Ю. А. Калинин¹, К. Р. Ковалев¹, О. М. Туркина¹, О. В. Гимон¹, Б. Н. Абрамов²

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

E-mail: kalinin@igm.nsc.ru

² Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия. E-mail: b_abramov@mail.ru

Култуминское месторождение приурочено к одноименному интрузивному массиву средне-верхнеюрского возраста, представленному породами субщелочной серии от кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов до гранитов и дайками монцодиоритов. Дайки позднеюрского возраста представлены субщелочными габбро. Анализ трендов фракционирования петрогенных и редких элементов позволяет предположить, что образование доминирующих в Култуминском массиве и дайковом комплексе монцонитоидов происходило путем дифференциации субщелочного базитового расплава из обогащенного мантийного источника. Процесс формирования золото-медно-железо-скарнового и прожилково-вкрапленной среднетемпературной полисульфидной и эпитермальной Ag-Te-Bi-минерализации, железо-магнезиальных и кремнещелочных метасоматитов имел длительное многостадийное развитие и протекал в аспекте общей эволюции рудно-магматической системы.

Ключевые слова: Култуминское месторождение; Восточное Забайкалье; магматизм; петрогеохимия; Au-Cu-Fe-скарны; полисульфидная и эпитермальная Ag-Te-Bi-минерализация.

Features of magmatism and mineralization Kultuminsky gold-copper-iron skarn Deposit, Eastern Transbaikalia

Yu. A. Kalinin¹, K. R. Kovalev¹, O. M. Turkina¹, V. O. Gimion¹, B. N. Abramov²

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: kalinin@igm.nsc.ru

² Institute of Natural resources, Ecology, and Cryology, SB RAS, Chita, Russia. E-mail: b_abramov@mail.ru

The Kultuminsky field is associated with the Middle-Upper Jurassic Kultuminsky intrusive massif composed of alkaline series rocks ranging from quartz monzonite and quartz syenite to granite and monzodiorite dykes. Dykes of the Late Jurassic age are composed of subalkaline gabbro. Trend analysis of fractionation of major and rare elements suggests that formation of monzonitoids dominant in the Kultuminsky massif and dyke complex occurred during differentiation of the subalkaline basalt melt from enriched mantle source.

The process of formation of the gold-copper-iron-scarn and medium temperature polysulfide veinlet-disseminated and epithermal Ag-Te-Bi mineralization, as well as of iron-magnesia and silica-alkaline metasomatites was long and multi-stage from the viewpoint of the total evolution of the ore-magmatic system.

Keywords: Kultuminsky deposit; Eastern Transbaikalia; magmatism; petrogeochemistry; Au-Cu-Fe skarns; polysulfide and epithermal Ag-Te-Bi mineralization.

Култуминское месторождение располагается в пределах Газимуровской металлогенической зоны в Восточном Забайкалье, контролируемой Газимуровским глубинным разломом. Возникновение его связано с коллизионными процессами в ранне-среднеюрское время при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов и сопровождалось широким проявлением коллизионного и пост-коллизионного магматизма [1]. Месторождение приурочено к Култуминскому гранитоидному массиву и представлено зонально расположенными структурно-минеральными типами руд. Массив контролируется глубинными разломами северо-восточного и северо-западного направлений, имеет сложные взаимоотношения с вмещающими терригенно-карбонатными породами ернической (Є₁₋₂) и быстринской (Є₁) свит. По геофизическим данным, он имеет лапполитообразную форму с подводящим каналом [2]. Породы массива относятся к третьей фазе шахтаминского интрузивного комплекса (J₂₋₃š), возраст которого определяется в интервале 167–155 млн лет. Интрузивный массив рассекается дайками монцодиоритовых порфириров и дайками долеритов, условно относимых к нерчинско-заводскому комплексу (J₃nz).

Породы массива, имеющие равномернозернистое и порфировое строение, характеризуются широким диапазоном SiO₂ (60.4-69.5%), относятся к субщелочной серии и представлены рядом от преобладающих кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов до гранитов. Повышенное содержание K₂O определяет их принадлежность к высококалийевой/шошонитовой сериям. Породы дайкового комплекса представлены субщелочными габбро и монцодиоритами. Монцодиориты дайкового комплекса образуют общие тренды петрогенных компонентов относительно SiO₂ с породами массива,

тогда как субщелочные габбро отклоняются от общих трендов и резко обогащены TiO_2 (1.7–1.6%) и P_2O_5 (0.71–0.86%). Породы Култуминского массива и дайкового комплекса обладают высоким содержанием Ba (500–1200 ppm) и Sr (350–710 ppm), что является типичным для пород монцонитового ряда. Кварцевые монцониты и кварцевые сиениты интрузии характеризуются умеренно фракционированными спектрами РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_n=17\text{--}35$ со слабым европейским минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.89\text{--}0.64$). Аналогичные спектры РЗЭ имеют монцодиориты дайкового комплекса $(\text{La}/\text{Yb})_n=14\text{--}33$, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.74\text{--}0.8$). Мультиэлементные спектры как монцонитоидов массива, так и дайкового комплекса близки и характеризуются отрицательными аномалиями Nb, P, Ti и положительными Sr и Zr. Субщелочные габбро отчетливо обогащены легкими РЗЭ, Zr, Nb, Y. Анализ трендов фракционирования петрогенных и редких элементов позволяет предположить, что в образовании Култуминского массива и ассоциирующего дайкового комплекса участвовало три типа расплавов. Доминирующие в массиве кварцевые монцониты и кварцевые сиениты, а также монцодиориты дайкового комплекса, вероятно, являются продуктами дифференциации субщелочного базитового расплава. Геохимические характеристики гранитов свидетельствуют о формировании из самостоятельного расплава корового происхождения. Образование их могло быть связано с плавлением палеозойских субдукционных базальтов в основании островной дуги. Субщелочные габбро дайкового комплекса, вероятно, имели более обогащенный мантийный источник и предположительно связаны с более поздним рифтогенным этапом.

В последнее время рассматривается связь Au-Cu-Fe-скарновых месторождений с адакитами [3, 4]. Повышенные отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ и Sr/Y для исследованных пород обнаруживаются некоторое сходство с адакитами, но содержание тяжелых РЗЭ и Y ($\text{Yb}=1.8\text{--}1.1$ ppm, $\text{Y}=18\text{--}15$ ppm) в наиболее меланократовых разностях выше, чем в адакитах ($\text{Yb}=0.9\text{--}0.6$ ppm, $\text{Y}=9.5\text{--}6.0$ ppm). Принципиальное отличие пород Култуминской интрузии и дайкового комплекса от адакитов состоит в их принадлежности к субщелочной калиевой серии и обогащении Ba, Rb, Th, что отражает их формирование путем дифференциации субщелочного базитового расплава из обогащенного мантийного источника. Напротив, для низкокалиевых адакитов как субдукционного, так и коллизионного происхождения предполагается плавление низкокалиевых метабазитов, при повышенном давлении.

Непосредственно к интрузивному массиву и к его периферии тяготеют различные минеральные типы оруденения, связанные с процессами контактово-метасоматических и гидротермально-метасоматических преобразований, контролируемых глубинными разломами, реактивированными после внедрения интрузивного массива. В центральной части массива проявлены редкая жильная кварц-калишпат-молибденитовая и касситеритовая минерализации. Основные промышленные субпластовые залежи золото-халькопирит-магнетит-скарновых руд тяготеют к эндо- и экзоконтактовым зонам северо-восточного простирания в восточной части интрузивного массива. К северо-восточным нарушениям чаще приурочены продукты железо-магнезиального метасоматоза, проявленного в виде серпентинизации, флогопитизации, биотитизации, Mg-хлоритизации и Fe-Mg карбонатизации. В зонах северо-западного простирания в интрузивном массиве и в ороговикованных вмещающих терригенных породах проявлена гидротермально-метасоматическая прожилково-вкрапленная золото-халькопирит-пирит-арсенопиритовая и сульфосольно-полиметаллическая, а также Ag-Te-Bi типы минерализации. Они сопровождаются процессами окварцевания, березитизации, серицитизации и карбонатизации. По периферии интрузивного массива преимущественно в карбонатных породах представлена гидротермальная жильная серебро-сфалерит-галенитовая минерализация. Процессы метасоматоза и рудоотложения на месторождении носили многостадийный характер [5], проявившийся в отложении нескольких генераций рудных минералов. Всё это сопровождалось неоднократной реактивацией тектонических подвижек, катакластическими и пластическими преобразованиями ранее отложенных минералов и совмещением в пространстве разнотемпературных минеральных ассоциаций от скарновых высокотемпературных до эпитермальных низкотемпературных. Золото встречается во всех минеральных ассоциациях руд месторождения и только в самородной форме. Типовыми минералами ранней высокотемпературной ассоциации являются халькопирит, марматит, магнетит, пирротин, кубанит, борнит, минералы кобальта и никеля — карролит, флетчерит, виллиамит, кобальтин, Со-пирит, среднетемпературной ассоциации — галенит, сфалерит, теннантит, тетраэдрит, буланжерит. Эпитермальная Ag-Te-Bi минерализация в рудах представлена редко, но минералогически достаточно разнообразно — как в виде гессита, висмутина и тетрадимита, так и в виде минералов системы Cu-Ag-Pb-Te-Bi — ходрушита, гладита, крупкоита, паарита, эмплектита, хамамрита и двух недиагностированных фаз состава (мас. %): Cu – 9.84; Ag – 11.25; Pb – 4.45; Bi – 56.36; S – 17.46 и Cu – 10.24; Ag – 9.63; Bi – 59.23; S – 18.3. Утяжеленный изотопный состав серы основных сульфидов руд пирита и халькопирита ($\delta^{34}\text{S}$ 4.7–14.4‰) позволяет предполагать вовлечение в процесс рудоотложения сульфатной серы вмещающих терригенных пород. Особенностью Култуминской

рудно-магматической системы является флюидонасыщенность и обогащенность такими элементами как F, Cl, B и P, присутствующими в виде примесей и самостоятельных минералов.

Таким образом, процесс формирования высокотемпературного золото-медно-железо-скарнового оруденения, прожилково-вкрапленной среднетемпературной золото-халькопирит-пирит-арсенопиритовой и сульфосольно-полиметаллической и эпитепиритальной Ag-Te-Bi минерализации, а также железо-магнезиальных и кремнещелочных метасоматитов имел длительное многостадийное развитие и протекал в аспекте общей эволюции рудно-магматической системы.

Авторы признательны А. В. Кузнецову, А. Х. Шафикову, А. П. Берзиной, А. Н. Берзиной и О. В. Шемелиной за предоставленные материалы.

Работа выполнена в рамках госзаданий (проект 0330-2016-0001, IX.137.1.2 № АААА-А17-117011210077-2), при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00353).

Литература

1. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье / Ю. А. Зорин [и др.] // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1578–1586.
2. Салихов В. С., Груздев Р. В. Геолого-структурные особенности Култуминского гранитоидного массива (Юго-Восточное Забайкалье) // Вестник ЧитГУ. 2013. № 06 (97). С. 48–55.
3. Федорова А. А., Салихов В. С. Минеральный состав руд Култуминского месторождения (Восточное Забайкалье): тезисы докл. IX всеросс. конф. «Кулагинские чтения». Чита: ЧитГУ. 2009. Ч. 7. С. 115–119.
4. Крупное Быстринское Cu–Au–Fe-месторождение (Восточное Забайкалье) — первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфировой рудообразующей системы / В. А. Коваленкер [и др.] // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 547–552.
5. Zhang X., Yang X., Pirajno F. Recycling of paleo-Pacific subducted oceanic crust related to a Fe–Cu–Au mineralization in the Xu-Huai region of North Anhui-Jiangsu, East China: geochronological and geochemical constraints // International Geology Review. 2017. № 1. P. 1–23.

Калинин Юрий Александрович, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Программа идентификации минералов и документирования результатов электронно-зондового микроанализа

© С. В. Канакин

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: skan_61@mail.ru

Создано программное обеспечение идентификации минералов и документирования результатов рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа. Для распознавания минеральных фаз разработан алгоритм, основанный на стехиометрии минералов. Пополняемая база данных минералов содержит более тысячи модельных образов минералов. Отчеты в формате Excel-файлов содержат информацию о концентрации элементов, атомные проценты, компоненты, формулы оксидов и не оксидов, нормированные (100%) концентрации и компоненты. Обрабатывает результаты ЭДС (Inca, Aztec) и ВДС (JXA8200).

Ключевые слова: идентификация; минерал; стехиометрия; алгоритм; программное обеспечение.

Program for the identification of minerals and documentation of the results of electron probe microanalysis

S. V. Kanakin

Geological institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: skan_61@mail.ru

Software has been created to identify minerals and document the results of X-ray spectral electron probe microanalysis. For recognition of mineral phases, an algorithm based on the stoichiometry of minerals has been developed. The replenished database of minerals contains more than a thousand models of minerals. Reports in Excel file format contain information on the concentration of elements, atomic percentages, components, oxides and non-oxide formulas, normalized (100%) concentrations and components. Software processes the results of EDS (Inca, Aztec) and WDS (JXA8200).

Keywords: identification; mineral; stoichiometry; algorithm; software.

Программное обеспечение современных приборов электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа реализует широкий спектр аналитических инструментов, но, как правило, имеет ограниченный набор вариантов представления результатов анализа. Это во многом обусловлено отсутствием в программах эффективных методов идентификации минералов.

Существующие [1–4] в СЭМ-ЭДС алгоритмы компьютерной автоматизации процесса распознавания минеральных фаз, использующие методы опираются на применение пороговых значений (или энергетических окон) для всех анализируемых элементов. Сложность применения этих методов заключается в том, что пороги и размеры диапазонов должны быть определены для каждой фазы. В то время как, для фаз твердых растворов эти значения могут значительно варьировать.

Предложенный К. Стеффеном [5] метод, основанный на использовании стехиометрии минералов с описанием моделей по схеме Д. Б. Томпсона [6], также имеет ряд недостатков. Во-первых, подготовка данных модельных составов требует значительных усилий и глубокого понимания кристаллохимии, а составление моделей по схеме Д.Б. Томпсона только основных пороодообразующих минералов является сложной задачей. Во-вторых, данный алгоритм предназначен для классификации только кислородсодержащих минеральных фаз. Кроме того, алгоритм очень требователен к качеству входных аналитических данных. Таким образом, нельзя говорить о полной автоматизации процесса идентификации минералов методом К. Стеффена, как и любым другим. Представляется целесообразным, наряду с «лучшим» вариантом распознавания, предлагать аналитику для принятия решения список вариантов идентификации.

В разработанной автором программе используется оригинальный алгоритм идентификации, также основанный на стехиометрии минералов. Он не претендует на однозначную идентификацию минералов, но учитывает описанные выше недостатки методов К. Стеффена и других авторов. В его основе лежит поиск минимального отклонения между теоретическими формульными коэффициентами подходящих по составу минералов и коэффициентами этих минералов, рассчитанными для химического состава конкретного анализируемого объекта с использованием следующего выражения:

$$D_K = \sum_{j=1}^M \left((X_j - K_j) / K_j \right)^2$$

где K_j – формульный коэффициент компонентов j -того блока образа минерала, X_j – суммарный формульный коэффициент соответствующего по набору компонентов (химических элементов) блока аналитических данных, M — количество блоков образа.

На выходе работы алгоритма мы имеем: если какой-либо минерал идентифицирован, соответствующее название и, в любом случае, список вариантов идентификации. Этот список крайне необходим, так как идеальных алгоритмов не существует, а за результат в конечном итоге отвечает аналитик, который в режиме оценки качества автоматической идентификации программы может выбрать из вышеупомянутого списка другой минерал, по его мнению, более подходящий. Это бывает полезным также в том случае, когда алгоритм не смог идентифицировать минеральную фазу.

Ввод аналитической информации в программу может производиться либо захватом из папки обмена Windows (Clipboard) для (Inca, Aztec), либо загрузкой файлов данных с диска. После чего данные автоматически обрабатываются, идентифицируются, и сохраняются в базу аналитических данных программы для возможного последующего использования. Изображения, получаемые в процессе анализа, также могут быть захвачены из папки обмена или считаны с диска.

Отчет, создаваемый программой может включать в себя четыре типа Excel-файлов. Это:

1. INCA | AZTEC Sites Report — результаты в том виде, в котором были помещены в Clipboard.

2. General Report — сводные таблицы результатов, приведенных к единому порядку следования анализируемых элементов.

3. Fe³⁺ Report — таблицы результатов расчета 3–валентного железа

4. Images — таблица со ссылками на загруженные изображения.

Первые два содержат по семь листов, на которых помещаются:

1. Концентрации элементов. Здесь присутствуют данные для всех захваченных программой спектров.

2. Атомные проценты. Те же спектры, что на первом листе.

3. Компоненты. Это концентрации в окисном виде. Содержатся спектры, идентифицированные как оксидные минералы.

4. Формула, рассчитанная с учетом идентификации минералов оксидов. Те же спектры, что на третьем листе.

5. Формула, рассчитанная с учетом идентификации минералов не оксидов.

6. Концентрации элементов (нормированные к 100%).

7. Компоненты (нормированные к 100%).

Fe³⁺ Report содержит три листа информации: о формульных коэффициентах, рассчитанных компонентах и компонентах, нормированных к 100%.

Представление теоретических формул минералов в виде пригодном для компьютерного использования осуществляется по следующей схеме. Для минерала создается модельный образ, состоящий из блоков, каждый из которых соответствует изоморфной группе химических элементов, входящих в состав минерала, с соответствующим коэффициентом.

Для ввода и редактирования модельных образов в программе реализован специальный режим. На данный момент в базу данных модельных образов программы помещено около восьмисот минералов, не содержащих кислород: сульфиды, арсениды, теллуриды, висмутиды, интерметаллиды. Кроме того, введены все основные породообразующие силикатные минералы, карбонаты, фосфаты, сульфаты, простые окислы (всего порядка 200 моделей).

Опыт использования программы показал, что в зависимости от качества аналитических данных, вероятность точной автоматической идентификации составляет от 60 до 100%. Программа существенно облегчает работу по поиску необходимых фаз, контроль правильности анализа. Кроме того, полнота данных отчета программы позволяет существенно сократить время, затрачиваемое геологом при последующей их обработке.

Автор выражает глубокую признательность Николаю Семеновичу Карманову за объективную критику и всестороннюю поддержку.

Литература

1. Bowman L. E., Spilde M. N., Papike J. J. Automated energy dispersive spectrometry model analysis applied to diogenites // Meteoritics and Planetary science. 1997. V. 32. P. 869–875

2. Quantitative mineralogical characterization of lunar high-Ti mare basalts and soils for oxygen production / J. G. Chambers [et al.] // Jour. Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 14391–14401.

3. Clarke G. L., Daczko N. R., Nockolds C. A method for applying matrix corrections to X-ray intensity maps using the Bence-Albee algorithm and Matlab // *Journal of Metamorphic Geology*. 2001. V. 19. P. 635–644.
4. X-ray digital imaging and petrology of lunar mare soils: Data input for remote sensing calibrations / L. A. Taylor [et al.] // *Icarus*. 1996. V. 124. P. 500–512.
5. Steffen K. An automated system for phase identification and quantitative composition determination using the electron microprobe: Theory and applications // *American Mineralogist*. 2004. V. 89. P. 1546–1552.
6. Thompson J. B. Composition space; an algebraic and geometric approach / *Characterization of metamorphism through phase equilibria*. Ed. By J. M. Ferry. Washington, Mineralogical Society of America, 1982. P. 1–31.

Канакин Сергей Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

**Ухадагская габбро-гранитная ассоциация:
состав, возраст, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, ЮВ Тува)**

© *И. В. Кармышева*^{1,2}, *В. Г. Владимиров*^{1,2}, *В. А. Яковлев*^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия. E-mail: iri@igm.nsc.ru

² Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия. E-mail: iri@igm.nsc.ru

В работе приводится характеристика габбро-гранитного магматизма Западного Сангилена (ЮВ Тува), внедрение и становление которого происходило в обстановках постколлизийного растяжения на рубеже 485 ± 5 млн лет. К образованиям данного периода отнесена ухадагская габбро-гранитная ассоциация, характерными чертами которой являются: преобладание гранитоидного магматизма над основным; высоко-щелочная, преимущественно калиевая, специализация кислого магматизма; синтетектонический генезис базитов и локальное вовлечение в деформации гранитоидов.

Ключевые слова: коллизия; постколлизийные граниты; минглинг; тектоническая зона; Западный Сангилен; Тува.

**Ukhadag gabbro-granite association: composition, age, tectonic and geodynamic settings
(Western Sangilen, South-East Tuva)**

I. V. Karmysheva^{1,2}, *V. G. Vladimirov*^{1,2}, *V. A. Yakovlev*^{1,2}

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: iri@igm.nsc.ru

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. E-mail: iri@igm.nsc.ru

The paper is devoted to description of the gabbro-granitic magmatism of Western Sangilen (SE Tuva). Introduction and development of contrasting magmas is associated with the conditions of post-collisional stretching at the turn of $485 + 5$ million years. The formations of this period include the Uhadag gabbro-granite association. The characteristic features of the association are: predominance of granitoid magmatism over basite magmatism; high-alkaline, mainly potassium, specialization of salic magmatism; syn-tectonic genesis of basites and local involvement of granitoids in deformations.

Keywords: collision; post-collisional granites; mingling; shear zone; Western Sangilen.

Детальные исследования Западного Сангилена проводятся уже на протяжении нескольких десятков лет [см. обзор в 1–2]. Накоплен существенный объем данных по геологическому строению, магматизму, метаморфизму и изотопно-геохронологическому датированию, однако, многие проблемы остаются нерешенными. В первую очередь, это касается вопросов расчленения габбро-гранитных интрузивных серий и их соотнесение с тектоническими и геодинамическими обстановками.

Структура Западного Сангилена была сформирована в результате коллизии Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) в кембро-ордовикское время [3, 6, 1]. Многочисленные структурно-петрологические и изотопно-геохронологические исследования региона позволяют выделить раннеколлизийный (570–535 млн лет), собственно коллизийный (535–495 млн лет) и постколлизийный (495–430 млн лет) этапы. Пик сжатия и начало растяжения орогена приходится на рубеж 495 ± 10 млн лет [1–2]. Постколлизийный период сопровождался фрагментацией и развалом орогенной системы, утонением земной коры и активным габбро-гранитным магматизмом, приуроченным к линейным зонам растяжения [2].

По изотопно-геохронологическим данным выделяется пик 485 ± 5 млн лет, сопровождающийся масштабным гранитоидным магматизмом. К массивам этого возраста относятся Тесхемский (473 ± 7 млн лет (Rb-Sr) [7]; $480 \pm 5,4$ млн лет (U-Pb) [4]), Ухадагский ($471,2 \pm 10$ млн лет (Rb-Sr) [8]) и Эрзинский ($491,6 \pm 9,5$ млн лет (U-Pb) [5]). Проведенные нами изотопно-геохронологические исследования петрографически сходных гранитов и граносиенитов, расположенных в пределах Эрзинской тектонической зоны, подтвердили широкое проявление кислого интрузивного магматизма в этот период. По цирконам из гранитов U-Pb методом были получены данные: $485,7 \pm 2,4$ млн лет, $487,4 \pm 2,1$ млн лет, $486,7 \pm 1,9$ млн лет.

Гранитоиды ухадагского типа представляют собой крупнопорфиновые (Kfs) лейкограниты (Qtz — 40–45%, Kfs — 30–35%, Pl — 10–20%, Bt — 1–3%, \pm Hbl) и граносиениты (Qtz — 15–20%, Kfs — 30–45%, Pl — 10–15%, Bt — 3–5%, Hbl — 5–10%). По составу граниты ухадагского типа соответствуют высоко-щелочным высококалиевым (SiO_2 — 62,28–78,25 мас.%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 6,35–9,46 мас.%, K_2O — 3,08–6,65 мас.%), умеренно-глиноземистым (A/CNK — 0,85–1,08), известково-

щелочным и щелочно-известковым породам с широким рядом составов от магнезиальных до железистых разновидностей. Для них характерны высокие содержания редких земель с преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n$ — 2,16–16,04 и отрицательная Eu-аномалия $(Eu/Eu^*)_n$ — 0,4–0,83. На спайдер-диаграммах отмечаются минимумы по Nb, Ta, Sr и Ti.

Пространственно к гранитам приурочены мелкие тела габброидов: линейные минглинг-структуры, округлые и линзообразные тела базитов, реликтовые «перистые» растянутые фрагменты мафических пород в крупно- и мелкозернистых граносиенитах. Мощность линейных тел и синплутонических даек относительно небольшая (до 4–5 м). По составу породы варьируют от монцогаббро (Hbl — 45–60%, Kfs — 20–35%, Pl — 10–15%, Bt — 5%, Qtz — >5%) до диоритов (Pl — 50–55%, Hbl — 25–30%, Bt — 30%, Qtz — 1–3%). По составу они относятся к высоко-щелочной серии (SiO_2 — 47,29–53,33 мас.%, Na_2O+K_2O — 4,10–5,53 мас. %) с умеренным содержанием калия (K_2O — 0,69–2,15 мас.%). Распределение РЗЭ характеризуется пологими отрицательными спектрами с преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n$ — 2,59–6,77 и отсутствием Eu-аномалии $(Eu/Eu^*)_n$ — 0,95–1,16. На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение Cs, Rb, U, Th, K и минимумы по Nb, Ta, Hf, Ti.

По составу габброиды сопоставимы с другими базитовыми комплексами и мафической частью минглинг-даек Западного Сангилена, что подтверждает их внедрение из единой магматической камеры [10]. Граниты ухадагского типа по своим высоко щелочным высококалийным характеристикам и порфириновидному облику резко выделяются среди кислых интрузивов региона, чье внедрение и становление происходило в другие временные интервалы.

В породах основного состава наблюдаются сдвиговые вязко-пластичные деформации: вытягивание и разрывы фрагментов базитов, отдельные «цепочки» фрагментов образуют S-образные структуры растяжения с левосторонней кинематикой, характерной для постколлизии этапа на Западном Сангиле. Синдеформационное внедрение базитов в базальные части кислой камеры подтверждается результатами численного моделирования. Проведенные эксперименты [9] показали необходимое участие тектонического фактора в процессах смещения контрастных по составу магм и их подъему на поверхность.

Крупнозернистые граниты преимущественно не деформированы, однако, в краевых частях массивов в мелкозернистых разновидностях на контакте с вмещающими породами наблюдаются признаки течения, отчетливая минеральная линейность, совпадающая с минеральной линейностью и полосчатостью вмещающих гнейсов. В порфириновидных гранитах ухадагского типа на эндоконтактах фиксируются теневые структуры мигматитов. Во вмещающих породах наблюдаются наложенные левосдвиговые вязко-пластичные структуры C/S типа. Массовое выплавление гранитов и их неоднородное вовлечение в тектонические процессы является характерным для этапа трансенсии, сопровождающегося фрагментацией и широким образованием зон растяжения.

Таким образом, на основании изотопных и структурно-петрологических данных в интрузивных образованиях Западного Сангилена можно выделить ухадагскую габбро-гранитную ассоциацию, чье внедрение и становление происходило в период 485 млн лет. К данной ассоциации относятся магматические породы, чье внедрение происходило в узкий временной интервал и контролировалось единым тектоническим режимом. Характерными чертами ухадагской ассоциации являются: преобладание гранитоидного магматизма над основным; высоко-щелочная, преимущественно калиевая, специализация кислого магматизма; синтектонический генезис базитов и локальное вовлечение в деформации гранитоидов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов РФФИ № 16-05-01011, 18-05-00105, 18-35-00467-мол_a, планов НИР ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003), проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

Литература

1. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизии тектогенеза / В. Г. Владимиров [и др.] // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
2. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизии системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива / В. Г. Владимиров [и др.] // Geodinamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. I. 2. P. 283–310.
3. Гибшер А. С., Владимиров А. Г., Владимиров В. Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 4. С. 489–492.

4. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива / И. К. Козаков [и др.] // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
5. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических датирований / И. К. Козаков [и др.] // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 631–643.
6. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
7. Петрова А. Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Москва, 2001. 26 с.
8. Петрова А. Ю., Костицын Ю. А. Сравнение U-Pb и Rb-Sr возрастов гранитоидов Западного Сангилен (Ю-В Тува): полемический пересмотр опубликованных данных // Тезисы докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. Москва, 2001. С. 261–263.
9. Численная модель магматического минглинга (на примере баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) / О. П. Полянский [и др.] // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. I. 2. P. 385–403.
10. Эволюция базитового магматизма в ходе кембро-ордовикского коллизионного тектогенеза Центрально-Азиатского складчатого пояса (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) / Р. А. Шелепаев [и др.] // Геология и геофизика. 2018, в печати.

Кармышева Ирина Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, старший преподаватель кафедры Геолого-Геофизического факультета НГУ, г. Новосибирск.

Сравнение докембрийских Восточносибирской и Франклинской ЭПГ-Cu-Ni металлогенических провинций

© *Е. В. Кислов*¹, *А. А. Арискин*^{2,3}, *Р. Е. Эрнст*^{4,5}, *Дж. Х. Бедар*⁶, *А. В. Мальшев*¹

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: evg-kislov@ya.ru

² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия.
E-mail: ariskin@rambler.ru

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия

⁴ Carleton University, Ottawa, Canada, richard.ernst@ernstgeosciences.com

⁵ Томский государственный университет, г. Томск, Россия

⁶ Geological Survey of Canada, Québec, Canada, jean.h.bedard@canada.ca

Данные по геохимии микроэлементов и ЭПГ ультрамафит-мафитовых пород Франклинской крупной изверженной провинции северной Лаврентии были сравнены с данными, характеризующими магматизм Довыренского интрузивного комплекса в Северном Прибайкалье из восточной ветви Восточно-Сибирской металлогенической провинции. В целом, нормализованные на мантию графики несовместимых элементов и благородных металлов не противоречат идеям о вероятной генетической связи между этими двумя верхнерифейскими провинциями. Однако обогащенный характер пород Довырена предполагает более сложную (вероятно, контаминация) предысторию их мантийного источника.

Ключевые слова: геохимия микроэлементов и ЭПГ; Франкин; Довырен.

Comparison of Precambrian East Siberian and Franklin PGE-Ni-Cu metallogenic provinces

*E. V. Kislov*¹, *A. A. Ariskin*^{2,3}, *R. E. Ernst*^{4,5}, *J. H. Bédard*⁶, *A. V. Malyshev*¹

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: evg-kislov@ya.ru

² Moscow State University, Moscow, Russia. E-mail: ariskin@rambler.ru

³ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russia

⁴ Carleton University, Ottawa, Canada, richard.ernst@ernstgeosciences.com

⁵ Tomsk State University, Tomsk, Russia

⁶ Geological Survey of Canada, Québec, Canada, jean.h.bedard@canada.ca

Trace element and PGE geochemistry of mafic-ultramafic rocks from Franklin LIP of northern Laurentia was compared with that characterizing magmatism of the Dovyren Intrusive Complex in northern Transbaikalia, from the eastern branch of the East Siberian metallogenic province. Overall, the mantle-normalized patterns both for incompatible elements and precious metals do not contradict ideas on a probable genetic link between these two Upper Riphean provinces. However, an enriched character of the Dovyren rocks suggests more complex (probably contamination) pre-history of their mantle precursor.

Keywords: Trace element and PGE geochemistry; Franklin; Dovyren.

ЭПГ-Cu-Ni Восточно-Сибирская металлогеническая провинция (ВСМП) включает ряд докембрийских крупных расслоенных интрузивов и ультрамафит-мафитовых тел складчатого обрамления юго-восточного края Сибирского кратона [2]. Предположено, что ВСМП, совместно с региональными роями даек отнесенная к Иркутской крупной изверженной провинции (ЛIP), одновременна с Франклинской ЛIP северной Лаврентии возраста 725–715 млн лет [5]. Обе ЛIP предположительно связаны с распадом Родинии, возможно, что в позднем протерозое Сибирский кратон был смежен с северной Лаврентией [5].

Проведено сравнение Франклинской ЛIP и Довыренского интрузивного комплекса (ДИК) в Северном Прибайкалье, который включает Йоко-Довыренский расслоенный массив (ЙДМ) и приуроченные к нему ультрамафит-мафитовые силлы. ДИК с возрастом ~728 млн лет расположен в ~60 км северо-восточнее озера Байкал и представляет собой восточное крыло ВСМП и часть Иркутской ЛIP. ДИК пространственно и хронологически связан с Иняптук-Сыннырскими вулканитами: высоко-Ti базальтами и низко-Ti базальтами до базальтовых андезитов. Последние по геохимическим и изотопным данным схожи с ДИК, что позволяет предполагать генетическую связь низко-Ti вулканитов с интрузивными породами. Сыннырско-Довыренская позднепротерозойская вулcano-плутоническая ассоциация, включающая ДИК и низко-Ti вулканиты, сформирована на заключительных этапах докембрийской геологической эволюции юго-восточного края Сибирского кратона [1, 3]. В пределах ЙДМ известны сульфидные Cu-Ni руды Байкальского месторождения и многочисленные проявления малосульфидного оруденения ЭПГ [1, 3].

Франклинская LIP простирается на площади >3 млн км² и состоит из габброидных силлов Коронэйшен, базальтов и силлов Минто Инлиер, вулканитов горы Харпер в северной Канаде и соответствующих комплексов в северо-западной Гренландии. Наиболее заметный радиальный рой долеритовых даек Франклин сходится к северному краю Лаврентии (север острова Банкс), отмечая вероятный центр мантийного плюма и потенциальный край неопротерозойского распада [5]. Франклинская LIP считается перспективной на ЭПГ-Cu-Ni минерализацию, особенно силлы Минто Инлиер на острове Виктория и силлы Коронэйшен на южном берегу одноименного залива. Предполагено, что до или во время внедрения силлы Минто Инлиер ассимилировали коровый материал и, что еще более важно, коровые сульфиды, что показывает изотопный состав S и отношения S/Se. Также о перспективности свидетельствует обеднение Ni, Cu и ЭПГ верхних силлов Минто Инлиер и обогащение ЭПГ контактовых скарнов вокруг некоторых силлов [6].

Сходство мафического магматизма и металлогенического потенциала этих провинций позволяют предполагать для них одинаковые или очень сходные мантийные источники. Чтобы проверить эту гипотезу, мы сравнили геохимические данные по базальтам, диабазам и закалочным породам интрузивов, включая как микроэлементы, так и ЭПГ. Эти данные доступны в публикациях, нескольких диссертациях и личных базах данных авторов (например, [3, 4]).

Геохимия микроэлементов. Концентрации РЗЭ в базальтах, диабазах и закаленных породах Франклинской LIP в сравнении с такими же данными ДИК, нормализованные по мантии, нанесены на диаграммы (рис. 1). Обнаруживается значительное сходство составов от Eu до Lu, но породы ДИК показывают явное обогащение легкими РЗЭ от Sm к La. Это коррелирует с повышенными содержаниями Rb, Ba и Pb, а также с более глубоким минимумом Nb-Ta.

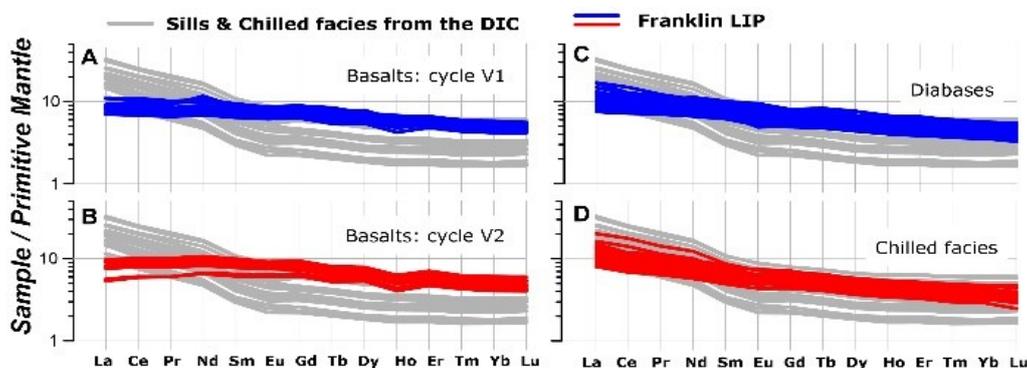


Рис. 1. Нормализованные на мантию диаграммы представительных составов базальтов (А, В), диабазов (С) и закаленных пород (D) Франклинской LIP в сравнении с данными силлов ДИК и ЙДМ.

Геохимия ЭПГ. Составы мафитовых пород Франклинской LIP, нормализованные на мантию, демонстрируют диапазоны от 0.01 до 40 и показывают монотонное увеличение от Ir до Pt и Pd (рис. 2). Содержания в базальтах согласовываются со спектром, типичным для дифференцированных магм ДИК, который зарегистрирован в «насыщенных S закалках» краевых частей ЙДМ. Наоборот, только у немногих образцов диабазов Франклинской LIP содержания подобны примитивным магмам ЙДМ (рис. 2).

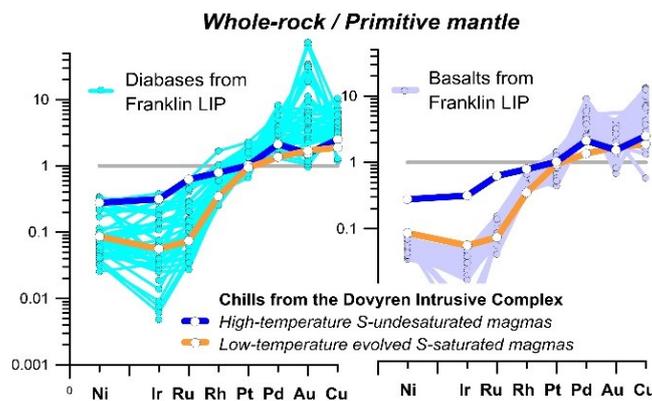


Рис. 2. Валовые нормализованные на мантию составы диабазов и базальтов Франклинской LIP в сравнении с данными закалочных фаций ДИК.

Заключение. Диапазон концентраций несовместимых элементов и ЭПГ, нормализованных на мантию, образцов Франклинской LIP в целом сходны с данными по закалочным фациям ДИК. Это свидетельствует в пользу общего мантийного источника ВСМП и Франклинской LIP, потенциальной рудоносности последней. Однако заметное обогащение DIC легкими РЗЭ, Rb, Ba, Pb вместе с аномальными изотопными составами Rb и Nd [1, 3], предлагают более сложную историю контаминации предполагаемого мантийного источника.

Работа поддержана грантом Российского Научного Фонда № 16-17-10129.

1. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
2. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности / Г. В. Поляков [и др.] // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1689–1704.
3. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility / A. Ariskin [et al.] // Lithos. 2018. V. 302. P. 242–262.
4. Geochemical database of Franklin sills, Natkusiak Basalts and Shaler Supergroup rocks, Victoria Island, Northwest Territories, and correlatives from Nunavut and the mainland / J. H. Bédard [et al.]. Geological Survey of Canada Open file 8009, 2016. 11 p. doi:10.4095/297842.
5. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic / R. E. Ernst [et al.] // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469.
6. Jowitt S. M., Ernst R. E. Geochemical assessment of the metallogenic potential of Proterozoic LIPs of Canada // Lithos. 2013. V. 174. P. 291–307.

Кислов Евгений Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий лабораторией Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Маринкин ультрамафит-мафитовый массив — геодинамика, состав, рудообразование© *Е. В. Кислов*¹, *А. В. Малышев*¹, *В. В. Вантеев*^{1,2}¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: evg-kislov@ya.ru² Бурятский госуниверситет, г. Улан-Удэ, Россия

Маринкин массив концентрически-зонального строения характеризуется ярко выраженной ультрамафитовой частью. Интрузив относится к островодужным комплексам, связанным с закрытием в позднем протерозое Палеоазиатского океана. Сульфидное медно-никелевое оруденение сосредоточено в ультраосновном ядре, нуждается в изучении на глубину.

Ключевые слова: ультрамафит-мафитовый массив; островодужный комплекс; медно-никелевое оруденение.

Marinkin mafite-ultramafite massif — geodynamics, composition, ore genesis*E. V. Kislov*¹, *A. V. Malyshev*¹, *V. V. Vanteev*^{1,2}¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: evg-kislov@ya.ru² Buryatian State University, Ulan-Ude, Russia

Marinkin massif with concentric-zonal structure is characterized by a pronounced ultramafic part. Intrusion belong to island arc complexes connected with Paleoasian ocean closing in the late Proterozoic. Sulphide nickel-copper mineralization is concentrated in the ultramafite core, needs studying to a depth.

Keywords: mafite-ultramafite massif; island arc complex; nickel-copper mineralization.

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив находится в бассейне руч. Маринкин в правом борту р. Тулдуень (левый приток р. Витим) против устья р. Ирокинда. К этому типоморфному интрузиву маринкинского комплекса, возможно близки по составу габброидные тела, расположенные южнее и западнее на площади около 300 кв. км [9]. Массив закартирован Г.А. Кибановым в 1961–63 гг. с положительной рекомендацией на никель. В 1964 г. В. С. Косинов при геологической съемке 1:50 000 отметил вкрапленность сульфидов в ультраосновных породах. В 1968 г. Э.Л. Прудовский [7] описал интрузив и вскрыл зоны медно-никелевого оруденения. Впоследствии изучалась в основном петрология плутона [1, 3, 5, 6, 8, 10].

Выход массива имеет причудливую конфигурацию. Вдоль длинной оси СЗ (320–330°) направления плутон прослеживается на 5,5 км. Максимальная ширина в СЗ части 4 км, в средней — 2 км. Площадь 11 кв. км. Врез руч. Маринкин полностью вскрывает массив по вертикали на 700 м — в русле обнажаются метаморфизованные основные эффузивы.

Маринкин массив концентрически-зональный. В его центре находятся дуниты и плагиодуниты, слагающие вытянутое в субмеридиональном направлении тело в форме эллипса площадью около 2 кв. км. Ультрамафиты часто изменены до серпентинитов и серпентин-актинолитовых пород. Габбро и троктолиты практически полностью замещены в результате постмагматических процессов и воздействия гранитоидов цоизитовыми, цоизит- и сосюрит-актинолитовыми породами. Трахитоидность и полосчатость имеет крутое падение 45–80°. Интрузивные контакты ультраосновных и основных пород не зафиксированы, по-видимому, их можно отнести к внутрикамерным дифференциатам исходной магмы. Среди ультрамафитов больше плагиодунитов, причем содержание плагиоклаза увеличивается в сторону контактов с основными породами. Хорошо выраженная расслоенность с вариациями от плагиодунитов до анортозитов развита на периферии ультрамафитов. Есть участки как ритмичного переслаивания, так и с незакономерного чередования пород, флексуорообразных изгибов, асимметричности и резкого выклинивания слоев.

Минералы достаточно постоянные по составу. Оливин — хризолит (f=9–16,3%), плагиоклаз — битовнит, реже анортит (An₇₀₋₉₄), клинопироксен — субкальциевый низкоглиноземистый высокомагнезиальный авгит (f=13–23%), ортопироксен — алюмобронзит (f=16,2%), амфибол — низкотитанистая роговая обманка (f=19%), содержание Cr₂O₃ в хромшпинелях 19–32% [2]. Распространена зеленая шпинель.

В породах интрузива невысокие концентрации РЗЭ, менее 10 хондритовых единиц, пологие отрицательные спектры. Обогащение легкими лантаноидами подчеркивается тем, что значение (La/Yb)_n, нормализованное по хондриту, составляет 2,5–6,4. Во всех результатах положительная европиевая аномалия (Eu/Eu*)_n=1,7–3,2, показывающая фракционирование плагиоклаза. Мультиэле-

ментные диаграммы, нормированных на примитивную мантию, демонстрируют минимумы Ta, Hf, Ti и Zr, обогащение LILE и Sr, что, как и преобладание легких РЗЭ, характерно для островодужных базальтов.

По данным Sm-Nd метода, возраст Маринкина интрузива составляет 825 ± 12 млн. лет [3], он отнесен к островодужной ассоциации [8]. Сравнение спектров РЗЭ с данными по другим островодужным массивам (Аккермановский, Кирпичнинский, Булкинский, Гальмознанский, Лукиндинский, Мунилканский, Нуралинский, платиноносный пояс Урала) показало их сходство. Формирование Маринкина массива проходило в неопротерозойский этап ультрамафит-мафитового магматизма юго-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы, связанным с формированием Байкало-Муйского океанического бассейна Палеоазиатского океана и Келянской островодужной системы.

Сульфидное медно-никелевое оруденение локализуется в пределах ядра. Отмечена как площадная редкая рассеянная вкрапленность, так и линейные зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Рассеянная вкрапленность преимущественно пирротина и пентландита характерна для всех пород. Количество сульфидов обычно не превышает 0,5–1% породы. Характерны мелкие вкрапленники пентландита и троилита, реже мономинеральные. В свежих породах мелкие (0,03–0,35 мм, иногда до 1 мм) изометричные до угловатых вкрапленники находятся в интерстициях оливина. Встречаются цепочкообразные выделения по стыкам и трещинкам зерен. Наблюдались очень мелкие (<0,01 мм) эмульсионные и каплевидные включения в оливине и плагиоклазе. Пентландита обычно больше троилита до девятикратного преобладания, иногда их количество одинаковое. Редко в пентландите встречается маккинавит. Халькопирит очень редок, отдельные зерна отмечаются по границам сульфидов, в прожилках вторичных минералов, отмечены пластинчатые структуры распада твердого раствора в кубаните. При серпентинизации сульфиды замещаются магнетитом, халькопирита становится больше. Соотношения пентландита и троилита в измененных породах сохраняются. Сульфидная минерализация троктолитов аналогична, но троилита (пирротина) больше, он преобладает над пентландитом.

Э. Л. Прудовский вскрыл две зоны гнездово-вкрапленного оруденения СЗ простирания 100×500 и 100×750 м. Максимальные содержания: Ni до 0,6%, Co — 0,08%, Cu — 0,15%. Преобладает рассеянная вкрапленность, но в брекчированных породах содержание сульфидов превышает 10%, наблюдаются ветвистые прожилки и маломощные линзочки сульфидов длиной до 1–1,5 см. Прожилки могут быть до 10–15 см длиной и 0,1–0,2 см шириной. Вкрапленники сульфидов обычно размером 0,5–2 мм, реже 2–4 мм. Преобладают пирротин, пентландит, реже халькопирит, часто встречаются хромит и магнетит, второстепенные — халькозин и виоларит. Пирротин ксеноморфный, в интерстициях оливина. Иногда он обволакивает зерна оливина или проникает в него тончайшими пленками по трещинам. В пирротине встречаются пластинки троилита. Пентландит и пирротин обычно тесно ассоциируют, формируя единые зерна. Реже встречаются самостоятельные неправильные выделения пентландита. Он составляет 30–60% объема сульфидов. Часто по пентландиту развивается виоларит. Халькопирит значительно меньше, он более поздний. Пирротин и пентландит бывают окружены халькопиритом, иногда замещаются им. Изредка халькопирит слагает мелкие прожилки, замещаемые халькозином. Сульфиды образуются позже оливина и хромита.

С целью выяснения источника серы был проанализирован изотопный состав серы сульфидов вмещающих амфиболитов из вреза руч. Маринкин: $\delta^{34}\text{S}$ 2,2 и 1,4 ‰, а также сульфидов сборной пробы дунитов 1,6 ‰. Полученные данные не позволяют судить об источнике серы.

Рассеянная сульфидная вкрапленность первого типа имеет ликвационное происхождение на магматической стадии. Об этом говорят мелкие каплевидные включения сульфидов в оливине. Второй тип минерализации очевидно связан с поздней стадией, на что указывают прожилки сульфидов в серпентинизированных ультрамафитах. Это оруденение определяется протяженными зонами брекчирования и трещиноватости. Оно зафиксировано в гольцовой части интрузива на 1 км выше долины р. Тулдунь. Богатые сульфидные медно-никелевые руды можно предполагать в нижней части ультрамафитового ядра. Тогда их можно вскрыть штольнями из долин рек.

Таким образом, Маринкин массив концентрически-зонального строения характеризуется ярко выраженной ультрамафитовой частью. Интрузив относится к островодужным комплексам, связанным с закрытием в позднем протерозое Палеоазиатского океана. Сульфидное медно-никелевое оруденение сосредоточено в ультраосновном ядре, нуждается в изучении на глубину.

Литература

1. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. П. А. Балыкин [и др.] Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

2. Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.
3. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса / А. Э. Изох [и др.] // Доклады академии наук. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.
4. Изох А. Э., Туркина О. М., Поляков Г. В. Этапы островодужного магматизма южного обрамления Сибирского кратона: проблема индикаторных магматических формаций // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. С. 110–113.
5. Маринкин массив — платинометалльно-медно-никелевое рудопроявление в Средне-Витимской горной стране / Е. В. Кислов [и др.] // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 222–225.
6. Конников Э. Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
7. Прудовский Э. Л., Грудинин М. И. Особенности геологического строения и вещественного состава дунит-троктолитового массива Маринкин (Средне-Витимская горная страна) // Геологические формации Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1972. С. 13–14.
8. Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
9. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса / В. В. Ярмолюк [и др.] // Доклады академии наук. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
10. Kislov E. V., Malyshev A. V., Orsoev D. A. Marinkin massif — platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia // *Northwestern Geology*. 2009. V. 42. 185–188.

Кислов Евгений Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий лабораторией Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Литолого-стратиграфический анализ плейстоценовых осадочных толщ долины р. Селенга (Западное Забайкалье)

© *В. Л. Коломиец*^{1,2}, *Р. Ц. Будаев*¹, *А. В. Перевалов*¹

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@ginst.ru

² Бурятский государственный университет, Улан-Удэ

Террасовый комплекс Селенги и ее притоков – рек Джида, Чикой и Хилок формировался в аквальных обстановках седиментации, что подтверждается литолого-фациальным и палеопотамологическим анализами. Высокие террасовые уровни имеют озерно-аллювиальный генезис, они окончательно сформировались в среднем неоплейстоцене. Позднелепесточные низкие террасовые уровни имеют речное происхождение. Установленные закономерности коррелируются с особенностями осадкообразования в сухоходольных впадинах Байкальской рифтовой зоны и свидетельствуют о единстве циклов региональной седиментации Прибайкалья и Забайкалья.

Ключевые слова: плейстоцен; межгорные впадины; террасы; осадконакопление; генезис; фации; литолого-стратиграфический и палеопотамологический анализы; Западное Забайкалье.

Lithological-stratigraphic analysis of Pleistocene sedimentary strata in valley of the Selenga River (Western Transbaikalia)

V. L. Kolomiets^{1,2}, *R. Ts. Budaev*¹, *A. V. Perevalov*¹

¹ Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, kolom@ginst.ru

² Buryat State University, Ulan-Ude

On the basis of lithological-facial and paleopotamological analyzes, an aquatic environment for sedimentation of the terrace complex of the Selenga River and its tributaries, the rivers Dzhida, Chikoy and Khilok, was established. The high terrace levels have a lacustrine-alluvial genesis, they finally formed during the Middle Neopleistocene, and the lower accumulative terraces of the Late Neopleistocene age accumulated in river accumulation environments. This circumstance correlates with the nature of precipitation formation in the intermountain depressions of the Baikal rift zone and allows one to affirm the unified regional sedimentary cycles of the Baikal and Transbaikalia.

Keywords: Pleistocene; intermountain basins; terraces; sedimentation; genesis; facies; lithological-stratigraphic and paleopotamological analysis; Western Transbaikalia.

Одним из интересных, но не решенных однозначно до сих пор вопросов плейстоценового седиментогенеза Прибайкалья и Западного Забайкалья является проблема формирования и возраста песков большой мощности (от десятков до первых сотен метров), получивших повсеместное распространение, как в межгорных депрессиях зоны Байкальского рифта, так и в Западном Забайкалье (бассейн р. Селенга).

Усть-Джидинская впадина расположена в нижнем течении р. Джида и на правом берегу Селенги в пределах Дырестуйско-Убур-Дзакойского структурного понижения. Характерными формами рельефа данного района являются надпойменные террасы и увалы, сложенные псаммитовыми и близкими к ним по составу породами большой мощности. Так, на правом берегу р. Селенга, от границы с Монголией протяженностью до 30 км расположен высокий террасовал изменчивой относительной высоты – от 35–40 м в вершинной (разрезы «Хоронхой», «Усть-Кяхта») до 60–65 м над уровнем воды в нижней части (разрез «Дэбэн»).

Разрез «Дэбэн» (в 6 км к югу от с. Дэбэн) до глубины 55.8 м сложен песчаными осадками с небольшой примесью псефитового материала. Основание разреза (55.8–62.0 м) выполнено галечниками 2–4-го класса окатанности. Венчающая разрез до глубины 2.3 м толща сложена неслоистым разнозернистым карбонатизированным песком с внедрениями мелкой гальки и гравия. Разрез «Усть-Кяхта» (мощность вскрытой толщи 21 м) расположен в 3-х километрах юго-западнее с. Усть-Кяхта. Отложения – главным образом тонко-мелкозернистые пески, имеющие слабовыраженную субгоризонтальную текстуру. Нижняя часть террасовала видимой мощностью 10 м (разрез «Хоронхой») вскрыта карьером в 800 м юго-восточнее станции Хоронхой и состоит из субгоризонтально переслаивающихся тонко-мелкозернистых и крупно-среднезернистых песков озерно-аллювиального происхождения с добавками материала аллювиального и коллювиального генезиса.

На правобережье устьевой части долины р. Джида распространены надпойменные аккумулятивные террасы высотой 10–12 и 18–20 м. Разрез «Дырестуй-1» глубиной 13.6 м вскрывает 18–20-м

террасу, толща которой выполнена мелко-среднезернистыми псаммитами с примесью более крупных песчаных частиц субгоризонтального и слабонаклонного залегания. Преобладающий генезис осадков аллювиально-озерный, присутствуют также образования речного происхождения. Средой формирования субгоризонтально-слоистых алевро- и алевритово-мелкозернистых песков являлась прибрежная зона акватории неглубоких постоянных озеровидных водоемов со слабыми волнениями и придонными течениями (преобладание береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации). Впадавшие в данный бассейн постоянные водотоки имели речной облик. Мелкозернистые алевропески, алевро-, алевритово-мелкозернистые, алевритово-средне-мелкозернистые пески аллювиальной части разреза соотносятся с русловыми нестрежневыми фациями.

Толща низкой 10–12-метровой террасы р. Джиды (9.9 м) вскрыта разрезом «Дырестуй-2» и состоит из тонко-мелкозернистых песков с добавкой средне-крупнозернистых частиц и редкого гравия субгоризонтально- и неясно-слоистой текстуры. Им свойственно полигенетическое происхождение с доминированием русловых нестрежневых фаций аллювиальной макрофации. Отложения лимно-речного генезиса формировались в неглубоких (до 2 м) слабопроточных озеровидных водоемах с умеренным гидрологическим режимом водотоков. Нефлювиальные осадки данного разреза принадлежат аллювиально-пролювиальному генотипу.

Террасовый комплекс долины р. Чикой состоит из двух среднеплейстоценовых террасовых уровней – V (40–60 м) и IV (25–35 м), а также позднеплейстоценовых надпойменных террас (10–12 и 5–8 м). 40–60-метровый террасовал (разрез «Староселенгинск» в расширенной части долины р. Селенга при впадении р. Чикой) состоит из субгоризонтально- и наклонно-слоистых средне-мелкозернистых песков с линзами более зернистых частиц и грубообломочных включений. Происхождение толщи – аквальное, имеет место чередование по вертикали речных (верхняя и средняя толщи) и аллювиально-озерных (нижняя толща) условий образования осадков.

На правобережье р. Чикой в 7 км выше устья распространен большой песчаный массив (IV уровень, разрез «Чикой»). Состоит из разнозернистых песков водного генезиса накопившихся как в обстановках русел и прирусловых отмелей, так и в лимно-аллювиальных условиях. Этот же террасовый уровень (разрез «Харлун-1») изучен на правобережье реки выше устья р. Харлун. Он сформирован субгоризонтально- и наклонно-слоистыми песками (ритмичные озерно-аллювиальные псаммиты верхней части разреза и аллювиальные пески косой текстуры с внедрениями псефитов снизу). Возраст его формирования – вторая половина среднего плейстоцена. В перекрывающих склоновых отложениях найдены ископаемые остатки *Equus caballus oss.*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus*, *Roephagus baikalensis* [1].

10–12-метровая терраса р. Чикой (разрез «Красный» на левобережье р. Чикой в 15 км от с. Харьста) образована переслаивающимися средне-мелкозернистыми песками и дресвяно-щебнистыми отложениями аквального генезиса. Обилие псефитовых частиц связано с размывом коренного берега выше по течению р. Чикой.

Хилокская межгорная впадина имеет субширотное простирание, в ее днище широкое развитие получили террасы и широкие подгорные шлейфы, которые сложены разновозрастными аллювиальными, пролювиальными и эоловыми отложениями. В правом борту р. Еланка (левый приток р. Хилок) в 6 км к северу от с. Елань изучен высокий (40–60 м) террасовый уровень (разрез «Елань-1», глубина 18.8 м). Его осадочная толща, состоящая из частиц всего псаммитового спектра – от тонко- до грубозернистых частиц, имеет водное происхождение и накапливалась в среднем неоплейстоцене (данные геологической съемки масштаба 1:200000). Для разреза присуще ритмичное повсеместное переслаивание субгоризонтальной, наклонной и косой текстуры (угол наклона – 16–18 – 26–30°).

Коэффициент вариации песков с преобладающими значениями $v=0.58-0.79$ свидетельствует о водном бассейне седиментации – неглубоком проточном лимническом водоеме. Для 2-го (глубина 2.1–2.8 м) и 5-го (6.5–6.9 м) литологических горизонтов характерен аллювиальный генезис ($v>0.8$). По палеогидрологическим данным глубины палеобассейнов не превышали 1.2–2.1 м. Число Фруда ($Fr=0.02-0.08$) устанавливает для водотока равнинный тип стационарных русел с беспрепятственным течением воды. В фациальном отношении субгоризонтальные осадки накапливались в прибрежной полосе акватории неглубоких проточных озеровидных водоемов, а наклонно- и косослоистые пачки – мигрирующими речными потоками с малыми скоростями движения воды.

Разрез «Елань-2» (левый борт долины р. Еланка с высотой уступа 13–14 м) вскрывает подножье высокого террасовала. До глубины 9.4 м изучены пески субгоризонтального и слабонаклонного залегания комплексного происхождения ($v=0.62-0.80$). По палеодинамическим характеристикам формирование осадков осуществлялось в условиях стабильного проточного озера с глубинами 1.3-1.6 м.

Палеопотоки имели равнинный тип русел ($Fr=0.02-0.05$) с постоянным течением в благоприятных условиях состояния ложа.

Двухчленное строение характерно также для 10–12-м террасы р. Хилок (разрез «Шадай» в устье оврага восточнее с. Бичура). Верхняя 5-метровая толща сложена массивными лессовидными карбонатизированными песчанистыми отложениями. Ниже ее (интервал 5.0–12.0 м) залегают чередующиеся между собой алевро-, средне- и мелкозернистые пески субгоризонтальной текстуры аллювиального происхождения ($v=0.83-1.09$) за исключением шестого горизонта (10.0–11.2 м) комплексного генезиса ($v=0.73$). Палеоводоток имел равнинный ($Fr=0.04-0.08$) тип русла. Фациально-генетическая природа осадков – аллювиальные грядовые русловые пески речной макрофации. Подошва данной террасы (восточная окраина Бичуры) до высоты 2.1 м от днища карьера сложена тонкослоистыми субгоризонтальными и слабоволнистыми песками мелко-крупнозернистой структуры со слоями илистых песков, алевритов и глин.

Низкой 5–8 м террасе свойственно двухчленное строение. Верхняя часть имеет лессовидный облик с криогенными нарушениями, нижняя толща сложена аллювиальными разнозернистыми песками слоистой текстуры.

Таким образом, высокие террасы межгорных впадин Западного Забайкалья окончательно оформились в среднем неоплейстоцене, подтверждением чему являются коррелятные осадочные толщи ниже-среднеоплейстоценового возраста [1]. Для среднего неоплейстоцена Усть-Джидинской впадины характерны подпорные озерно-речные условия седиментации, связанные либо с тектоническим подпором в зоне Боргойского хребта, либо с ингрессионным влиянием вод оз. Байкал. Палеозеро протягивалось на 20–25 км вверх по долине Селенги, так как толщи преимущественно озерно-речного генезиса и подобных структурно-текстурных особенностей прослеживаются от с. Дэбэн до ст. Хоронхой. Слагающие высокие террасы рр. Чикой и Хилок осадки имеют аквальный генезис и формировались как в речных, так и в озерно-речных обстановках седиментации. Формирование позднеоплейстоценовых низких надпойменных террас во всех долинах осуществлялось в аллювиальных условиях осадконакопления.

1. Базаров Д.-Д. Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1986. 184 с.

Коломиец Владимир Леонидович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, доцент кафедры геологии Бурятского государственного университета, г. Улан-Удэ.

Магматический контроль золотого оруденения Западного Приморья (по геофизическим данным)

© *С. Н. Кононец, М. Г. Валитов, Т. А. Харченко*

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева, г. Владивосток, Россия.

E-mail: s_kononets@poi.dvo.ru

Выполнен анализ регионального гравитационного поля Северо-Востока Китая, Кореи и Западного Приморья. Сопоставлено распределение золоторудной минерализации с развитием мезозойского магматизма и отрицательными аномалиями поля силы тяжести. Подтверждено существование триас-юрского Северо-Китайского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, к восточной границе которого приурочен Комиссаровско-Фадеевский рудный район. На основе анализа геологических, минералогических, петрофизических и геофизических материалов проведено районирование западной части Ханкайского массива, составлена схема интерпретации с элементами минералогии. Сделан вывод о связи золотого оруденения с юрским магматизмом, что увеличивает перспективы обнаружения золотого оруденения в приханкайском районе Западного Приморья.

Ключевые слова: Западное Приморье; Ханкайский массив; метагабброидный фундамент; Северо-Китайский вулканоплутонический пояс; тектоно-магматическая активизация; гранитоидные интрузии; золотое оруденение; отрицательные гравитационное поле; области разуплотнения; градиент поля.

Magmatic control of the gold mineralization western Primorye (by geophysical data)

S. N. Kononets, M. G. Valitov, T. A. Kharchenko

V. I. Ilichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia. E-mail: s_kononets@poi.dvo.ru

The carried out is analysis of the regional gravitational field of the Northeast of China, Korea and Western Primorye. Compared the distribution of gold mineralization with the development of Mesozoic magmatism and negative anomalies of the gravity field. Confirmed the existence of Triassic-Jurassic North China margin-continent volcanic-plutonic belt, to the eastern border of which is timed Komissarovsko-Fadeevsky ore district. Based on the analysis of geological, mineralogical, petrophysical and geophysical materials carried zoning of the western part of the Khanka massif and compiled scheme of interpretation with elements of mineralogy. A conclusion made about the relationship of gold mineralization with Jurassic magmatism, which increases the prospect of finding gold mineralization in the Prikhankay district of the Western Primorye.

Ключевые слова: Western Primorye; Khankai Massif; metagabbroid base; North-China volcano-plutonic belt; tectonic-magmatic activation; granitic intrusions; gold mineralization; negative gravitational field; decomposition areas; density; field gradient.

Рассматриваемая площадь относится к восточной части Центрально — Азиатского орогенного пояса, расположена в северо-западной части Приморья в пограничной зоне двух террейнов: Вознесенского, входящего в Ханкайский супертеррейн и Лаоелин-Гродековского террейна [1]. Минералогическую специализацию зоны определяют многочисленные золоторудные проявления золото-кварц-сульфидного типа, объединенные в Западно-Приморскую зону с глубинным и гипабиссальным золотым и платиновым оруденением в палеозойских геосинклинальных складчатых комплексах (черносланцевых и вулканогенных), развитых в Лаоелин — Гродековском террейне [5, 9]. Согласно последним данным [2] считается, что все эпохи минерализации связаны с этапами тектоно-магматической активизации, проявившиеся в формировании гранитоидных интрузий в позднепермское (рязановский комплекс, кларк золота (кк)-3.4), раннеюрское (гвоздецкий комплекс, кк-6.4) и раннемеловое время. Главной эпохой рудообразования является раннеюрская [2]. По гравиметрическим данным предполагается неглубокое залегание метагабброидного фундамента [5], зафиксированного в северо-восточной части площади, имеющего также повышенный кларк (9.5) и являющегося определяющим источником золота [5]. Лейкократовые граниты золотоносного раннеюрского гвоздецкого комплекса в силу низкой плотности являются источником отрицательных гравитационных аномалий, что позволило использовать гравитационное поле для выделения зон разуплотнения и в пределах них локальных интрузий гвоздецкого комплекса. Установлено [9], что наиболее благоприятными для оруденения являются структуры с глубинным взаимодействием гранитоидных масс с фемическими комплексами пород. На данной площади такой структурой является зона Западного-Приморского разлома, выраженный зоной градиента поля силы тяжести, ограничивающий с востока зону разуплотнения (I)

(рис.1), к которой приурочен золото-серебряный Комиссаровский и золото-платиновый Фадеевский рудные районы.

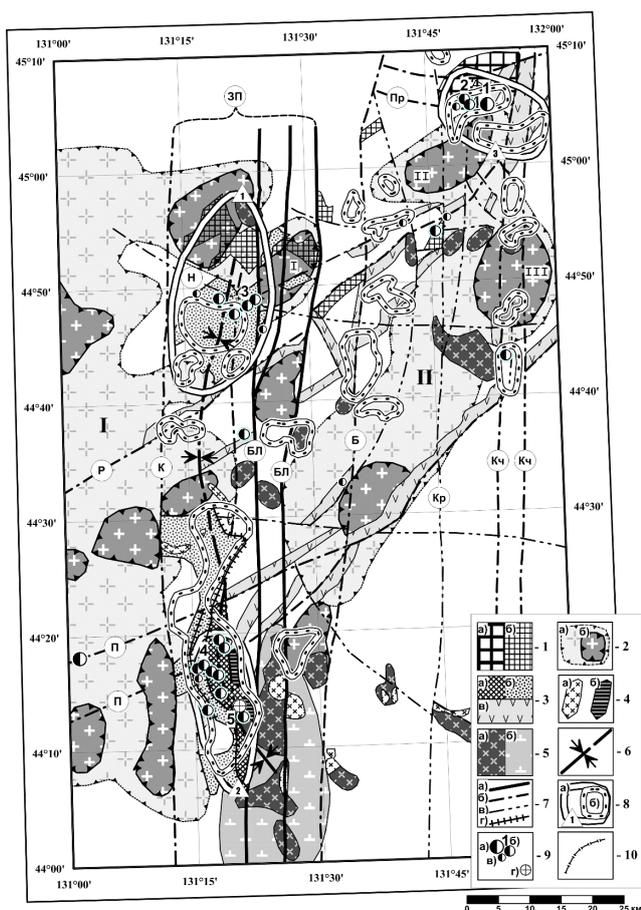


Рис. 1. Структурная схема района исследований с элементами минерации

1 — блоки метагабброидного фундамента ХМ: а) выходящие на поверхность, б) близповерхностные; 2 — зоны разуплотнения (зоны мезозойской тектономагматической активизации): а) региональные, б) локальные; 3 — докайнозойские осадочно-вулканогенные отложения: а) силурийские, б) ниже-верхнепермские, в) верхнетриасовые андезитобазальты; 4 — интрузии основного состава выходящие на поверхность: а) диориты, б) габбро-диориты; 5 — скрытые тела базитового состава: а) диориты, б) габбро; 6 — ось Пограничного прогиба; 7 — разломы: а) I порядка: ЗП — Западно-Приморский, БЛ — Барабаш-Левадовский, б) II порядка: К — Каменушкинский, Б — Богуславский, Кч — Качалинский, Р — Решетинский, П — Пограничный, Пр — Первомайский, в) III порядка: Н — Нестеровский, Кр — Кирпичный, г) надвиги — Лысухинский; 8 — а) рудные узлы: Комиссаровский (1), Фадеевский (2), Первомайский (3), б) литохимические ореолы развития рудной минерализации; 9 — полезные ископаемые: а) золоторудное месторождение Первомайское (1), б) проявления: Кирпичное (2), Комиссаровское (3), Софье-Алексеевское (4), в) пункты минерализации, г) золото-платиновое проявление Байкал (5)

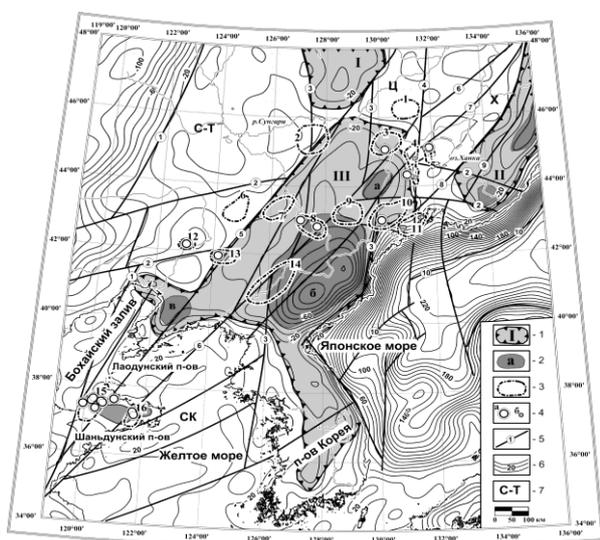


Рис. 2. Схема районирования гравитационного поля территорий Приморья, Северо-Востока Китая и Кореи по материалам [6,7,10] с дополнениями авторов: Области разуплотнения: 1 — региональные: Сихотэ-Алинская (I), Муданьцзянская (II), Восточно-Китайская (III); 2 — локальные; 3 — контуры рудных районов и их номера; 4 — месторождения и проявления; 5 — системы разломов и их номера: Нэньцзян (1), Вэйбэй (2), система Муданьцзян: Муданьцзянский (3), Западно-Приморский (4); система Танлу-Дунми: Ишу-Харпийский (5), Дунми (6), Ялуцзян (7), Западно-Сихотэ-Алинский (8), Арсеньевский (9); Южно-Приморский (10); 7 — геологические блоки: Суннэнь — Туранский (С-Т); Цзямусы (Ц); Ханкайский (Х); Северо-Китайский (СК)

Палеозойские черносланцевые отложения Фадеевского узла, имеющие высокий кларк золота, испытали палеозойскую и мезозойскую тектономагматическую активизации. Последняя наиболее ярко проявилась в северной части площади. Согласно возрастным датировкам [8] Первомайское месторождение связано с верхнетриасовым дайковым комплексом и приурочено к контактной зоне высокоплотного блока с гравиметрическим минимумом. Область разуплотнения (I) протягивается на территорию Китая, где известны крупные золоторудные месторождения с яньшанской эпохой рудообразования (рис.2). Нами был проведен сопоставительный анализ распределения золоторудной минерализации северо-восточного Китая и Западного Приморья [2] с развитием мезозойского магматизма [11] и отрицательными аномалиями поля силы тяжести [10].

Выявленная Восточно-Китайская область разуплотнения отвечает раннемезозойскому окраинно-континентальному вулканоплутоническому поясу [4, 6], гранитоиды [11] которого относятся к магнетитовой серии, продуцирующие халькофильное оруденение. Проведенные нами петрофизические измерения свидетельствуют о повышенной магнитности палеозой-мезозойских магматических образований в Западном Приморье с коэффициентами окисленности соответственно $f = 0.44$ и 0.34 что позволяет их отнести к продуктивным интрузиям [3] на обнаружение золотоносных зон золото-кварц-сульфидного типа [9]. Значительные объемы потенциально золотоносных позднепермского и раннеюрского комплексов, достаточно уверенно фиксируемые в геофизических полях, расширяют перспективы обнаружения коренных месторождений золота в Западном Приморье.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2 кн. / Под ред. Ханчука А. И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист (L-52, 53); (K-52, 53) — оз. Ханка. Объяснительная записка. / Под ред. Коваленко С.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 343 с.
3. Мишин Л. Ф., Романовский Н. П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогенической специализации рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 31–42.
4. Мишин Л. Ф., Чжао Чунзин, Солдатов А. И. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части востока Азии и их зональность // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 28–47.
5. Западное Приморье: геология, геодинамика структурирования и аспекты металлогении / П. Л. Неволин [и др.] // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278–299.
6. Романовский Н. П., Малышев Ю. Ф., Горошко М. В., Мезозойский гранитоидный магматизм и металлогения области сочленения Центрально-азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 35–54.
7. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. Отв. ред. Шатков Г. А., Вольский А. С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
8. Ханчук А. И., Сахно В. Г. Первые U-Pb SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов Юго-Западного Приморья // Доклады академии наук. 2010. Т. 431. № 4. С. 516–520.
9. Эйриш Л. В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2003. 148 с.
10. Garcia E. S., Sandwell D. T., Smith W. H. F. Retracking CryoSat-2, Envisat and Jason-1 radar altimetry waveforms for improved gravity field recovery // Geophys. J. Int. 2014. V. 196 (3). P. 1402–1422. DOI 10.1093/gji/ggt469
11. Chinese Geological Atlas (in Chinese). Ma L. F. (Chief Editor). Beijing: Geological Publishing House, 2002. 348 p.

Кононец Светлана Николаевна, ст. инженер Тихоокеанского Океанологического института, г. Владивосток.

Невидимое золото в пиритах и арсенопиритах месторождения Вернинское (Северное Забайкалье)

© А. А. Котов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, Россия. E-mail: kotovaleksey@gmail.com

Сульфидная минерализация представлена, в основном, пиритом и арсенопиритом. В парагенезисе с ними в значительно меньшем количестве встречается халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды и другие минералы. Для выявления различий по химическому составу, в пиритах и арсенопиритах месторождения был проведен микрозондовый количественный анализ, а для оценки распределения невидимого золота в последовательных генерациях этих рудных минералов был использован метод LA-ICP-MS.

Ключевые слова: Вернинское; невидимое золото; сульфидные руды; LA-ICP-MS; Северное Забайкалье.

Invisible gold in pyrite and arsenopyrite of the Verninskoye deposit (Northern Transbaikalia)

A. A. Kotov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia.
E-mail: kotovaleksey@gmail.com

Sulphide mineralization is represented by pyrite and arsenopyrite. In paragenesis with them, chalcopyrite, sphalerite, galena, faded ores and other minerals are found in a much smaller amount. A microprobe quantitative analysis was carried out to determine the differences in chemical composition, in pyrites and arsenopyrite deposits, and the LA-ICP-MS method was used to estimate the distribution of invisible gold in successive generations of these ore minerals.

Keywords: Verninskoye; invisible gold; sulphides; LA-ICP-MS; Northern Transbaikalia.

Изучение формы нахождения и распределения золота в главных рудных минералах позволяют проследить поведение золота в рудных процессах. Распределение золота в золоторудных пиритах и арсенопиритов месторождения Вернинское малоизучены. Большая часть работ проводимых в данном направлении была посвящена месторождению Сухой Лог [1, 2, 3], расположенному в 12 км от месторождения Вернинское, и месторождениям Южно Бодайбинской группы [4]. Предложенные в перечисленных работах этапы рудообразования, мы учитывали при интерпретации результатов по Вернинскому месторождению.

Основной тип руд на месторождении прожилково-вкрапленный с основной пирит-арсенопиритовой минерализацией, представленной в рудных телах №1, №2, и жильный, представленный зоной Первенец. Проведенные детальные исследования текстур и минерального состава руд месторождения Вернинское показали многоэтапность его формирования. Было установлено, что форма нахождения тонкозернистого пирита, позволяют считать его наиболее ранним среди сульфидных выделений. Скопления тонкозернистого пирита, образующие линзовидные секущие, полосчатые согласные и овоидальные скопления, возможно образованы в результате регионального метаморфизма. Агрегаты пирита, встречающиеся в толщах в виде отдельных идиоморфных кристаллов (от 0,1 мм до 5 мм), не образующих скопления, относятся к более поздней генерации нежели две ранее описанные. Идиоморфные крупные (от 0,5 до 2 см) кристаллы пирита, имеют сложное внутреннее строение, и приурочены к кварцевым прожилкам. Гигантские кристаллы-агрегаты пирита (от 2 см), приурочены к песчаникам, имеют идиоморфную форму, а приуроченные к сланцам образуют гнездовидные агрегаты (до 15 см). Крупные кристаллы арсенопирита, часто образующие гнездовые скопления, нарастают на пириты ранних генераций. Вкрапленные руды, с звездчатыми агрегатами арсенопирита (от 2 до 5 см), являются наиболее продуктивными на месторождении и отличаются почти полным отсутствием в них пиритов. Отдельного внимания заслуживает жильная минерализация на месторождении, которая выделяется в отдельную минерализованную зону Первенец. В ней выделяются существенные гнездовые скопления самородного золота и пентагон-додэкаэдрического пирита, относящегося к последней генерации пирита на месторождении.

Выше сказанное свидетельствует о сложной, многоэтапной истории формирования месторождения. Для изучения распределения невидимого золота в пиритах и арсенопиритах месторождения был проведен количественный анализ, был использован метод LA-ICP-MS (ИГЕМ, аналитик Абрамова В. Д.).

В терригенных толщах района, как и на Вернинском, так и на других месторождениях района распространены тонкозернистые пириты (первый км), а вмещающие их породы не сопровождается гидротермально-метасоматическими изменениями, что позволяет нам отнести его к самой ранней генерации (py-1). По данным количественного анализа полученного методом LA-ICP-MS в данном пирите были установлены высокие содержания золота (до 7,9 г\т). Даная генерация пирита отличается высоким содержанием золота (рис. 1а).

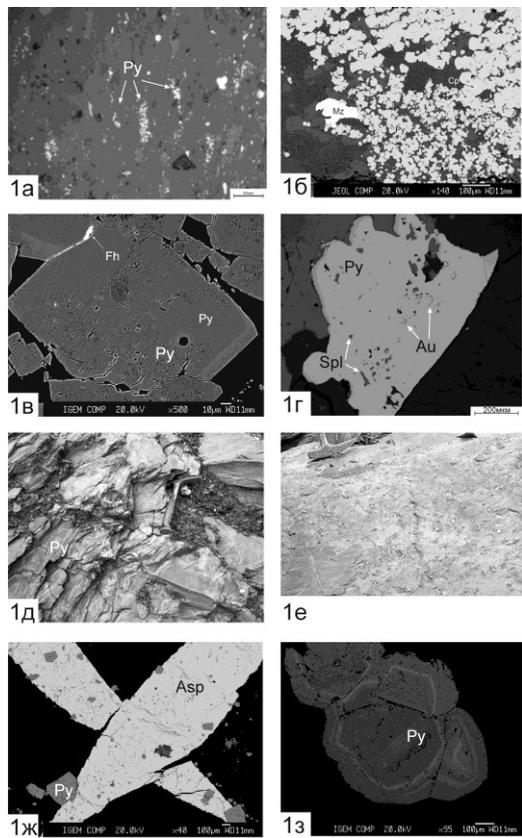


Рис.1. Морфология золоторудных пиритов и арсенопиритов месторождения Вернинское. а — скопления тонкодисперсного пирита (py-1) (Py — пирит); б — скопления тонкозернистого пирита (py-2) с включениями халькопирита (Cp) и зерном монацита (Mz); в — скопление идиоморфных кристаллов пирита (py-3) с включением блеклой руды (Fh); г — зерно пирита (py-4) с включениями золота (Au) и сфалерита (Spl); д — гнездо агрегата гигантских кристаллов пирита (py-5) с кварцем; е — вкрапленные арсенопиритовые руды, сложенные крестоподобными агрегатами крупных кристаллов арсенопирита; ж — игольчатые кристаллы арсенопирита (Asp); з — пентагон-додэкаэдрические зерна пирита.

Тонкозернистый пирит образующий более крупные скопления (py-2) отличается от py-1 более низкими содержаниями Au (0,16 — 1,8 г\т). Среди пирита можно встретить халькопирит, из рудных, а также моноцит (рис. 1б).

Встречающиеся в толщах, чаще всего за пределами рудных тел, идиоморфные кристаллы пиритов (py-3) размером в несколько миллиметров, редко образуют скопления (рис. 1в). В агрегатах, сложенных py-3, в пределах рудных тел, часто присутствует вкрапленность других рудных минералов, халькопирита, галенита, сфалерита и блеклых руд. Золото в одной пробе показало 3,15г\т, однако в основном, в пиритах данной генерации,

по данным LA-ICP-MS, в пределах обнаружения золота не фиксируется.

Более крупная разновидность (py-4) идиоморфных кристаллов пиритов (от 2 до 5 см) всегда сопровождается кварцевыми теньями давления (рис. 1г), либо расположены в пределах кварцевых прожилков, относится к продуктивной рудной ассоциации, т.к. в пиритах этой генерации часто присутствуют включения золота, а также халькопирита, сфалерита, галенита, блеклой руды [и др.] Крупные кристаллы пирита (py-5), часто образующие скопления (до 15см), имеют сложное внутреннее строение (рис. 1д). В позднем пирите имеет место наложенное золото, ассоциирующее со сфалеритом, халькопиритом, реже галенитом. Пириты данной генерации часто имеют зональное строение, которое фиксируется разными содержаниями As и Co в центре кристалла и на краю.

На нижних вскрытых горизонтах карьера (~200м) месторождения Вернинское рудная минерализация представлена исключительно арсенопиритом. Арсенопирит наблюдается в виде крупных кристаллов-агрегатов (до 8см) (рис. 1е) и тонко-игольчатыми кристаллами (рис. 1ж), часто образующими крестоподобные сростки. Во всех арсенопиритах месторождения присутствует Au (до 11,9 г\т.). Однородность арсенопиритов месторождения может свидетельствовать об схожести условий их образования.

К наиболее поздней стадии рудной минерализации, относятся агрегаты пентагон-додэкаэдрического пирита, который встречается только в жильной зоне Первенец (рис. 1з). Встречается данный пирит с гнездовыми скоплениями самородного золота, а форма его нахождения позволяет отнести его к завершающей стадии. В исследованных образцах обнаружена ростовая зональность, связанная с зонами обогащенными As (рис. 1ж).

Золото, образующее гнездовые скопления в жильной зоне Первенец, представлено округлыми зернами размерами до первых миллиметров, и, в виде тонких пленок, в зальбандах жил. Золото высокопробное, содержит Ag от 9 до 12 мас.%, однако золото из включений в пиритах и арсенопиритах, содержит от 0,14 до 1,01 мас.% Fe и менее 4,44 мас.% Ag со средним содержанием Au 95,45 мас.%.

Распределения золота в рудах месторождения Вернинское подтверждает сложную историю формирования месторождения. Как видно, состав ру-1 отличается от ру-2, повышенным содержанием Au. По отношению к ру-3, химический состав ру-4 и ру-5 отличается повышенным содержанием Au (0,73 мас.%, в среднем в каждом). Арсенопиритовая минерализация представлена двумя генерациями, однако в них не обнаружены отличия по составу и распределению золота. Самая поздняя генерация пирита, представленная в минерализованной зоне Первенец, относится к завершающей стадии, и отличается пентагон-додэкаэдрической формой кристаллов, с четко проявленной в отраженных электронах ростовой зональностью, связанной с зонами насыщенными мышьяком и обедненными им.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» по договору № 09/2018/РГО-РФФИ.

Литература

1. Буряк В. А., Хмелевская Н. М. Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира. Владивосток: Дальнаука, 1997. 157 с.
2. Распределение концентраций золота в месторождениях Бодайбинского рудного района / Н. В. Вилор [и др.] // Руды и металлы. 2007. № 1. С. 34–43.
3. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях Копыловское и Кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным СРМА и ЛА-ИСП-МС / Е. Е. Паленова [и др.] // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 71–92.
4. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log Deposit, Lena gold province, Russia / R. R. Large [et al.] // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 1233–1267.

Котов Алексей Александрович, младший научный сотрудник Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва.

Ультрабазит-базитовые комплексы и месторождения Сибирской трапповой провинции: новые геохимические и геофизические данные

© *Н. А. Криволицкая*¹, *Б. В. Беляцкий*², *А. В. Латышев*³, *А. С. Долгал*⁴, *Б. И. Гонгальский*⁵,
*Н. М. Свирская*¹, *Я. Бычкова*³

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия.
E-mail: nakriv@mail.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия. E-mail: bbelyatsky@mail.ru

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия.
E-mail: anton.latyshov@gmail.com

⁴ Пермский государственный университет, г. Пермь, Россия. E-mail: dolgal@mi-perm.ru

⁵ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия.
E-mail: brgon@mail.ru

Норильские месторождения — единственный пример локализации крупных PGE-Cu-Ni месторождений в пределах крупнейшей в мире Сибирской магматической провинции, что ставит вопрос о связи рудообразования с трапповым магматизмом. Большинство существующих моделей образования месторождений не учитывают их геолого-тектоническое положение, которое имеет принципиальное значение для решения проблем их генезиса. Впервые приводятся геохимические и геофизические данные об ультрабазит-базитовых массивах из разных районов провинции. Продемонстрировано максимальное разнообразие магматических пород в пределах палеорифтовых зон, где находятся медно-никелевые месторождения, образование которых связывается с длительностью накопления сульфидного вещества в этих структурах.

Ключевые слова: магматические месторождения; Норильск; траппы; интрузивы; геохимия; Сибирская платформа.

Ultrabasic-basic complexes and deposits of the Siberian trap province: new geochemical and geophysics data

*N. A. Krivolitskaya*¹, *B. V. Belyatsky*², *A. V. Latyshev*³, *B. I. Gongalsky*⁴, *N. M. Svirskaya*¹, *Ya. V. Bychkova*³

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russia. E-mail: nakriv@mail.ru

² All-Russian Geological Institute, St-Petersburg, Russia. E-mail: bbelyatsky@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

⁴ Institute of Geology of ore deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia.
E-mail: brgon@mail.ru

⁵ Perm State University, Perm, Russia, dolgal@mi-perm.ru

Norilsk deposits are a single example of localization of large PGE-Cu-Ni deposits within the world's largest Siberian magmatic province. This raises the question of the relationship of ore formation with trap magmatism. Most of the existing models of deposits origin do not take into account their geological-tectonic position, which is of fundamental importance for solving the problems of their genesis. For the first time, geological, geochemical and geophysical data on ultrabasic-basite massifs from different regions of the province are given and the maximum variability of igneous rocks within the paleo-rift zones is found, where copper-nickel deposits are located. The formation of deposits is associated with the duration of accumulation of the sulfides in these structures.

Keywords: magmatic deposits; Noril'sk; traps; intrusions; geochemistry; Siberian platform.

Норильские месторождения занимают особое место среди медно-никелевых месторождений мира, благодаря своим огромным запасам никеля и платиновых металлов, а также особенностям геологического строения. Это единственный пример локализации уникальных месторождений в пределах крупнейшей Сибирской трапповой провинции. Это ставит наиболее остро вопрос о генетической связи рудообразования с трапповым магматизмом, который отражается в современных моделях образования месторождений. Наибольшее распространение получила гипотеза формирования руд в условиях открытой магматической системы [1, 2], где интрузивы рассматриваются как горизонтальные части каналов, служащих для поступления магм на поверхность. Важным ее аспектом является признание огромной роли ассимиляции расплавом вмещающих пород, в частности, ангидритов, которые могут являться поставщиками серы для образования руд. Эта модель не учитывает пространственное расположение месторождений в пределах провинции. Последнее принималось во внимание в гипотезе образования норильских месторождений в условиях закрытой системы, предполагающей вынос

сульфидов в капельном виде напрямую из мантии [3]. Наиболее благоприятными зонами для этого процесса рассматривались краевые зоны платформы с сосредоточенными здесь глубинными разломами. Однако в последние годы было установлено коровые характеристики пород [4, 5] и малоуглубинный уровень заложения основных разломов, что требует создания новой модели образования норильских руд. Проблема образования месторождений может быть решена только при всестороннем анализе тектоники и магматизма всей провинции.

Авторам были изучены магматические образования в нескольких ключевых районах Сибирской трапповой провинции, для которых ранее не применялись современные геохимические методы исследования вещества: Норильского района (новые массивы), южного Таймыра, долин рек Кулюмбэ, Нижняя Тунгуска и Ангара. Вулканические и интрузивные породы первых двух из названных районов характеризуются наибольшим разнообразием составов, отражающих разные источники их исходных маг. В Норильском районе и на Таймыре присутствуют как высокомагнезиальные образования (до 30 мас.% MgO) с повышенным содержанием титана (2-5 мас.% TiO₂, вплоть до образования промышленных титаномагнетитовых руд — Дюмталейский массив; интрузивы норильского комплекса; гудчихинской, туклонской свит), так и субщелочные породы (ивакинская, сыверминская, сырадасайская свиты) и типичные траппы (моронговская-хараелахская, бетлинская свиты). Наблюдается и значительный разброс отношений редких элементов и радиогенных изотопов: так La/Sm отношение колеблется от 2.0 до 8.4, Gd/Yb в пределах 1.4-5.5, а ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr меняется от 0.703 до 711. Практически все интрузивные породы этих районов содержат сульфиды, концентрации которых во многих случаях достигают промышленных значений (Черногорский массив, Норильск 2, Вологочанский, Зуб-Маркшейдерский, Бинюдинский и др.), а иногда образуют уникальные руды (Талнахский, Хараелахский и Норильск 1 массивы).

Магматические породы центральной части провинции (как вулканиты, так и интрузивы), распространённые в долине р. Нижняя Тунгуска, а также р. Ангары, отличаются удивительной выдержанностью составов — концентрации MgO и TiO₂ меняются в них незначительно (5–7 и 1.3–1.5 мас.% соответственно), а La/Sm и Gd/Yb отношения варьируют в узких пределах 2.0–3.2 и 1.4–1.6. В настоящий момент сульфидная минерализация в этой части провинции не обнаружена.

Промежуточное положение занимают интрузивные породы Кулюмбинской площади, которые обладают сходством с образованиями и северной части провинции, и южной. Наряду с широко распространёнными массивами катангского комплекса, близкого по своим геохимическим параметрам с интрузивами Тунгуски и Ангары, здесь распространены массивы, строение и геохимические особенности которых аналогичны таковым Норильского района (повышенная магнезиальность пород, наличие сульфидной вкрапленности).

Проявленные геохимические закономерности тесно связаны с глубинным геологическим строением указанных районов. Норильский район и Южный Таймыр находятся на крыльях Енисей-Хатангского прогиба, с формированием которого связано и образование Норильско-Игарской палеорифтовой зоны, прослеживающейся от Талнаха до Туруханска. От нее отходят сходные по строению и выявленные с помощью псевдогравитационного поля ветви [6]: Большеавамская, Дюпкунская и Тунгусская. Кулюмбинская площадь располагается как раз в области Дюпкунской ветви и, таким образом, может рассматриваться как перспективный район на обнаружение медно-никелевых месторождений.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что принципиальное значение для образования месторождений в пределах трапповой провинции имеет тектоническая структура коры, где в длительно развивающихся участках происходило многократное внедрение как мантийных, так и коровых магм, содержащих сульфиды, которые постепенно накапливались в ходе геологических процессов (магматических, метаморфических).

Авторы искренне благодарны геологам ООО «Норильскгеология» за помощь в проведении полевых работ — В. А. Радько, А. В. Лапковскому, И. В. Сидоренко, В. Н. Ситникову и многим другим.

Литература

1. Радько В. А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19–27.
2. Naldrett A. J. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalts // Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 1945–1962.
3. Лихачев А. П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006, 496 с.

4. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia / P. C. Lightfoot [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V.114. P. 171–188.

5. Изотопная геохимия норильских месторождений / О. В. Петров [и др.] Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.

6. Долгаль А. С., Чехович К. М. Комплексная интерпретация геопотенциальных полей при поисках медно-никелево-платинового оруденения (Норильский район) // *Геология и геофизика.* 1998. Т. 39. № 11. С. 1615–1625.

Криволицкая Надежда Александровна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, г. Москва.

Распределение элементов в тонкослоистых богатых Nb-REE рудах массива Томтор (по данным сканирования РФА-СИ)

© *Е. В. Лазарева*¹, *С. М. Жмодик*¹, *А. В. Толстов*², *Н. С. Карманов*¹, *А. В. Дарьин*¹, *И. С. Кириченко*¹

¹ Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия.

E-mail: lazareva@igm.nsc.ru

² АК АЛРОСА (ПАО), г. Мирный, Россия. E-mail: TolstovAV@alrosa.ru

Представлены результаты изучения распределения главных элементов (Fe, Mn, Ti, Nb, Ce, La) в тонкослоистых богатых REE-Nb рудах массива Томтор. Проведено сканирование образца руды поперек слоистости с шагом 0,2 мм, используя неразрушающее, высокоразрешающее сканирование методом РФА-СИ. Данные элементного сканирования сопоставлены с изучением минерального состава. Сравниваются закономерности распределения Ce, La, Nd в фосфатах REE и веществе в целом.

Ключевые слова: месторождения REE и Nb; зона окисления; карбонатиты; монацит; крандаллит.

The distribution of elements in the thin-layered Nb-REE rich ores of the Tomtor massif (according to the SR-XRF scanning data)

*E. V. Lazareva*¹, *S. M. Zhmodik*¹, *A. V. Tolstov*², *N. S. Karmanov*¹, *A. V. Dar'in*¹, *I. S. Kirichenko*¹

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: lazareva@igm.nsc.ru

²Alrosa PJSC, Mirny, Russia. E-mail: TolstovAV@alrosa.ru

The results of studying the distribution of the main elements (Fe, Mn, Ti, Nb, Ce, La) in thin-layered high-grade REE-Nb ores of the Tomtor massif are presented. Scanning of the ore sample across the lamination in 0.2 mm increments was carried out using non-destructive, high-resolution scanning by SR-XRF method. The data of scanning are compared with the study of mineral composition. The regularities of the distribution of Ce, La, Nd in REE phosphates and the substance as a whole are compared.

Keywords: REE and Nb deposits; oxidation zone; carbonatites; monazite; crandellite.

На севере Республики Саха (Якутия) располагается уникальное Nb-REE месторождение, связанное с Томторским массивом ультраосновных щелочных пород и карбонатитов [3, 4]. Широко известны богатые руды трёх пластовых залежей (участки Северный, Южный и Буранный) [2], которые, заполняют впадины на «просевшей» коре выветривания, сформированной по карбонатитам. Вещество богатых руд, согласно проведённым ранее исследованиям, формировалось в гипергенных условиях, о чём свидетельствуют обнаруженные растительные остатки. Размер минеральных частиц руд (80% < 20 мкм) говорит о том, что большая часть вещества образовалась в результате гидрохимического осаждения из раствора. Соглашаясь с ранее проведёнными исследованиями [1], авторы полагают, что руды являются озерными отложениями, сложенными обломочными минералами, поступившими из пород массива (пироклор, оксиды Ti, кварц и т.д.) и аутигенными хемогенно-осадочными (монацит, минералы группы крандаллита, гётит и т.д.) [2]. В типичных богатых рудах тонкозернистая масса монацита, минералов группы крандаллита и гетита составляет тонкослоистую структуру. Ширина отдельных, четко выделяемых, слоев в некоторых местах не превышает 20 мкм. В этой тонкодисперсной массе наблюдаются отдельные зерна пироклора или оксидов Ti. Главным минералом редкоземельных элементов в Nb-REE рудах и породах коры выветривания является монацит. В рудах монацит образует экзотические биоморфные агрегаты и редко встречается в виде субмикронных кристаллов. Монацит в рудах участка Буранный распространен в виде наночастиц размером около 50 нм, которые плотным слоем покрывают внешнюю часть галлуазитовых трубок (длиной 800—3000 нм, диаметром 300 нм) и создают своеобразные биоморфные агрегаты [2]. Монациты из пород участков Северный и Южный по морфологическим особенностям сходны. Как показали исследования монацитов из руд участка Буранный, соотношение La-Ce-Nd в них различается. На диаграмме Ce-La-Nd (рис. 1В) точки составов изученных монацитов образуют небольшое поле. Прослеживается тренд: при сходном соотношении La и Nd — изменяется содержание Ce. Вопрос о генезисе богатых руд, по-прежнему, остаётся дискуссионным. Для выявления условий образования высоких Nb-REE концентраций проведено исследование закономерностей распределения элементов в рудах методом сканирования образца поперек слоистости с шагом 0.2 мм, используя неразрушающее, высокоразрешающее сканирование РФА-СИ. Измерения проводились на станции коллективного пользования СЦСТИ (Сибирский центр синхротронного и терагерцового излучения в Институте ядерной физики СО РАН

имени Г.И. Будкера), с помощью электрон-позитронного накопителя ВЭПП-3. Данные сканирования сопоставлены с изучением минерального состава образца руды.

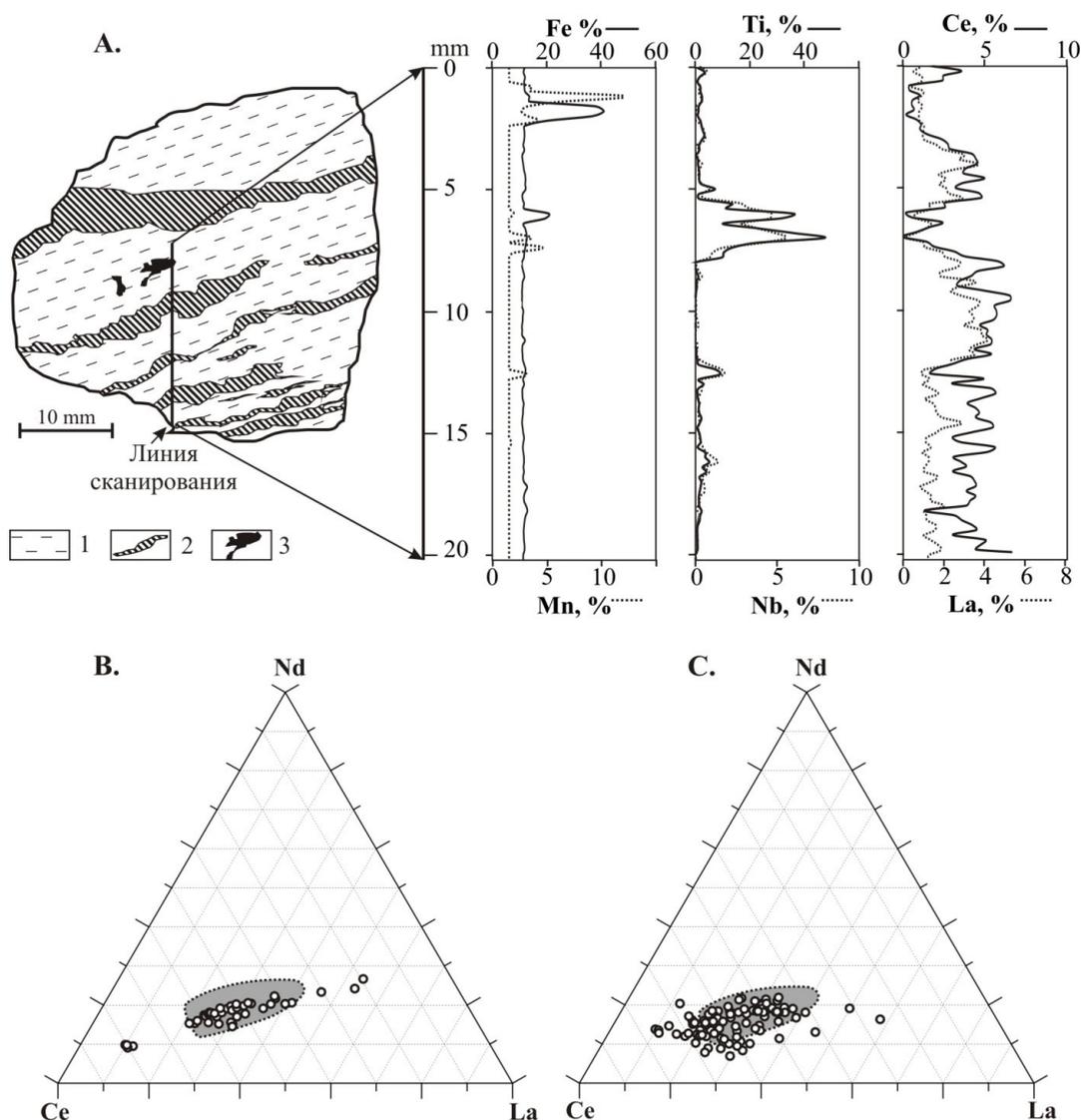


Рис. 1. Закономерности распределения Fe, Mn, Ti, Nb, Ce, La во фрагменте тонкослоистых богатых REE-Nb руд массива Томтор (скв. 308, инт. 63м, участок Южный) по данным сканирования РФА-СИ (А.), Ce, La, Nd в фосфатах REE по данным СЭМ (В.) и веществе руды по данным сканирования РФА-СИ: 1 — тонкослоистое вещество сложенное преимущественно минералами группы крандаллита, монацитом (и/или рабдофаном) и гётитом; 2 — слои и линзы обогащённые обломочным веществом, преимущественно оксидами Ti, 3 — обособления пирита; серое поле на диаграммах Ce-La-Nd — составы монацитов участка Буранный.

Для изучения выбран типичный образец руды участка Южный. Он сложен преимущественно минералами группы крандаллита, монацитом (и/или рабдофаном) оксидами Ti с примесью Fe, Nb. Встречаются единичные зёрна апатита, пирита, сфалерита, галенита. Установлено небольшое количество каолинита, мусковита, пирохлора, кварца. Содержание Nb_2O_5 составляет 0.49 % (обеспечивается в основном примесью в оксидах Ti), REE_2O_3 — 10 %, Y_2O_3 — 0.19 %. Основная масса вещества представлена тонкими слоями в которых преобладают монацит совместно с гётитом или минералы группы крандаллита. Хорошо выделяются слои, сложенные обломочным материалом — преимущественно сравнительно крупными зёрнами рутила (до 1 мм) — на профиле сканирования они выделяются высокими содержаниями Ti и Nb (рис. А). Встречаются отдельные обособления пирита (пики Fe) и слои сложенные родохрозитом (пики Mn). Распределение Ce и La местами подобно, но в отдельных участках противоположно — т.е. при увеличении содержания Ce снижается содержание La. Разница в соотношении La-Ce-Nd также ярко проявлена в разных морфологических типах фосфатов REE (рис. В). Фосфаты, с наиболее высоким содержанием Ce формируют агрегаты из игольчатых (или пластин-

чатых) индивидов. Промежутки в агрегатах (тип 1) заполнены фосфатом REE (тип 2) с меньшим содержанием Се. Весьма распространены трубчатые агрегаты фосфата REE, в которых трубочки расходятся от единого полого центра (тип 3), подобные монацит-галлуазитовые агрегаты установлены в рудах участка Буранный [2]. По составу эти образования находятся в средней части тренда и подобны монацитам участка Буранный. Сложные экзотические образования фосфата редких земель в виде плотного цветка с заполненной сердцевинной (тип 4) имеют наиболее низкое содержание Се.

На трёхкомпонентной диаграмме различные соотношения La-Ce-Nd проявлены в виде тренда, который, в целом, подтверждается и по данными РФА-СИ, но с несколько большим разбросом (рис. С). Такая неоднородность составов проявляется на нормированных спектрах распределения REE в виде изменений размера и знака Се аномалии. Появление положительной аномалии Се, как правило, наблюдается в океанических или почвенных железо-марганцевых конкрециях и объясняется переменными окислительно-восстановительными условиями, влияющими на изменение степени окисления Се, с +3 на +4. Можно предположить такое изменение и при формировании богатых руд массива Томтор. В пользу этого вывода также свидетельствует и сонахождение минералов Fe разных степеней окисления: гётит — Fe^{3+} и пирит — Fe^{2+} .

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 18-17-00120.

Литература

1. Коноплев А. Д., Кузьмин В. И., Эпштейн Е. М. Геолого-минералогические особенности делювиально-озерной россыпи на коре выветривания редкометалльных карбонатитов // Минералогия и геохимия россыпей. М.: Наука, 1992. С. 111–124.
2. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) / Лазарева Е. В. [и др.] // Геология и Геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1080–1115.
3. Минерогения кор выветривания карбонатитов. Методическое руководство / Ред. Н. В. Межеловский. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2011. 308 с.
4. Толстов А. В. Главные рудные формации севера Сибирской платформы. М.: ИМГРЭ. 2006. 212 с.

Лазарева Елена Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Вещественная характеристика вмещающих пород Новопавловского молибденового месторождения

© *В. С. Ланцева*¹, *Р. А. Бадмацыренова*^{1,2}

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: valery_fox@list.ru

² Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: brose@ginst.ru

Получены новые данные по петро- и геохимическим, минералогическим особенностям гранитоидов, вмещающих молибденовое оруденение. Граниты по своим вещественным характеристикам отнесены к А-гранитам с повышенными содержаниями большинства LIL- и HFS-элементов. Новопавловское месторождение принадлежит к плутоногенно-гидротермальному типу кварц-молибденитовой и кварц-молибденит-пиритовой минеральных формаций.

Ключевые слова: гранит; месторождение; молибден; Забайкалье.

Material characteristics of the host rocks of the Novopavlovka molybdenum deposit

*V. S. Lantseva*¹, *R. A. Badmatsyrenova*^{1,2}

¹ Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: valery_fox@list.ru

² Buryat State University, Ulan-Ude, Russia. E-mail: brose@ginst.ru

New data on the petro- and geochemical, mineralogical features of granitoids containing molybdenum mineralization have been obtained. Granites have been referred to A-type granites in terms of their material characteristics with high content of most LIL- and HFS-elements. The Novopavlovka deposit belongs to the plutogenic-hydrothermal type of quartz-molybdenite and quartz-molybdenite-pyrite mineral formations.

Keywords: granite; deposit; molybdenum; Transbaikalia.

Новопавловское месторождение расположено на левобережье р. Чикой, на северном склоне Харгантуйского хребта в 165 км к югу от г. Улан-Удэ. Месторождение приурочено к штоку гранит-порфиров соготинского комплекса среднего-верхнего триаса [1,2]. С поверхности шток картируется в виде удлиненного в северо-восточном направлении эллипсовидного тела размером 1×0,5 км и сложен гидротермальноизмененными гранит-порфирами и мелкозернистыми лейкогранитами (рис. 1).

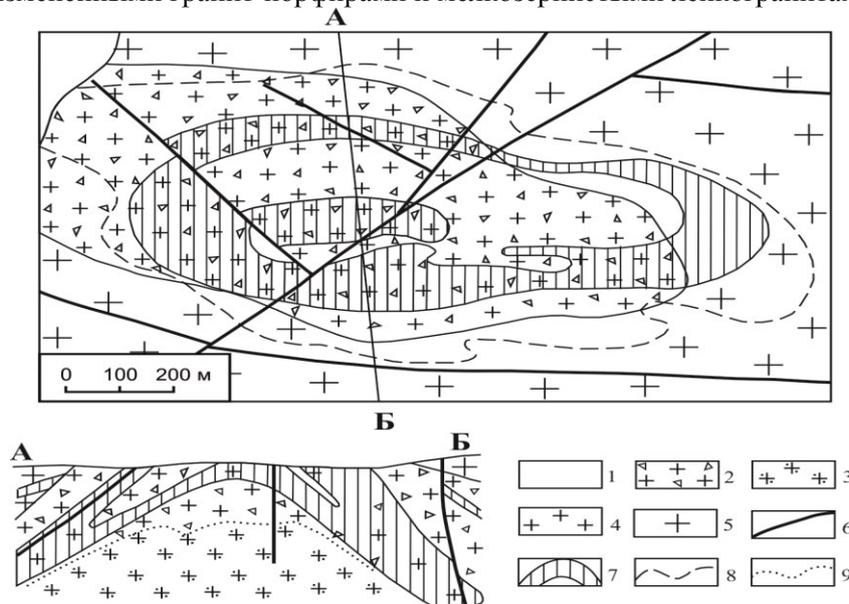


Рис. 1. Схема геологического строения и разрез по линии А-Б Новопавловского месторождения. По [1] с дополнениями. 1 — четвертичные отложения. Соготинский субвулканический комплекс среднего — позднего триаса: 2 — эруптивные брекчии гранит-порфиров, 3 — порфировидные граниты и гранит-порфиры, 4 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 5 — субщелочные граниты, граносиениты, сиениты и кварцевые сиениты куналейского интрузивного комплекса поздней перми — раннего триаса; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудная залежь; 8 — контуры эндогенного ореола молибдена; 9 — предполагаемая геологическая граница гранит-порфиров и эруптивных брекчий.

Месторождение сложено преимущественно крупнозернистыми биотитовыми, биотит-амфиболовыми гранитами и граносиенитами. Измененная фация этих пород представлена окварцованными, осветленными порфировидными среднезернистыми, неравномернозернистыми разностями гранитов и граносиенитов.

В центральной части месторождения гранитоиды прорываются штокообразным массивом гранит-порфиров. На поверхности штока гранит-порфиров представляется округлым, удлинённым в северо-восточном направлении телом измененных (в основном, окварцованных) лейкократовых мелкозернистых гранитов, с четко выраженной порфировой структурой, с тонкозернистой кварц-полевошпатовой основной массой. Окраска пород светло-серая, серая.

Тело гранит-порфиров имеет форму штока, наклоненное под углом 70-80° на юго-восток. Размеры штока порядка 1,5×2,5 км, эрозией вскрыта лишь апикальная часть его крыла. Гранит-порфиры состоят из кварца (65–70%), калиево-натриевого полевого шпата криптопертитового строения (20–25%) и альбита (10–15%). Количество темноцветных минералов (биотит) не превышает 1-2%. Из акцессорных минералов встречаются циркон, барит, монацит, баритоцелестин, целестин, бастнезит, торит, ксенотим. Рудные минералы представлены рутилом, ильменитом, титаномагнетитом, пиритом и молибденитом. Отмечается повсеместное окварцевание, альбитизация, реже грейзенизация. Неправильные зерна вторичного кварца корродируют зерна первичного кварца и полевого шпата, образуя гнездовидные и прожилковидные обособления. Альбит развивается, в основном, по калишпату. Из вторичных минералов встречаются также мусковит, кальцит и ангидрит.

В центральной части штока отмечается полоса (200×400м) сложенная автомагматическими брекчиями гранит-порфиров. Они представляют собой измененные окварцованные, альбитизированные, участками грейзенизированные обломочные породы. В обломках (от 0,2–0,3 см до 5–7 см) помимо гранит-порфиров отмечается брекчия сиенитов, мелко- и среднезернистых гранитов.

На месторождении отмечаются повсеместно жилы и прожилки кварца, однако, количество их незначительное. Максимальное количество прожилков, отмеченных в канавах, достигает 10-12 прожилков на 1 м. В основном же наблюдалось не более 2-3 прожилков на 1 м. Мощность прожилков колеблется от нитевидных до 2–3 см; кварц бесцветный, сероватый, полупрозрачный. Ориентировка прожилков разнообразная, падение крутое, близкое к вертикальному.

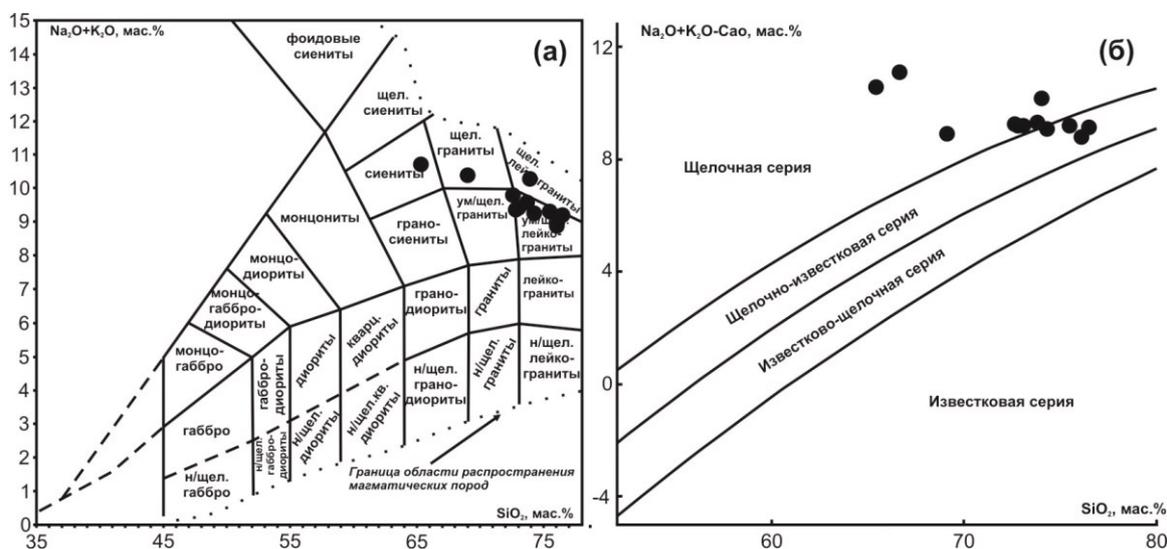


Рис. 2. Классификационная диаграмма $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ [5], модифицированная Л. Н. Шарпенко с соавторами [3] (а), и диаграмма $(K_2O + Na_2O - CaO) - SiO_2$ [4] (б) для гранитоидов вмещающих Новопавловское молибденовое месторождение.

Геохимические особенности гранитоидов. Отличительной особенностью гранитоидов является калиево-натриевый тип щелочности ($Na_2O/K_2O = 0,52 - 0,99$). На диаграмме $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ (рис. 2а) точки их составов попадают в поле лейкократовых гранитов умеренно-щелочного и щелочного рядов, а на диаграмме $(K_2O + Na_2O - CaO) - SiO_2$ (рис. 2б) они располагаются преимущественно в пределах полей щелочно-известковых и щелочных пород.

На диаграмме $K_2O - SiO_2$ точки составов гранитоидов лежат в поле пород высококалиевой и шшонитовой серии. Индекс агпаитности (NK/A) этих гранитоидов меняется от 0,61 до 0,73, увели-

чиваясь с ростом кремнекислотности. Они характеризуются повышенной железистостью ($f = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0,56-0,91$), весьма и крайне высокой глиноземистостью ($A/\text{CNK} = 5,6-26$). Гранитоиды отличаются повышенными и высокими содержаниями большинства LIL- и HFS-элементов. Гранитоиды характеризуются отрицательными аномалиями Sr, Ti и положительными аномалиями Rb, Ba, Th, U, K, Nb, LREE, Zr. Спектры распределения REE имеют дифференцированный характер ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 23,7-66,3$). При этом отношение Eu/Eu^* изменяется в небольших пределах от 0,12 до 0,16. По классификации Дж. Вэйлина с соавторами [6] гранитоиды относятся к гранитам А-типа.

Месторождение относится к плутоногенно-гидротермальному типу и представлено выходящей на поверхность залежью промышленных молибденовых руд, приуроченной к штоку гранит-порфиров. В плане залежь имеет форму замкнутого кольца шириной от 30 до 180 м, погружающейся от центра наподобие симметричной антиклинальной складки (рис. 1). Мощность её составляет от 70 до 100 м. В пределах залежи выделены два рудных тела (верхнее и нижнее) залегающих в виде крутопадающих ($35-55^\circ$) полос оруденелых пород, разделенных безрудным интервалом мощностью от 50 до 70 м. Максимальная глубина подсечения рудных горизонтов составляет 290 м. Оруденение приурочено к интенсивно трещиноватым и дробленным породам, содержание молибдена варьирует от 0,012 до 0,28%. Молибденовые руды преимущественно вкрапленные, однако наблюдаются и рудные прожилки. Наиболее богатые руды с содержанием молибдена до 0,2–1% связаны с кварц-молибденитовыми, кварц-молибденит-пиритовыми прожилками. Общее количество таких руд не превышает 5–7%. Прогнозные ресурсы категории P_1 подсчитаны только по нижнему рудному телу, они составляют 57 тыс. т в рядовых и бедных рудах, в том числе — 18 тыс. т в богатых рудах [2].

Литература

1. Батурина Е. Е., Рипп Г. С. Молибденовые и вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья (основные черты металлогении и геохимии). М.: Наука, 1984. 152 с.
2. Селенгинский рудный район: геологическое строение, минералогия, геодинамика, перспективы развития / И. В. Гордиенко [и др.] // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 1. С. 9–37.
3. Шарпенко Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей — кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
4. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
5. A classification of igneous rocks and glossary of terms / R. W. Le Maitre [et al.] // Blackwell, Oxford, 1989.
6. Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Ланцева Валентина Сергеевна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Эпитермальные флюоритовые месторождения Западного Забайкалья

© *Е. И. Ласточкин, Г. С. Рипп, Д. С. Цыденова, В. Ф. Посохов*
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: gin-buryatia-07@yandex.ru

В результате проведенных изотопных исследований установлено, что кварц эпитермальных флюоритовых месторождений Западного Забайкалья характеризуется облегченным изотопным составом кислорода (от -3,4 до +2,6‰ $\delta^{18}\text{O}$). Сера пиритов этих месторождений обогащенная легким изотопом (от -1,8 до -7,7‰ $\delta^{34}\text{S}$) свидетельствует о трансформации в процессе поступления ее глубинного источника.

Ключевые слова: флюорит; пирит; кварц; изотопия; Забайкалье.

Epithermal fluorite deposits of Western Transbaikal

E. I. Lastochkin, G. S. Ripp, D. S. Tsydenova, V. F. Posokhov
Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: gin-buryatia-07@yandex.ru

As a result of carried out isotope studies it was established that the quartz of epithermal fluorite deposits of the Western Transbaikalia is characterized by a light isotopic composition of oxygen (from -3.4 to +2.6 ‰ $\delta^{18}\text{O}$). The sulfur of pyrites of these deposits enriched with a light isotope (from -1.8 to -7.7 ‰ $\delta^{34}\text{S}$) indicates a transformation in the process of its deep source intake.

Keywords: fluorite; pyrite; quartz; isotopic; Transbaikalia.

По запасам флюорита Россия занимает четвертое место в мире после Китая, Мексики и ЮАР обладая 12.8% балансовых запасов его промышленных категорий. Главным объектом промышленных месторождений плавленого шпата в России является эпитермальный кварц-флюоритовый тип. Этот тип месторождений распространен в основном на Дальнем Востоке и в Забайкалье. В Восточном Забайкалье выявлено более 300 проявлений и месторождений где ведется промышленная добыча плавленого сырья. В Западном Забайкалье сосредоточено 14,36% общероссийских балансовых запасов флюорита [1]. Здесь обнаружено более 150 проявлений и месторождений. Крупными запасами плавленого шпата обладает Монголия, где разведано 60 месторождений и обнаружено несколько сотен проявлений флюорита [2].

Обобщение результатов многочисленных публикаций, включающих типизацию флюоритовых месторождений Восточного и Западного Забайкалья, их вещественный состав, геологоструктурные особенности, зональность рудных тел даны в монографических работах [2, 3]. Эти данные обусловили выделение Центрально-Азиатского флюоритоносного пояса, протягивающегося от Алдана до Монголии [4]. Для Западного Забайкалья большая часть результатов изучения флюоритовых месторождений (геологическое строение, минеральный состав, окорудные изменения) зафиксирована в работах К.Б. Булнаева [5, 6].

Главными объектами наших исследований были эпитермальные месторождения Западного Забайкалья. Кроме эпитермальных флюоритовых проявлений здесь известны флюоритсодержащие: фтор-бериллиевые (Ермаковское, Ауник, Амандак), молибден-вольфрамовые (Булуктаевское, Джидинская группа), редкоземельные карбонатиты (Аршанское, Южное) и бастнезитсодержащие флюоритовые проявления (Портовое, Улан-Удэнское).

Эпитермальные месторождения слагают жилы выполнения, зоны тектонических брекчий, сцементированных флюоритовым и кварц-флюоритовым агрегатом и тела метасоматического образования. Они характеризуются простым и устойчивым минеральным составом, включающим в основном флюорит и кварц. В отдельных случаях к этим минералам добавляются кальцит, барит, цеолиты, пирит, глинистые минералы. Среди них выделяют флюоритовый (Куранжинское, Березовское), кварц-флюоритовый (Хурайское, Наранское), кальцит-кварц-флюоритовый (Убукунское, Эгита), барит-кальцит-кварц-флюоритовый (Абагайтуйское, Аро-Таширское, Усуглинское и др.) и пирит-флюоритовый (Калангутуйское) минеральные типы. Большинство проявлений расположено в гранитах, кристаллических сланцах, гнейсах и лишь небольшая часть залегает в карбонатных породах (Эгитинское). На рисунке показано пространственное распределение этих проявлений в Западном и Восточном Забайкалье, а также объекты проведенных изотопных исследований.

Данные по определению абсолютного возраста месторождений в настоящее время практически отсутствуют (известны единичные К-Аг определения) и потому оценка проведена по соотношению

их с вмещающими породами. Принят в основном позднемезозойский возраст оруденения. В Восточном Забайкалье галька и обломки кварц-флюоритового состава обнаружены в нижнемеловых отложениях Балейской впадины, а в Западном Забайкалье кварц-флюоритовые жилы (Иволгинское, Манжинское) пересекают отложения нижнемеловой гусинозерской серии.

Пространственное распределение флюоритовых проявлений показано на рисунке. В числе типовых месторождений кварц-флюоритового состава можно назвать Хурайское, Титовское, Барун-Ульское, Наранское, Третьяковское, Иволгинское.

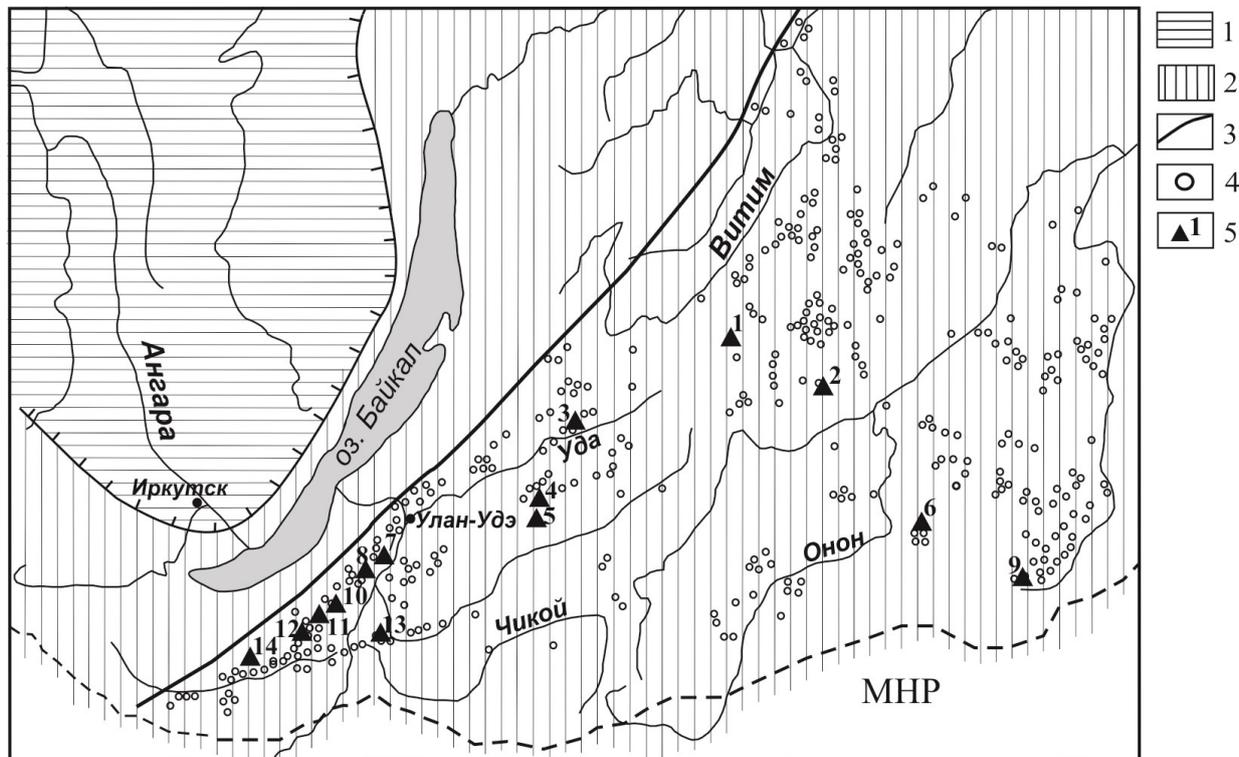


Рис. 1. Схема распространения эпитермальной флюоритовой минерализации в Забайкалье. 1 – Сибирская платформа, 2 – складчатая область, 3 – граница распространения флюоритовой минерализации; 4 – флюоритовые проявления; 5 – изотопно-изученные флюоритовые рудопроявления и месторождения: 1 – Амандак, 2 – Усуглинское, 3 – Эгита, 4 – Кижингинское, 5 – Ермаковское, 6 – Калангуй, 7 – Третьяковское, 8 – Манжинское, 9 – Абагайтуй, 10 – Наран, 11 – Аро-Ташир, 12 – Убукун, 13 – Новопавловка-II, 14 – Хурай.

Кварц-флюоритовые тела представлены в основном жилами выполнения открытых трещин и минерализованными брекчиями дробления. Типичная ассоциация их включает кварц и флюорит, в подчиненном количестве представлены кальцит, калиевый полевой шпат, барит, пирит, глинистые минералы, редко геарксутит, гематит, галенит, цеолиты. Вмещающими породами служат граниты, основные и средние эффузивы, кристаллические сланцы и гнейсы, конгломераты и песчаники. Рудные тела сопровождаются окварцеванием, флюоритизацией и аргиллизацией вмещающих пород с образованием каолинита, монтмориллонита, диккита, галлуазита, гидромусковита.

Месторождения относятся к низкотемпературным приповерхностным геологическим образованиям. Термобарометрическими исследованиями установлено, что минералообразование на месторождениях Западного Забайкалья происходило при температурах 200-75°C. Близкий температурный интервал зафиксирован и в месторождениях Восточного Забайкалья [3] и Монголии.

Около десятка небольших месторождений и рудопроявлений представлено *кальцит-кварц-флюоритовым типом*. Они локализованы среди карбонатных (Эгита, Дархинское, Барун-Алцакское, Верхне-Сангинское и другие) и силикатных пород (Бурун-Ульское, Верхне-Убукунское).

На месторождениях были изучены изотопные составы сульфидной и сульфатной серы, кислорода в кварцах, кислорода и углерода в кальцитах. В каолините и геарксутите определен изотопный состав водорода.

Изотопный состав серы варьирует в пределах отрицательных значений и лишь в единичных случаях отмечаются плюсовые. В отличие от пирита изотопный состав серы из барита менее однороден и имеет значения $\delta^{34}\text{S}$ варьирующие в пределах 8–15‰.

Главной особенностью *изотопного состава кислорода* минералов является обогащенность его легким изотопом $\delta^{18}\text{O}$ (-0,1 — -3,0‰). В единичных случаях значения $\delta^{18}\text{O}$ достигают 2–3‰. Расчеты состава кислорода флюидов равновесных с кварцем, кальцитом и полевым шпатом показывают на резкую обогащенность его легким изотопом (от 0,9 до — 15,4 $\delta^{18}\text{O}$).

Карбонаты кальцитсодержащих месторождений обогащены легким углеродом, достигающим в отдельных случаях -10,5‰ $\delta^{13}\text{C}$. На Эгитинском месторождении с интенсивно проявившимися метасоматическими процессами, состав кислорода приближен к составам метаморфизованных осадочных морских карбонатных пород.

Изотопные исследования показали, что в формировании эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья участвовали флюиды двух источников. Сера и фтор имеют глубинный (мантийный) источник, а вода является исключительно метеорной. Природа последней связана с процессом рециклинга, обусловленного не глубоко залегающими базитовыми плутонами.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 17-05-00129, 18-45-030004 р_а.

Литература

1. Дондоков З. Б.-Д., Потапов Л. В., Кислов Е. В. Минерально-сырьевой комплекс Республики Бурятия: состояние и перспективы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2015. № 6. С. 43–51.
2. Металлогения Монгольской Народной Республики / М. Жамсран [и др.] Новосибирск, 1986. 48 с.
3. Иванова А. А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья // М.: Недра, 1974. 208 с.
4. Соловьев А. Т. К вопросу о поясах и этапах флюоритовой минерализации Восточного Забайкалья // Труды ВСЕГЕИ. 1961. Т. 57. С. 141–145.
5. Булнаев К. Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья // Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.
6. Булнаев К. Б. Особенности образования и размещения флюоритовых формаций Забайкалья // Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ, 1981. С. 101–109.

Ласточкин Евгений Иванович, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Метаморфические индикаторы вещественной и тектоно-термальной эволюции структур коллизии и растяжения в земной коре

© И. И. Лиханов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия. E-mail: likh@igm.nsc.ru

Для выяснения тектоно-магматических причин развития разных типов метаморфизма весьма перспективно исследование P-T-t трендов. Их интерпретация представляет достаточно сложную проблему в областях полициклического развития подвижных поясов, где разные типы метаморфизма сочетаются друг с другом. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере докембрийских комплексов Енисейского кряжа, характеризующихся проявлениями контактового и зонального LP/HT метаморфизма, обусловленными магматическим теплом, коллизионного MP/HT и HP/LT метаморфизма, связанными с надвигами и субдукцией, а также проявлениями стресс-метаморфизма при деформационных процессах и ультравысокотемпературного УНТ гранулитового метаморфизма. Установлены индикаторные признаки основных типов метаморфизма в различных тектонических обстановках. Анализ геологических явлений в сочетании с реконструкцией P-T-t трендов позволил выявить важные петрологические и геодинамические следствия.

Ключевые слова: P-T-t-d тренды эволюции; тектонические обстановки; Енисейский кряж.

Metamorphic indicators of geochemical and tectono-thermal evolution of collisional and extensional structures in the Earth crust

I. I. Likhanov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: likh@igm.nsc.ru

The reconstruction of the geologic history of the Yenisei Ridge is of great importance, because it gives new insights into the tectonic evolution of orogenic belts along ancient craton margins, which are characterized by different types of metamorphism, and provides a solution for the problem of the amalgamation of the Siberian craton in the Rodinia and Nuna supercontinents. The aim of this study is to reconstruct P-T-t paths of metamorphic units to obtain information on tectonic processes operating within the Yenisei Ridge during Paleo- and Neoproterozoic times and correlate them to a succession of global events that played the important role in the evolution of ancient supercontinents.

Keywords: P-T-t-d paths; collision and extensional tectonic setting; shear zones; Yenisei Ridge.

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция P-T-t трендов. Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках [8]. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере комплексов Енисейского кряжа, в составе которых исследованы проявления контактового и LP/HT метаморфизма, обусловленные восходящими движениями магмы, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанные с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма при деформационных процессах и УНТ гранулитового метаморфизма. Полиметаморфизм этих пород четко отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P-T трендов и изотопным датировкам.

В Заангарье Енисейского кряжа на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [5]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение $\text{And} \rightarrow \text{Ky} \pm \text{Sil}$ [7]. Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет [8]. Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) [2]. Особенности этого метаморфизма являются малая мощность зон (3-8 км) и повышение давления при приближении к надвигам от 4,5 до 8 кбар при слабых вариациях температуры, что свидетельствует о низком метаморфическом градиенте от 7 до $14^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (рис. 1 а) [8].

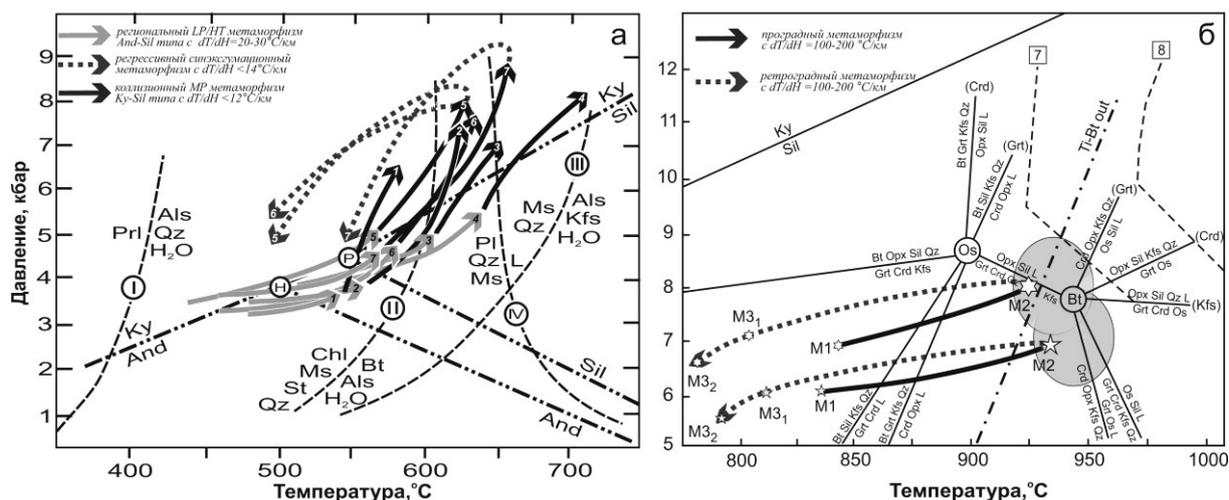


Рис. 1. (а) *P-T-t* тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов. Пунктиром и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки. (б) *P-T-t* тренды УНТ гранулитов канского комплекса с движением «против часовой стрелки» на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH. Пунктирными линиями показано содержание Al_2O_3 , мас. % в ортопироксене.

Эти признаки характерны для коллизионного метаморфизма, обусловленного утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород, т.е. когда при скоростях процессов около 1-10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции по сравнению с давлением [10]. Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW) [6]. Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 12^\circ C/km$ пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (рис. 1а), что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма [9]. Во всех случаях наложение более высокобарического этапа сопровождалось существенным ростом содержания Grs минала синхронно с уменьшением концентрации Y и HREE в зональных гранатах [1]. Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности [4]. В качестве примера приведена эволюция *P-T* параметров с ходом «против часовой стрелки» при высоком градиенте до $200^\circ C/kbar$, указывающая на развитие УНТ парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве $>900^\circ C$ с последующим субизобарическим остыванием (рис. 1б). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП [4].

В пределах Приенисейской сдвиговой зоны породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов [3,10]. Динамометаморфизм происходил при низком $dT/dH < 10^\circ C/km$ с ростом давления на 1.5-3 кбар в сравнении с значениями регионального метаморфизма. Максимальные превышения давления на 5 кбар и температуры на $200^\circ C$ установлены в приразломных blastomylonites с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями [10]. Различия в *P-T* параметрах согласуются с численными экспериментами о локальном разогреве пород при вязких деформациях и/или превышении тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [11], что указывает на тектонический контроль стресс-метаморфизма в шовных зонах коры. При анализе данных выявлен ряд важных петрологических и геодинамических следствий.

Литература

1. Likhonov I. I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geol. Soc., 2018. London, Spec. Publ. V. 478, URL: <https://doi.org/10.1144/SP478.11>.

2. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизонных событий на западной окраине Сибирского кратона / И. И. Лиханов [и др.] // Доклады академии наук. 2013. Т. 450. № 2. С. 199–203.
3. *P-T-t* реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами / И. И. Лиханов [и др.] // Геология и геофизика. 2015. Т. 55. № 6. С. 1031–1056.
4. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия / И. И. Лиханов [и др.] // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
5. Лиханов И. И., Ножкин А. Д., Савко К. А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.
6. Природа и модели метаморфизма / В. В. Ревердатто [и др.] Новосибирск: СО РАН, 2017. 331 с.
7. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia / I. I. Likhonov et al // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 743–762.
8. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions / I. I. Likhonov et al // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 113. P. 391–410.
9. Likhonov I. I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.
10. Likhonov I. I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
11. Schmalholz S. M., Podladchikov Y. Y. Tectonic overpressure and implications for exhumation of high-pressure rocks // Geophysical Res. Letters. 2013. V. 40. P. 1984–1988.

Лиханов Игорь Иванович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

Особенности петрографического состава пород черносопкинской вулканно-плутонической ассоциации

© *Б. М. Лобастов, О. Ю. Перфилова*

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия. E-mail: lbm02@ya.ru, perfil57@mail.ru

Рассматриваются особенности петрографического состава раннедевонских пород повышенной щелочности черносопкинской вулканно-плутонической ассоциации: субвулканических тешенитов и тенсбергитов, включенных в состав одноименного интрузивного комплекса а также комагматичных им эффузивов покровной фации в составе верхней подсвиты карымовской свиты. Проведен энергодисперсионный рентгеноспектральный анализ и микрозондовый анализ породообразующих плагиоклазов и пироксенов.

Ключевые слова: гора Черная Сопка; тешениты; тенсбергиты; умереннощелочные базальты; вулканно-плутоническая ассоциация; энергодисперсионный рентгеноспектральный анализ; плагиоклазы; пироксены.

Features of petrographic composition of rocks of the chernosopkinsky volcanic-plutonic association

B. M. Lobastov, O. Yu. Perfilova

Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: lbm02@ya.ru, perfil57@mail.ru

In this work authors analysed features of the petrographic composition of the early Devonian high alkalinity rocks which belong to the chernosopkinsky volcano-plutonic association. It include subvolcanic teschenites and tensbergites, which belong to the same intrusive complex, and coagmatic effusions of cover facies. Cover facies are include to the upper subordinate of the Karymov suite. Authors made Energy-dispersive X-ray spectral analysis and microprobe analysis of rock-forming plagioclases and pyroxenes.

Keywords: Mount Black Sopka; Teschenites; Tensbergites; moderately alkaline basalts; volcano-plutonic association; energy-dispersive X-ray spectral analysis; plagioclases; pyroxenes.

Гора Чёрная Сопка — самая высокая вершина Торгашинского хребта, которая является одним из символов города Красноярска. Это полуразрушенный некк раннедевонского вулкана, находящийся в 8 км юго-восточнее столицы края, на водоразделе рек Берёзовка и Базаиха [1–6]. Чёрная Сопка изучается на протяжении почти целого века. Первые наиболее полные сведения о геологическом строении массива появились в работах Ю. А. Кузнецова и И.К. Баженова в 1930-х годах [1, 6]. Массив г. Чёрная Сопка является петротипом одноименного интрузивного комплекса, включенным в серийные легенды для Госгеолкарт [4, 6]. Породы, слагающие некк диаметром около 1,5 км на г. Чёрная Сопка, представлены двумя фазами. Первая фаза сложена преимущественно тешенитами, трахидолеритами и анальцимовыми трахидолеритами, вторая фаза представлена породами пёстрого петрографического состава повышенной щёлочности, главным образом щелочными сиенит-порфирами, нефелин- и лейцит-содержащими сиенит-порфирами (тенсбергитами) [2–6].

В окрестностях Чёрной Сопки широко распространены вулканогенные породы верхнекарымовской подсвиты карымовской свиты раннего девона (D_1kr_2). Подсвита сложена вулканитами умереннощелочного состава (трахибазальты, умереннощелочные базальты, трахиандезиты, трахиты), которые слагают многочисленные лавовые потоки в районе станции Зыково, а также ж/д платформ Петряшино и Восток, находящихся на удалении 8–15 км от вершины г. Черная Сопка [4, 6]. Эффузивы разнообразны по структурам и текстурам. Установлено, что вулканогенные породы карымовской свиты комагматичны субвулканическим щелочным породам, слагающим некк и образуют единую вулканно-плутоническую ассоциацию [4, 2, 6]. Но, если породы петротипического массива г. Чёрная Сопка хорошо изучены, вулканиты карымовской свиты изучены значительно хуже.

Для уточнения особенностей минерального состава субвулканических и эффузивных пород в междуречье рек Берёзовка и Базаиха в коренных выходах были отобраны образцы эффузивов (умереннощелочные базальты и андезибазальты) для дальнейших исследований. Цвет пород тёмно-серый, зеленовато-серый, на выветрелой поверхности буровато-серый. Структуры пород афировые, и порфиоровые, но количество фенокристаллов обычно невелико. В составе порфиоровых вкрапленников резко преобладают прозрачные и просвечивающие лейсты плагиоклаза, длиной от 1 мм. до 1,5 см. Микроструктура основной массы базальтоидов интерсертальная или пилотакситовая. Сложена основная масса породы микролитами плагиоклаза, пироксеном, продуктами раскristализации вулканического стекла и тонкодисперсным рудным минералом. Текстура пород в верхней части потоков обычно миндалекаменная. Округлые и неправильной формы миндалины, размерами от 1 мм до 3 см,

выполнены кальцитом, хлоритом, реже — халцедоном, а также окрашенными в разные оттенки зелёного, красного, серого сферолитами цеолитов.

Аналитические работы, направленные на изучение вариаций состава породообразующих минералов эффузивов, проводились в лаборатории R&D центра НН ИГДГиГ СФУ (г. Красноярск) на сканирующем электронном микроскопе Tescan VEGA 3 с приставкой Oxford X-ACT для энергодисперсионного рентгеновского спектрального анализа (аналитик Б.М. Лобастов) и в лаборатории ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на рентгеновском микроанализаторе Camebax Microso спектрометром с дисперсией по длине волны (аналитик О.С. Хмельникова). Обработка результатов проводилась в программе PetroExplorer. Петрографическое изучение прозрачных шлифов проводилось с помощью поляризационного микроскопа Axioscop A40 POL.

В составе эффузивных пород резко преобладает плагиоклаз. Он представлен как относительно крупными фенокристаллами (1–15 мм), так и микролитами в составе основной массы. Наиболее крупные порфиновые вкрапленники плагиоклаза встречаются в умереннощелочных базальтах и андезибазальтах в районе ж/д платформы Восток. Они прозрачны или хорошо просвечивают. Крупные порфиновые вкрапленники плагиоклазов отчётливо зональны, что устанавливается как при оптических, так и при электронно-микроскопических исследованиях, но вариации в составе не очень велики — от более основного лабрадора (An_{68}) в центральной зоне до андезина (An_{40}) в краевых частях (рис. 1).

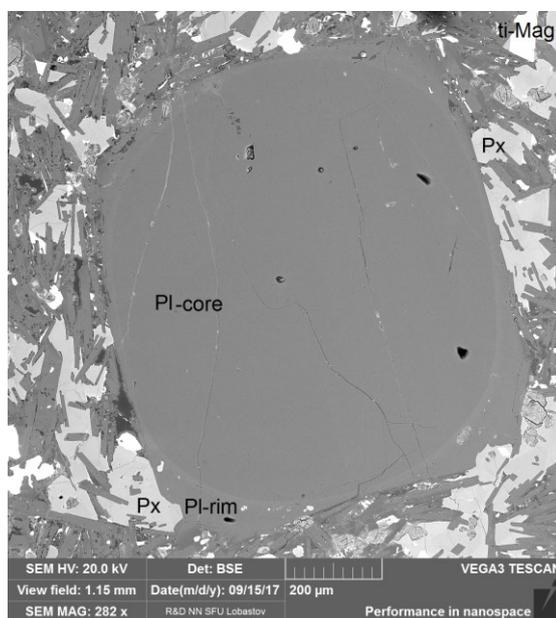


Рис. 1. Зональный фенокристалл плагиоклаза из трахибазальта (платформа Восток) обратнорассеянных электронах.

Фенокристаллы плагиоклаза обычно содержат значительное количество мельчайших (0,01 мм и менее) включений плагиоклаза и пироксена. Трахибазальты, отобранные в районе платформы Восток, имеют сериально порфировую структуру (выделяется несколько генераций фенокристаллов плагиоклаза). По составу это преимущественно андезин и лабрадор (An_{40-60}), что согласуется с данными других исследователей [2, 5, 6].

Микролиты плагиоклаза в основной массе базальтоидов имеют форму лейст: при длине от 0,05 до 0,2 мм их ширина обычно в 5-10 раз меньше. Иногда наблюдается субпараллельная ориентировка микролитов и порфиновых вкрапленников. В проходящем свете лейсты неизменного плагиоклаза бесцветны, но иногда слабо серицитизированы или пелитизированы, по трещинам спайности в них развиваются тонкодисперсные гидроксиды железа, что придает им буроватую окраску. Наблюдается тонкое полисинтетическое двойникование, некоторые кристаллы зональны. Причем, если при оптических исследованиях эта зональность не всегда заметна, по данным электронно-микроскопических исследований центральные зоны сложены лабрадором или андезином (An_{40-60}), содержание калия в котором до 0,26%. Краевые зоны микролитов отвечают по составу андезину и олигоклазу, а содержание калия возрастает до 0,4–0,5%, в редких случаях составляет первые проценты.

Пироксены в порфиновых вкрапленниках встречаются редко. Это крупные (до 3–4 мм, рдко до 1,5 см) призматически удлинённые кристаллы. В базальтоидах покровной фации пироксен в основ-

ной массе представлен в виде небольших (обычно около 0,05 мм) удлинённых зёрен. Идиоморфизм пироксенов заметно меньше, чем у плагиоклазов. Количество темноцветов в основной массе обычно не превышает 30%. Как фенокристаллы, так и микролиты пироксена, представлены клинопироксеном диопсид-авгитового ряда с содержанием $Ti = 1,5-2,5$ масс. %. Тот же состав имеют и пироксены из субвулканических пород черносопкинского комплекса, что хорошо согласуется с литературными данными [2, 5, 6]. Наблюдается лишь незначительный сдвиг составов в сторону авгита в тешенитах. Иногда вокруг фенокристаллов пироксена наблюдаются реакционные каймы. По пироксенам часто развиваются гидроксиды железа и хлорит.

Необходимо дальнейшие петрографические и геохимические исследования субвулканических и эффузивных пород ассоциации для уточнения геодинамической обстановки формирования и решения задач корреляции в другими известными в регионе раннедевонскими породами повышенной щелочности.

Литература

1. Баженов И. К., Нагорский М. П. Геология района г. Красноярск // Материалы по геологии Красноярского края. Вып. 1. Томск, 1937. 99 с.
2. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна — одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма / А. В. Лавренчук [и др.] // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 663–677
3. Макаров С. И. Маршрут в район г. Черная Сопка // Путеводитель экскурсии III Всесоюзного петрографического совещания. Юг Красноярского края. Новосибирск: СО АН СССР, 1963. С. 14–17.
4. Путеводитель по геологическим маршрутам в окрестностях г. Красноярск / А. М. Сазонов [и др.] Красноярск : Сибирский федеральный университет, 2010. 212 с
5. Филиппов Г. В. Особенности состава и строения щелочных основных пород Черносопкинского массива // Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск: КО СНИИГТИМС, 1976. С. 109–116.
6. Черносопкинский массив — эталон черносопкинского сиенит-щелочно-габброидного комплекса (Восточный Саян) / В. П. Парначёв [и др.] Красноярск : КНИИГТИМС, 2002. 139 с.

Лобастов Борис Михайлович, аспирант Института Горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета, инженер R&D центра Норильникель ИГДГиГ СФУ, г. Красноярск.

Возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород и руд Снежного месторождения (Восточный Саян)

© Д. А. Лыхин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), г. Москва,
Россия. E-mail.ru: liha@igem.ru

Одним из богатейших месторождений Алтае-Саянской бериллиеносной провинции является Снежное фенакит-берилловое. Оно пространственно ассоциирует с щелочными гранитами огнитского комплекса и расположено в его апикальной части. Изучен редкоэлементный состав огнитских щелочных гранитов, таннуольских габброидов, бериллиевых и Nb-Ta-руд месторождения. По полученным Ar-Ar и Rb-Sr-изотопным данным, возраст бериллиевого оруденения и магматических пород на месторождении совпадает — 306-308 млн. лет. Полученный возраст согласуется со временем образования многочисленных массивов редкометальных щелочных гранитоидов и ассоциирующих с ними габброидов в Восточном Саяне. Область распространения этих гранитоидов выделена как позднепалеозойская Восточно-Саянская редкометальная щелочногранитная металлогеническая зона, специализированная на Nb, Ta, Be, Li, Zr, Th, REE оруденение.

Ключевые слова: месторождение бериллия; геохимия; изотопный состав; Алтае-Саянская складчатая область.

Age, geochemistry and Sr-Nd isotope composition of rocks and ores of the Snezhne deposit (East Sayan)

D. A. Lykhin

Institute of Geology of Rare Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM RAS), Moscow, Russia.
E-mail.ru: liha@igem.ru

The Snezhne phenakite-beryl deposit is one of the highest-grade deposits in the Altai-Sayan beryllium province. This deposit is spatially associated with the alkali granite of the igneous complex and localized in the apical part of the granitic pluton. The trace element composition of granite, tannulsky gabbro, as well as of Be and Ta-Nb ores was studied. The Ar-Ar and Rb-Sr age of Be mineralization and the magmatic rock in the deposit coincide — 306-308 Ma. It is consistent with the time of formation of numerous rare-metal alkali granitic plutons and the gabbro associated with them in the Eastern Sayan. The region of these granitic plutons is outlined as the Late Paleozoic East Sayan rare-metal metallogenic zone specialized for Nb, Ta, Be, Li, Zr, Th, and REE mineralization.

Keywords: beryllium deposit; geochemistry; isotope composition; Altai-Sayan field region.

Южное обрамление Сибирской платформы и прилегающая к ней Восточная часть Алтае-Саянской складчатой области (АССО) являются одной из важнейших редкометальных провинций России. Здесь сформировались различные по генезису крупные месторождения редких земель, редких металлов и редких элементов. Месторождения этой провинции возникли в разных геотектонических обстановках и в разные металлогенические эпохи, что и послужило причиной их разной металлогенической специфики и закономерностями распределения. Наиболее крупные и известные из них — Асхатин, Арыскан, Бело-Зиминское, Белореченское, Вишняковское, Гольцовое, Зашихинское, Карасук, Окуневское, Снежное, Тагнинское, Тастыг, Улуг-Танзек.

Были проведены геологические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования на одном из богатейших месторождений АССО — Снежном фенакит-берилловом. Месторождение отвечает фенакит-берилловому минеральному типу [1] является представителем Алтае-Саянской бериллиеносной провинции. Подробное геологическое и минералогическое описание месторождения приведено [1,2,3]. Отметим, что рудовмещающими породами служат биотит-амфиболовые сланцы и известняки монгошинской свиты относимой к позднему протерозою. Породы свиты встречаются в виде ксенолитов среди интрузивных образований и имеют небольшое по сравнению с ними распространение. На месторождении магматические породы представлены проявлениями трех комплексов, наиболее раннего — таннуольского это диориты, габброиды, граниты, гранодиориты, плагиограниты, гранит-порфиры и аплиты; огнитского — граносиениты, щелочные граниты, лейкограниты, сиениты и монзониты и самого позднего дарлинского — диабазовые дайки [4]. Считается, что формирование бериллиевого оруденения на месторождении было связано с внедрением массива щелочных гранитов огнитского комплекса. Бериллиевая минерализация на месторождении представлена фенакитом и бериллом и представляет собой мелкообломочную брекчию. В апикальной частью массива щелочных

гранитов огнитского комплекса, которая сложена альбитовыми гранитами, выявлено более мелкое Ta-Nb-оруденение.

Пробы габброидов таннуольского комплекса, отобранные на месторождении характеризуются слабо фракционированным распределением редких элементов, для габброидов характерна положительная аномалия Pb и не большие отрицательные — Ta и Nb. На дискриминационной диаграмме [5] они находятся в поле внутриплитных базальтов. В петрохимическом отношении гранитоиды огнитского комплекса на месторождении имеют следующие характеристики: SiO₂ 77.75–76.91 мас. %, сумма щелочей — 8.2–8.5 мас.% с небольшим преобладанием Na₂O над K₂O, коэффициент агапайности < 1.05, что соответствует щелочным лейкогранитам. Гранитоиды относительно примитивной мантии характеризуются повышенными концентрациями Nb, Zr, Hf, Rb, Th, U, Pb, Ta и пониженными Ba, Sr и Eu/Eu* = 0.2 с небольшим преобладанием легких редких земель над тяжелыми (La/Yb)_n = 2.72. На дискриминационных петрохимических диаграммах J. Pearce [6] огнитские гранитоиды попадают в поле внутриплитных образований (WRG).

Похожая тенденция в распределении P3Э сохраняется и в гранитах с Ta-Nb минерализацией. В этих гранитоидах наблюдается еще более пониженные концентрации Sr, Ba и Eu/Eu* = 0.2 и повышенные Rb, Th, U, Pb, Ta, Nb, Zr, Hf и тяжелыми редкими землями с преобладанием тяжелых редких земель над легкими (La/Yb)_n = 0.15. Содержание Nb в этих гранитоидах колеблется от 700 до 1500 г/т, Ta — от 300 до 700 г/т, и характерно повышенное содержание Zr — 4400 г/т, Pb — 2650 г/т, Th — 940 г/т и Hf — 420 г/т. В бериллиевых рудах сохраняется та же тенденция в распределении P3Э максимумы концентраций Zr, Hf, Ta, Nb, Rb, Th, U, Pb и пониженные содержания Ba иногда Y и Eu/Eu* = 0.5. Содержание Be в рудах неравномерное и колеблется от 4620 до 93480 г/т.

Проведенные Rb-Sr-изотопно-геохронологические исследования по биотит-КПШ-фенакит-бериллиевой руде позволили установить, что возраст её формирования ~ 306 млн. лет, при первичном изотопном отношении стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t = 0.7065 [7]. Так же были проведены Ar-Ar геохронологические исследования по амфиболу из габброидов таннуольского комплекса. В спектре амфибола около 87% выделенного ³⁹Ar образуют двухступенчатое плато, соответствующее возрасту 308.5 ± 5.5 млн. лет, интегральный возраст по всем плато совпадает — 307.5 ± 5.6 млн. лет. Таким образом, мы принимаем за время становление габброидов — 308.5 ± 5.5 млн. лет, что в пределах погрешности совпадает со временем образования самого бериллиевого оруденения на месторождении.

По полученным Sr-Nd изотопным данным амфиболиты монгошинской свиты обогащены радиогенным неодимом +2.55 и обеднены радиогенным стронцием 0.7041, а известняки из той же свиты имеют значение ε_{Nd}(T) -3.61 и (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t — 0.7084. Габброиды таннуольского комплекса по величине ε_{Nd}(T) колеблются от -0.24 до -1.78 и (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t — 0.7051-0.7067. В щелочных лейкогранитах огнитского комплекса величина ε_{Nd}(T) колеблется от -1.95 до -2.28 и (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t — 0.7092-0.7094, такие характеристики ближе всего находятся к известнякам монгошинской свиты. Диабазовые порфириды дарлинского комплекса имеют значение ε_{Nd}(T) - 1.1 и (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t — 0.7052, попадая в поле габброидов. Бериллиевая руда имеет значение ε_{Nd}(T) - 0.69 и (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t — 0.7064. Таким образом, по изотопным данным чисто мантийных по источникам пород на месторождении нет. К умеренно деплетированным мантийным источникам типа DM и (N-MRB) тяготеют составы амфиболитов монгошинской свиты, диабазовых порфиритов дарлинского комплекса и габброидов таннуольского комплекса. В формировании этих пород, принимали участие породы континентальной коры. Изотопный состав бериллиевых руд месторождения располагается ближе всего к составам габброидов, на линии смешения между вмещающими амфиболитами монгошинской свиты и щелочными гранитами огнитского комплекса.

Полученные геохронологические данные позволяют заключить, что образование бериллиевых руд, ассоциирующих габброидов и щелочных гранитоидов на Снежном месторождении произошло одновременно — 309–306 млн. лет в пределах средне-, верхнего карбона. По полученным изотопным Sr-Nd данным, оруденение было сформировано при непосредственном взаимодействии щелочно-гранитных магм огнитского комплекса с амфиболитами монгошинской свиты.

Снежное месторождение находится в Окинской части (АССО) в области сочленения прогиба с Главным Саянским швом, где широко распространены субщелочные и щелочными гранитоиды, в том числе нефелиновые сиениты, которые обычно относятся к огнитскому комплексу. С этими гранитоидами как правило ассоциируют субщелочные габброиды и габбро-монциты. По одному из таких габброидов в районе устья р. Сенцы получен U-Pb-возраст — 305 ± 5 млн. лет (неопубликованные данные И.К. Козакова). Крупные разновозрастные проявления позднепалеозойского щелочного магматизма были выявлены и описаны в восточной части Окинской зоны [8]. Проявления разновоз-

растного щелочногранитного магматизма с редкометальной специализацией достаточно широко распространены в пределах Восточного Саяна и Тувы (Улуг-Танзек, Тастыг). Характерная особенность отвечающих им массивов является сопряженность гранитоидов с субщелочными габброидами. Приведенные данные позволяют говорить, что в пределах Восточного Саяна в позднем палеозое широко проявился щелочногранитный магматизм, характеризующийся высокой редкометальностью, вплоть до образования месторождений Улуг-Танзек и Снежное. Таким образом, в Восточном Саяне можно выделить одноименную область распространения позднепалеозойских гранитоидов специализированную на Nb, Ta, Be, Li, Zr, Th, REE оруденение.

Литература

1. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия / А. И. Гинзбург [и др.]. М.: Недра. 1975. 247 с.
2. Куприянова И. И., Шпанов Е. П. Бериллиевые месторождения России. М.: ВИМС. 2011. 353 с.
3. Дамдинова Л.Б., Смирнов С. З., Дамдинов Б. Б. Условия формирования богатых бериллиевых руд месторождения Снежное (Восточный Саян) // ГРМ. 2015. Т. 57. № 6. С. 501–512.
4. Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Восточно-Саянская. Лист № 47–XXVIII. 1973.
5. Pearce J. A. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins // Continental basalt and mantle xenolith. Eds. Hawkesworth C.J. and Nry H.J. Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, 1983. P. 230–249.
6. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Petrlogy*. 1984. V. 70. P. 956–983.
7. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) / В. В. Ярмолюк [и др.] // ГРМ. 2011. Т. 53. № 4. С. 390–400.
8. Позднепалеозойские субщелочные и редкометалльные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (геохимические характеристики и Rb-Sr-изотопная систематика) / С. В. Рассказов [и др.] // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1133–1144.

Лыхин Дмитрий Алексеевич, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, г. Москва.

Эндогенные и экзогенные факторы развития флюидных рудно-метасоматических систем трапповой формации юга Сибирской платформы

© *М. П. Мазуров, А. В. Шихова*

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия. E-mail: mik@igm.nsc.ru

Показана специфика развития рудно-метасоматических процессов в трапповой скарново-железородной формации южной части Сибирской платформы. Главное значение в металлогеническом отношении имело реакционное взаимодействие базитовых магм и пород траппового комплекса с химически активными карбонатно-соленосными и карбонатно-эвапоритовыми отложениями платформенного чехла и фундамента платформы и с заключенными в них рассолами, растворами и газонефтяными смесями.

Ключевые слова: метасоматизм; скарны; железные руды; эвапориты; каменная соль.

Endogenic and exogenic factors of genesis fluid ore-metasomatic systems related to the Traps of the Southern Siberian Platform

M. P. Mazurov, A. V. Shikhova

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: mik@igm.nsc.ru

The paper presents systematized data on evolutionary sequence of fluid ore-metasomatic processes related to the traps iron ore formation of Southern Siberian Platform. From the viewpoint of metallogeny, the most important process was interaction of magmas and rocks of trap complex with chemically active carbonate-salt and carbonate-evaporite rocks of the platform cover and with their connate brines, solutions, and hydrocarbon mixtures.

Keywords: metasomatism; skarn; dolerite; iron ores; evaporite; rock salt.

Траппы Сибирской платформы отличаются от других крупных изверженных провинций размещением интрузивных комплексов среди неметаморфизованных отложений чехла и крупномасштабным взаимодействием затвердевающих магм с химически активными эвапоритами (доломитами, ангидритами, известняками и каменной солью). В разведанных на глубину более 2000 м скарновых железородных месторождениях в южной части платформы встречаются контактово-реакционные зоны долеритов с каменными солями, доломитами, известняками, гипс-ангидритовыми отложениями, терригенными неметаморфизованными породами. Эти участки являются природными лабораториями для изучения процессов мобилизации рудных элементов, их миграции и сопряженного отложения, для выяснения специфики рудообразования, вызванного реакцией толеит-базальтовой магмы с карбонатно-соленосными отложениями чехла и заключенными в их поровом пространстве рассолами и растворами, в том числе газонефтяными смесями.

Проблема взаимодействия магм с эвапоритами привлекает большое внимание петрологов и специалистов в области генезиса рудных месторождений. Магнетит-апатитовая минерализация в месторождениях Фенноскандии, в американских Кордильерах, Иране, Австралии и Китае, так же, как и в неизвестных в англоязычной литературе месторождениях России, в минеральном составе которых есть апатит, скаполит, хлоргастингсит, но почти нет кварца, а в околорудных породах детектируется в больших количествах хлор, составляют специфическую группу месторождений. Как подчеркивает в своем обзоре Джон К. Варен [5], в природе проявлены два крайних случая взаимодействия магм и солей: 1) ортомагматический — ассимиляция солей магматическим расплавом, и 2) парамагматический — соль взаимодействует с магмой, а продукты реакции могут проявляться в разных участках реакционных зон. Оба они могут влиять на формирование рудных залежей, но распознаются только по химии и минералогии. Только когда силлы и дайки изверженных пород интродуцируют соленосные массы, контакты могут сохраняться и может быть выявлен прямой эффект взаимодействия магмы и соли. Именно такие случаи зафиксированы нами в пределах контактов разных фаций долеритов с телами каменных солей, доломитов, известняков и ангидритов в исследуемых месторождениях юга Сибирской платформы.

Случаи низкотемпературного «приваривания» солей и магматических пород, сопровождавшиеся незначительными метасоматическими процессами, давно известны на месторождениях Германии, Сибирской платформы и в других регионах. Косвенные признаки магнетит-эвапоритового взаимодействия указываются на месторождениях разных формаций. Так, при изучении многочисленных железородных месторождений среднего и нижнего течения Янцзы утверждается, что месторождения сформированы флюидами, которые отделялись от магм, ассимилировавших значительное количество

эвапоритов триаса [4]. Эти исследователи утверждают, что эвапорит-содержащие бассейны более перспективны для магнетит-апатитовых месторождений, чем бассейны, не содержащие эвапоритов. Эта мысль повторяется в многочисленных публикациях последних лет по скарновым месторождениям Китая. На основе изучения изотопного состава окорудных пород и оценок компонентного состава газовой-жидких включений в минералах, процессам ассимиляции эвапоритовых отложений придается важная роль как источников рудоносных флюидов. Отметим, что современные инструментальные исследования подтверждают ранее высказанную в этом отношении гипотезу Д. И. Павлова [3] о роли внемагматических источников хлора в рудообразовании.

Почти во всех работах, касающихся генезиса скарнов и более низкотемпературных метасоматических пород, утверждается высокое значение экзогенной составляющей флюидов. Показательно, что активное изучение района вулкана Эль-Лако в Чилийских Андах, где в первые годы сообщалось о необычном крупном проявлении эндогенной магнетитовой лавы, позволило установить сложную многостадийную историю рудообразующих процессов, зафиксированную в разных фациях вулканической постройки. Выяснено, что в генезисе рудообразующих флюидов принимали участие: а) магматогенный гидротермальный флюид из кристаллизующейся андезитовой магмы, б) флюид из ближайших солевых озер и 3) метеорная вода [5]. На первом этапе кристаллизации происходила ликвидация несмешивающихся силикатного и богатого железом расплава в пределах глубинного очага андезитовой магмы, ассимилировавшей эвапориты. Реальное распределение несмешиваемых фаз, твердых и расплавных включений в фенокристах и в основной массе андезитов представляет собой сложную картину. По нашему мнению, еще до обособления силикатной и оксидно-сульфидной фракций неизменным компонентом была газовая фаза, выступавшая в дальнейшем как главный агент перераспределения элементов.

В рассматриваемых нами скарновых железорудных месторождениях трапповой формации взаимосвязь эндогенных и экзогенных факторов в развитии рудообразующих процессов более разнообразная и проявлена в широком интервале времени. Главным эндогенным фактором являются траппы, определявшие структурно-тектоническую позицию, энергетику процесса, источники рудного вещества. Экзогенный фактор — это состав и строение рудовмещающих отложений, определявшее размещение проницаемых структур, литологические барьеры, форму и состав эпигенетических рудных залежей. Совмещением инъективных дислокаций под влиянием внедряющихся магматических масс, разрывных и складчатых дислокаций разного ранга возникли сложные рудоносные вулканотектонические постройки, в которых реализовывались сложные реакционные взаимодействия пород и гетерогенных флюидов. Основной каркас рудоносных построек составляют разнофациальные тела траппового комплекса в слоистых толщах чехла и разномасштабные дизъюнктивные нарушения, которые служили проницаемыми зонами для флюидных потоков. Эволюция рудно-метасоматических процессов наиболее полно отражена в строении и составе крупных Коршуновском и Рудногорском месторождениях, вскрытых по вертикали разведочным бурением на глубину более 2 км, а стадии и механизмы рудообразования изучены нами по материалам детального картирования, изучения минерального состава руд и скарнов [1,2].

Участие фосфатных отложений ордовика сказалось на широком развитии форстерит-апатит-магнетитовых жильных и оолит-сферолитовых руд на верхних горизонтах месторождений. Ассимиляцией доломитов обусловлена повышенная магнезиальность долеритов в рудных районах. Значительно большее влияние доломитов сказалось на составе флюидов. В этих месторождениях распространены магнезиальные скарны магматической и послемагматической стадий, многочисленные апоскарновые ассоциации. При разведке глубоких месторождений были вскрыты контакты долеритов с соленосными свитами, что позволило исследовать непосредственные контакты долеритов с пластами однородной каменной соли и с мелкими линзами, переслаивающихся с известняками, доломитами, ангидритами. Особый интерес вызвало необычное строение апофиз лакколитов в краевых частях и на передовом фронте среди переслаивающихся пачек эвапоритов. Внешне они напоминают конгломерат с кальцит-ангидрит-галитовым цементом. Это долериты, превращенные при внедрении и быстром охлаждении в глобулы (округлые фрагменты расплава), скарнированные при взаимодействии с карбонатно-солевым флюидом (расплавом-раствором). В отдельных участках сохранились реликты продуктов смешения магмы с эвапоритами. Это глобулы долеритов, обломки силикатного стекла, гнезда карбонатов скопления микролинз и отдельных кристаллов галита, вкрапленность титаномагнетита.

Внедряющаяся магма состояла из интрателлурических вкрапленников оливина, пироксена и плагиоклаза, несмешивающихся силикатных и оксидно-сульфидных жидкостей. Вмещающие карбонатно-соленосные толщи содержали растворы, рассолы и газонефтяные смеси. Смешение и совместная дезинтеграция магмы и вмещающих пород приводило к появлению высокотемпературных флюидов.

дов — солевых расплавов-растворов. Реакционно-термическое взаимодействие было неодинаковым на контактах долеритов с солью и с доломитами. Вкрапленность магнетита во внешних зонах метасоматической колонки является индикатором извлечения железа из долеритов как на контакте с доломитами, так и с солями. Железо, экстрагированное высокотемпературными флюидами, является источником рудных масс в сопряженных участках. Отличия разных генераций солей позволяет использовать эти данные для генетических реконструкций.

Работа выполнена в рамках государственного задания IX.125.1.9.(0330-2026-0010).

Литература

1. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы / М. П. Мазуров [и др.] // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. № 4. С. 306–320.
2. Эволюция рудно-метасоматических процессов в крупных скарновых железорудных месторождениях трапповой формации Сибирской платформы / М. П. Мазуров [и др.] // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 265–279.
3. Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 248 с.
4. Li W., Audetat A., Zhan J. The role of evaporites in the formation of magnetite-apatite deposits along the Middle and Lower Yangtze River, China: Evidence from LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions // Ore Geology Reviews. 2015. V. 67. P. 264–278.
5. Tornos F., Velasco F., Hanchar J. M. Iron-rich melts, magmatic magnetite and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposits, Chile // Geology. 2016. V. 44. № 6. P. 427–430.
6. Warren J. K. Magma-Evaporite-Hydrothermal Association / Evaporites: A Geological Compendium. Springer Publ., 2016. P. 1591-1657. DOI: 10.1007/978-3-319-13512-0.

Мазуров Михаил Петрович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ведущий научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

Рудоносность пермского внутриплитного магматизма Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань)

© *У. Д. Мамарозиков, Г. М. Суюндикова*

Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева, г. Ташкент, Узбекистан.

E-mail: udmamarozikov@rambler.ru

Пермские внутриплитные интрузивные массивы и дайки Чаткало-Кураминского региона объединены в три ассоциации — габброидная, сиенитоидная и онгориолит-лейкогранитовая. Степень развитости этих ассоциаций на рудных полях, месторождениях и рудопроявлениях благородных, редких и редкоземельных металлов сыграла определяющую роль в металлогенической специализации последних. Разработаны и обоснованы петролого-генетические модели оруденения связанного с пермскими внутриплитными рудно-магматическими системами Чаткало-Кураминского региона.

Ключевые слова: внутриплитный магматизм; субщелочные габброиды; сиенитоиды; онгориолиты; лейкограниты; типы рудно-магматических систем; Чаткало-Кураминский регион.

Ore-bearing capacity of Permian intraplate intrusive magmatism of the Chatkal-Kurama region (Middle Tien Shan)

U. D. Mamarozikov, G. M. Suyundikova

Institute of Geology and Geophysics named after H. M. Abdullaeva, Tashkent, Uzbekistan.

E-mail: udmamarozikov@rambler.ru

Permian intraplate intrusive massifs and dykes of the Chatkal-Kurama region are united into three associations — gabbroids, syenitoids and ongorhyolite-leucogranites. The degree of development of these associations on ore fields, deposits and ore occurrences of noble, rare and rare-earth metals played a decisive role in the metallogenic specialization of the latter. Petrologic-genetic models of mineralization associated with intraplate ore-magmatic systems of the Chatkal-Kurama region have been developed and substantiated.

Keywords: intraplate magmatism; subalkaline gabbroids; syenitoids; ongorhyolites; leucogranites; types of ore-magmatic systems; Chatkal-Kurama region.

На протяжении всей истории эндогенной геологии одной из важнейших проблем было установление генетических связей петро- и рудогенеза. Ценность петрологических и металлогенических исследований в значительной степени определяется вкладом в решение этой проблемы. Особым разнообразием и сложностью отличаются эндогенные породо-рудные образования, связанные с внутриплитным магматизмом складчатых областей.

По материалам А.Е. Кабо [1] Актепинское рудное поле в Кураминских горах, уникально по разнообразию магматических и гидротермальных процессов. Выявленные его особенности позволяют отнести рудное поле к серебро-арсенидному типу пятиэлементной формации, в СНГ не встречающемуся. Рудное поле приурочено к Актепинскому габбро-сиенитовому интрузиву, расположенному в зоне Кумбель-Угамских глубинных разломов.

На юго-восточном продолжении Кумбель-Угамской зоны глубинных разломов находится Чадакское рудное поле, охватывающее золото-серебряные месторождения Гузаксай, Пирмираб и ряд рудопроявлений, где интенсивно проявлены дайковые серии внутриплитных габброидных и сиенитоидных ассоциаций. Генетическая близость флюидно-магматических рудообразующих систем Актепинского и Чадакского рудных полей выражается в развитии в пределах первого меланократового габбро и агматитовых образований, содержащих плотные шаровидные обособления в цементирующей массе лейкократовых габбро. Возможные дериваты их выявляются на Чадакском рудном поле в виде основных даек, сложенных плотными шаровидными обособлениями меланократовых трахидолеритов в базисе лейкократовых. Составы однотипных породообразующих и рудных минералов обоих магматических образований рассматриваемых рудных полей идентичны. Кроме того им характерна одинаковая геохимическая специализация и состав флюидных включений. Обе породы являются хлорифильными магматитами. Основные дайки являются больше сереброносными, чем сиенитоидные. Исходя из этого, мы считаем формирование Актепинского сереброрудного и Чадакского золото-серебряного рудных полей результатом единой субщелочной габброидной Актепа-Чадакской флюидно-магматической рудогенерирующей системы с многометалльной специализацией. Генетическая природа системы является коромантийной — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,706$ и она образовалась в итоге эволюции

субщелочной основной магмы, которая началась с кристаллизации мелано-, мезо- и лейкократовых габброидов в нижних и средних частях Актепинского интрузива и кристаллизацией габбро-сиенитов, сиенитов и граносиенитов в его верхних частях. Дериваты их проявлены в виде даек трахидолеритов, эссекситов, лампрофиринов, сиенит-порфиринов, сферолитовых трахитов на Чадакском рудном поле. Конечные продукты эволюции данной системы представлены рудоносными сереброносными кварц-анкеритовыми жилами на Актепинском рудном поле, золото-сереброносными кварц-карбонат-гематитовыми, кварц-карбонатными и кварц-адюляровыми жилами на Чадакском рудном поле.

Четсу-Шавкатлинское рудное поле является типичным примером полигенного редкометалльно-редкоземельного рудного объекта, генетически связанного с внутриплинными сиенитоидными и онгориолит-лейкогранитовыми ассоциациями региона. В геологическом строении его участвуют трещинные тела граносиенит-порфиринов и фаялитсодержащих лейкогранитов, размещенные в зоне Каукольского разлома и кислые эффузивы кызылнуринской свиты раннепермского возраста, слагающие Бабайтаудорский массив. Рудные тела представлены гидротермально-метасоматическими образованиями, имеющими линзообразную, жиллообразную форму и прожилками в купольных частях и надинтрузивных, эндо- и экзоконтактных ореолах трещинных интрузий граносиенит-порфиринов и фаялитсодержащих лейкогранитов. Определены прямые признаки, указывающие на связь с ними редкометалльного и редкоземельного оруденения: от петрографических, минералогических и геохимических, вплоть до изучения флюидного состава включений и обособлений в породах и рудах. Установлены превышающие кларки содержания Sn, Nb, W, Mo, Cs, U, Th, Hf, PЗЭ, Sb, As, Au и др., указывающие на геохимическую специализацию расплавов граносиенитов и лейкогранитов на эти элементы; обилие выделений (флюидных обособлений) флюорита, фторапатита и первичных фторкарбонатов, ассоциирующих с минералами Ti, Nb, Sn, Mo, W, PЗЭ (титаномагнетит, ильменит, ильменорутит, ниобийстый рутит, фергюсонит, ризёрит, иттропатит, рабдофанит, фосфатсодержащий иттротрит, бастнезит, синхизит, лантанит, ортит, чевкинит, касситерит, молибденит, шеелит и др.) [2].

В итоге комплексных геологических, петрографических, минералогических и геохимических исследований пород онгориолит-лейкогранитовой ассоциации Чаткало-Кураминского региона и связанных с ними постмагматических и рудных образований разработаны петролого-генетические модели формирования для разных типов их рудно-магматических систем:

Первый тип — флюидизатно-эксплозивно-интрузивный — месторождение лития Шавазсай. Рудообразование происходило после нижнепермского риолит-гранитного вулканоплутонизма в следующей последовательности: 1) образование туфов основного состава и накопление их вместе с высокоуглеродистыми породами в озерных условиях; 2) формирование даек и силлов трахидолеритов, сиенит-порфиринов и трахитов; 3) инъекции тонкобломочно-агломератовых туффзитов кислого (онгонитового) и ультракислого (онгориолитового) составов; 4) формирование многоступенчатых силлов, даек и некков онгориолитов. Редкометалльное оруденение месторождения представляется продуктом флюидонасыщенного расплава.

Второй тип — экструзивно-интрузивный — оруденение Ерташсайской площади. Суть его в образовании нектообразных тел эгириновых онгориолитов. Предполагается возможный переход их с глубиной в редкометалльные эгириновые лейкограниты. Отличительной чертой пород является наличие шпировых обособлений, состоящих из эгирина, кварца и флюорита, присутствие редкоземельных минералов, титанита, рутила, хромита и хромшпинели. Рудоносность пород выражена в заражённости их W, Mo, Sn, Nb, Zr, Hf, U, Th и REE. Данные свидетельствуют о значительной роли мантийных флюидов в формировании расплава ассоциации эгириновых онгориолитов-лейкогранитов.

Третий тип — апогранитно-интрузивный — комплексное оруденение тантало-ниобатов и редкоземельных металлов Келенчек-Ташсайской площади. Здесь оруденение локализовано среди альбититов, образованных по порфириновидным гранитам Арашанского интрузива. Редкометалльные лейкограниты размещены в виде даек и трещинных интрузий среди этих пород. Предполагается переход их с глубиной в шток. Лейкограниты характеризуются обилием выделений (флюидных обособлений) флюорита, ассоциирующего с минералами Ti, Nb, PЗЭ, U, Th. Рудоносность лейкогранитов определяется заражённостью их Rb, Cs, Hf, Nb, Ta, W, Au, As, Sn, U, Th и REE. Альбититовое редкометалльно-редкоземельное оруденение здесь образовано в результате эманационной дифференциации флюидонасыщенного магматического расплава лейкогранитов в его фронтальной части и метамагматического воздействия на катаклазированные порфириновидные биотитовые граниты арашанского комплекса. Количество редкоземельных металлов в альбититах достигает 0,11-0,18 %.

Четвертый тип — экзогрейзеновый — вольфрамовое и флюоритовое оруденение Саргардон-Шабрезской площади. Здесь на глубине 800-1000 м редкометалльные лейкограниты слагают шток, внедрённый в крупное интрузивное тело порфиroidных гранитов (интрузив в интрузиве). Дайки онгонитов размещены в более древнем гранитном интрузиве и обнажены на поверхности. Они ассоциируют с другими дайками, представленными кварцевыми диоритовыми порфиритами и граносиенит-порфирами. Образование месторождения связано с флюидами фронтальной части расплава лейкогранитов.

К комбинированным апогранитно-интрузивным и экзогрейзеновым типам оруденения относится формирование месторождений и рудопроявлений Чаркасарского рудного поля. Представляется связь уникального уран-редкометалльно-редкоземельного оруденения здесь, по меньшей мере, с тремя этапами магматогенно-метасоматических изменений аляскитов Чаркасарского массива во фронтальной части флюидонасыщенного расплава онгонитов и лейкогранитов: альбитизация (1), грейзенизация (2), гидротермально-метасоматические изменения (3). Завершающий гидротермально-метасоматический процесс, связанный с лейкогранитовым (онгонитовым) расплавом, насыщенным рудогенерирующим флюидами, определил металлогеническую специализацию рудного поля [3].

Таким образом, производные внутриплитного интрузивного магматизма Чаткало-Кураминского региона — «тройка» габброидных, сиенитоидных и онгориолит-лейкогранитовых ассоциаций на разных рудных полях и месторождениях развиты неодинаково, т.е. в одном объекте они встречаются вместе, а на другом — только одна из них, остальные или менее развиты или вообще не встречаются. Степень развитости представителей «тройки» ассоциаций на рудных объектах сыграла определяющую роль в металлогенической специализации последних.

Литература

1. Кабо А. Е. Актепинское серебряное поле — новый объект пятиэлементной формации. М.: ЦНИИ-ГРИ, 2010. 284 с.
2. Мамарозиков У. Д., Суюндикова Г. М. Благородно-редкометалльная специализация сиенитоидных интрузивов юго-западных отрогов Чаткальских гор // Геология и минеральные ресурсы. 2016. № 1. С. 34–53.
3. Мамарозиков У. Д., Суюндикова Г. М., Норматов У. А. О проявлении редкометалльной онгонит-лейкогранитовой ассоциации на Чаркасарской площади (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2013. № 1. С. 8–24.

Мамарозиков Усмонжон Довронович, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдулаева Госкомгеологии Республики Узбекистан, г. Ташкент.

Петрофизика северной части Сихотэ-Алинского орогена

© Ю. Ф. Манилов

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия.

E-mail: ymanilov@itig.as.khb.ru

Собрана петрофизическая база данных пород северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса. На основе этой базы построены специализированные петромагнитная и петроплотностная карты изучаемой территории.

Ключевые слова: петрофизические данные; плотность; магнитная восприимчивость; Сихотэ-Алинский орогенный пояс.

Petrophysics of the northern Sikhote-Alin orogeny

Yu. F. Manilov

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, RAS, Khabarovsk, Russia.

E-mail: ymanilov@itig.as.khb.ru

The petrophysical database of rocks from the northern part of the Sikhote-Alin orogenic belt is compiled. On its basis, the special-purpose petromagnetic and rock density maps for the study territory are generated.

Keywords: petrophysical data; density; magnetic susceptibility; Sikhote-Alin orogenic belt.

Геологическое строение и эволюция рассматриваемой территории обусловлены расположением в области взаимодействия крупных жестких литосферных блоков — Алдано-Станового, Амурского и Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП) [2].

Методика

Для настоящих исследований было намечено 3 блока изучения:

1. Анализ, обработка и упорядочение имеющейся петрофизической информации;
2. Определение петрофизических характеристик основных комплексов пород;
3. Унифицирование разнородного материала для построений и интерпретации.

Данные о плотности (σ) и магнитной восприимчивости (χ) магматогенных образований региона, получены из фондовых баз данных измерений значений σ (плотности) и χ (магнитной восприимчивости), уточнены по материалам справочника [6].

Вся систематизация результатов определения плотности и магнитной восприимчивости интрузивных пород выполнялась, исходя из принципов, разработанных коллективом сотрудников ВСЕГЕИ [1].

Определение среднестатистических характеристик для отдельных разновидностей пород и интрузивных массивов выполнялось следующим образом. Средние значения плотности при малом количестве определений вычислялись среднеарифметическим способом. При достаточно представительной выборке (обычно более 20–30 замеров) определялась средневзвешенная величина параметра по способу сумм [3].

Основная методическая особенность построения специализированных петромагнитной и петроплотностной карт — проведение изолиний физических параметров (плотность и магнитная восприимчивость) по пространственному положению точек со средними значениями параметра в специально подбираемых элементарных ячейках площади.

При определении средних значений σ и χ для геологических комплексов (свит, толщ) статистическую обработку исходной информации проводились в два этапа [4, 5]. На первом из них формируются отдельные выборки значений физических параметров по каждой литолого-петрографической разности пород. Для каждой свиты (толщи, комплекса и т.д.) подсчитываются средние значения магнитной восприимчивости и плотности.

На втором этапе проводится стадия формализации карты. Полученные значения в зависимости от представительности (в процентах) каждого типа геологических образований на площади каждой элементарной ячейки обеспечивали определение среднего (средневзвешенного) значения σ и χ для каждой ячейки.

Результаты

Петрофизическая информация из разных источников сведена в таблицы, где приведены

характеристики плотности и магнитной восприимчивости основных толщ, свит и комплексов пород изучаемой территории.

Согласно полученным материалам, наибольшее количество определений плотности и магнитной было сделано для древних комплексов Сибирской платформы. Более 2000 определений физических свойств проведены для кристаллических пород Джанинской, Удско-Майской и Купуринской свит. Примерно такой же объем измерений плотности и магнитной восприимчивости имеется для гранитоидов Древнестанового и Тукурингского комплексов.

Среди пород осадочных бассейнов наиболее изучены гранодиориты, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta K_{1u2}$) Удского комплекса и Андезиты, дациты, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники Джелтонской свиты.

В пределах рассматриваемой территории наиболее высокими значениями плотности характеризуются амфиболиты, габброиды и мрамора ($2,7-3,2 \text{ г/см}^3$) архейского возраста.

Наименьшую плотность ($2,0-2,4 \text{ г/см}^3$) имеют туфы, туфопесчаники, песчаники средней и верхней юры.

Данные о магнитной восприимчивости пород региона варьируют в широчайших пределах от полностью немагнитных до образцов со значениями до нескольких тысяч 10^{-5} СИ.

Наиболее магнитоактивные породы региона — габброиды и габбро-амфиболиты Архейского возраста. Нередко значения магнитной восприимчивости в их образцах достигает 5-8 тысяч 10^{-5} СИ. Высокой магнитной восприимчивостью свыше 1000×10^{-5} СИ встречается у субвулканических образований различного возраста.

Полученные петромагнитная и петроплотностная (рис. 1) карты позволяют давать петрофизические характеристики крупным тектоническим объектам [2] (докембрийские блоки и террейны). Каждому такому объекту соответствует свой набор характеристик (интенсивность, упорядоченность, направленность аномалий плотности и магнитной восприимчивости).

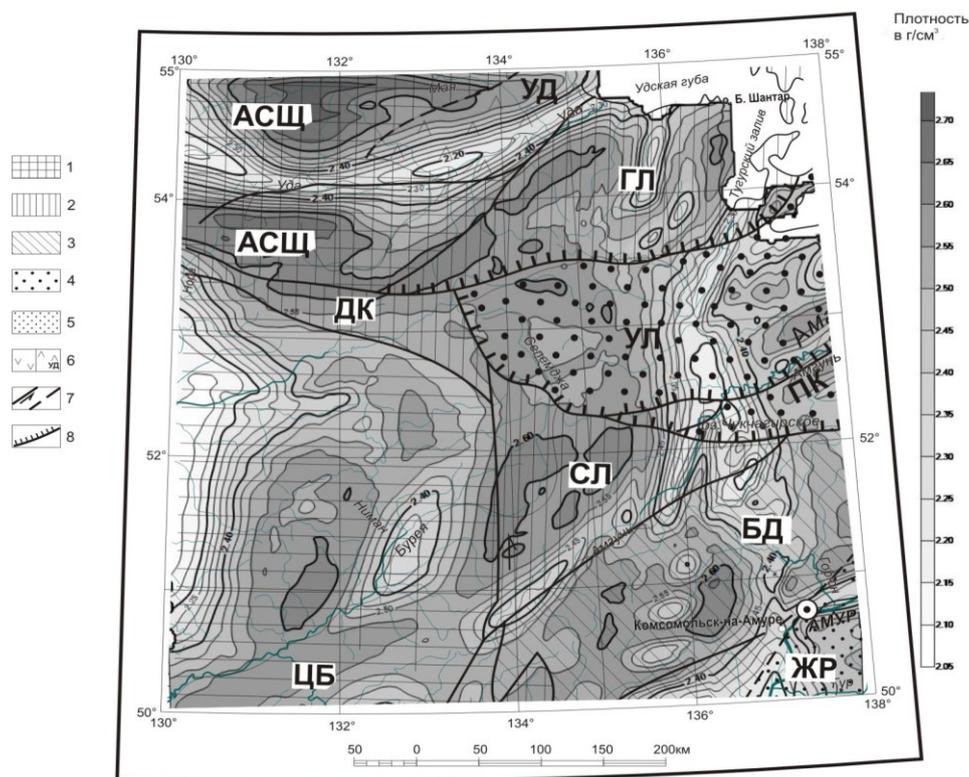


Рис. 1. Петроплотностная карта с элементами тектоники Нижнего Приамурья

1 — докембрийские блоки и супертеррейны: АСЩ — Алдано-Становой щит, ЦБ — Цзямусы-Буреинский; 2 — палеозойские террейны: ДК — Джагдинско-Кербинский, СЛ — Сулукский, ГЛ — Галамский; 3,4 — Юрские террейны: 3 — фрагменты аккреционных призм (БД — Баджальский), 4 — приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ — Ульбанский); 5–6 — раннемеловые террейны — фрагменты: 5 — приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖР — Журавлевско-Амурский), 6 — барремальбской островодужной системы (УД — Удской); 7 — левые сдвиги; 8 — надвиги, в том числе: ПК — Пауканский.

Петромагнитная карта лучше отражает структурные особенности крупных магматогенных структур, дифференцирует различные части осадочных бассейнов, разделяя вулканогенные прогибы (с высокими значениями магнитной восприимчивости) и прогибы, в которых преобладают практически немагнитные осадочные толщи.

На петроплотностной карте высокими значениями хорошо диагностируются области распространения древних пород Сибирской платформы. Плотности 2.65 — 2.80 г/см³ соответствуют областям развития древних кристаллических комплексов, а также девонским толщам, в которых присутствуют известняки и породы богатые железными рудами.

Наименьшие плотности до 2.3 г/см³ соответствуют наложенным прогибам Удского, Буреинского бассейнов и Нижнеамурской впадины, где широко проявлены области распространения четвертичных отложений.

Составленные петромагнитная и петроплотностная карты являются важным элементом для последующей геологической интерпретации, способствуют выявлению петрофизических закономерностей строения верхней части земной коры на обширных территориях, главным образом за счет генерализации трендов физических характеристик горных пород во всем их возрастном и вещественном диапазоне.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» (Грант ДВО РАН 15-1-2-014).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.М. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572.
2. Отчет по теме 303. Петрофизическая характеристика типичных формаций разных этапов развития складчатых областей. Петрофизика магнитных формаций / Н. Б. Дортман [и др.]. Ленинград, 1974.
3. Дунин-Барковский И. В., Смирнов П. В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике (общая часть). Москва: Гостехиздат, 1955.
4. Петрофизические особенности тектонических структур Охотоморской зоны перехода континент — океан / Е. Г. Иволга [и др.] // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 5. С. 39–53.
5. Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов / Н. П. Романовский [и др.] // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 3–9.
6. Физические свойства горных пород Дальнего Востока. Справочник в 2-х частях. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 393 с.

Манилов Юрий Феликсович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск.

Особенности тектонического строения Ангарского компрессионного надвига

© *А. И. Мельников*¹, *Н. И. Акулов*¹, *В. В. Акулова*^{1,2}, *М. Н. Рубцова*¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: akulov@crust.irk.ru

² Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия. E-mail: akulova@crust.irk.ru

Представлены результаты исследования позднеюрского надвига докембрийских кристаллических пород фундамента Сибирской платформы на ее осадочный чехол под воздействием Хамардабанского террейна (индентора). Основные задачи касаются изучения приконтактовых деформаций в породах архея и мезозоя, анализа вторичных минералогических изменений пород, а также палеотектонического анализа надвиговой мегаструктуры.

Ключевые слова: надвиг; юрские отложения; Хамардабанский террейн; Сибирская платформа.

Features of a tectonic structure Angara compression thrust

*A. I. Melnikov*¹, *N. I. Akulov*¹, *V. V. Akulova*^{1,2}, *M. N. Rubtsova*¹

¹Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: akulov@crust.irk.ru

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia. E-mail: akulova@crust.irk.ru

The results of a study of the Late Jurassic thrust of the Precambrian crystalline rocks of the basement of the Siberian Platform onto its sedimentary cover formed under the influence of the Khamardaban terrane (indenter) are presented. The main tasks considered concern the study of contact deformation in Archean and Mesozoic rocks, the analysis of secondary mineralogical changes in the rocks under study, and the paleotectonic analysis of the thrust megastructure.

Keywords: compression thrust; Jurassic deposits; Khamardabansky terrain; Siberian platform.

Ранее было установлено, что Ангарский надвиг прослеживается вдоль докембрийских образований Шарыжалгайского выступа от побережья оз. Байкал (район пос. Большие Коты) на северо-запад на расстояние более 200 км [4, 2, 1]. Непосредственно контакт между археем и юрой наблюдается в обнажениях левобережья Иркутского водохранилища, в районе устья пади Сосновая, расположенной в 12 км от истока р. Ангары и в районе пос. Большие Коты (рис. 1).

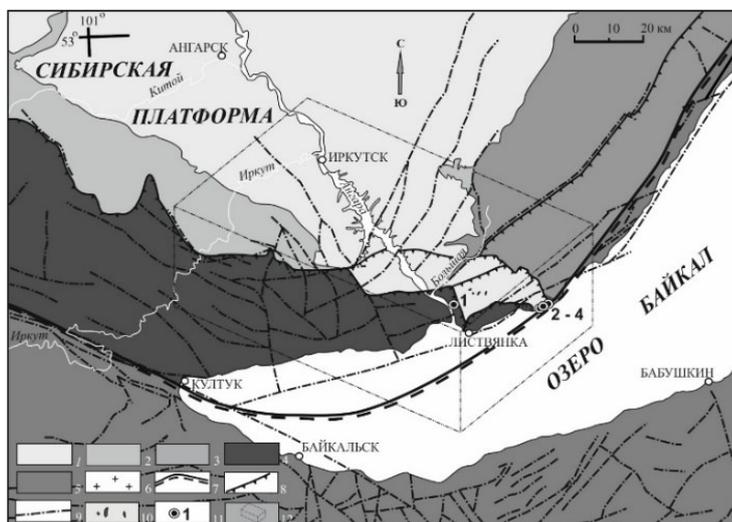


Рис. 1. Схема геологического строения южной оконечности оз. Байкал.

1-4 — Сибирская платформа: 1 — среднеюрские отложения (черемховская и присаянская свиты), 2 — палеозойские отложения, 3 — венд-протерозойские отложения (нерасчлененные), 4 — кристаллический фундамент (шарыжалгайская серия); 5 — Саяно-Байкальский складчатый пояс; 6 — протерозойские гранитоиды Приморского комплекса; 7 — краевой шов Сибирской платформы; 8 — фронтальные линии пластин Ангарского надвига; 9 — зоны разломов; 10 — останцы покрова Ангарского надвига (клиппы); 11 — места расположения разрезов; 12 — место расположения блок-диаграммы (рис. 2).

В настоящее время отчетливо выделяются три главные пластины (чешуи), осложненные многочисленными мелкими разрывами. Отмечено, что первичные породы Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы на контактах с юрой интенсивно преобразованы в условиях динамометаморфизма — милонитизированы и частично перекристаллизованы. Наиболее интенсивно изменен кварц, который повсеместно деформирован и обладает волнистым погасанием. Биотит хлоритизирован, сгруппирован в нечеткие субпараллельные скопления и часто находится в сростании с плагиоклазом. По плагиоклазу развивается пелитовое вещество и серицит, а на его окраинах развивается кварц. Зона контакта гранитоидов с конгломератами представлена гранитогнейсами и катаклазиро-

ванными мигматитами. Наиболее измененные гранитоиды наблюдались нами в керне скважины скв. Л-3 на глубине 54.6 м. Гранитоиды хлоритизированы, а местами выщелочены. Наблюдается диафорез, выраженный в развитии по высокометаморфизованным гранитоидным хлоритовой субфации зеленокаменной фации. Катаклазированные граниты кальцитизированы и хлоритизированы. Их петрографический состав следующий: полевые шпаты (69 %), кварц (30 %), биотит (1.5 %) и акцессорные (апатит, циркон, сфен и магнетит). Среди вторичных минералов отмечены хлорит, серицит и кальцит. Изменение гранитоидов происходило в два этапа: 1) постмагматический этап связан с диафорезными преобразованиями породы; 2) синтетектонический этап, сопровождающийся хлоритизацией и кальцитизацией. Весь комплекс юрских отложений у побережья оз. Байкал, лежащий на кристаллическом фундаменте платформы, претерпел интенсивное динамическое воздействие от надвинутой на него гранитоидной массы. Об этом свидетельствует повсеместное присутствие многочисленных зеркал скольжения, шарьяжно-надвиговых структур, пликтивных дислокаций и деформаций. Установлено, что усиление следов скольжения и смещения осадочных пород юрской угленосной формации в зоне надвига наблюдаются от поверхности фундамента платформы до их кровли, по которой происходила шарьяжно-надвиговая дислокация архейских гранитоидных масс. Проведенный тектонический анализ показал, что Ангарский надвиг воздействовал на пласты юрских пород как на колоду игральнх карт (литонов), сдвинутых в северо-западном направлении. При этом основная масса дизъюнктивных тектонических смещений произошла в псефитовых образованиях, представленных крепко сцементированными массивными конгломератами, а пликтивных — в псаммитопелитовых и органогенных.

Таким образом, согласно морфолого-кинематической систематике покровов, Ангарский надвиг относится к покрову скалывания и скольжения и представляет собой систему дислоцированных слабоизогнутых пластин, сдвинутых по резко выраженной поверхности листрических разрывов. Он сложен архейскими массивными кристаллическими породами шарьялгалгского комплекса. Под ним расположены многочисленные поверхности срыва с зеркалами скольжения, которые обычно совпадают с горизонтами наиболее пластичных пород, представленных пластами или пропластками угля и хорошо расланцованными песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами. Местами кажущееся нормальное залегание осложнено прогибами, подворотами с вертикально стоящими пластами песчаников и конгломератов. По всей видимости, надвиговая система сформировалась в условиях регионального сжатия и течения, поэтому ее можно отнести к группе компрессионных покровов.

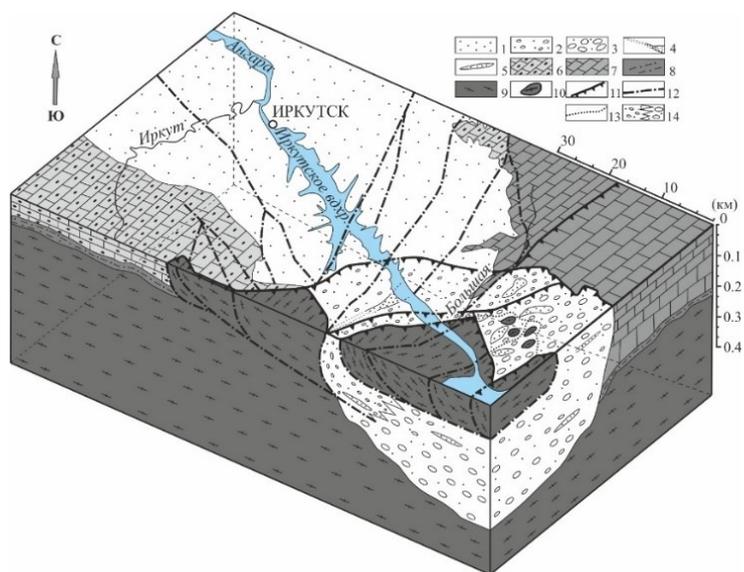


Рис. 2. Блок-диаграмма Ангарского надвига. Место расположения см. на рис. 1.

1-5 — ниже-среднеюрские породы: 1 — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами каменного угля рабочей мощности, 2 — переслаивание песчаников и мелкогалечных конгломератов с алевролитами и маломощными прослоями угля, 3 — крупно- и среднегалечные конгломераты с включением хорошо окатанных валунов и линз песчаников с многочисленными остатками обуглившегося растительного детрита, 4 — песчаники и алевролиты древней дельты, 5 — гигантские линзы и поля алевролито-песчаных образований; 6 — терригенно-карбонатный комплекс нижнепалеозойских отложений; 7 — венд-протерозойские отложения (нерасчлененные); 8 — породы Саяно-Байкальского складчатого пояса; 9 — породы кристаллического фундамента (шарьялгалгская серия); 10 — останцы покрова Ангарского надвига (клиппы); 11 — фронтальные линии пластин Ангарского надвига; 12 — зоны разломов; 13 — предполагаемая граница распространения надвиговых пластин; 14 — предполагаемая зона фациального замещения нижнеюрских крупно- и среднегалечных валунных конгломератов мелкогалечными конгломератами, песчаниками и угленосными алевролитами.

Выделенный сто лет назад М. М. Тетяевым [4] Ангарский надвиг (шарьяж) в истоке р. Ангары, по аналогии с Альпийской складчатой системой, до сих пор вызывает живой интерес у исследователей. Это связано как с расшифровкой деформационной истории отложений Иркутского угольного бассейна, так и с интерпретацией механизмов формирования мезозойских надвиговых структур вдоль

южной окраины Сибирской платформы. Несмотря на большое количество исследований, проведенных по данной проблеме, вопрос о происхождении надвига до сих пор остается открытым.

На наш взгляд, образование и развитие Ангарского надвига связано с эволюцией Палеоазиатского океана на территории Забайкалья. Как известно, его закрытие на территории Забайкалья произошло перед поздней юрой. В средне-верхнеюрское время здесь сформировался структурный план, для которого характерны четко выраженные морфоструктуры — поднятия и депрессии, предполагающие вертикальные движения на фоне общего горизонтального растяжения этой территории [3]. Режим растяжения подтверждается и формированием многочисленных мезо-кайнозойских впадин и интрузий на всей территории Забайкалья и Становой области. Хамар-Дабанский композитный террейн при этом играл роль индентора, который осуществлял давление на Шарыжалгайский краевой выступ Сибирской платформы. Это вызвало регенерацию смещений по Главному Саянскому разлому типа правого сдвига и разворот этого выступа против часовой стрелки, обеспечивая надвигание кристаллических образований на осадочные толщи юрского осадочного бассейна (рис. 2). Дальнейшее изменение тектонического строения Ангарского надвига произошло при заложении и развитии Байкальской рифтовой зоны. Возникли дополнительные сбросы и сдвиги, зеркала скольжения и зоны катаклаза. Важно отметить, что, если в аллохтонной части надвига мощностью в несколько десятков метров, а по скв. Л-3 — 50.2 м, породы были подвергнуты катаклазу и чем ближе к его краевым частям, тем сильнее выражена их беспорядочная раздробленность, милонитизация, хлоритизация и лимонитизация, то в его краевой части, удаленной от начала надвига на расстоянии до 15 км и представленной одиночными клиппами, кристаллические породы не претерпели этих изменений. Они представлены неизменными докембрийскими матрацевидными гранитоидами и массивными черными амфиболитами, залегающими на светло-коричневых юрских среднегалечных хорошо отсортированных конгломератах с прекрасно окатанной галькой. В то же время, породы автохтона интенсивно катаклазированы. Формирование Ангарского надвига происходило в несколько стадий. В первую стадию, при медленном сжатии произошло коробление ложа юрского бассейна, и формирование пологих синклиналей и антиклиналей в осадочной толще. Во вторую стадию произошло усиление тангенциальных напряжений, вызвавших расчленение пород Шарыжалгайского выступа пологими зонами брекчий и милонитов на ряд литонов. Третья стадия (основная) началась с интенсивных дифференциальных смещений по ранее созданным зонам милонитов и брекчий, что привело к возникновению основных надвиговых чешуй и формы фронтальных контактов надвиговой системы. В связи с вращением Шарыжалгайского выступа амплитуда надвигания во фронтальной части была больше, чем в других его частях.

Литература

1. Данилович В. Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры. Труды Восточно-Сибирского геологического управления. Иркутск: ОГИЗ, 1941. Вып. 29. 87 с.
2. Маслов В., Лавров М. Материалы к геологии истока реки Ангары // Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения. 1933. Вып. 298. 44 с.
3. Складарев Е. В., Мазукабзов А. М., Мельников А. И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 182 с.
4. Тетяев М. М. К геологии Западного Прибайкалья // Материалы по общей и прикладной геологии. М.: Геолкомитет, 1916. Вып. 2. 56 с.

Мельников Александр Иванович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Раннегерцинские комплексы в структурах Западного Забайкалья

© *О. Р. Минина, В. С. Ташлыков*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: yaksha@rambler.ru

Структурно-вещественные комплексы первой половины позднего палеозоя образуют раннегерцинский структурный этаж Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС). В структурном отношении БВСС представляет собой линейную структуру северо-восточного простирания, в пределах которой на гетерогенном байкальско-каледонском основании формировались разнообразные в вещественном отношении герцинские комплексы, прорванные гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Каледонские и раннегерцинские комплексы широко распространены в Забайкальской части Джидинской зоны. Новые данные предполагают, что с девона (позднего силура?) до начала среднего карбона в Западном Забайкалье существовали прогибы, формировавшиеся на байкальском и каледонском основании.

Ключевые слова: раннегерцинские структурно-вещественные комплексы; геодинамические обстановки; покровно-складчатая структура; Байкало-Витимская складчатая система; Джидинская зона.

Early Hercynian complexes in the structures of Western Transbaikalia

O. R. Minina, V. S. Tashlykov

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: yaksha@rambler.ru

Structural-material complexes of the first half of the Late Paleozoic form the Early Hercynian structural stage of the Baikal-Vitim Fold System (BVFS). In structural terms BVFS is a linear structure of the northeastern strike, within the boundaries of which a variety of material Hercynian complexes, broken by granitoids of the Angara-Vitim batholith, formed on the heterogeneous Baikal-Caledonian basement. The Caledonian and Early Hercynian complexes are widespread in the Transbaikalian part of the Dzhida zone. New data suggest that since the Devonian (Late Silurian?) to the beginning of the Middle Carboniferous in Western Transbaikalia there were troughs formed on the Baikal and Caledonian basement.

Keywords: Early Hercynian structural-material complexes; geodynamic conditions; overlapped fold structure; Baikal-Vitim Fold System; Dzhida zone.

В последние годы в центральной части Западного Забайкалья была выделена Байкало-Витимская складчатая система (БВСС), характеризующаяся циклическим развитием [7]. БВСС объединяет структурно-формационные комплексы байкальского (RF), каледонского (V-C-S₁), раннегерцинского (S₂-C₁) и позднегерцинского (PZ₂) структурных этажей [5, 7]. Комплексы байкальского и каледонского структурных этажей слагают фундамент, на котором формировались отложения ранне- и позднегерцинского комплексов. Раннегерцинский структурный этаж образуют фаунистически охарактеризованные отложения девона-карбона [5]. По литогеодинамическим условиям формирования они относятся к трем структурно-формационным зонам Удино-Витимской (Еравнинская подзона), Витимкан-Ципинской (Багдаринская, Уакитская, Бамбуйско-Олингдинская подзоны) и Турка-Курбинской (Туркинская подзона) [5, 7]. Все зоны БВСС представляют собой сложно построенные покровно-складчатые сооружения, где в виде пакетов тектонических пластин совмещены разновозрастные вещественные комплексы. Еравнинская подзона Удино-Витимской зоны, Багдаринская, Уакитская и Бамбуйско-Олингдинская подзоны Витимкан-Ципинской зоны образуют крупные синформы.

Еравнинская синформа сложена серией разновозрастных тектонических пластин, перетасованных в современной структуре. Нижнепалеозойский структурно-вещественный комплекс (СВК) представлен олдындинской свитой (С-О₂) [1, 2, 7]. Раннегерцинский комплекс включает вулканогенно-осадочные озернинскую (S-D₃¹), ульзутуйскую (D₃f-C₁v-s) и кыджимитскую (D₃fm-C₁s) толщи, терригенные иташинскую (D₃f) и химгильдинскую (D₃fm-C₁t) свиты [5]. Позднепалеозойский СВК включает вулканы сурхобтинской толщи (C₂₋₃) и тамирской свиты (P₂tm) [2, 7].

Багдаринская синформа представляет собой покровно-складчатую структуру. В ее строении выделены нижний и верхний структурные элементы. Нижний (относительный автохтон) образован докембрийскими породами (сиваконская, хойготская, таллалинская, усойская свиты, ауникская толща, интрузивные породы шаманской сутуры, амалатского массива) и точерскими граувакками (D₃fm-C₁). Верхний (аллохтон) включает карбонатные ороченскую (D₁₋₂), якшинскую (D₃) и терригенную багдаринскую (D₃-C₂¹) свиты. Толщи автохтона сосредоточены вдоль северо-западного края

Багдаринской синформы. Аллохтонный комплекс занимает юго-восточную часть синформы и образован серией тектонических пластин. Аллохтонные массы смещались к северо-западу. Наиболее продвинутыми оказались верхние из них (амплитуда смещения до 15 км). Позднегерцинский комплекс синформы включает терригенные отложения ауглейской свиты (C_3-P_2) [5, 7].

Уакитскую синформу образуют байкальский и герцинские СВК. В современной структуре синформа представляет собой ряд тектонических пластин, разделенных сдвигами, взбросами и надвигами. Байкальский комплекс слагают докембрийские вулканиты олнинской толщи и жанокской свиты. К раннегерцинскому комплексу отнесены карбонатные и терригенные девонские санская (Df_3-fm_3), нерундинская (D_3fm), гагарская (D_{1-2}), перевальная (D_3fm_1), белогорская (D_3fm_3), левоуакитская (D_3fm) свиты, уакитская толща (D_3f_3) и верхнедевонско-каменноугольные мухтунная (D_3fm-C_{1t}) и сырыхская (C_{1-2}) свиты, уендектская (D_3-C_1) толща. Позднегерцинский комплекс представлен вулканитами суховской свиты (C_{2-3}) и габброидами суховского комплекса (C_2). Горбылокская зона разломов ССЗ простирается разграничивает образования герцинского и байкальского комплексов [5].

В *Бамбуйско-Олингдинской синформе* разновозрастные структурно-вещественные комплексы совмещены в виде пакета тектонических пластин. К байкальскому комплексу отнесены сланцы рифейской восточногогорбылокской толщи, вулканиты буромской свиты, к каледонскому венд?–нижнекембрийская карбонатная золотовская свита. Раннегерцинский СВК включает карбонатно-терригенные бамбуйскую (D_{1-2zv}), чулегминскую (D_3f_3), аматканскую (C_1), огненскую (C_{1t}) свиты, кадалинскую (D_3f) толщу [5].

Туркинская подзона состоит из серии останцов, сложенных породами верхнего докембрия (Асынская часть) и палеозоя (Ямбуйская часть), тектонически расслоенными на отдельные разновозрастные пластины [5, 7]. Асынская часть в структурном плане представляет собой систему ромбовидных блоков докембрийских пород. В пределах Ямбуйской части последовательно обнажаются три СВК: байкальский — сланцы андреевской и асынской свит (Rf_3); каледонский — карбонатные породы курбинской (C_1) свиты, бадотинской (C_{1-3}) и мергельной (O_2-S) толщ. Раннегерцинский комплекс включает сланцево-известняковую (D_2zv-D_3f) толщу, пановскую (D_3fm-C_{1t}), зумбурукскую ($C_{1v}-C_2^1$) и ямбуйскую (C) свиты. В современной структуре эти комплексы тектонически расслоены на отдельные пластины. Структурная деламинация разреза привела к выпадению некоторых стратиграфических уровней (C_{2-3} , D_{1-2}), породы их в переотложенном виде присутствуют в линзах пановской свиты.

Определяющей в становлении структуры БВСС была раннегерцинская складчатость (C_{1-2}), так как в покровно-складчатой структуре размещены отложения нижнего и начала среднего карбона, в то же время они прорвана гранитоидами (315-290 млн лет) Ангаро-Витимского батолита [2, 7, 11 и др.]. Позднегерцинская складчатость (P_2-T_1) переработала раннегерцинскую структуру. В это время и была сформирована линейная структура северо-восточного простираения — Байкало-Витимская складчатая система [7].

Раннегерцинские комплексы также установлены в Забайкальской части Джидинской зоны. Зона представляет собой офиолитовую сутуру, в которой тектонически совмещены венд-нижнепалеозойские джидинский флиш, СВК зрелой энсиматической островной дуги ($V-C_1$) и гайота ($V-C_2$) [1, 2 9]. В осадочных породах СВК островной дуги и гайота установлены разновозрастные комплексы органических остатков (C_1, D, C) [4, 6, 8, 9]. Джидинский флиш датируется в интервале от венда до девона [1, 2, 8]. Отложения, включающиеся в состав джидинской свиты по р. Дунду-Гол, прорываются гранитоидами Дархинтуйской группы с возрастом 506, 477±6 млн лет (U-Pb метод), но они неохарактеризованы палеонтологически [3]. Позднедевонский возраст (водоросли, хитинозои, миоспоры) по нашим данным установлен для флишоидных отложений по р. Хасуртый [4, 10]. Мы считаем, что в составе джидинской свиты объединены разновозрастные образования. В пользу этого говорят полученные геохимические данные, по которым песчаники разреза Дунду-Гол относятся к аркозам, а песчаники разреза Хасуртый — к грауваккам. Различны также палеотектонические обстановки формирования этих пород (использованы диаграммы по [13]), так первые попадают в поле обстановок задуговых бассейнов, вторые отвечают обстановкам преддуговых бассейнов [11].

Таким образом, из вышеизложенного следует, что в центральной и юго-западной частях Западного Забайкалья с конца силура до начала среднего карбона существовала система прогибов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках на древнем байкальском или каледонском складчатом основании. Коллизионно-орогенический этап на этой территории начался на рубеже раннего-среднего карбона и закончился в позднем палеозое внедрением гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [1, 11, 12].

Литература

1. Гордиенко И. В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
2. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее — палеозое / И. В. Гордиенко [и др.] // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
3. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) / И. В. Гордиенко [и др.] // ДАН. 2015. Т. 463. № 5. С. 576–580.
4. Минина О. Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.
5. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) / О. Р. Минина [и др.] // Геотектоника. № 3. 2016. С. 63–84.
6. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья / С. В. Руженцев [и др.] // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 171–196.
7. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция / С. В. Руженцев [и др.] // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
8. Филимонов А. В. Характерные геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.
9. Ташлыков В. С., Минина О. Р. Новые данные о возрасте осадочных комплексов Джидинской зоны Юго-Западного Забайкалья // Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. X Междунар. науч.– практ. конф. студ., асп. и молодых ученых): в 2 т. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2017. Т.1. С. 175–177.
10. Ташлыков В. С. К вопросу о составе и возрасте джидинской свиты (Джидинская зона, Юго-Западное Забайкалье) // Проблемы геологии и освоения недр: материалы XXI Международного научного симпозиума имени академика М. А. Усова. Томск: Томский политехнический университет, 2017. С. 77–79.
11. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье / А. А. Цыганков [и др.] // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.
12. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе / Ярмолюк [и др.] // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.
13. Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. P. 611–627.

Минина Ольга Романовна, доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Геодинамика и рудообразование в углеродсодержащих породах сопредельных территорий юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая

© *В. П. Молчанов*¹, *Сун Фенгуй (Sun Fengyue)*², *Н. Н. Молчанова*³

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия. E-mail: vpmol@mail.ru

² Цзилиньский университет, г. Чанчунь, КНР. E-mail: sfy@jlu.edu.cn

³ ООО «Гидрометаллург», г. Владивосток, Россия. E-mail: 631135@mail.ru

На примере Фадеевского рудно-россыпного узла, приуроченного к углеродсодержащим породам сопредельных территорий Приморского края и провинции Хэйлунцзян, рассмотрены особенности рудообразования в обстановке скольжения литосферных плит.

Ключевые слова: геодинамика; черносланцевые породы; минералогия; геохимия; россыпи; золото; платина; Ханкайский и Лаоелин — Гродековский террейны.

Geodynamics and mineralization in the carbon-bearing rocks of neighboring northeastern territory of China and southern territory of Russia Far East

*V.P. Molchanov*¹, *Sun Fengyue*², *N.N. Molchanova*³

¹ Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia. E-mail: vpmol@mail.ru

² Jilin University, Changchun, China. E-mail: sfy@jlu.edu.cn

³ The limited liability company «Hydrometallurg», Vladivostok, Russia. E-mail: 631135@mail.ru

The Fadeevsky ore placer node associates with carbon-bearing rocks occurring both in Russia and China on neighboring territories of Primorsky Region and Heilongjiang Province. It has been taken as an example to examine peculiarities of mineralization in the environment of tectonic plates sliding.

Keywords: geodynamics; black shales; mineralogy; geochemistry; placer; gold; platinum; the Khanka and Laoelin-Grodekovo terranes.

Углеродистые отложения (черные сланцы), содержащие до 1-2 мас.% массы органического углерода, пользуются широкой распространённостью на территории Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая, вмещающая значительные количества рудных и россыпных проявлений золота. Эти объекты в большинстве своем характеризуются сходными по составу устойчивыми ассоциациями минералов, формирующимися в близких геологических условиях. Внимание авторов привлекли резко выделяющиеся из этого ряда своим вещественным составом россыпи Фадеевского узла, приуроченного к черносланцевым породам сопредельных территорий провинции Хэйлунцзян КНР и Приморского края РФ.

Геологическая позиция этого рудно-россыпного узла определяется его положением на границе Ханкайского и Лаоелин-Гродековским террейнов. В низах стратифицированного разреза изученной площади развиты базальто-кремнисто-туфогенные, кремнисто-глинистые, аргиллитовые и туфогенно-песчаниковые отложения (S₁₋₂). Их перекрывают вулканогенно-осадочные толщи пермского возраста (P₁₋₂) и эффузивы кислого состава (P₂). Породы вулканогенно-терригенного комплекса, включающего черные сланцы, прорваны на юге крупными массивами гранитоидов (P₂), а на севере небольшими телами габброидов и сиенитов (P₂). В гранитах отмечены многочисленные мелкие интрузивные тела и ксенолиты кортландитов и амфиболитов габбро. В южной части узла один из интрузивов обладает чертами концентрически-зонального строения: дунит-верлит-пироксенит-габбро. Здесь известны многочисленные аллювиальные россыпи золота, а также золото-кварцевые жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации [1].

В шлихах рыхлых отложений р.р. Фадеевка (система водосбора р. Раздольная) и Золотая, с притоками р.р. Толстокулачиха, Поликарпиха, Байкал, Незаметка, М. Нестеровка (бассейн р. Нестеровка), дренирующих гранитоиды и черносланцевую толщу соответственно на юге и севере площади известны две продуктивные ассоциации: минералы металлов платиновой группы (сплавы Pt-Fe и Os-Ir-Ru при преобладающей роли первых) и хромиты — генетически связанные с базит-гипербазитовым комплексом. Вторая ассоциация, включающая серебристое золото, сульфиды и кварц, является производной гранитоидного магматизма [1]. В южных россыпях нами впервые [2-3] выявлена уникальная ассоциация природной амальгамы золота и платины, киновари, самородных

вольфрама, цинка, свинца, железа и меди, карбидов Si и Fe, источники которой неизвестны. Это и предопределило направленность наших исследований.

Для решения этой задачи потребовалось выполнить комплекс минералогических и изотопных исследований. На каждой из изученных россыпей было отобрано несколько крупнообъемных проб, прошедших обогащение на гравитационной установке. Полученные концентраты посредством магнитной и электромагнитной сепарации были разделены на магнитную, электромагнитную и неэлектромагнитную фракции. В качестве исходных продуктов для минералогических исследований с применением электронно-зондового микроанализатора Jeol Superprobe JXA 8100 (Япония) с системой INCA Energy 350 Oxford Instruments (Великобритания) и электронного сканирующего микроскопа Jeol JSM-6490LV (Япония) с системой INCA Energy 350 Oxford Instruments (Великобритания) использовались шлиховые материалы неэлектромагнитной фракции, включающие основную массу рудного вещества.

Изотопный анализ серы киновари выполнен в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН по следующей схеме. Серу киновари окисляли до SO_2 с использованием оксида меди, как окислителя. Реакцию окисления проводили в вакууме при терморегулируемой криогенной ловушке. Очищенный SO_2 вымораживали в отдельную ампулу для измерения $\delta^{34}\text{S}$. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) с относительно лабораторного рабочего стандарта, калибровка которого выполнена с использованием международных стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3, NBS-123.

В площадном распределении минералов изученной ассоциации в пределах узла в направлении с юга на север просматриваются элементы зональности. В северных россыпях часты находки сфероидов природных амальгам золота и ртути в углеродистой оболочке с микровключениями частиц киновари, самородных железа и свинца. Эти оболочки характеризуются присутствием, помимо С, также О, Si, Al, К, Cl, Ca, Hg, в сущности, отвечая составу металлоносных флюидов. В центре узла в россыпях появляются золотины с каймой, состоящей из Fe, Al, Si, О. Железистая платина фрагментарно покрыта пленками двух видов: Pt-Rh-Hg и Au-Ag-Hg. Состав минералов — спутников претерпевает значительные изменения: здесь появляются лидамальгама (Hg Pb), польчемусит (Hg ZnS), самородные вольфрам, олово, свинец, вольфрамит, касситерит, а также интерметаллические соединения систем Pb-Sb-Sn, Fe-Cr. В южных россыпях возрастает роль самородных Zn, Fe. Отмечены обособления с оторочкой, содержащей S, As, Sb, Sn, Bi, указывающие на изменения состава рудоносных растворов.

Характерной особенностью изученной ассоциации является повсеместное присутствие киновари. В генетическом отношении золото и платина тесно связаны с киноварной минерализацией, поэтому закономерности эволюции изотопного состава серы имеют решающее значение при реконструкции условий рудоотложения. Было установлено, что изотопный состав этого сульфида ртути укладывается в узком интервале от +0,5 до +1,0‰, близком к мантийной метке [4]. На южном фланге значение $\delta^{34}\text{S}$ сдвигаются в более легкую сторону от -1,2 до -2,6‰. В целом, отклонения изотопного состава киновари различных участков узла незначительны и обусловлены, скорее всего, изменением температур кристаллизации, либо параметров Eh-pH. Соответственно вариации $\delta^{34}\text{S}$ рассматриваются нами как результат эволюции единой рудообразующей системы, в формировании которой участвовали глубинные флюиды.

Появление золото-платиноидной киноварной минерализации, равно как и ее площадное распределение предопределены, по нашему мнению, глубинной геодинамикой, и в первую очередь с приуроченностью изученного узла к зоне активного взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит с преобладающим режимом их латерального скольжения. Согласно модели А.И. Ханчука [6], в результате сдвиговых перемещений происходило сжатие переходной зоны и формирования на ее месте континентальной литосферы. Орогенные пояса на границе континент-океан образуются только в период существования обстановки скольжения литосферных плит. Типовыми для последних являются платинометалльные зональные интрузии урало-алаякского типа, месторождения золота в черных сланцах и т.д. Геодинамический режим скольжения литосферных плит нередко сопровождается формированием, так называемых «slab window», т.е. проницаемых зон по которым глубинное вещество Земли достигает верхних слоев литосферы. Такая модель хорошо согласуется с нашими геологическими и радиологическими данными. В частности, U/Pb датировки самородного свинца узла показывают возраст минерализации 148 млн лет [5]. На этот временной отрезок для восточной окраины палеоазиатского континента фиксируется смена геодинамического режима субдукции палеотихоокеанской плиты на режим ее трансформенного скольжения. Геодинамическая история развития тихоокеанской окраины в мезозое находит свое отражение в металлогении.

При этом ряд элементов, включающий Hg, Au, Pt, W и т.д., трассирует флюидопроводящие системы, «корни» которых связаны с мантией.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00910

Литература

1. Молчанов В. П., Моисеенко В. Г., Хомич В. Г. Минералы благородных металлов россыпей Фадеевского узла (Приморье) как индикаторы формационной принадлежности коренных источников // Доклады академии наук. 2005. Т. 402. № 5. С. 661–664.
2. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-россыпного узла, Приморье / В. П. Молчанов [и др.] // Доклады академии наук. 2008. Т. 422. № 4. С. 536–538.
3. Находки наноструктур природного ртутистого золота на поверхности кристаллов ильменита Фадеевского рудно-россыпного узла (Приморье) / В. П. Молчанов [и др.] // Доклады академии наук. 2009. Т. 428. № 5. С. 659–662.
4. Озерова Н. А. Ртуть и эндогенные рудобразования. М.: Наука, 1986. 232 с.
5. Изотопная гетерогенность свинца галенитов из рудных месторождений Приморья / С. В. Рассказов [и др.] // Доклады академии наук. 2002. Т. 387. № 5. С. 685–689.
6. Ханчук А. И. Тектоника, магматизм и рудообразование в обстановках трансформного скольжения литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: Дальнаука. 2016. С. 100–101.

Молчанов Владимир Петрович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Владивосток.

О проявлениях благороднометалльно-редкоземельной минерализации в графитоносных породах северной окраины Ханкайского террейна

© *В. П. Молчанов*¹, *Д. В. Андросов*¹, *Н. Н. Молчанова*².

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия. E-mail: vpmol@mail.ru

² ООО «Гидрометаллург», г. Владивосток, Россия. E-mail: 631135@mail.ru

В высокоуглеродистых породах северной окраины Ханкайского террейна (Приморский край) авторами выявлены новые проявления благородных и редкоземельных металлов, наиболее крупное из них -Филинское. Графитовые руды, в строении которых участвуют высокопробное медьсодержащее золото, серебро, монацит, ксенотим, сульфиды, рутил, барит, уранинит, характеризуются тесными связями углерода с золотом и редкими землями. При этом графит по величине $\delta^{13}\text{C}$ (от $-2,1$ до $-5,5\%$) отвечает мантийному углероду. Сделан вывод, что первоисточниками углерода в рудообразующей системе послужили глубинные флюидные потоки.

Ключевые слова: Ханкайский террейн; высокоуглеродистые породы; графит; благородные и редкоземельные металлы; минералогия; геохимия; изотопия.

About the manifestations of the noble -metallically-rare — earth mineralization in the graphytone rocks of the northern margin of the Khankai terrain

*V. P. Molchanov*¹, *D. V. Androsov*¹, *N. N. Molchanova*²

¹ Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia.

E-mail: vpmol@mail.ru

² The limited liability company «Hydrometallurg», Vladivostok, Russia. E-mail: 631135@mail.ru

In the graphitized rocks of the northern margin of the Khankai terrane (Primorsky Krai), new manifestations of noble and rare-earth metals have been revealed with the participation of the authors. Ore mineralization is characterized by the presence of high-grade gold and silver, as well as monazite, xenotime, sulphides (pyrite, pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite, sphalerite, Co-containing arsenopyrite, galena, bismuthin, tetradymite), barite, rutile, uraninite. Graphite ore formations in the value of $\delta^{13}\text{C}$ (from -2.1 to -5.5%) corresponds to mantle carbon. It seems that the main suppliers of carbon in the formation of noble metals, rare-earth-graphite ores were deep fluid flows.

Key words: Khankai terrain; high-carbon rocks; graphite; noble and rare-earth metals; isotopic composition of carbon.

Высокоуглеродистые породы пользуются широким распространением на сопредельных территориях юга Дальнего Востока РФ и Северо-востока КНР, образуя протяженную на сотни километров вдоль границы Ханкайского и Цзямусы террейнов зону региональной графитизации. На ее северном фланге (Приморский край, РФ) расположены два крупных месторождения — Тамгинское и Тургеневское, на южном (провинция Хэйлунцзян, КНР) — графитоворудный гигант Люмао. Хотя российские объекты были разведаны еще в сороковых годах прошлого столетия [1], только в последнее время выяснилось [2], что помимо кристаллического графита, в них сосредоточены значительные ресурсы благородных металлов (БМ) и редкоземельных элементов (РЗЭ). Именно эти обстоятельства послужили основанием для возобновления специализированных работ по поиску руд нового типа, приуроченных к площадям развития графитизированных пород северной окраины Ханкайского террейна. Целенаправленные исследования авторов увенчались открытием вблизи г. Дальнереченска новых проявлений благороднометалльно-редкоземельно-графитоносной минерализации, из которых наиболее крупным является Филинское.

Изученная графитовая минерализация приурочена к претерпевшим воздействию регионального метаморфизма в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации протерозойским породам ружинской свиты, залегающим в нижней части разреза изученной площади. Выше по разрезу размещены метаморфиты матвеевской свиты, вмещающие графитовые образования Тургеневского и Тамгинского месторождений. В строении ружинской свиты участвуют биотит– кварц–полевошпатовые сланцы с прослоями мраморов, кальцифиров и гранитогнейсов. На востоке ружинские метаморфиты прорваны штоком лейкократовых гранитов. Отмечается присутствие маломощных жил, сложенных кварцем и полевым шпатом. Мрамора на контактах с гранитами и гранитогнейсами часто скарнированы. Графит в мраморах и сланцах развит в виде тонкочешуйчатой равномерно рассеянной вкрапленности, а в скарнах и гранитогнейсах формирует крупные мономинеральные гнезда, жилы и прожилки.

Для рудовмещающих пород характерны щелочной (натровый) уклон, высокие концентрации Al_2O_3 , а также Y, Cr, Zn, Ni, Rb, Zr, Ba, Pb, Th. Все отмеченные выше разновидности пород графитизированы (до 20 мас.%), причем степень углеродизации снижается в направлении от руд к скарнам и кварцевым жилам. При этом в образцах графитовой руды с повышенными содержаниями углерода и золота (0,1-0,2 г/т) постоянно присутствуют значительные количества редких земель (до 200-250 г/т). По характеру распределения РЗЭ графитоносные породы разделяются на две группы: одну с низким суммарным содержанием РЗЭ и положительной европиевой аномалией и другую с более высоким содержанием РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией. В первую из них попадают поздние граниты, во вторую — все остальные разновидности пород изученной площади. Подобные тенденции распределения РЗЭ, равно как и тесные связи с золотом и графитом определяют специфику рудных образований Тамгинского и Тургеневского месторождений, а также их китайского аналога Люмао [2,3], возможно, свидетельствуя в пользу их генетического родства. Рудная минерализация, ассоциирующая с графитом, характеризуется сложным полиминеральным составом. Самородное золото чаще всего представлено мелкими частицами (до 10–20 мкм) неправильной формы. По химическому составу они характеризуются высокой чистотой (до 990 единиц). Лишь в отдельных золотилах фиксируется примесь Cu до 1–2%. Самородное серебро обнаружено в виде проволоковидных выделений размером до 10–15 мкм. В некоторых из них присутствует Cu (0,9%). В ассоциации с минералами БМ и графитом часто фиксируются сульфиды (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит, Со — содержащий арсенопирит, галенит, висмутин, тетрадимит), а также барит, рутил, монацит, ксенотин, уранинит. В число постоянных попутных компонентов входит Yb — содержащий (до 1%) флюорит. В целом, полученные материалы во многом совпадают с опубликованными сведениями о минералогии руд российских и китайских месторождений графита Ханкайского и Цзямусы террейнов.

Как показали наши исследования, изотопно-углеродный состав графита Филинского месторождения обладает высокой степенью гомогенности, меняясь в узком диапазоне величин $\delta^{13}C$ от –2,1 до –5,5‰, согласно [4, 5], отвечающему мантийному углероду. Ранее установлено [2], что графитам Тамгинского и Тургеневского месторождений, локализованных в метаморфитах матвеевской свиты, свойственны более легкие значения $\delta^{13}C$ (соответственно от –8,0 до –9,0 ‰ и от –10,0 до –21,0 ‰). В рудных образованиях месторождения Люмао изотопный состав графита [3] варьирует в близких значениях $\delta^{13}C$ (от –11,5 ‰ до –23,5 ‰). Наблюдаемый изотопный сдвиг, вероятно, связан с поступлением в глубинные флюидные потоки по мере их приближения к земной поверхности изотопно-легкого биогенного вещества. При этом первоисточниками рудного вещества российских и китайских объектов остаются производные глубинных восстановленных флюидных систем, что определяет сходство их минералого-геохимических характеристик.

Таким образом, исследования авторов позволили расширить ареал распространения на юге Дальнего Востока нового перспективного типа благороднометалльно-редкоземельно-графитоносных руд. Полученные сведения по Филинскому месторождению хорошо согласуются с опубликованными ранее материалами по минералогии и геохимии Тамгинского, Тургеневского и Люмао месторождений, что свидетельствует в пользу общности минералого-геохимической картины их формирования в пределах Ханкайского и Цзямусы террейнов и правомерности вывода [3] об объединении в единую Цзямусы-Ханкайскую графитоносную провинцию.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00910

Литература

1. Солоненко В. П. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Изд-во геол. литер. 1951. 383 с.
2. Природа графитизации и благороднометалльной минерализации в метаморфитах северной части Ханкайского террейна, Приморье / А. И. Ханчук [и др.] // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 261–281.
3. Благородные металлы в графитсодержащих породах месторождения Люмао (Китай) / А. И. Ханчук [и др.] // Доклады академии наук. 2017. Т. 473. № 1. С. 80–82.
4. Галимов Э. М., Миронов А. Г., Ширяев А. А. Происхождение углерода в алмазоносных углеродизированных гипербазах Восточного Саяна // ДАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 808–810.
5. Naidu A. S., Scalan R. S., Feder N. M. Stable organic carbon isotopes in sediments of the North Bering-South Chukchu seas, Alaskan Soviet Arctic shelf // Continent. Shelf Res. 1993. V. 13. P. 669–691.

Молчанов Владимир Петрович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Владивосток.

Трехмерное моделирование золоторудных кварцевых жил Ирокиндинского рудного узла

© К. Ю. Мурашов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, Россия. E-mail: kostik.mur@mail.ru

Основываясь на особенности локализации золоторудных жильных, в данной работе рассматривается методика построения наиболее информативных трехмерных моделей золоторудных кварцевых жил Ирокиндинского рудного узла.

Ключевые слова: Ирокинда; трехмерное моделирование; золото; модель; кварцевые жилы.

Three-dimensional modeling of gold-ore quartz veins of the Irokininsky ore cluster

K. Yu. Murashov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia.
E-mail: kostik.mur@mail.ru

Based on the peculiarities of the localization of gold-ore veins, this work considers the technique for constructing the most informative three-dimensional models of gold ore quartz veins in the Irokindinskiy ore cluster.

Keywords: Irokinda; three-dimensional modeling; gold; model; quartz veins.

Изучение рудных месторождений золота на севере Республики Бурятия начато с середины 40-х годов прошлого века. Наиболее крупным объектом, выделенным в Муйском рудном районе, является Ирокиндинское месторождение. За период изучения Ирокиндинского месторождения выявлено более 100 проявлений золотоносных кварцевых жил, из которых около 20 разведано. Исходя из особенностей горного рельефа, условий залегания и морфологии жильных рудных тел, основным методом отработки и разведки месторождения являются подземные (в основном, штольневые) горные выработки.

Ирокиндинский золоторудный узел (ИРУ) расположен в Центральном Муйском золоторудном районе на юго-восточной окраине Байкало-Муйского пояса (БМП). Золоторудные кварцевые жилы контролируются крупной куполовидной структурой — выступом древнего архейского мигматит-гнейсового фундамента (Южно-Муйская глыба) и обрамляющими его разломами среди складчатых сооружений более молодого (главным образом протерозойского) возраста [1]. С запада и востока глыба ограничена Келянской и Тулдуньской мобильными зонами, с юга — Муйской зоной глубинных разломов. Структурное положение ИРУ определяется тремя главными разрывными структурами: Келяно-Ирокиндинской тектонической зоной, Озерно-Серебряковским и Верхне-Киндиканским разломами, соответственно с запада, юга и востока, и с севера. ИРУ имеет ясно выраженное блоковое строение, границы блоков определяются зонами тектонических нарушений, охватывая два сочлененных блока (Ирокиндинский и Киндиканский), разделённые Тулуинской зоной разломов (рис.). Внутреннее строение каждого из блоков определяется разрывами второго-третьего порядков, образующих мелкоблоковую внутреннюю их структуру. Блоки сложены кристаллическими гранито-гнейсами с многочисленными сланцевыми прослоями, образованными в процессе докембрийского динамометаморфизма ($AR_{kn}-PR_1$). Разрывные нарушения второго и третьего порядка контролируют размещение жильных рудных тел и простираются на несколько километров. Кварцевые жилы в рудоконтролирующих структурах имеют прерывистый характер. Протяженность жильных рудных тел по простиранию колеблется от 30–60 до 300–400 м, редко более. Вертикальный диапазон локализации рудных тел составляет более 1000 м, средние мощности колеблются в пределах 0,5–2,0 м. Падение жил варьирует от западно-северо-западного до юго-западного направления под углами 25–45°. Большинство жил перекрыты каменными осыпями, а часть находятся в скрытом залегании и лишь некоторые выходят на поверхность и прослежены канавами.

Как правило, построение трехмерных моделей месторождений основывается на данных разведочного бурения. Но геологической информативности этих моделей для пространственного анализа рудовмещающей структуры и оценки закономерности локализации жильных рудных тел не достаточно. С помощью ранней методики проведено моделирование морфологии трех золото-кварцевых жил, размещенных на юго-западном участке Ирокиндинского блока [2]. Результаты моделирования в сочетании с разработанной моделью синрудных деформаций позволили сделать предположение о пространственной ориентировке размещения рудных тел на глубину [3]. Для повышения геологиче-

ской информативности модели, а так же формирования единой трехмерной геоинформационной системы (ГИС) ИРУ, помимо данных разведочных скважин, используются данные документации горных выработок. На основании чего была разработана методика построения трехмерной модели золоторудных кварцевых жил Ирокиндинского рудного узла, в основу которой положено построение модели на основе данных документации горных выработок, а результаты разведочного бурения являются геологическим сопровождением для уточнения границ и мощности жил.

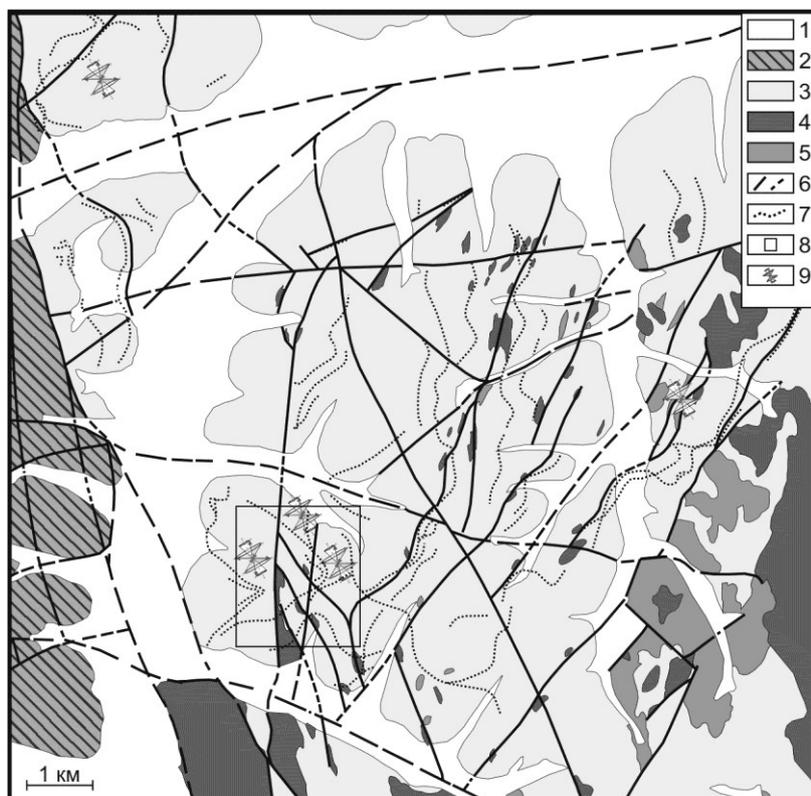


Рис. 1. Геолого-структурная карта Ирокиндинского блока. М-б 1:25 000 (по материалам «Бурятзолото») 1 — четвертичные отложения; 2 — породы аматканской свиты (PR1–2); 3 — гнейсы киндиканской свиты архея; 4 — гранитоиды (PR1ms); 5 — габброиды (PR1ms); 6 — тектонические нарушения; 7 — зоны расланцевания; 8 — участок раннего моделирования; 9 — модель деформаций.

Методика по построению трехмерной ГИС ИРУ включает в себя несколько этапов:

- 1) Построение цифровой модели поверхности (ЦМП) ИРУ
- 2) Формирование единой базы данных ГРР, включающих в себя данные координат горных выработок и геологическое описание.
- 3) Создание трехмерной модели подземных горных выработок (на основе 2D планов горных выработок).
- 4) Оцифровка и пространственная привязка к трехмерной модели горных выработок зарисовок забоев масштаба 1:50
- 5) Формирование полигональной сети-каркаса из проекций жилы на нижние и верхние горизонты. Для создания проекций жилы на эти горизонты горных выработок создаются векторные линии падения жилы (на основе данных замеров углов падения жилы и азимута простирания при документации забоя), которые присоединяются к ранее оцифрованным зарисовкам забоев. Построенные векторные линии ограничиваются горизонтальными плоскостями на одну треть расстояния между горными выработками. Данные плоскости позволяют нивелировать противоречие между углами падения жилы между горизонтами горных выработок. Построенные проекции жилы соединяются между собой методом триангуляции, образуя трехмерную модель жилы.
- 6) Заверка и внесение геометрической коррективы построенной трехмерной модели жилы по данным разведочных скважин.

Разработанная методика построения трехмерной модели золоторудных жил позволяет наиболее полно оценить строение рудоконтролирующих структур и морфологию рудных тел. Построенные

модели золоторудных жил являются «пространственным» базисом для формирования трехмерной ГИС ИРУ.

Данная работа выполнена в рамках государственного задания по теме: «Развитие интегрированной информационной системы для пространственно-временного моделирования рудообразующих систем месторождений стратегических металлов на основе ГИС технологий»

Литература

1. Кучеренко И. В., Рубанов В. А. Тектоника золоторудных месторождений локализованных в активизированных структурах допалеозойской складчатости (на примере одного из регионов) // Вопросы структурной геологии. Томск: ТГУ, 1987. С. 16–27.

2. Петров В. А., Веселовский А. В., Мурашов К. Ю. Моделирование геодинамических объектов в трехмерной ГИС // Геоинформатика. ВНИИгеоинформсистем. 2015. №3. С. 32–38.

3. Злобина Т. М., Мурашов К. Ю., Котов А. А. Моделирование структурно-динамических условий локализации Au-Q жил месторождения Ирокинда (Муйский золоторудный район) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 2. С. 55–61.

Мурашов Константин Юрьевич, младший научный сотрудник Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва.

Потенциал золотого оруденения карлин-типа стран ШОС: состояние изученности, прогноз, оценка и перспективы

© С. К. Мустафин

Башкирский государственный университет, г. Уфа, Россия. E-mail: sabir.mustafin@yandex.ru

Характеризуются потенциал, состояние изученности, принципы прогноза и перспективы нетрадиционного золотого оруденения карлин-типа стран ШОС.

Ключевые слова: карлин-тип; золото; ртуть; джаспероиды; стратиформные залежи.

Potential of gold carbon-type granular types of SCO countries: state of study, forecast, evaluation and prospects

S. K. Mustafin

Bashkir State University, Ufa, Russia. E-mail: sabir.mustafin@yandex.ru

The potential, the state of exploration, the principles of forecasting and the prospects for unconventional gold mineralization of the Karlin type of the SCO countries are characterized.

Keywords: carlin-type; gold; mercury; jasperoids; stratiform deposits.

Шанхайская организация сотрудничества (далее ШОС) основанная в 2001 г. объединяет 8 государств-членов: Индию, Казахстан, Киргизию, Китай, Россию (РФ), Пакистан, Таджикистан, Узбекистан; государствами-партнёрами являются: Афганистан, Белоруссия, Иран, Монголия; государства-партнёры по диалогу: Азербайджан, Армения, Камбоджа, Непал, Турция, Шри-Ланка. Общая площадь стран ШОС 34,3 млн км² (60% территории Евразии); население — 3,4 млн человек. По данным Всемирного золотого совета на март 2018 г. государственные запасы золота стран ШОС составляли (т): Китай — 1842,6; Россия (РФ) — 1880,5; Индия — 558,1; Казахстан — 303,0; Таджикистан — 15,6; Киргизия — 7,2. В период 2014-2016 гг. ежегодный объём добычи золота странами ШОС составил (т): Китай — 453,5; РФ — 253,5; Узбекистан — 101,0; Казахстан — 48,0; Киргизия — 22; Таджикистан — 3,4; Иран — 3. Цена тройской унция золота на Лондонской бирже металлов 30.04.2018 г. определена как 1313,20\$.

Золотое оруденение карлин-типа в стратифицированных залежах джаспероидов открыто в 1961 году на территории штата Невада (США) и оценивается как наиболее перспективный геолого-промышленный тип. Запасы и ресурсы золота объектов группы Carlin Trend, наиболее крупные в Северной Америке; к 1997 году добыто более 25 млн унций золота [15]. Ежегодная добыча в США превышает 175 т (9% от мировой); за период 1961 — 2011 гг. добыто 4175 т золота. Сегодня известно 88 месторождений карлин-типа в Неваде (США), 30 — в Южном Китае и целый ряд объектов в других регионах, включая Центральную и Северную Азию [14].

Золотые месторождения с оруденением карлин-типа в Китае открытые в районах Диан-Цянь-Гуй (Золотой треугольник) и Западного Циньлинского полуострова SW China contain и содержат порядка 400 т. золота в каждое [16]. На Циньфын с запасами категорий measured + indicated 73,5 т и ресурсами inferred — 34 т; с применением биотехнологии в год добывают 6 т. На Бока-1 (Юньнань) в 12 пластовых зонах запасы руды категории measured (C1) — 9,81 млн т с содержанием 2,88 г/т (28 т) и indicated (C2) — 21,4 млн т с содержанием 3,13 г/т (67 т).

Рудные тела месторождения карлин-типа Заршуран (Иран) с запасами 55 т залегают в толще углистых глинистых сланцев с прослоями доломитов и мергелей в зоне протяжённостью 6 км и мощностью 5-60 м содержат реальгар, аурипигмент, киноварь.

По оценкам экспертов на месторождениях золото-полисульфидных джаспероидных руд карлин-типа в терригенно-карбонатных толщах заключено порядка 8% запасов золота мира.

Обобщение результатов исследований месторождений золота карлин-типа различных регионов позволяет в качестве общих генетических признаков выделить следующие:

- известково-глинистый (с углеродистым веществом) состав разреза вмещающих пород;
- стратифицированный (подъёмный) характер размещения джаспероидных рудных тел;
- прожилково-вкрапленные руды с типоморфным спектром элементов: Fe, Hg, As, Sb, Tl;
- сульфидный (преимущественно пиритный) состав руд с тонкодисперсным золотом;
- высокими примеси ртути в самородном золоте, при низких содержаниях серебра;

- низкотемпературной сурьмяно-мышьяково-ртутной ассоциацией с аргиллизитами.

Изотопно-геохимические данные и результаты термодинамического моделирования указывают на снижение температур (250-50°C) при повышении Eh рудообразования [10].

В Узбекистане Институт геологии и геофизики АН РУ ведёт исследования перспектив оруденения карлин-типа. Золотоносность (4,8 — 8,4 г/т) окварцованных карбонатных пород участка Мурун (Мурунтауская гряда) позволяет прогнозировать здесь объекты оруденения карлин-тип нетрадиционного для этой одной из крупнейших золоторудных провинций мира.

Вкрапленные руды Суздальского месторождения (Казахстан) с запасами 11 млн т руды со средним содержанием металла 7,9 г/т (87 т) содержат 0,5-15% сульфидов. Главный минерал гипогенных руд игольчатый золотоносный (1400-5360 г/т) арсенипит обеднён Fe и отличается нестехиометричным составом S/As = 1,2 и [6]. На месторождениях Суздальское и Жерек ежегодно добывается по 30 тыс. т окисленных руд и извлекается битехнологией более 4 т золота; около 100 объектов этого типа известных в Восточном Казахстане не оценено [12].

На территории Киргизстана потенциал оруденения карлин-типа практически не оценён, хотя именно здесь впервые для Евразии (1982 г) он был описан на объектах Артык-Булак и Джалама (Каратюбинское рудное поле Чаткальского рудного района). Подъэкранные тела джаспероидов в углеродистых карбонатных отложениях девона с рассеянной вкрапленностью золотоносного фрамбoidalного As, Hg, Tl-содержащего пирита и ртутистым золотом, отличает отсутствие Ag; из скважин отмечался приток природных углеводородных газов [8].

Весьма перспективны для выявления промышленных объектов карлин-типа обладают обширные рудоносные площади Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса [5].

В РФ, к настоящему времени, перспективы объектов карлин-типа не оценены.

Воронцовское месторождение (Свердловская область) по технологии кучного выщелачивания (100 тыс. т/год) с 2000 г. разрабатывает компания Polymetal International; запасы 1,2 млн унций при содержании золота 2,9 г/т; ресурсы — 1,5 млн унций при 1,9 г/т. [13]. Предложена трёхэтапная модель формирования в зоне активной окраины континента [6].

Оруденение карлин-типа Горного Алтая и Горной Шории представлено месторождением лога Сухонького с золотоносными (0,2-34,5 г/т) ртутными рудами, мощными (2-12 м) золотоносными (0,8-2 г/т) джаспероидами месторождения Новое. Золото-ртутное оруденение развито в Сибирячихинской, Сиинской зонах, Куюсском, Козульском, Едиганском, Карасукско-Архиповском, Каракольском рудных полях [3]. К отложениям ильчирской свиты (V–E) содержащим Ba, As, Hg и Au (до 4,5 г/т) приурочены джаспероиды месторождения Ондольтой с низкотемпературным (150-170 °C) оруденением карлин-типа [1].

На территории Хабаровского края золото-ртутное оруденение прогнозируется в Горбинской металлогенической зоне Юдомо-Майского перикратонного прогиба, Тас-Юряхском золото-серебряном районе Сокурдахского прогиба [и др.] [11].

Для Сетте-Дабана (Республика Саха, Якутия) объекты оруденения карлин-типа, прогнозируется в Аллах-Юньской рудной зоне Широкинского рудно-россыпного узла. Штоки и минерализованные зоны в толще окварцованных, терригенно-карбонатных пород PZ содержат прожилково-вкрапленные золотоносные (0,7-7 г/т) руды с тонкодисперсным золотом в сульфидах, и самородным золотом в кварце типоморфной примесью Hg [2].

Решение вопросов прогнозирования, поисков, оценки, промышленного освоения месторождений золотого оруденения карлин-типа является весьма актуальным для всех золоторудных провинций мира, включая потенциально перспективные регионы стран ШОС.

Приоритетными задачами являются как теоретические региональные прогностические минералогенические построения, так и геолого-генетическое моделирование конкретных месторождений в сочетании с технологическими решениями их рационального освоения.

Литература

1. Золотое оруденение в кремнисто-карбонатных породах юго-восточной части Восточного Саяна / Е. В. Айриянц [и др.] // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 497–510.
2. Анисимова Г. С., Кондратьева Л. А., Серкибаева Е. С. Нетрадиционные типы золотого оруденения в карбонатных комплексах Сетте-Дабана // Отч. геология. 2001. № 5. С. 59–62.
3. Гусев А. И. Металлогения золота Горного Алтая и юга Горной Шории: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Томск, 2006. 42 с.
4. Дудкин Н. Сырьевая база и мировой рынок золота // Золото и технологии. 2014. № 1 (23). С. 16–20.

5. Золото Кыргызстана. Кн. 1. Геология. Условия локализации. В. В. Никоноров [и др.] Бишкек: Наси, 2004. 271 с.
6. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана / К. Р. Ковалёв [и др.] // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 2. С. 225–242.
7. Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66–73.
8. Мустафин С. К. Золото — сурьмяное оруденение Среднеазиатской сурьмянорудной провинции: геология, вопросы генезиса, критерии оценки: дис. доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1994. 363 с.
9. Мустафин С. К. Золотое оруденение карлин-типа в недрах стран ШОС: состояние изученности и перспективы // Новые идеи в науках о Земле: мат-лы XIII межд. науч.-практ. конф. М.: МГРИ-РГГУ, 2017. С. 123–125.
10. Наумов Е. А. Типы золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской складчатой области и физико-химические условия их формирования: дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2007. 192 с.
11. Невструев В. Г., Беспалов В. Я. Перспективы обнаружения крупнообъемных месторождений золота на территории Хабаровского края // Горн. бюл. 2010. Отд. вып. 4: Дальний Восток-1. С. 507–517.
12. Рафаилович М. С., Дьячков Б. А. Геолого-структурная позиция, прогнозно-поисковая модель месторождения Суздальское (Восточный Казахстан) // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2011. № 6. С. 45–61.
13. Polymetal <http://www.polymetal.ru/operations-landing/voro/overview>.
14. Sediment-Hosted Gold Deposits of the World-Database and Grade and Tonnage Models / V. I. Berger [et al.] // Open-File Report 2014-1074. Virginia, Reston, U.S. Geological Survey, 2014. 46 p.
15. Carlin-Type Gold Deposits Field Conference. Society of Economic Geologists Guidebook Series. V. 28. 1997. <http://geoscienceworld.org/content/carlin-type-gold-deposits-field-conference>.
16. Source of ore fluids in Carlin-type gold deposits, China: Implications for genetic models / Hofstra A. N. [et al.] // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. 2005. P. 533–536.

Мустафин Сабир Кабирович, доктор геолого-минералогических наук, профессор Башкирского государственного университета, г. Уфа.

Нетрадиционный промышленный тип комплексного золото-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня

© С. К. Мустафин

Башкирский государственный университет, Уфа, Россия. E-mail: sabir.mustafi@yandex.ru

На примере месторождения Чаарат (Чаткальская металлогеническая область) характеризуются основные генетические черты нового для Тянь-Шаня типа золото-сурьмяного оруденения. Рассматриваются структурная позиция жильных рудных тел, минеральный состав руд, элементы зональности размещения, типоморфные индикаторные признаки рудных минералов. Выделяется антимонит-гюбнеритовый тип руд.

Ключевые слова: минерализованная зона; рудная жила; золото-сурьмяное оруденение; антимонит; арсениопирит; гюбнерит; селенсодержащий сульфид золота.

Non-traditional industrial type of integrated gold-antimony mineralization of the Tien Shan

S. K. Mustafin

Bashkir State University, Russian Federation, Ufa, Russia. E-mail: sabir.mustafin@yandex.ru

On the example of the Chaarat deposit (Chatkal metallogenic region), the main genetic features of the new type of gold-antimony mineralization for the Tien Shan are characterized. The structural position of veined ore bodies, the mineral composition of ores, the elements of the zonation location, the typomorphic indicator indications of ore minerals are considered. Antimonite-hubnerite type of ores is distinguished.

Keywords: mineralized zone; ore vein; gold-antimony mineralization; antimonite; arsenopyrite; hubnerite; selenium-bearing gold sulfide.

Сложная многоэтапная история развития Тянь-Шаня обусловила проявление на территории Кыргызстана различных геодинамических обстановок, приведших к формированию широкого спектра объектов полихромного и полигенного эндогенного золотого оруденения. На площади 200 тыс. км² к настоящему времени обнаружено около 100 месторождений и множество рудопроявлений золота, включая одно гигантское (Кумтор) и семь крупных (Джеруй, Иштамберды, Макмал, Талдыбулак, Талдыбулак Левобережный, Ункурташ, Чаарат) месторождений с запасами золота более 70 т [3]. Месторождение Чаарат в составе Чаарат–Караторского рудного поля входит в Чаткальскую металлогеническую область Срединно-Тяньшанской металлогенической провинции [2]

Чаткальская металлогеническая область характеризуется сложным, блоковым строением. На кристаллическом цоколе, сложенном древними мраморами, метаморфитами и гранитоидами Р_Р, R, V, залегают осадочно-вулканогенные толщи кембро-ордовика, обширные поля известняково-доломитовых толщ D₂-C₁, молодые вулканы С₂, Р₁, прорванные обильными гранитоидными интрузиями С₂, С₃ — Р₁, Р₂ продуцирующими основную массу золотого оруденения. Рудонасыщенность Чаткальской металлогенической области высокая — 346 золоторудных объектов, в том числе более 10 потенциально-промышленных месторождений, сосредоточенных в 25 золоторудных полях.

В пределах Чаарат–Караторского рудного поля выделяются 7 золоторудных объектов, в том числе сурьмяно-золоторудные месторождения Чаарат, Каратор Сандалашский, рудопроявление Минтеке. Месторождения Чаарат, Каратор Сандалашский связаны с единой системой крутопадающих СВ рудоконтролирующих разрывов среди кремнисто-черносланцевых отложений E-O, O, и молассы D₂₋₃, прорванных малыми интрузиями диоритов Р. В пределах кулисообразных крупных (до 1100x5000 м) золоторудных зон породы претерпели окварцевание, березитизацию, сульфидизацию. Рудные золото-сульфидно-кварцевые жилы, жильно-прожилковые пластообразные золоторудные тела протяженностью 2,7–4,9 км и мощностью 6,9–8–12 м. Содержание золота в минерализованных зонах 0.5–3.0 г/т, в рудных телах 1,0–18.0 г/т. Золото-сурьмяные руды содержат до 9.6% сурьмы и 0.7–10.82% мышьяка, связанного в основном с игольчатым золотоносным арсениопиритом [2].

В геологическом строении площади месторождения Чаарат принимают участие кремни, доломиты, известняки E₁₋₃; песчаники с прослоями кремней, алевролитов O₁; кварцевые песчаники O₂₋₃; породы отделены друг от друга крутыми разломами и имеют крутое СЗ падение. На северо-восточном фланге обнажается шток диоритов Р. Терригенные породы в зонах разломов, подвержены дроблению, аргиллизации, березитизации. Выделяются три главных протяженных: Основное, Контактное, Северное и ряд мелких жильных рудных тел.

Основное рудное тело локализовано в зоне крупного взброса, секущего песчаники O_1 . Оруденение арсенопирит-золото-антимонитового минерального типа имеет гнездообразный характер распределения. Длина тела — 3255 м, мощность 0–32 м (в среднем — 12 м).

Контактовое рудное тело приурочено к тектоническому контакту пород O_1 и O_{2-3} . Рудные золото-сурьмяные тела длиной до 4940 м, мощностью — 8 м. Северное рудное тело длиной — 2768 м, мощность — 6,9 м приурочено к взбросу в песчаниках O_{2-3} и представлено безмышьяковым кварц-антимонитовым золотосодержащим минеральным типом. Главные рудные минералы месторождения: золото, антимонит, арсенопирит, пирит; второстепенные: блеклые руды, буланжерит, халькопирит, пирротин, скородит, марказит, галенит, сфалерит, шеелит. Нерудные минералы: кварц, серицит, полевой шпат, карбонат. В сульфидных рудах в подчинённых количествах развиты: цинкениит, сфалерит, шеелит, марказит, пирротин, халькопирит, спорадически встречаются: самородная сурьма, самородное золото, электрум и ассоциирующий с последним Se-содержащий сульфид золота и серебра, впервые установленные на объектах провинции.

Лабораторные технологические исследования руд включали гравитационный, флотационный и гидрометаллургический методы обогащения. Первые два оказались мало эффективными; гидрометаллургическая щелочная или сульфидно-щелочная обработка измельченной до — 0,74 мм руды позволили извлечь в раствор 88,1% сурьмы, 74,8–83,3% золота, до 86,8% серебра [3]

На площади развиты контрастные шлиховые ореолы самородного золота, шеелита, киновари; из долинной россыпи реки Чандалаш, производилась старательская добыча золота.

Выделяется золото-пирит-арсенопиритовая прожилково-вкрапленная, кварц-антимонит-гюбнеритовая гнездовая, реже «чугунная» массивная и золото-кварцевая вкрапленная руды.

Золото-пирит-арсенопиритовая минерализация получила развитие в рудных телах залегающих среди отложений ордовика. Здесь же в стержневых кварцевых жилах локализуются и золотосодержащие антимонит-гюбнеритовые руды которым свойственны значительное повышение примеси теллура. Ранее теллур и вольфрам в столь значительных концентрациях на объектах Среднеазиатской сурьмянорудной провинции не отмечались [7]. Антимонит — главный минерал руд имеет состав (мас. %): Sb — 74,24; S — 28,93; As — 0,7; характеризуется мышьяковистостью и повышенными примесями (г/т): золота (0,28 — 1,0) серебра (15,0 — 127,5), теллура (950), селена (4,0), таллия. Характерно, что и самородная сурьма имеющая состав (Sb — 98,35 S — 0,16 As — 0,35 мас. %), образовавшаяся в результате метаморфизма руд как типоморфную примесь содержит мышьяк. В золотоносном пирит-арсенопиритовом концентрате установлены примеси платиноидов. Руды золото-кварцевого и кварц-антимонитового минеральных типов наиболее контрастно представлены в жильных телах, залегающих среди брекчированных пород тюлькубашской свиты.

Гюбнерит-антимонитовая руда как новый для комплексного золото-сурьмяного оруденения Среднеазиатской сурьмянорудной провинции минеральный тип гипогенных руд установлен в жильных рудных телах минерализованных зон, локализованных в толще песчаников, алевролитов и сланцев ордовика на месторождении Чаарат. В зальбандах жил выполненных гюбнерит-антимонитовой рудой, развита образовавшаяся ранее прожилково-вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая руда. Самой гюбнерит-антимонитовой руде свойственны: массивная, гнездовая, прожилковая текстуры, гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая и гранобластическая структуры. Гюбнерит — минерал вольфрама, впервые установленный в составе комплексного золото-сурьмяного оруденения Среднеазиатской сурьмянорудной провинции на месте рождения Чаарат (Чандалаш-Чаткальский рудный район, Северо-Ферганский рудный пояс). В составе гюбнерит-антимонитовых руд минерал образует неравномерную вкрапленность среди массивных агрегатов антимонита. Включения гюбнерита имеют таблитчатый, пластинчатый и удлиненно-призматический габитус. Кристаллы минерала невелики по размерам (0,05 — 2,0 мм) [6]. Рентгеноспектральный анализ гюбнерита показал, что состав его достаточно выдержан и приближается к теоретическому. Периферические зоны зерен гюбнерита обогащены железом (мас. %) (FeO — 4,07–5,17; MnO — 21,18–17,90; WO_3 — 74,76–76,93) по сравнению с центральными (FeO — 1,54–1,7; MnO — 24,11–23,20; WO_3 — 74,25–75,10, что является индикатором особенностей рудообразования.

В ассоциации с электрумом здесь установлена фаза селенсодержащего сульфида золота состава (мас. %): Au — 32,47–41,52; Ag — 46,32–58,59; S — 7,24–9,68; Se — 0,55–2,14, близкая по составу к ютенбогаардтиту и петровскаиту. Сульфиды Au и Ag в последние годы часто обнаруживаются в рудах золоторудных месторождений СВ Азии. На золоторудных месторождениях Восточной Якутии они установлены в составе руд локализованных пределах минерализованной зоны дробления в ассоциации с галенитом, электрумом и кюстелитом [1].

Последующие исследования показали, что по химическому составу проанализированные соединения охватывают весь интервал между AgAuS и Ag_3AuS_2 и выходят за его пределы, при этом доминируют разновидности, тяготеющие к серебряному аналогу — ютенбогаардтиту [4].

Анализ и обобщение данных по составам селенидов и сульфидов серебра и золота разных месторождений, согласуются с результатами исследований ютенбогаардтита с месторождений Ольча и Светлое (Охотское) (Магаданская обл.) [8] в составе которого, как и в рудах Чаарата [5], количество селена достигает 0.5 и 1.8 мас. %.

Комплексное золото-сурьмяное оруденение, месторождения Чаарат, является новым для Тянь-Шаня геолого-промышленным типом, нуждающимся во всестороннем исследовании для разработки критериев прогнозирования и оценки, обеспечения рационального освоения.

Литература

1. Анисимова Г. С., Кондратьева Л. А., Лескова Н. В. Сульфидные соединения золота и серебра в золоторудных месторождениях Восточной Якутии // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 24–32.
2. Золото Кыргызстана. Книга 1. Геология. Условия локализации. В. В. Никоноров [и др.]. Бишкек: Наси, 2004. 271 с.
3. Золото Кыргызстана. Книга 2. Описание месторождений. Рудные. В. В. Никоноров [и др.]. Бишкек: Наси, 2004. 272 с.
4. Кондратьева Л. А. Закономерности локализации, минералого-геохимические особенности и возраст золотого оруденения месторождения Задержнинское (Южное Верхоянье). Автореф. диссер. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2013. 22 с.
5. Мустафин С. К. Комплексное золото-сурьмяное оруденение Среднеазиатской сурьмянорудной провинции: геология, состав, вопросы генезиса, прогноза и оценки. Диссер. док. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 1994. 363 с.
6. Мустафин С. К., Селиверстов К. В. Новый тип золото-сурьмяно-мышьякового оруденения Тянь-Шаня. Сб.: Проблемы стратиформных месторождений. Чита. 1990. Ч.1. С. 75–77.
7. Селиверстов К. В. Позднепалеозойская геодинамика и металлогения Чаткальского региона. Автореф. диссер. канд. геол.-мин. наук. Бишкек. 1992. 19 с.
8. Сереткин Ю. В., Пальянова Г. А., Савва Н. Е. Изоморфное замещение серы селеном и морфотропный переход в ряду $\text{Ag}_3\text{Au}(\text{Se},\text{S})_2$ // Геология и геофизика. 2013. № 6. С. 841–848.

Мустафин Сабир Кабирович, доктор геолого-минералогических наук, профессор Башкирского государственного университета, Республика Башкортостан, г. Уфа.

Раннемеловые диоритоиды восточной части Буреинского массива

© *E. V. Nigai*¹, *S. N. Dobkin*², *V. A. Guryanov*¹

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия.

E-mail: nigayitig@gmail.com

² АО «Дальгеофизика», г. Хабаровск, Россия

Раннемеловые интрузивные магматические образования (буриндинский, иороханский, кульдурский комплексы) наиболее широко распространены в восточной части Буреинского массива. Интерес к диоритоидам иороханского комплекса проявлен в связи с установленной его золотоносностью. По полученным новым данным установлено, что диориты и габбро этого комплекса магнезиальные и магнезиально-железистые, высокоглиноземистые, известково-щелочные и толеитовые и относятся к I-типу гранитоидов. В единичных пробах выявлены высокие содержания серебра и теллура.

Ключевые слова: Буреинский массив; иороханский комплекс; диоритоиды; габбро; золото; I-тип гранитоидов.

Early cretaceous dioritoids of the eastern bureya massif

*E. V. Nigai*¹, *S. N. Dobkin*², *V. A. Guryanov*¹,

¹ Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, RAS, Khabarovsk, Russia. E-mail: nigayitig@gmail.com

² JSC Dalgeofizika, Khabarovsk, Russia

Early Cretaceous igneous rocks of the Bureya Massif (Burindinsky, Iorokhansky, Kul'dursky complexes) are most widespread in its eastern part. Dioritoids of the Iorokhansky complex generated much interest as they were found to host gold mineralisation. Evaluation of the new data showed that diorites and gabbros of the complex are magnesian and ferromagnesian, high-alumina, calc-alkaline, and tholeiitic and belong to the I-type granitoids. Silver and tellurium contents were high only in a few samples.

Keywords: Bureya Massif; Iorokhansky complex; dioritoids; gabbro; gold; I-type granitoids.

К раннемеловым интрузивным образованиям восточной части Буреинского массива относятся буриндинский, иороханский и кульдурский магматические комплексы. Интерес к ним связан с их установленной и прогнозируемой золотоносностью. К примеру, благороднометалльная минерализация в виде промышленных золоторудных жил выявлена в Нонинском и Иорикском золоторудных объектах, сложенных большей частью магматическими образованиями иороханского интрузивного комплекса. В связи с имеющимся по нему фактическим материалом подробнее остановимся на этом комплексе.

Интрузивные и субвулканические образования этого комплекса, слагающие хр. Нони, самые крупные в исследуемом районе. Встречаются они в основном в виде штоков, силлов, даек и малых интрузий среднего состава в Буреинском и Гуджикском прогибах, Кындальской и Тырминской впадинах. К этому комплексу отнесены и штоки диоритовых порфиритов, поля даек диоритов, микродиоритов, долеритов в зоне Мельгинского разлома в Туранском блоке. В малых интрузиях комплекса преобладают диорит-порфириты, кварцсодержащие и кварцевые диориты, роговообманковые диориты, а также кварц (3–10%). С интрузиями иороханского комплекса связаны проявления золота и серебра, точки минерализации и литогеохимические аномалии Au, Ag, Te, Cu, Ni, As, промышленные россыпи золота, одно коренное месторождение золота и серебра — Нонинское, одно перспективное рудопроявление золота Иорикское, расположенное в восточной части Иорикско-Афанасьевского золото-ртутного узла [1].

Для построения петрохимических диаграмм использовались данные силикатных анализов, по [2]. Петрохимическая диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ для иороханского комплекса (рис. 1) иллюстрирует состав комплекса. Он состоит преимущественно из пород среднего состава — кварцевых диоритов и диоритов, характеризующихся в основном нормальной, а также несколько повышенной щелочностью некоторых проб (проба 7).

По данным диаграммы AFM (рис. 2) фигуративные точки попадают в группу горных пород известково-щелочной серии, в то же время одна из них, характеризующая габбро, попала в поле пород толеитовой серии, что подчеркивает ее обособленность.

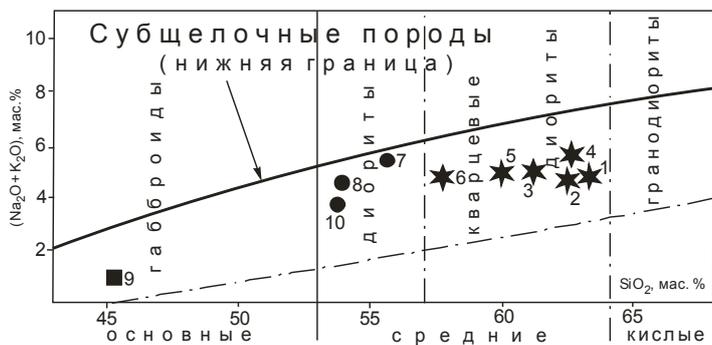


Рис. 1. Классификационная диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (иороханский комплекс).

1–6 — кварцевые диориты;
7, 8, 10 — диориты, 9 — габбро.

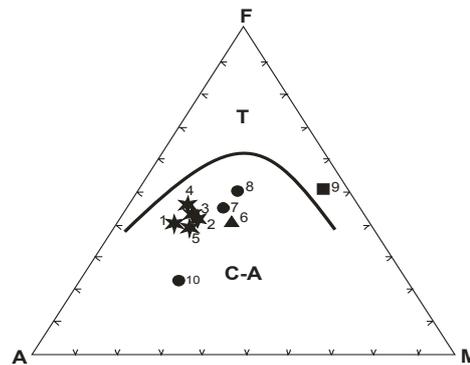


Рис. 2. Диаграмма АФМ для разделения пород на толеитовые (Т) и известково-щелочные (С-А). А — Al_2O_3 , F — $\text{FeO}+0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$; М — MgO , по [3].

По данным диаграммы железистости — магнезиальности породы комплекса характеризуются в основном как магнезиальные, частично — как магнезиально-железистые, с показателями соотношения $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$, равными 0,55-0,75 (рис. 3-а).

На рисунке 3-б фигуративные точки иороханского комплекса попадают в поле пород известково-щелочной серии, одна точка (габбро) — в поле пород известковой серии и одна (диорит повышенной основности) — в поле щелочно-известковой серии (с повышенной щелочностью).

Диаграмма степени глиноземистости, представленная на рисунке 3-в, показывает достаточно высокую степень глиноземистости описываемого комплекса. По степени глиноземистости диоритоиды описываемого комплекса относятся к высокоглиноземистым (рис.3-в). Особенно выделяется на этом фоне фигуративная точка, характеризующая габбро (проба 9).

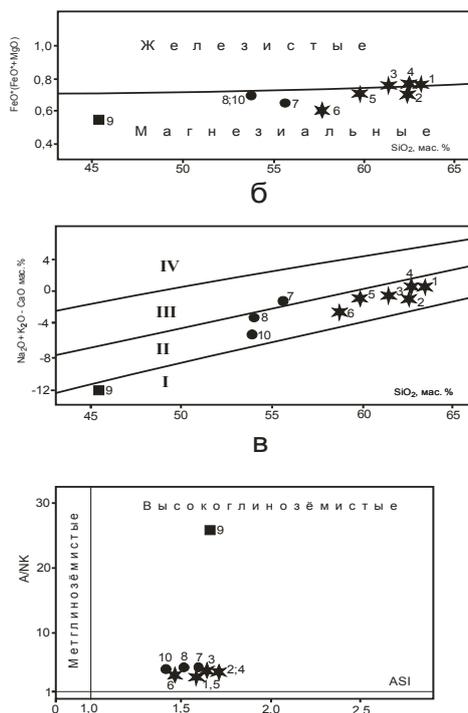


Рис. 3. Классификационные диаграммы для иороханского комплекса.

а — диаграмма степени железистости — магнезиальности: $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$, по [5], **б** — диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$: серии пород (снизу вверх): I — известковая, II — известково-щелочная, III — щелочно-известковая, IV — щелочная; **в** — диаграмма глиноземистости ASI — A/NK, где ASI: $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, A/NK: $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$.

Диоритоиды иороханского комплекса относятся к I-типу магматических пород — по данным диагностической диаграммы (рис. 4), но одна точка (проба кварцевого диорита) попала в область

магматических пород S-типа. Глубинными источниками I-типа магматических пород иороханского комплекса являлись, вероятнее всего, магматические расплавы верхних слоев базитового слоя, находившихся в раннем мелу в обстановке активной континентальной окраины и островных дуг.

Иороханский комплекс

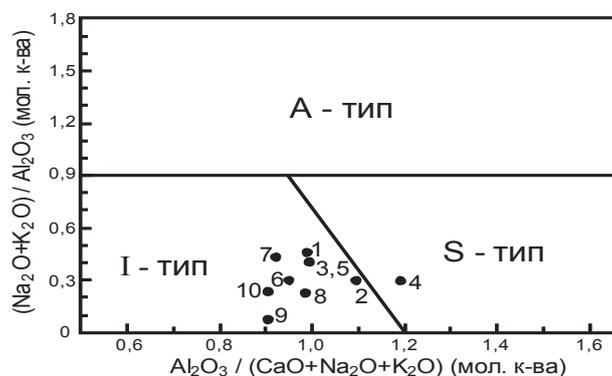


Рис. 4. Диаграмма $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) — (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$, по [4].

Единичные пробы, проанализированные на микроэлементы в ХИАИЦ ИТиГ ДВО РАН (аналитик А. В. Штарева), показали высокое содержание серебра и теллура.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53. Хабаровск. Объяснительная записка. Под ред. А. Ф. Васькина. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ. 2009. 376 с.
2. Добкин С. Н. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 и подготовка к изданию госгеолкарты-200 листа М-53-ХП (Сутырская площадь)». Хабаровск: ТФГИ. 2015.
3. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1985.
4. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan // Tectonophysics. 1990. № 174. P. 2345–255.
5. A geochemical classification for granitic rocks / B. R. Frost [et al.] // J. Petrol. 2001. V. 2. P. 2033–2048.

Нига́й Елена Валенти́новна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск.

Нятыгранский интрузивный комплекс: петрография, петрохимия, возраст (Буреинский массив)

© *Е. В. Нига́й*¹, *С. А. Амелин*², *В. А. Гурьянов*¹

¹ Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия. E-mail: evnitig@gmail.com

² АО «Дальгеофизика», г. Хабаровск, Россия

Нятыгранский габбро-гранодиорит-гранитовый интрузивный комплекс, перспективный на Be, Sc и ряд других полезных ископаемых, представлен мелкими массивами гранитоидов и габброидов в бассейне среднего течения р. Бурея. Характеризуется широким диапазоном значений оксида калия (от толеитовых островодужных до шшонитовых ультракалиевых), низкими и средними показателями агапитового индекса. Новое значение возраста цирконов из гранитов комплекса (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) равно $806,8 \pm 6,6$ млн лет, оно близко к ранее определенному возрасту в 804-789 млн лет.

Ключевые слова: габброиды; гранодиорит-граниты; Буреинский массив; петрохимия; возраст.

Nyatygran intrusive complex: petrography, petrochemistry, and age (Bureya massif)

*E. V. Nigai*¹, *S. A. Amelin*², *V. A. Guryanov*¹

¹ Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, RAS, Khabarovsk, Russia. E-mail: evnitig@gmail.com

² JSC Dal'geofizika, Khabarovsk, Russia

The Nyatygran gabbro-granodiorite-granite intrusive complex indicating favourable potential for Be, Sc and a number of other minerals, is represented by small massifs of granitoids and gabbroids in the middle reaches of the Bureya River basin. The complex is characterized by a wide range of potassium oxide values (from tholeiitic island arc to shoshonite ultra-potassium), low and medium values of the peralkaline index. New age dating on zircons from the granites of the complex (the Centre for Isotope Research, VSEGEI, St. Petersburg) gave an age of $806,8 \pm 6,6$ MA, which is close to the previously determined age of 804-789 MA.

Keywords: gabbroids; granodiorite-granites; Bureya massif; petrochemistry; age.

Нятыгранский габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс, перспективный на Be, Sc и ряд других полезных ископаемых, представлен небольшими массивами гранитоидов и мелкими габброидными интрузиями в бассейнах рек Чепкан, Няротма, Ушканда, Талибджан, Верх. Мельгин (притоки р. Бурея). Выделен в качестве отдельного интрузивного комплекса Ю.П. Змиевским [2].

В составе комплекса выделяются габбро-габбродиоритовая и гранодиорит-гранитовая формации (рис. 1-а).

Гнейсовидные габброиды (габбро и габбродиориты) слагают мелкие тела ($<1,5$ км²) в бассейнах рек Няротма, Ушканда, Талибджан, в устье р. Верх. Мельгин. В бассейне р. Талибджан ими сложено небольшое тело линзовидной формы, вытянутое в северо-восточном направлении. Габбро тёмно-серые, до черного, с зеленоватым оттенком. Характерно сочетание полосчато-сланцеватых и массивных текстур. Сложены андезин-лабрадором (25–55%), роговой обманкой (30–70%), биотитом и кварцем (до 5%). Аксессуары: апатит, сфен, магнетит; вторичные минералы: хлорит, актинолит. Габбродиориты — серые и темно-серые среднезернистые гнейсовидные, гнейсовидно-полосчатые породы, сложенные андезином, андезин-лабрадором (60–70%), роговой обманкой (10–15%), КПШ (до 5%), кварцем (5–15%), биотитом (15–20%). Аксессуары: апатит, сфен, монацит, магнетит, циркон; вторичные минералы: хлорит, серицит, альбит, эпидот. Структура бластомилонитовая, лепидогранобластовая, катакластическая, с элементами очковой и свилеватой (волокнуистой) текстур [1].

Габбро и габбродиориты по сумме щелочей близки к субщелочным породам (рис. 1-а). По содержанию K₂O они относятся к высококалиевым породам известково-щелочной серии (рис. 1-б). Значения агапитового индекса колеблются от 0,11 до 0,33 (рис. 1-в). Они характеризуются также повышенными содержаниями глинозема (Al₂O₃ до 19%). По соотношению Na₂O и K₂O характеризуются преобладанием Na₂O над K₂O (2:1–3:1). Отмечаются повышенные содержания Be и дефицит Mn, Ni, Co, Ti. Содержания других микроэлементов близки к кларковым [1].

Гранодиоритами и гранитами нятыгранского комплекса сложен небольшой Талибджанский массив в бассейне р. Талибджан. Гнейсовидные мелкозернистые гранодиориты с биотитом, роговой обманкой и пироксеном к центральным частям массива теряют черты гнейсовидности, приобретают более светлую окраску, становятся более крупнозернистыми. Для периферийных гнейсовидных разновидностей характерно чередование темных и светлых полос шириной 0,5–10,0 см. Аналогичную

форму и строение имеют интрузивы, вскрывающиеся в устье р. Верхний Мельгин и в верховье р. Ушканда. Гранодиориты светло-серые и серые, с гнейсовидной полосчатой текстурой, катаклазированные, сланцеватые, порфирикластические, линзовидно-очковые. Для них характерно сочетание катакlastической, зернистой гранитовой и лепидогранобластовой структур. Переходы от гранодиоритов к гранитам постепенные. Состоят из КПШ — 10–40%, плагиоклаза — 20–45%, кварца — 15–40%, биотита — до 5–25%, роговой обманки — до 10%. Акцессории: гранат, пироксен, апатит, циркон, монацит, магнетит. В зонах рассланцевания и гидротермального изменения пород встречаются хлорит, серицит, эпидот, альбит, актинолит. Биотитовые граниты и дайки гранит-порфиров, слагающие Чепкан-Алагирский, Томь-Сербакский и часть Талибджанского массива — однообразные по составу, текстуре и окраске гнейсовидные светло-серые с буроватым оттенком и тёмно-серые, средне- и мелкозернистые, гнейсовидно-сланцеватые породы, часто пятнистые из-за белых прямоугольных зёрен плагиоклаза. Состав: кварц 20–40%, микроклин 10–25%, олигоклаз, олигоклаз-андезин 30–50%, микроклин-микрпертит — до 10%, биотит — до 5–15%, редко — синевато-тёмно-зелёная роговая обманка. Акцессории: апатит, циркон, сфен, монацит, титаномagnetит. Вторичные минералы — серицит, хлорит, альбит, цоизит-эпидот. Установлен дефицит V, Mn, Cr, Sr (с КК<0,4) [1].

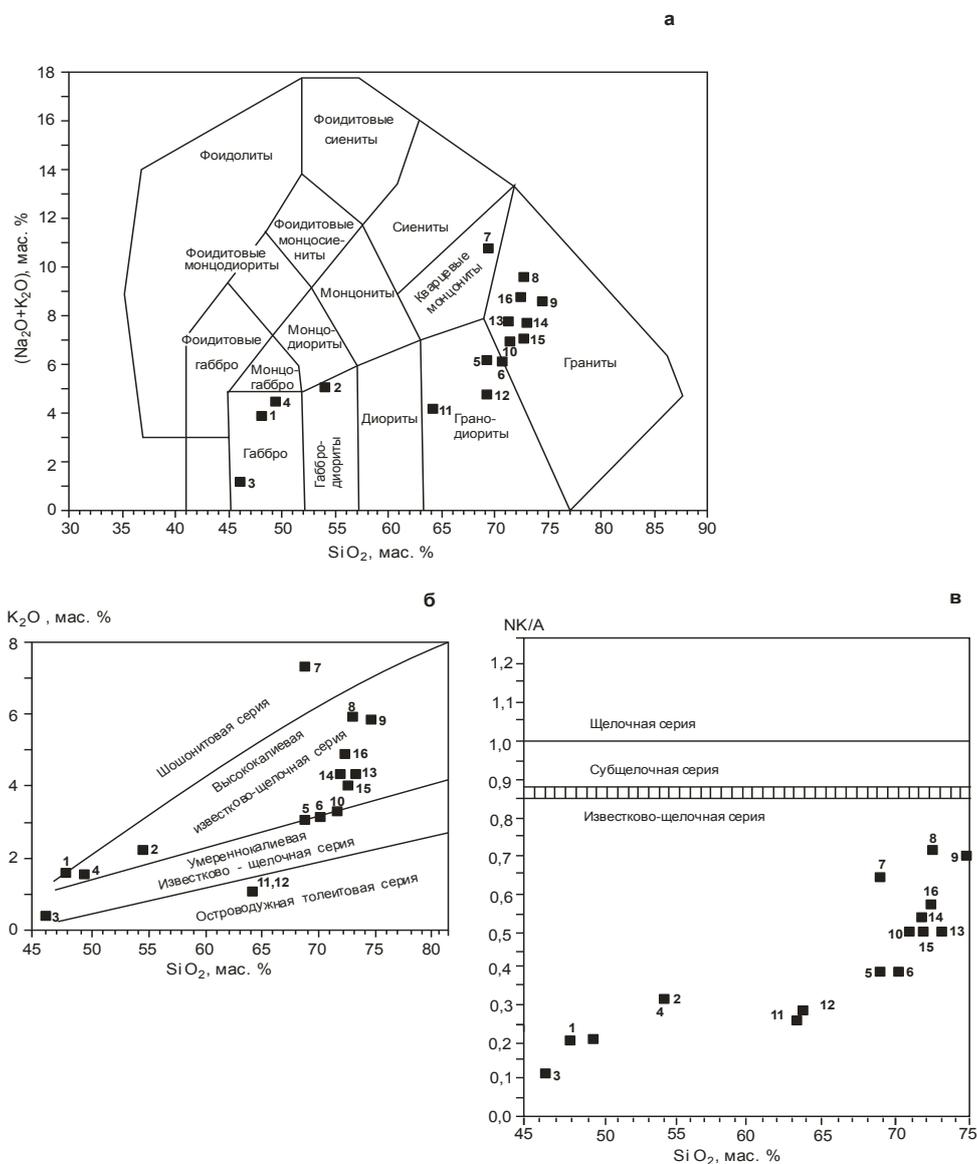


Рис. 1. Классификационные диаграммы для нятыгранского интрузивного комплекса: **а** — в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; **б** — по содержанию K_2O ; **в** — по апатитовому индексу (NK/A) — SiO_2 .

Гранодиорит-гранитовая составляющая комплекса характеризуется широким диапазоном содержаний K_2O : от толеитовой островодужной серии до ультракалиевой шощонитовой. К

ультракалиевой шощонитовой относится проба, которая характеризуется как кварцевый монзонит. К высококалиевой известково-щелочной относятся гранодиориты и граниты; к островодужной толеитовой — часть гранодиоритов с наиболее низкими содержаниями Na_2O и K_2O (рис. 1-б). Они имеют пониженные (0,26–0,38, гранодиориты) и средние (0,45–0,75, граниты) значения агпаитового индекса (рис. 1-в).

Интрузии нятыгранского комплекса прорывают метаморфические сланцы рудоносной нятыгранской свиты. Возраст цирконов из гранитов комплекса, определенный в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), составляет $806,8 \pm 6,6$ млн лет [1]. Возраст цирконов из другой части образцов нятыгранского комплекса в 504 ± 5 млн лет (определен в том же центре) объясняется их омоложением под воздействием магматических процессов в позднем кембрии — раннем ордовике [1].

Возраст пород метагаббро и амфибол-биотитовых гнейсогранитов нятыгранского комплекса бассейна р. Буряя определен в интервале 940–933 млн лет [4]. Для цирконов из лейкогранитов и гастингсит-лепидомелановых гранитов бассейна р. Чепкан получены U-Pb датировки возраста в 804–789 млн лет [4]. Эти значения близки к значениям возраста цирконов из гранитов нятыгранского комплекса ($806,8 \pm 6,6$ млн лет).

В связи с новыми данными возраст нятыгранского интрузивного комплекса предложено считать позднерифейским [1]. На картах миллионного масштаба третьего поколения его возраст представлен как раннепротерозойский [3].

Работа выполнена в рамках государственного задания НИР ИГиГ ДВО РАН.

Литература

1. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 территории листа М-52-ХП (Мельгинская площадь)» / В. Н. Арапов [и др.]. Хабаровск: АО «Дальгеофизика». ТФГИ по Хабаровскому краю. 2016.
2. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов р. Верх. Мельгин и р. Талая / Ю. П. Змиевский [и др.]. Отчет Мельгинской партии по специализированной групповой геологической съемке и геологическому доизучению масштаба 1:50000 за 1977–1980 гг. Хабаровск. ГСЭ ДВТУ, 1982.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-52. Благовещенск. Объяснительная записка. / Н. Н. Петрук [и др.]. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 496 с.
4. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса / А. А. Сорокин [и др.] // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.

Нига́й Елена Валенти́новна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск.

Закономерности размещения прогнозируемых коренных источников различных формационных типов (восток Сибирской платформы)

© З. С. Никифорова

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия. E-mail: znikiforova@yandex.ru

В результате анализа закономерности размещения предполагаемых золоторудных коренных источников различных формаций, выявленных по индикаторным признакам россыпного золота, обосновано, что рудные источники россыпной золотоносности связаны с определенными геолого-структурными позициями. Прогнозируемые золоторудные источники малосульфидной золотокварцевой, золотомедно-порфировой и золотожелезисто-кварцевой, золоторедкометальной и золотоплатиноидной формаций приурочены к выходам фундамента и к их обрамлениям. Золоторудные проявления мезозойского этапа рудообразования золотосульфидно-кварцевой формации пространственно связаны с глубинными разломами, а рудные источники золотосеребряной формации расположены в зонах внутриконтинентальных палеорифтов. Таким образом, впервые на востоке Сибирской платформы установлены геолого-структурные позиции для прогнозируемых формационных типов золоторудных источников, способствующие более корректному подбору методов поиска золоторудных месторождений на закрытых территориях и оценки их перспективности.

Ключевые слова: геолого-структурный анализ; платформа; глубинные разломы; палеорифты; россыпное золото; индикаторные признаки; коренные источники; формационные типы; золоторудные проявления; месторождения.

Mechanism of location of predicted primary sources of different mineral association types (East Siberian platform)

Z. S. Nikiforova

Institute of Diamond and Precious Metal Geology, SB RAS, Yakutsk, Russia. E-mail: znikiforova@yandex.ru

It is proved that, ore sources of placer gold content are related to particular geologic-structural positions, as a result of analysis of mechanism of location of expected gold primary sources of different mineral associations, identified by indicators of placer gold. Predicted gold sources of low-sulfide gold-quartz, gold-copper-porphyry and gold-iron-quartzite, gold-rare metal and gold-platinoid associations are confined to the basement outcrop and their framings. Gold manifestations of the Mesozoic stage of ore formation of gold-sulfide-quartz association are spatially related to deep-seated faults, and ore sources of gold-silver association are located in zones of intracontinental paleorifts. Thus, geologic-structural positions for predicted mineral association types of gold sources are identified in the East Siberian platform for the first time, which are helpful in more correct selection of methods of prospecting gold deposits in closed areas and evaluation of their potential.

Keywords: geologic-structural analysis; platform; deep-seated faults; paleorifts; placer gold; indicators; primary sources; mineral association types; gold manifestations; deposits.

Проблема выявления золоторудных источников на востоке Сибирской платформы существовала с прошлого столетия в связи с тем, что данная территория перекрыта мощным чехлом мезокайнозойских отложений, где традиционные методы поиска рудных месторождений не приносили положительных результатов.

На основе обобщения материалов по индикаторным признакам россыпного золота и анализа закономерности их распределения, впервые установлено, что коренными источниками россыпной золотоносности являются различные формационные типы оруденений, которые связаны с определенными геолого-структурными позициями [1].

Рудные источники *малосульфидной золотокварцевой формации*, выделенные на основании выявления характерных для этой формации индикаторных признаков (кварц, пирит, арсенопирит, карбонаты), предполагаются в местах выходов фундамента и их обрамлений. Формирование таких источников больших глубин малосульфидной золотокварцевой формации возможно на северо-востоке Сибирской платформы — Анабарский щит, Оленекское и Билиро-Уджинское поднятие и других. Коренные источники данной формации в центральной части востока Сибирской платформы (Вилюйская синеклиза) приурочены к Сунтарскому своду, Верхнесинскому, Баппагайскому, Чакыйскому и Якутскому выступу и другим, а на юго-востоке к зоне сочленения с Байкало-Патомским складчатым надвиговым поясом. Рудопроявления находятся в метаморфических породах архея и раннего протерозоя в минерализованных зонах дробления выходов фундамента. Рудовмещающими породами для них являются терригенно-карбонатные вулканогенные толщи, кристаллические сланцы, гранито-

гнейсы и гранитоиды, в которых обнаружены сульфидные кварц-карбонатные жилы с содержанием Au до 2,7 г/т.

Оруденение больших глубин *золотомедно-порфировой формации* выделено на основе обнаружения в высокопробном золоте устойчивого содержания Cu от 0,5 до 4 %. Источники данной формации прогнозируются на северо-востоке Сибирской платформы в гранитоидных массивах Анабарского щита и его обрамления. Эти рудопроявления, вероятно, приурочены к гранитоидным массивам, штокверкам и линейным зонам. Рудовмещающими породами являются диориты, гранодиориты, плагиогнейсы, гранитогнейсы и кристаллические сланцы с кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией и содержанием Au до 2,5 г/т.

Обнаружение в высокопробном золоте повышенного содержания Fe и микровключений, характерных для месторождений *золотожелезисто-кварцитовой формации*, послужило основанием предположить формирование таких рудных источников докембрийского этапа рудообразования на юго-востоке Сибирской платформы в северо-западной краевой части Алданского щита, в бассейнах рек Торго, Токко, Чара и других. Геолого-структурные предпосылки следующие — золоторудные источники располагаются в метаморфогенных отложениях архея, рудовмещающими породами являются базальтовые терригенно-вулканогенные толщи с железистыми кварцитами, в которых наблюдаются залежи вкрапленного оруденения с содержанием золота до 1 г/т.

Предположение о формировании коренных источников *золотоплатиноидной формации* основано на выявлении в высокопробном золоте элементов-примесей Pt, Pd, Ni, а также минеральной фазы платины в золоте и сростания золота с платиной [1, 2]. Формирование рудопроявлений золотоплатиноидной формации возможно в обрамлении Сунтарского свода, а также на Анабарском щите в Котукай-Монхолинской зоне. Характерными рудовмещающими породами являются интрузии анортозитового и габбро-долеритового состава, в которых наблюдаются прожилково-вкрапленные сульфидные руды.

Наличие рудных источников *золото-редкометальной формации* предполагается на территории Анабарского щита в бассейне р. Бол. Куонамка, на основании выявления в россыпном золоте микровключений висмута, мальдонита, теллуридов серебра и других, характерных для этой формации [2]. Образование такого типа оруденения связано с мобильной зоной Восточно-Анабарского разлома. Рудовмещающие породы находятся в гранитоидных массивах и прилегающих ороговикованных осадочных породах, потенциально золотоносными телами служат зоны ороговикования и калиевые метасоматиты, в которых наблюдаются жилы и прожилки с видимым золотом.

Выявление в россыпном золоте сульфидов, теллуридов и минералов с редкоземельными элементами послужило основанием прогнозировать формирование близповерхностных рудных источников *золотосульфидно-кварцевой формации* на юго-востоке Сибирской платформы в бассейне средней Лены на участках, пространственно приуроченных к Баппагайскому глубинному разлому, Кемпендяйскому и другим. Характерными рудовмещающими породами являются терригенно-карбонатные толщи, в которых развиты потенциально рудоносные образования зоны метасоматитов, выраженные минерализованными зонами дробления, брекчирования, окварцевания и ожелезнения. Характерный морфологический тип рудных тел — это залежи вкрапленного оруденения с содержанием золота от 2 г/т до 10 г/т и более. Формирование таких золоторудных источников *золотосульфидно-кварцевой формации* возможно также на северо-востоке Сибирской платформы в бассейнах рек Анабар и Эбелях в Молодо-Попигайской системе разломов, в зонах метасоматитов палеозойских терригенно-карбонатных толщ.

Образование малоглубинных оруденений золотосеребряной формации предполагается во внутриконтинентальных Вилюйском и Уджинском палеорифтах. Выделение данной формации основано на выявлении в россыпном золоте повышенного содержания Ag до 40-50%, а также микровключений стронцевого барита, кальцита, адуляра и теллуридов, свойственных для данной формации. Оруденения *золотосеребряной формации* впервые прогнозируются в зоне Кемпендяйской дислокации (Вилюйский палеорифт). Здесь формирование рудных источников *золотосеребряной формации* связано с вулканической деятельностью андезит-дацитового состава. Характерными рудовмещающими породами являются песчаники мелового возраста, в которых прослеживаются кварц-баритовые-кальцитовые жилы с содержанием золота до 1 г/т. Рудопроявления *золото-серебряной формации* могут формироваться и в Уджинском палеорифте в бассейне р. Уджа [2].

Таким образом, впервые обосновано, что предполагаемые формационные типы коренных источников россыпной золотоносности связаны с определенными геолого-структурными позициями. Рудные источники малосульфидной *золотокварцевой*, *золотомедно-порфировой*, *золотожелезисто-кварцитовой*, *золоторедкометальной* и *золотоплатиноидной формаций* приурочены к выходам фун-

дамента и к их обрамлениям. Коренные источники золотосульфидно-кварцевой формации пространственно связаны с глубинными разломами, а оруденения золотосеребряной формации расположены в зонах внутриконтинентальных палеорифтов в полях развития вулканизма андезит-дацитового состава. В целом, выделенные формационные типы коренных источников по индикаторным признакам россыпного золота определяют геолого-структурный контроль и, тем самым, способствуют более корректному подбору методов поиска золоторудных месторождений различных формаций и оценки перспективности на закрытых территориях.

Работа выполнена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно-привлекательных территорий Республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие её производительных сил и социальной сферы на 2016-2020 годы и в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2018 г.

Литература

1. Золотоносность востока Сибирской платформы: россыпи — коренные источники / З. С. Никифорова [и др.] // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 305–319.
2. Герасимов Б. Б., Никифорова З. С. Предполагаемые формационные типы коренных источников золота Анабарского района (северо-восток Сибирской платформы) // Наука и образование. 2017. № 2. С. 11–16.

Никифорова Зинаида Степановна, доктор геолого-минералогических, главный научный сотрудник лаборатории Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск.

Природа окраски турмалинов месторождения Канакан (Афганистан)

© А. Г. Николаев¹, Г. А. Юргенсон², А. Д. Михеева¹, В. М. Галиуллин¹

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия. E-mail.ru: Anatolij-nikolaev@yandex.ru

² Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия. E-mail.ru: yurgga@mail.ru

В данной работе представлены исследования природы окраски турмалинов с месторождения Канакан (провинция Нуристан, Афганистан). Выявлены кристаллохимические особенности турмалинов и изучен изоморфизм элементов хромофоров в кристаллическую структуру минерала.

Ключевые слова: турмалин; кристаллохимия; оптическая спектроскопия; природа окраски.

The nature of the coloring of tourmalines in the Kanakan field (Afghanistan)

A. G. Nikolaev¹, G. A. Yurgenson², A. D. Mikheeva¹, V. M. Galiullin¹

¹ Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia. E-mail.ru: Anatolij-nikolaev@yandex.ru

² Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia. E-mail.ru: yurgga@mail.ru

In this paper studies of the nature of the coloring of tourmalines from the Kanakan field (Nuristan province, Afghanistan) are presented. Crystallochemical features of tourmalines are revealed and the isomorphism of elements by the chromophore into the crystalline structure of the mineral.

Keywords: tourmaline; crystal chemistry; optical spectroscopy; nature of coloring.

Цель данной работы — исследование природы окраски турмалинов с месторождения Канакан и выявления кристаллохимических особенностей их кристаллической структуры. Турмалин как ювелирный камень интересен, прежде всего, разнообразной красивой окраской, охватывающей всю цветовую гамму спектра, нередко глубокой и яркой с множеством тонов и оттенков. Все образцы имели яркий зеленый цвет с небольшим голубым оттенком.

Оптические спектры поглощения записывались на специализированном спектрофотометре SHIMADZU UV — 3600 в диапазоне длин волн 185–3300 нм. Дополнительно оптические спектры записывались на стандартизированном спектрофотометре МСФУ-К. Регистрация оптических спектров поглощения производилась в интервале длин волн 400–800 нм, с шагом 1 нм. Анализ химического состава турмалинов изучался с помощью сканирующего электронного микроскопа Phoenix XL-30 ESEM фирмы FEI с ЭДС-детектором EDAX.

Турмалин — сложный кольцевой боросиликат со следующей обобщенной кристаллохимической формулой, которая имеет вид $XY_3Z_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH,F)_4$, где X — Na, Ca, K; Y — Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Fe³⁺, Al³⁺, Li⁺, Cr³⁺, Z — Al³⁺, Fe²⁺, Fe³⁺.

Кристаллическая структура турмалина допускает возможность широких изоморфных замещений главным образом в его катионной части. Обычно выделяются два главных изоморфных ряда: железо-магниевый (шерл-дравитовый) и железо-литиевый (шерл-эльбаитовый). Конечными членами этих рядов являются шерл (происхождение термина точно не установлено) — $NaFe^{2+}_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH,F)_4$, дравит (по месту первой находки — району Драве в Югославии) — $NaMg_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH,F)_4$ и эльбаит (по острову Эльба) — $Na(Li,Al)_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH,F)_4$. При этом между дравитом и эльбаитом предполагается разрыв смесимости [2].

При исследовании химического состава турмалинов было выявлено, что основными его элементами-хромофорами являются марганец и железо (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав турмалина (вес. %):

	O	Na	Al	Si	Ca	Mn	Fe
Край кристалла	53,70	3,81	22,80	18,47	0,29	0,89	0,54
Центр кристалла	53,81	1,99	22,71	18,96	0,48	1,06	0,98

Общей особенностью оптических спектров поглощения турмалинов является наличие двух широких интенсивных полос поглощения в видимой и ближней инфракрасной области на длинах волн 715 и 1272 нм. Конфигурация спектров поглощения и значение энергий позволяет приписать наблюдаемые полосы электронным переходам в ионах Fe²⁺, которые изоморфно входит в октаэдрические Y-позиции структуру турмалина. Полосы поглощения связанные с ионами Fe²⁺ в спектрах обуслов-

лены разрешенными по спину переходами с основного состояния терма ${}^5T_{2g}$ на более высокий энергетический уровень 5E_g соответственно [1, 3, 4, 5]. Низкая точечная симметрия Y-позиции способствует расщеплению и вырождению 5E_g -уровня кристаллическим полем, что в свою очередь дает в спектрах две полосы поглощения в области 715 и 1272 нм.

Полоса поглощения в районе 510–530 нм связана по своему характеру и положению в спектре с ионами Mn^{3+} , в которых разрешены по спину ионные d-d переходы ${}^5E_g \rightarrow {}^5T_{2g}$. Данные ионы находятся в октаэдрической Y-позиции в структуре турмалина.

В ближней инфракрасной области спектров турмалинов фиксируются узкие полосы поглощения в области 1300–1500 и 2100–2500 нм. Эти узкие линии связаны с колебаниями ОН-групп в кристаллической структуре минерала. В области 2600–3100 нм фиксируются бесструктурные колебания, связанные с молекулами воды во флюидных включениях в турмалинах.

По результатам интерпретации оптических спектров поглощения турмалинов был проведен расчет координат цветности по международной колориметрической системе МКО-1931, источник цвета D-65. Для турмалинов доминирующая длина волны (λ) основного цветового тона составила 521,9–576 нм, а величина насыщенности основного цветового тона изменялась от 0,42 до 11,4 %.

В ходе проведенных исследований были проанализированы оптические спектры поглощения изумрудов с месторождения Канакан (провинция Нуристан, Афганистан) и исследована природа их окраски. Природа окраски связана исключительно с ионами Fe^{2+} , которые изоморфно входят в Y-позицию структуры турмалина [5]. Незначительно на окраску также влияют ионы Mn^{3+} .

Литература

1. Бахтин А. И. Породообразующие силикаты: Оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. 192 с.
2. Киевленко Е. Я. Геология самоцветов. М.: Земля. Ассоциация ЭКОСТ, 2000. 582 с.
3. Платонов А. Н., Таран М. Н., Балицкий В. С. Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 1984. 196 с.
4. Свиридов Д. Т., Свиридова Р. К., Смирнов Ю. Ф. Оптические спектры ионов переходных металлов в кристаллах. М.: Наука, 1976. 266 с.
5. Николаев А. Г., Фахардо Бехарано Э. Л., Попов М. П. Оптическая спектроскопия и сравнительные кристаллохимические особенности изумрудов различных промышленно-генетических типов месторождений. // Металлогения древних и современных океанов-2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 236–239.

Николаев Анатолий Германович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета, г. Казань.

**Рудоносные анортозиты Рифа I верхнерифейского Йоко-Довыренского массива:
новые данные по составу, ЭПГ-Cu-Ni минерализации, флюидному режиму
и условиям образования**

© Д. А. Орсов

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: magma@ginst.ru

Излагаются результаты изучения рудоносных анортозитов Рифа I Йоко-Довыренского массива. Показано, что сульфидные ассоциации и минерализация ЭПГ связаны с эволюцией несмешивающейся сульфидной жидкости, обогащенной летучими компонентами. Большинство минералов ЭПГ относятся к послемагматической пневматолито-гидротермальной стадии. Кристаллизация сосуществующего высокоглиноземистого силикатного расплава описывается в экспериментальной системе An-Di-Fo.

Ключевые слова: анортозиты; сульфидная жидкость; силикатный расплав; породообразующие минералы; элементы платиновой группы; флюидный режим и летучие компоненты.

**Ore-bearing anorthosites of the Reef I of the Upper Riphean Yoko-Dovyren Massif:
new data on the composition, PGE-Cu-Ni mineralization, fluid regime and formation conditions**

D. A. Orsoev

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: magma@ginst.ru

The results of the study of ore-bearing anorthosites of the Reef I of the Yoko-Dovyren Massif are represented. It is demonstrated that the sulfide associations and the PGE mineralization are associated with the evolution of an immiscible sulfide liquid enriched in volatile components. Most PGE minerals refer to the postmagmatic pneumatolytic-hydrothermal stage. The crystallization of a coexisting high-alumina silicate melt is described in the experimental system An-Di-Fo.

Keywords: anorthosites; sulfide liquid; silicate melt; rock-forming minerals; platinum group elements; fluid regime and volatile components.

Платиноносный Риф I с малосульфидным типом оруденения располагается в верхней части «критической зоны» Йоко-Довыренского массива. Ранее проведенными нами исследованиями было установлено пространственное положение и строение этой зоны, показано, что в пределах Рифа I основными концентраторами элементов платиновой группы (ЭПГ) являются анортозитовые обособления и лейкократовые оливиновые габбро с крайне неоднородной (такситовой) текстурой, выявлены 14 минералов ЭПГ и 6 — Au и Ag, а также показана роль процессов дифференциации и флюидного режима в переносе и концентрировании ЭПГ. Все эти данные были нами обобщены в монографии [1]. Однако, за прошедшие годы накоплен новый фактический материал, который позволил для анортозитов дополнить данные по их химическому и минеральному составу, выявить новые платиновые минералы и их взаимоотношения с сульфидными ассоциациями, изучить с помощью метода газовой хроматографии водный и газовый состав флюидной фазы. В настоящем сообщении все эти новые данные предлагаются вашему вниманию. Исследования базируются на изучении 24 образцов и проб анортозитов и такситовых оливиновых лейкогаббро, отобранных при составлении разрезов «критической зоны» и Рифа I.

Рудоносные анортозиты представлены жилообразными телами, но чаще шпирами и гнездами неправильной формы, размер их варьирует от десятков сантиметров до 1 м, редко более. На контактах отсутствуют признаки закалки и деформации вмещающих пород. Характерны неравномерное зернистое строение, неоднородная (такситовая) текстура, выраженная участками сгущения (обычно в виде полос) темноцветных минералов (оливин, пироксены, хромшпинелиды и др.). К ним, как правило, приурочена мелкая вкрапленность сульфидов в количестве до 5 об.%. В плагиоклазовой матрице сульфидов существенно меньше. Основной объем породы (до 94%) слагают призматические кристаллы бедного Ca битовнита, состав которого изменяется в пределах $An_{76.5-87.5}Ab_{12.0-23.5}Or_{0.4-0.7}$, постоянно фиксируется изоморфная примесь FeO (0.42–0.61 мас. %). Второстепенные минералы: оливин ($For_{81.2-78.3}$), содержащий NiO (0.19–0.34 %), авгит ($En 39.5-44.3$, $Fs 9.5-18.0$, $Wo 41.1-47.0$), энстатит ($En 73.5-79.2$, $Fs 16.2-23.7$, $Wo 2.5-4.6$), магнезиальная роговая обманка ($f = 15.6-49.4$ %). Акцессорные хромшпинелиды (малотитанистые ферриалюмохромит, субалюмоферрихромит и субалюмохроммагнетит по классификации Н.В. Павлова) ассоциируют с кумулятивным оливином и плагиоклазом, Вторичные минералы — тремолит-актинолит, хлорит, минералы группы эпидота, биотит

($f = 47.7\text{--}53.0\%$). Обнаружены единичные зерна ортоклаза, хлорапатита, циркона, бадделеита, ловелингита, уран- и торий содержащих фаз.

Химический состав анортозитов охватывает интервал по SiO_2 (мас.%) 44.20–48.69, Al_2O_3 21.12–35.00, CaO 11.75–16.82, FeO^* 1.66–6.93 и MgO 0.34–13.15. Породы характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (0.03–0.22) и P_2O_5 (0.01–0.14) и по отношению к нижним зонам массива — повышенными концентрациями Na_2O (0.63–1.97) и K_2O (0.10–0.47). Вариации минерального состава отражаются на бинарных петрохимических диаграммах, которые демонстрируют отрицательные корреляции MgO с Al_2O_3 , CaO , суммой щелочей и положительную — с FeO^* . Такие соотношения являются признаками реализации механизма фракционной кристаллизации магматического расплава. Средний состав анортозитов ($n=24$) (мас.%) — SiO_2 45.99, TiO_2 0.11, Al_2O_3 29.43, Fe_2O_3 1.22, FeO 2.86, MnO 0.03, MgO 3.35, CaO 15.12, Na_2O 1.63, K_2O 0.18, P_2O_5 0.02, что отвечает нормативному составу по CIPW (%): *Pl* 86.25, *Ol* 7.46, *Or* 1.06, *Di* 1.96, *Hyp* 1.15, *Mgt* 1.77, *Ilm* 0.21, *Ap* 0.05 об.%. По отношению к породам нижних и верхних зон массива анортозиты характеризуются более высокими суммарными содержаниями редких элементов, однотипными спектрами ЭПГ и несовместимых элементов.

Распределение рудных элементов и ЭПГ связано с изменчивостью состава сульфидной составляющей и ее объема. Содержание S колеблется в пределах 0.10–1.57 мас. %, Ni — 310–3200 г/т, Cu — 315–4800 г/т, Co — 33–130 г/т. Величина отношения Cu/Ni, как правило, больше 1, что контрастно отличает анортозиты от других сульфидсодержащих пород массива. Распределение концентраций Ni, Cu, Co как в отдельности, так и в сумме обнаруживают жесткие положительные корреляционные связи с содержанием S. Суммарное содержание ЭПГ варьирует в пределах 0.235–4.663 г/т. Главными элементами являются Pt и Pd при незначительных концентрациях Rh, Ru, Ir и Os. Отношение Pt/Pd — 1.0–5.7 и только в одной пробе оно меньше 1. Отмечается четко выраженная положительная корреляция суммы Pt и Pd с содержанием S, но более жесткая положительная связь фиксируется между Pt и Cu. Платинометалльное оруденение, таким образом, тесно связано с сульфидной фазой и имеет платиновую и медную специализацию.

Рудная сидеронитовая минерализация представлена сульфидами субсолидусных превращений продуктов кристаллизации Fe-Cu-Ni-S жидкости. Основным парагенезисом является $\text{Cbn} + \text{Csp} \pm \text{Tal} + \text{Tr} \pm \text{Pn}$ с подчиненной ролью $\text{HPo} \pm \text{Tr} + \text{Pn} \pm \text{Csp}$. За счет высоких коэффициентов распределения между силикатным расплавом и сульфидной жидкостью в последней накапливаются рудные элементы и ЭПГ. Содержания рудных компонентов в пересчете на 100%-сульфид рассмотрены нами в системах Fe-Ni-S (без учета Cu) и Fe-Cu-S (без учета Ni+Co). В первом случае все анализы попали в область *mss*, во втором — *iss* и *iss+poss*. При фракционной кристаллизации, обогащенной Cu сульфидной жидкости, происходит сначала образование богатого Fe и Ni *mss* с постепенным отделением и обогащением медью расплава, последующая кристаллизация которого формирует *iss*. Эти твердые растворы с понижением температуры в дальнейшем распадаются на Po-Pn-Csp и $\text{Csp-Cbn-Pn} \pm \text{Tal}$ соответственно. В последнем также возникают решетчатые структуры распада Csp и Cbn , Csp и Tal . Средний состав *Tr* (мас.%) : Fe 63.01, Ni, 0.05, S 36.36, сумма 99.42; формула $(\text{Fe}_{0.997}\text{Ni}_{0.001})_{0.001}\text{S}_{1.002}$. Средний состав *HPo* (мас.%) : Fe 61.66, Ni, 0.12, S 37.86, сумма 99.64; формула $(\text{Fe}_{0.965}\text{Ni}_{0.002})_{0.001}\text{S}_{1.033}$. Средний состав *Cbn* (мас. %) : Cu 23.57, Fe 40.58, Ni 0.03, S 35.44, сумма 99.62; формула $\text{Cu}_{1.010}(\text{Fe}_{1.979}\text{Ni}_{0.001})_{1.980}\text{S}_{3.010}$. Все проанализированные зерна халькопирита удовлетворительно отвечают стехиометрическому составу $\text{Cu}_{0.994}\text{Fe}_{1.002}\text{S}_{2.004}$ с небольшим дефицитом по Cu. Изменчивость составов пентландита и моносulfидов железа хорошо согласуются между собой: наиболее высокие содержания Fe отмечаются для *Pn*, ассоциирующего с *Tr*, наименьшие — с *HPo*.

Дополнительно к ранее изученным минералам ЭПГ [1] выявлены туламинит — Pt_2FeCu , ниглит — $\text{Pt}(\text{Sn}, \text{Bi})$, винцентит — $(\text{Pd}, \text{Pt})_3(\text{As}, \text{Sb}, \text{Te})$, фрудит — PdBi_2 , две неизвестные фазы состава $\text{Pt}_2\text{Pd}_2\text{Sn}$ и $\text{Pd}_2(\text{Cu}, \text{Fe})_2(\text{Te}, \text{Pb}, \text{S})_3$. Кроме того, обнаружены Ge-содержащие платиноиды (первые находки в России): палладогерманит — Pd_2Ge , паоловит (8.10 мас.% Ge) и звягинцевит (0.55 мас.% Ge) [2]. Платиновая минерализация образует в анортозитах очень мелкие выделения разнообразной формы и метакристаллы, которые развиваются на контактах сульфидных минералов (чаще кубанит и халькопирит) с плагиоклазом, менее распространены метакристаллы вне сульфидов, слагая отдельные вроски и их цепочки в жилках пренита и карбонатов в пироксенах, плагиоклазе, биотите и амфиболах. При этом вокруг сульфидов наблюдаются метасоматические ореолы, в которых появляются гидроксилсодержащие пренит, цоизит, эпидот биотит, хлорит, амфиболы и уменьшается основность плагиоклаза. Биотит и амфибол (паргасит, ферроэденит) в этой ассоциации содержат 0.6–1 и 0.7–1.1 мас.% Cl, соответственно. Показательны псевдоморфозы алтаита PbTe , клаусталита PbSe и звягинцевита $(\text{Pd}, \text{Pt})_3\text{Pb}$ по галениту, маякита PdNiAs по пентландиту [2].

Анализ минеральных ассоциаций, сопровождающих формирование малосульфидного платинового оруденения в анортозитах Рифа I Йоко-Довыренского массива позволяет интерпретировать развитие платиновой минерализации как следствие всей совокупности процессов фракционной кристаллизации и дифференциации довыренского магматического расплава с отделением несмешивающейся Fe-Ni-Cu-Co сульфидной жидкости, последовательно обогащающейся в направлении анортозитов медью, хлорсодержащими летучими компонентами, Pt, Pd, Au, Te, Bi, Sn, As, Sb, Ge. Состав флюидов в монофракциях плагиоклаза (по данным газовой хроматографии) характеризуется высокими содержаниями H₂O (1,84–22,3 мл/г), а ведущими компонентами газовой фазы являются H₂ и CO₂ при подчиненной роли CO и CH₄. Таким образом, большинство минералов ЭПГ — послемагматические пневматолито-гидротермальные образования.

Кристаллизацию рудных анортозитов можно достаточно корректно рассмотреть на диаграмме An-Di-Fo (рис. 1).

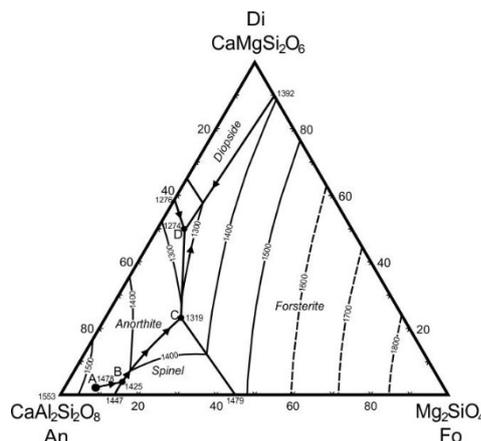


Рис. 1. Ход кристаллизации среднего состава анортозита Рифа I на тройной диаграмме An-Di-Fo

Средний состав анортозита располагается в поле анортита и поэтому первой фазой при температуре ликвидуса 1478°C будет анортит (точка A). По мере его кристаллизации состав остаточного расплава смещается в сторону линии An-Spl. В точке C (1319°C) появляется форстерит и далее в точке эвтектики D (1274°C) совместно кристаллизуются анортит, форстерит и диопсид до полного исчезновения расплава.

Литература

1. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы / Н. Д. Толстых [и др.] Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.
2. Палладогерманид Pt₂Ge сульфидоносных анортозитов Йоко-Довыренского интрузива — первая находка в России / Э. М. Спиридонов [и др.] // ДАН. 2018 в печати.

Орсоев Дмитрий Анатольевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Палеозойские щелочные интрузии в восточном обрамлении Сыдо-Ербинской впадины (геология и петрография)

© *О. Ю. Перфилова*¹, *А. А. Воронцов*², *Б. М. Лобастов*¹

¹ Сибирский Федеральный университет, г. Красноярск, Россия. E-mail: perfil57@mail.ru, lbm02@ya.ru

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: voront@igc.irk.ru

Рассмотрены особенности геологии и петрографии пород палеозойских щелочных интрузий юго-восточного горного обрамления Минусинского межгорного прогиба (Восточный Саян).

Ключевые слова: щелочные породы; фойяиты; нордмаркиты; щелочные сиениты; умереннощелочные граниты.; Сайбарский массив; Буровский массив; Высокогорский массив; Восточный Саян.

The Paleozoic alkaline intrusions in the Eastern frame of the Sydo-Yerbinskaya depression (geology and petrography)

*O. Yu. Perfilova*¹, *A. A. Vorontsov*², *B. M. Lobastov*¹

¹ Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: perfil57@mail.ru, lbm02@ya.ru

² Institute of Geochemistry A. P. Vinogradova, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: voront@igc.irk.ru

In this work authors analysed the peculiarities of the Geology and petrography of the Paleozoic alkaline intrusions of the South-Eastern mountain framing of the Minusinsk intermountane trough (Eastern Sayan mountains).

Keywords: alkaline rocks; foyaites; nordmarkites; alkaline syenites; peralkalin microgranites; Saibarsky intrusion; Burovsky intrusion; Vysokogorsky intrusion; the Eastern Sayan mountains.

Щелочные палеозойские интрузии Восточного Саяна в восточном обрамлении Сыдо-Ербинской впадины (Сайбарский, Буровский, Высокогорский, Идринский, Адрихинский, Лутагский, массивы) почти 100 лет привлекают пристальное внимание многочисленных исследователей, среди которых были Я.С. Эдельштейн, Ю.А. Кузнецов, И.В. Лучицкий, Г.М. Саранчина, А.Э. Изох. Эти массивы входили в состав различных интрузивных комплексов: сайбарского, идринского и лутагского, с возрастом от раннего до среднего девона. В современных серийных легендах Госгеолкарт все они отнесены к сайбарскому комплексу, возраст петротипа которого — Сайбарского массива, определенный А.Э. Изохом, оказался равным 457 ± 10 Ма (U-Pb, Zr), что соответствует позднему ордовику [1–4]. Вмещающими породами являются разнообразные по составу эффузивы и туфы раннекембрийского, поздеордовикско-раннесилурийского и раннедевонского возраста (часть из них может оказаться более молодыми породами, налегающими на размытую поверхность кровли интрузий), а также раннекембрийские известняки (интенсивно мраморизованные на контакте) и хлорит-серицитовые сланцы. Ряд исследователей указывает на наличие среди вмещающих пород более древних раннепалеозойских гранодиоритов [1, 3, 4].

В составе некоторых из вышеупомянутых массивов присутствуют своеобразные нефелиновые породы (по составу близкие к фойяитам), которые в середине прошлого века даже рассматривались как потенциальное сырье для производства глинозема [3, 4]. Но основной объем этих интрузий сложен призматически-зернистыми щелочными сиенитами (близкими по составу к тенсбергитам) и нордмаркитами. Образования завершающей фазы представлены сравнительно маломощными дайками кварцевых микросиенитов, граносиенитов и умеренно-щелочных микрогранитов, содержания кварца в которых достигают 25–30%.

Взаимоотношения между фойяитами и кварцсодержащими породами в составе интрузивных тел остаются остро дискуссионными в связи с недостаточной обнаженностью и пространственной разобщенностью этих петрографических разновидностей. Присутствие в тенсбергитах Сайбарского массива многочисленных небольших округлых шпиров (до 30 см в поперечнике) фойяитов, по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу сходных с породами, слагающими сравнительно крупные площади (до нескольких сотен квадратных метров) в северо-восточной и южной частях этой интрузии, может свидетельствовать о несколько более раннем формировании нефелинсодержащих пород по сравнению с безнефелиновыми. Но иногда наблюдаются и постепенные переходы между фойяитами и тенсбергитами, а также между последними и нордмаркитами (кварцсодержащими щелочными сиенитами) [3, 4]. Изученные авторами массивы — Сайбарский, Буровский, Высокогорский и горы Косматой имеют различные размеры и форму в современном эрозионном срезе.

Петротип сайбарского комплекса в плане имеет вытянутые в субмеридиональном направлении очертания и занимает площадь около 40 км². Вытянутый в субширотном направлении Буровский массив значительно крупнее (около 75 км²), хотя обнажен хуже Сайбарского. Сравнительно небольшие по площади Высокогорский массив и массив горы Косматой обнажены слабо [1, 3].

По данным петрографического изучения (поляризационный микроскоп Axioskop-40 Pol Carl Zeiss) по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям породы из разных интрузий очень близки между собой, что хорошо согласуется с данными предыдущих исследователей [1 — 4].

Фойяиты состоят из калиево-натриевого полевого шпата, нефелина и эгирина или эгиринавгита, иногда присутствуют рибекит и арфведсонит [3, 4]. Содержания нефелина и щелочного пироксена варьируют в широких пределах (7–35%). Окраска богатых нефелином фойяитов — светло-серая, а обогащенных темноцветами — зеленовато-серая до темно-серой. Часто отмечается расслоенная текстура. Светлые прослои мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м чередуются с прослоями, относительно обогащенными темноцветами. Для последних характерны линейные текстуры, обусловленные закономерной субпараллельной ориентировкой кристаллов эгирина. Структуры пород различны в разных прослоях — от равномерно-мелкозернистых до отчетливо порфириовидных со среднезернистой структурой основной массы. Фенокристаллы представлены крупными (до 3–5 см) розовыми или розовато-серыми лейстами калиево-натриевого полевого шпата, идиоморфными выделениями нефелина, реже — крупными длиннопризматическими кристаллами почти черного щелочного пироксена и содалитом. Наблюдаются линзовидные тела пегматитов (размер выделений минералов до 5 см), мощностью до 0,8 м. Нефелин на поверхности фойяитов легко выщелачивается, в результате возникают многочисленные мелкие каверны. Содалит (нередко частично или полностью замещающий нефелин) ярко светится малиново-красным в ультрафиолетовом свете. При микроскопическом изучении установлено, что выделения пироксена обычно зональны. В их центре — эгиринавгит, плеохроирующий от светло-желтого до травяно-зеленого, а по периферии — более интенсивно окрашенный эгирин (C:Np=1–5°). Щелочные пироксены иногда замещаются рибекитом и арфведсонитом. Ортоклаз-пертит неравномерно (вплоть до образования полных псевдоморфоз) замещается альбитом. Нефелин неравномерно замещается содалитом, альбитом и цеолитами, в составе которых преобладает натролит, а также либнеритом.

Щелочные сиениты (тенсбергиты) состоят преимущественно из ортоклаз-пертита (интенсивно пелитизированного и в различной степени альбитизированного) и альбита (80–95%), а также щелочных пироксенов (преимущественно эгиринавгит) и амфиболов (рибекит и арфведсонит), по оптическим свойствам аналогичных наблюдавшимся в фойяитах. Суммарное содержание темноцветов 1–15%. Они в разной степени замещаются актинолитом, биотитом, эпидотом, хлоритом, альбитом, магнетитом, гематитом и гётитом, вплоть до образования полных псевдоморфоз). Структура средне- или крупнозернистая, часто отчетливо порфириовидная (размер фенокристаллов, представленных удлиненными лейстами калиево-натриевого полевого шпата, достигает 7–10 см). Очень характерна трахитоидная текстура, обусловленная субпараллельной ориентировкой лейст полевого шпата.

Нордмаркиты отличаются от щелочных сиенитов почти полным отсутствием (менее 1–2 %) темноцветных минералов, представленных рибекитом и полущелочной роговой обманкой, редко — эгиринавгитом, а также присутствием кварца (до 10%). Щелочной пироксен и амфиболы интенсивно замещаются эпидотом, биотитом и хлоритом, нередко в ассоциации с тонкодисперсным магнетитом, гематитом, лимонитом, альбитом и карбонатом.

Акцессорные минералы во всех вышеописанных породах представлены титанитом (часто образующим крупные футляровидные кристаллы), апатитом, цирконом, редко — монацитом. Рудные минералы — магнетит и титаномагнетит (обычно окружен тонкими оторочками лейкоксена).

Среди дайковых пород преобладают кварцевые микросиениты, микрограносиениты и умереннощелочные микрограниты. Для них характерны розовые, серовато-розовые или буровато-розовые окраски, обусловленные резким преобладанием в их составе ортоклаз-пертита (75–95%) и почти полное отсутствие темноцветных минералов. Темноцветы часто почти полностью разложены. Лишь изредка отмечаются мелкие реликты рибекита и эгиринавгита. Содержания кварца — от 7% в кварцевых микросиенитах до 30% в умеренно-щелочных микрогранитах. Сходные с дайковыми кварцсодержащие породы отмечены и в эндоконтактной (апикальной) зоне Сайбарского массива.

Фигуративные точки составов фойяитов и щелочных сиенитов на петрохимических диаграммах образуют практически непрерывные тренды. Содержания SiO₂ варьируют от 52 % в фойяитах до 66,4% в щелочных сиенитах. Суммарное содержание щелочей снижается в том же направлении от 14% до 9%, но возрастает относительная роль калия в составе щелочей. В умеренно-щелочных гранитах содержание SiO₂ более 68%. Отчетливый закономерный тренд наблюдается также в распределении вы-

сокозарядных катионов (Zr и Hf) и REE. Фойяиты и щелочные сиениты обогащены P_2O_5 по сравнению с дайковыми породами.

Особенности петрографического состава пород Сайбарского, Буровского, Высокогорского массивов и массива горы Косматой, наряду с петрохимическими и геохимическими данными свидетельствуют о комагматичности всех вышеописанных пород. Образование обогащенных калием исходных расплавов происходило в условиях растяжения сравнительно мощной континентальной коры при участии мантийного плюма [1, 2]. Вероятно, исходный расплав возник в результате смешения мантийных и анатектических коровых расплавов. В результате дифференциации этого расплава в магматической камере во время становления интрузий (при преобладании механизмов кристаллизационной дифференциации) практически одновременно сформировались две серии пород — нефелинсодержащие и кварцсодержащие.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ, проект 16-05-00181.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье издание). Лист N-46 (Абакан) Объяснительная записка / В. В. Беззубцев [и др.]. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2008. 391 с.
2. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии / Изох А. Э. [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. В 2-х томах. Т.1. С. 106–108.
3. Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского прогиба. М.: АН ССР, 1960. 276 с.
4. Саранчина Г. М. Щелочные породы массива Сайбар (Западная Сибирь, Красноярский край) // Учёные записки ЛГУ, 1940. № 45. 26 с.

Перфилова Ольга Юрьевна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры Института Горного дела, Сибирского федерального университета, г. Красноярск.

Сейсмодислокации восточных склонов Монгольского Алтая

© С. Г. Платонова

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия. E-mail: sgplatonova@mail.ru

Установлены морфологические и морфометрические особенности сейсмогенных форм в пределах северо-западных и субширотных сейсмически активных зон. Зияющие трещины отнесены к трещинам отрыва (высотой до 10-15 м, шириной 5-15 м, длиной 40-50 м), поперечным профилем от V — и U-образного до ящикообразного. Комплексы трещин на разных участках речных долин образуют в плане эшелонированную, веерообразную и черепаховую структуру. Среди сейсмогравитационных форм в пределах перигляциальных зон выделен тип «обвал — каменный глетчер».

Ключевые слова: сейсмогенные дислокации; зияющие трещины; сейсмогенные обвалы; морфологические особенности; Монгольский Алтай.

Seismogenic dislocations of east slopes in Mongolian Altai

S. G. Platonova

Institute of the Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia. E-mail: sgplatonova@mail.ru

Morphological and morphometric features of seismogenic forms within the northwestern and sublatitudinal seismically active zones have been established. Open cracks are tearing cracks (height up to 10-15 m, width 5-15 m, length 40-50 m) have V, U and box-like cross-section. Complexes of open cracks in different parts of river valleys form a layered, fan-shaped and tortoiseshell structure. In the periglacial zones, the type of «rock falls — stone glacier» is distinguished.

Keywords: seismogenic dislocations; open cracks; seismogenic rock falls; morphological features; Mongol Altai Mountains.

Монгольский Алтай относится к территориям с высоким уровнем сейсмической опасности [1, 4, 6]. Восточные склоны его расположены полностью в пределах Западного региона Монголии. Значение сильных землетрясений в формировании не только морфоструктурных, но и морфоскульптурных особенностей горных территорий раскрыто многими исследователями, начиная с В. П. Солоненко, А. А. Трескова, Н. А. Флоренсова [5]. Тем не менее, выделение сейсмодислокаций часто не является однозначным среди форм, образованных собственно тектоническими и экзогенными процессами.

Пространственное распределение сейсмодислокаций на восточных склонах Монгольского Алтая зависит от кинематики разломных зон, положения относительно центральных частей эпицентральных зон.

Обязательными элементами поверхности сейсмически активных территорий являются *зияющие трещины* и их группы. Широкое развитие одиночные зияющие трещины имеют на коренных склонах речных долин и озерных котловин северо-западного и субширотного простирания в присводовой части изучаемой территории. Они имеют извилистую в плане форму трещин отрыва и неровные крутые стенки, свидетельствующие об их формировании в условиях локального растяжения. Поперечный профиль может изменяться от V и —U-образного в верхних частях склонов и на водоразделах до ящикообразного в днищах котловины. При заполнении первых зияющих трещин, как правило, участвует эоловый материал. Формы с ящикообразным профилем заполнены более разнообразными по генезису осадками: коллювиальными, эоловыми и флювиогляциальными.

О возрасте образования зияющих трещин высокогорья с широким развитием ледникового рельефа можно говорить, судя по их положению в поле развития морен позднеплейстоценового возраста [3]. Все элементы трещин с ящикообразным профилем сглажены ледником, днище выполнено с участием флювиогляциального материала, т. е. образование их проходило до позднеплейстоценового оледенения. U-образные трещины имеют угловатые элементы и деформируют сглаженные ледником поверхности, что говорит об их постледниковом (голоценовом) возрасте образования (или, как минимум, обновления).

Примером сейсмогенных дислокаций могут быть формы, образованные в пределах верхней части бассейна р. Ховд, в долинах его притоков. Комплекс субширотных трещин отрыва З-СЗ 280°, установленный на правом берегу долины р. Шетк-Ойгорын-гол, в плане образует линейную дугу длиной до 4,8 км, выпуклой частью, обращенную в сторону реки. Зияющие трещины левого склона долины р. Шетк-Ойгор-гол ориентированы на СЗ 310°, секуще по отношению к склону и имеют па-

дение на СВ. Это трещины отрыва с крутыми почти вертикальными стенками (высотой до 10-15 м и шириной 5-15 м). Часть оперяющих их трещин, расположенных в средней части склонов, ориентирована согласно с субширотной ориентировкой основной тектонической структуры. Другая часть, приуроченная к подножию склонов, развилась секуще — вдоль поверхности расщепления слагающих склон хлоритовых сланцев (Аз. падения 290°, угол 70°). Длина трещин левого склона достигает 50 м, ширина 4-6 м, увеличиваясь в устьевых частях и на участках сопряжения с субширотными деформациями. Глубина зависит от положения трещины на склоне и не превышает 20 м. О голоценовом возрасте зияющих трещин можно судить по отсутствию ледниковой полировки, несмотря на положение ЗТ в пределах трога и наличие вскрытых пустот — отражения неполного уплотнения осадков, выполняющих днище трещин.

Морфометрические параметры молодых зияющих трещин исторического времени выявлены в пределах северо-западного сейсмогенного разрыва Ар-Хутэл. По данным С.Д. Хилько с соавторами [6] в зоне разрыва длиной более 215 км западнее г. Ховда выявлены очень крупные трещины растяжения — отрыва длиной 40–50 м, шириной до 8–10 и глубиной до 2,5–3 м, ориентированные между СЗ 350° и СВ 10°.

Одиночные зияющие трещины могут образовывать группы, плановый рисунок которых отличается в зависимости от их структурного положения. На линейных участках долин они образуют «эшелонированную» структуру, на изгибах долин — «веерообразную», в структурных узлах сочленения разнонаправленных разломов — «черепаховую». Примером являются эшелонированные группы зияющих трещин в долине р. Шетк-Ойгор-гол, с решетчатым рисунком — «черепаховой структурой» — в озерной котловине Хотон — Хурган, р. Аршан-гол — левом притоке Цагаан-ус-гол и др., и веерообразной структурой — в долине р. Хойт-Цэнхэр-гол в пределах зоны эпицентральной зоны Ар-Хутел.

Эскарпы имеют распространение в зонах субширотных надвигов (долина р. Шетк-Ойгор-гол). Они по отдельным фрагментам обнаруживают морфологическое сходство с трещинами отседания. Эскарпы обычно характеризуются крутыми (до отвесных) бортами, высотой до 10-15 м (ур. Улаан-Худук к ЮЗ от г. Ховд). При удалении от центральных частей эпицентральных зон отмечается выполаживание углов наклона фаса уступов-эскарпов. Такое изменение угла наклона П. Молнар с соавторами [2] описано севернее р. Буянт-гол в зоне Ар-Хутел.

Сейсмогравитационные образования: обвалы и оползни. Морфологические и особенности обвалов и оползней, а также их размеры определяются кинематикой зоны, а также типом рельефа, в пределах которого произошло и формирование. На склонах Монгольского Алтая с «центрально-азиатским» эрозионно-денудационным пологосклонным слабо расчлененным типом рельефа отмечает преобладание оползней.

Одиночные сейсмогенные сейсмогравитационные образования характеризуются крупными и средними размерами. Одиночный сейсмогенный оползень закартирован также на склоне правого берега р. Шетк-Ойгорин-гол на линейном СЗ продолжении зоны развития зияющих трещин. Оползневой цирк (длиной 250–300 м) оползня (объем децалия около 200 тыс. м³), выявленного сразу после его схода в 2003 г., вложен в цирк более древнего по размеру на порядок большего, чем первый. Фронтальные оползни и обвалы имеют небольшие объемы (долина р. Шетк-Ойгор-гол, р. Согог-гол).

В современной перигляциальной зоне высокогорья обвалы часто приобретают фронтальный характер с «гофрированным» характером поверхности аккумулятивного тела и, по мере приближения ледникам, приобретают черты каменных глетчеров, образуя переходный тип «сейсмогенный обвал — каменный глетчер» (например, в устьевой части р. Аршан-гол и в долине Цагаан-ус).

Таким образом, сейсмогенные формы восточных склонов Монгольского Алтая образуют комплексы, плановый рисунок и набор элементов которых определяется кинематикой тектонических разломов и положением в пределах разных типов рельефа. Среди первичных сейсмодискаций коренных склонов преобладают зияющие трещины и их группы, а также их комплексы, образующие в плане эшелонированную структуру — на линейных участках долин, веерообразную — на изгибах долин и черепаховую — в структурных узлах сочленения разнонаправленных разломов. Как правило, трещины (высотой до 10–15 м, шириной 5–15 м, длиной 40–50 м) имеют извилистую в плане форму трещин отрыва и неровные крутые стенки. Поперечный профиль изменяется от V — и U-образного до ящикообразного в зависимости от близости к центральной части магистральных хребтов. Возраст по взаимоотношению с ледниковыми формами определяется в широком диапазоне от допозднеплейстоценового оледенения до современного. Среди сейсмогравитационных форм особый интерес представляют фронтальные обвалы, приуроченные либо к зонам современных надвигов (собственно об-

валы), либо к перигляциальным зонам с преобладающими нивально-ледниковых процессов (обвалы — каменные глетчеры).

Литература

1. Жалковский Н. Д., Кучай О. А., Мучная В. И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженно-го состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20–30.
2. Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе / П. Молнар [и др.] // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С. 3–55.
3. Монгольская Народная Республика. Национальный атлас. УБ – М., 1990. 144 с.
4. Опыт выделения и прослеживания сейсмогенерирующих зон методами геолого-тектонического анализа на территории Западной Монголии и Зайсано-Алтайской складчатой области / Е. А. Рогожин [и др.] // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып. 2-3. С. 132–152.
5. Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. Сейсмогеологический очерк. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 48 с.
6. Сильные землетрясения. Палеосейсмогеологические и макросейсмические данные / С. Д. Хилько [и др.] // Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. С. 19–83.

Платонова Софья Григорьевна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, старший научный сотрудник Института водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул.

Геохимия редкоземельных элементов в хвостах добычи и переработки вольфрамовых руд

© *А. М. Плюснин, В. В. Дабеева, Д. И. Жамбалова, Е. Г. Перязева, В. С. Ташлыков*
 Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: plyusnin@ginst.ru

В кислых поровых водах хвостохранилищ накапливаются редкоземельные элементы. Они поступают в раствор при разложении сульфидных и породообразующих минералов. При длительном хранении меняется соотношение между легкими и тяжелыми редкими землями.

Ключевые слова: вольфрамовые месторождения; хранение отходов; кислые воды; редкоземельные элементы.

Geochemistry of rare earth elements in tailings of mining and processing of tungsten ore

A. M. Plyusnin, V. V. Dabaeva, D. I. Zhambalova, E. G. Peryazeva, V. S. Tashlikov
 Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: plyusnin@ginst.ru

Rare earth elements accumulate in acidic pore waters of tailings. They enter a solution at decomposition of sulfide and rock-forming minerals. Long-term storage changes the ratio between light and heavy rare earths.

Keywords: tungsten deposits; waste storage; acidic water; rare earth elements.

Технологии добычи и переработки руд предполагают размещение на поверхности значительных объемов твердых и жидких отходов. Твердые отходы делятся на две группы: отходы добычи — вскрышные породы и отходы переработки — хвосты. Оба вида отходов содержат в своем составе неустойчивые в экзогенных условиях минералы. Горные породы твердых отходов издроблены в технологическом процессе, оставшаяся после извлечения полезного компонента рудная минерализация доступна воздействию воды, кислорода и др. агентов выветривания. Жидкие отходы представлены двумя типами: рудничными водами и сточными водами обогатительных фабрик. Все виды отходов активно взаимодействуют с окружающей средой, многие компоненты, находящиеся в их составе, переходят в легкоподвижные формы нахождения, которые загрязняют почву, растительность, атмосферу, поверхностные и подземные воды окружающих территорий [1, 3].

Нами исследовались отходы добычи и переработки вольфрамового месторождения Бом-Горхон и вольфрамово-молибденовых месторождений Джидинского рудного поля. Вольфрамовое оруденение месторождения Бом-Горхон связано с кварцевыми жилами, с зонами грейзенизации. Главными минералами жил являются кварц, микроклин, мусковит, пирит, гюбнерит. Второстепенные минералы представлены флюоритом, тонкочешуйчатым мусковитом, биотитом, альбитом, эпидотом, молибденитом, сфалеритом, висмутином и козалитом. Добыча руды ведется путем разработки карьеров и штольнями. Хвосты переработки размещаются в долинах ручьев Бом-Горхон и Зун-Тигня, где складировано сотни тысяч тонн песков, химический состав которых представлен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав песков переработки руд Бом-Горхонского месторождения, %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	S	F
75,3	0,23	7,9	4,86	0,1	0,09	1,17	1,86	2,82	0,13	2,36	98,91	2	0,23

Джидинское рудное поле представлено тремя месторождениями — Первомайским молибденовым; Инкурским и Холтосонским вольфрамовыми, которые обрабатывались карьерами и штольнями с 1938 года. Природно-техногенная система занимает площадь более 100 км². В нее входят отвалы вскрышных пород, хвосты переработки руд, разведочные штольни из которых изливаются рудничные воды. При разработке месторождений сформировано более 40 млн т отходов переработки, которые размещены в Барун-Нарынском хвостохранилище, химический состав песков представлен в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав песков хвостов переработки Джидинских месторождений, %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	S	SO ₃
52,2	0,65	12,2	5,20	0,20	4,60	5,81	2,14	4,09	0,16	4,71	93,87	2,94	7,36

В химическом составе хранящихся песков имеются существенные различия, что связано с геологическими условиями и способом разработки месторождений. На Бом-Горхонском месторождении вольфрамит добывался, в основном, из кварцевых жил. На Джидинских месторождениях в добычу вовлекались кварцевые жилы, минерализованные штокверки и околорудно измененные породы, в том числе и грейзены.

Редкоземельные элементы на вольфрамовых месторождениях концентрируются в основном в моноците и в меньшей степени в ксенотиме. Кроме того редкоземельные элементы ассоциируются с флюоритом, галенитом, пиритом, молибденитом, вольфрамитом. Суммарное содержание редких земель в вольфрамите грейзенизированных гранитов, к примеру на Спокойнинском вольфрамовом месторождении, составляет 180-200 г/т, а из кварц-мусковит-альбитовых стяжений — 290-309 г/т [2]. Формирование вольфрамовых месторождений происходит в несколько стадий, гидротермальные растворы на разных стадиях формирования оруденения имеют различный рН среды. Это сказывается на количественном и качественном составе переносимого рудного вещества. Грейзенизация, связанная с потоком кислых флюидов, характеризуется низким содержанием в моноците, флюорите, вольфрамите легких лантаноидов, а при формировании кварц-мусковит-альбитовых стяжений из щелочных растворов их доля возрастает.

При переработке руд на обоих рудниках применялась гравитационно-флотационная технология извлечения вольфрамита. Сульфидная минерализация, присутствующая в рудах, практически вся оказалась в хвостохранилище. При длительном хранении произошло ее значительное разложение. Многие рудные компоненты перешли в подвижное состояние, мигрировали за границы хвостохранилищ, произошло загрязнение подземных и поверхностных вод, донных отложений, почв. В табл. 3 и 4 представлены содержания некоторых рудных компонентов в донных отложениях поверхностных вод.

Таблица 3

Результаты анализа донных отложений прудов-отстойников в долине рек Бом-Горхон и Зун-Тигня, ppm

	S,%	F,%	Fe ₂ O ₃ ,%	Ni	Cu	Zn	Mo	W	Pb	Bi	As	Cd
Min	0,1	0,02	3,74	18	36	547	6	420	47	129	3	14
Max	1,35	0,86	6,67	45	124	3249	85	2488	345	1647	29	101
Среднее	0,75	0,31	5,2	22	83	1707	36	1386	187	731	15	37

Таблица 4

Донные отложения в ручье, вытекающем из штольни Западная, ppm

	S,%	F,%	Fe ₂ O ₃ ,%	Ni	Cu	Zn	Mo	W	Pb	Bi	As	Cd
Min	1,9	1,5	6,3	14	800	163	14	-	427	-	0,1	-
Max	4,2	13,5	30,2	37	2850	540	37	-	1900	-	24	-
Среднее	3,2	4,4	17,2	22	1589	364	22	-	920	-	8,2	-

Техногенные пески после длительного хранения на обеих территориях вовлечены во вторичную переработку. Оказалось, что при их переработке промывные воды очень быстро становятся кислыми, рН растворов достигает 2,4-2,8. Редкоземельные элементы в кислой среде становятся активными мигрантами. Их суммарная концентрация в поровых водах техногенных песков достигает нескольких миллиграммов на литр раствора (табл. 5). Отмечается зависимость концентрации редких земель от рН среды. Наиболее высокие концентрации фиксируются в сильно кислых водах. Нами установлено, что в рудничных водах, химический состав которых формируется, в основном, за счет окисления сульфидной минерализации, содержание редких земель ниже, чем в поровых водах хвостохранилищ. Это связано с тем, что редкие земли в значительной степени связаны с порообразующими минералами, которые обладают большей устойчивостью в окислительных условиях. Но при длительном хранении хвостов переработки формируется кислая среда и породы подвергаются кислотному разложению и, отмечается рост содержания редких земель в поровых водах.

Установлены различия в соотношении легких и тяжелых редких земель в поровых водах хвостохранилищ Джидинского и Бом-Горхонского ГОКов (табл. 5). Эти различия связаны с тем, что в разработку на Джидинских месторождениях вовлекалась минерализация, заключенная в грейзенах, которая сформировалась под воздействием кислых гидротермальных растворов, где доля тяжелых лантаноидов и иттрия выше. А на Бом-Горхонском месторождении вольфрамит добывается, в основном, из кварцевых жил, которые сформировались из щелочных растворов, в которых доминировали легкие лантаноиды.

Таблица 5

Содержание редкоземельных элементов в кислых поровых водах хвостохранилищ
Джидинского и Бом-Горхонского ГОКов, мкг/л

Песок	Джидинский	Бом-Горхонский
pH	4,0	2,46
La	158	742
Ce	477	1665
Pr	74,5	176
Nd	394	661
Sm	132	139
Eu	31,6	21
Gd	125	69
Tb	19,5	11
Dy	125	50
Ho	32,1	10
Er	70,8	29
Tm	11,2	4
Yb	72,4	25
Lu	9,74	3
Y	692	333
Σ TR	2280	3938
Ce/Y	0,7	5
Σ La+Ce/ Σ Y+Yb	0,8	6,7

Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов: фундаментального базового проекта № 0340-2016-0006 и РФФИ № 15-45-04056 р_сибирь_a.

Литература

1. Газовый перенос элементов из сульфидных хвостохранилищ / С. Б. Бортникова [и др.] // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы второй всерос. конф. с международным участием. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 450–453.
2. Поведение лантаноидов при формировании минерализованных куполов на примере Спокойнинского месторождения (Забайкалье) / Ю. А. Попова [и др.] // Геохимия. 2017. № 2. С. 178–185.
3. Смирнова О. К., Плюснин А. М. Джидинский рудный район (проблемы состояния окружающей среды). Монография. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2013. 181с.

Плюснин Алексей Максимович, доктор геолого-минералогических наук, заместитель директора по науке Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Оценка параметров затухания сейсмических волн в центральной части Байкальской рифтовой зоны по записям близких землетрясений

© *П. А. Предеин*¹, *А. А. Добрынина*^{1,2}, *Ц. А. Тубанов*¹, *Е. И. Герман*¹

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: crmpeter@ginst.ru

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: dobrynina@crust.irk.ru

Получены оценки параметров затухания сейсмических волн для центральной части Байкальской рифтовой зоны (БРЗ): сейсмическая добротность (Q^{-1}), частотный параметр (n) и декремент затухания (σ). Проведено разделение общего затухания (Q_T) на компоненты. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в центральной части БРЗ внутреннее поглощение (Q_i) играет преобладающую роль по отношению к явлениям рассеяния на неоднородностях среды (Q_{SC}).

Ключевые слова: затухание; добротность; Байкальская рифтовая зона.

Estimation of attenuation parameters of seismic waves in the central part of the Baikal rift zone using near earthquake seismograms

*P. A. Predein*¹, *A. A. Dobrynina*^{1,2}, *Ts. A. Tubanov*¹, *E. I. German*¹

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: crmpeter@ginst.ru

² Institute of the earth's crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: dobrynina@crust.irk.ru

Attenuation parameters of seismic waves for the Central part of the Baikal rift zone are obtained, like quality factor (Q^{-1}), frequency parameter (n) and attenuation decrement (σ). The total attenuation (Q_T) is divided into components. The results indicate that in the Central part of the Baikal rift zone the internal absorption (Q_i) plays the predominant role in relation to the phenomena of scattering by medium inhomogeneities (Q_{SC}).

Keywords: attenuation; quality factor; Baikal rift zone.

Основными причинами уменьшения амплитуды (затухания) сейсмической волны при прохождении в среде являются потеря внутренней энергии вследствие геометрического расхождения и затухание за счет рассеяния на неоднородностях, преломляющих, отражающих и рассеивающих энергию сейсмической волны [1].

Параметрами, описывающими затухание, являются безразмерный параметр сейсмической добротности (Q^{-1}), частотный параметр (n) и декремент затухания (σ).

Для оценки параметров затухания сейсмических волн использовались записи землетрясений и промышленных взрывов на территории центральной части Байкальской рифтовой зоны (рис. 1).

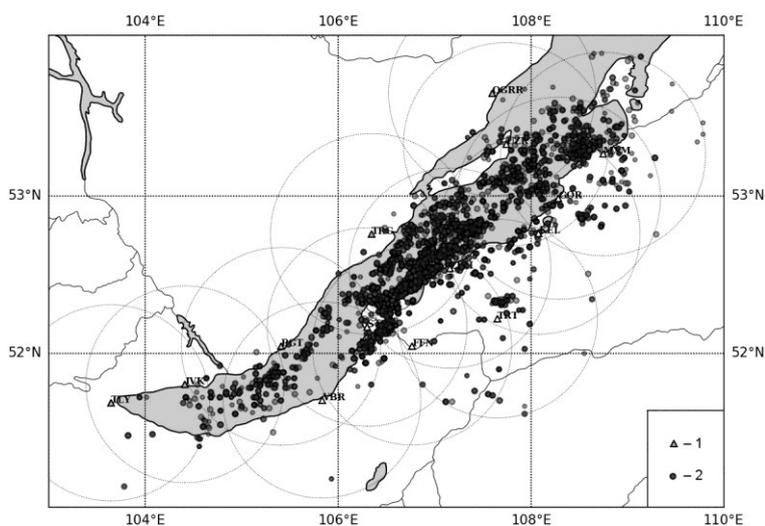


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций (1) и эпицентров землетрясений (2) на эпицентральных расстояниях до 70 км (окружностями для каждой станции показаны области радиусом 70 км).

Для обработки использовались записи локальных сейсмических событий на эпицентральных расстояниях до 70 км (рисунок). Использование локальных землетрясений позволяет исключить из анализа поверхностные волны, а также, при расстояниях между соседними сейсмическими станциями от 50 до 100 км, визуально картировать район центрального Байкала по параметру сейсмической добротности.

Для оценки параметра сейсмической добротности по кода-волнам использовалась программа CodaQ [2], входящая в состав пакета программ Seisan. Использовались записи землетрясений с энергетическими классами от 7 до 11. Для обработки выбирались записи с соотношением сигнал-шум > 4, длина окна для обработки и анализа коды бралась равной 20 секунд. Записи отфильтровывались на центральных частотах 1.5, 3.0, 6.0 и 12.0 Гц.

Полученные значения сейсмической добротности на разных частотах использовались для построения карт латеральных вариаций параметров затухания. Анализ пространственных вариаций затухания на разных частотах показывает мозаичное распределение параметра Q в пределах рассматриваемого региона — области с высоким затуханием чередуются со сравнительно узкими районами со слабым затуханием. Максимальные значения параметра добротности на референтной частоте 1.5 Гц для района центрального Байкала были получены для станции Заречье (ZRH) — 181, минимальное — для станции Узур (UZR), равное 119. Совместный анализ карт суммарной сейсмической энергии и плотности эпицентров показал, что максимальное затухание наблюдается в областях с наиболее высоким уровнем сейсмической активности, при этом, такие области не всегда совпадают с местами наибольшей концентрации сейсмических событий.

Важным результатом, по мнению авторов, также является обнаружение локальной области повышенного затухания сейсмических волн на территории Забайкальского края. Здесь, в отличие от остальной части рифта, в качестве источников сейсмических волн анализировались не только землетрясения, но и промышленные взрывы. В этом случае, повышенной затухание сейсмических волн может объясняться двумя факторами: спектральным составом колебаний и поверхностной глубиной взрывов. В целом, при известных фоновых региональных значениях сейсмической добротности резкое увеличение затухания может использоваться в качестве одного из критериев дискриминации слабых землетрясений и промышленных взрывов.

Согласно модели многократного рассеяния [6], полученное значение добротности по кода-волнам Q_c можно представить в виде:

$$\frac{1}{Q_c} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1 - 2 \cdot \delta(\tau)}{Q_{sc}}$$

где $1 - 2 \cdot \delta(\tau) = \frac{-1.44}{4.44 + 0.738 \cdot \tau}$, и $\tau = \frac{\omega \cdot W}{Q_{sc}}$, W — длина окна обработки коды (секунд), ω — угловая частота.

Значение добротности по прямым S-волнам (Q_s), полученное с помощью программы CodaNorm [3], принимается за общее значение добротности Q_T ($Q_T = Q_s$). Начало окна для обработки выбиралось равным удвоенному значению времени пробега S-волны [4], длина окна для обработки коды выбиралась равной 10-20 секунд, в зависимости от эпицентрального расстояния.

Согласно [5], значения внутреннего затухания Q_i и рассеяния на неоднородностях Q_{sc} рассчитывались из величин Q_T и Q_c по формулам:

$$\frac{1}{Q_{sc}} = \frac{1}{2 \cdot \delta(\tau)} \cdot \left(\frac{1}{Q_T} - \frac{1}{Q_c(\tau)} \right)$$

$$\frac{1}{Q_i} = \frac{1}{2 \cdot \delta(\tau)} \cdot \left(\frac{1}{Q_c(\tau)} + \frac{2 \cdot \delta(\tau) - 1}{Q_T} \right)$$

Разделение на компоненты показало, что наибольший вклад в затухание сейсмических волн в рассматриваемом эпицентральной диапазоне вносит внутреннее поглощение — порядка 90%. Затухание вследствие рассеяния на неоднородностях среды (Q_{sc}) менее значимо. Высокий вклад внутреннего поглощения в общее затухание сейсмических волн объясняется активно протекающими тектоническими процессами в рассматриваемом регионе.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-35-50011–мол_нр).

Литература

1. Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 615–631.
2. Coda Q in different tectonic areas, influence of processing parameters / J. Havskov [et al.] // Bulletin of the Seismological Society of America. 2016. V. 106. № 3. С. 956–970.
3. Predein P. A., Dobrynina A. A., Tubanov T. A., German E. I. CodaNorm: A software package for the body-wave attenuation calculation by the coda-normalization method // SoftwareX. 2017. Т. 6. С. 30–35.
4. Rautian T. G., Khalturin V. I. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // Bulletin of the Seismological Society of America. 1978. Т. 68. №. 4. С. 923–948.
5. Wennerberg L. Multiple-scattering interpretations of coda-Q measurements // Bulletin of the Seismological Society of America. 1993. Т. 83. №. 1. С. 279–290.
6. Zeng Y., Su F., Aki K. Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium: 1. Theory // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1991. Т. 96. № B1. С. 607–619.

Предеин Петр Алексеевич, младший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Эпицентральные зоны Южного и Центрального Байкала

© *Н. А. Радзиминович*¹, *Ц. А. Тубанов*², *А. И. Мирошниченко*¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: nradzim@crust.irk.ru

² Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: geos@ginst.ru

В докладе представлены результаты выделения и анализа эпицентральных зон в пределах Южной и Центральной Байкальской впадин на основе каталога землетрясений за 2003-2014 гг. с $K_R \geq 6.0$. Для выделенных зон была проведена оценка угла наклона графика повторяемости, а также параметров фокальных механизмов.

Ключевые слова: Байкал; сейсмичность; эпицентральные зоны.

Epicentral zones of the South and Central Baikal basins

*N. A. Radziminovich*¹, *Ts. A. Tubanov*², *A. I. Miroshnichenko*¹

¹ Institute of the Earth's crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: nradzim@crust.irk.ru

² Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: geos@ginst.ru

In the report, we present the results of identification and analysis of epicentral zones within the Southern and Central Baikal basins on the basis of the earthquake catalogue for 2003-2014 with $K_R \geq 6.0$. For the identified zones, the slope of the frequency-size plot was estimated, and parameters of the focal mechanisms were analyzed.

Keywords: Lake Baikal; seismicity; epicentral zones.

В морфоструктурном плане озеро Байкал состоит из трех впадин: Южной, Центральной и Северной. Южная и Центральная впадины характеризуются большей плотностью эпицентров и их концентрацией в виде полос или зон. В докладе представлены результаты выделения и анализа эпицентральных зон в пределах данных двух впадин на основе каталога землетрясений Байкальского филиала ГС ФИЦ РАН составленного по данным региональной Байкальской сети станций и локальной Селенгинской сети.

Непосредственно перед анализом сейсмичности проведена оценка изменения представительного класса регистрируемых событий в зависимости от числа станций и конфигурации сети. Представительность оценивалась по изгибу графика повторяемости в области низких классов. Изменения в сети наблюдений привели к снижению с 2003 г. регистрируемых без пропуска землетрясений до $K_{R\min} = 6.0$.

Карты эпицентров, построенные с $K_R \geq 8.0$ за период аналоговой регистрации (1960-2002) и с $K_R \geq 6.0$ за период, когда все станции сети были переведены на цифровую регистрацию (с 2003 г.), показывают стабильное поле эпицентров, поэтому для анализа был использован каталог за 2003-2014 гг., включающий слабые события. Каталог за данный период времени был составлен при наибольшей плотности сейсмостанций вокруг Южного и Центрального Байкала и, соответственно, содержит события с наименьшей ошибкой определения эпицентров. Использование слабых землетрясений (с $K_R \geq 6.0$) позволяет более точно выделять зоны и оценивать угол наклона графика повторяемости. Вообще, разделение сейсмичности на зоны или выделение сейсмогенных источников является первоочередной задачей при анализе сейсмического риска. Однако, выделение зон зачастую имеет субъективный характер, поскольку основано на распределении эпицентров и их предполагаемой приуроченности к геологическим структурам. В случае байкальских впадин, где выделение разломов затруднено водной и осадочной толщами, именно эпицентральные зоны служат маркерами активных разломов.

Выделенные зоны (рис. 1) являются условными. В их пределах выделяются сегменты, подзоны (например, зона 5 при более детальном масштабе веерообразно расщепляется на несколько ветвей, а в СВ сегменте вновь сужается до одной) и т.д. В докладе рассматривается их приуроченность к известным разломам. В целом, наблюдается явная согласованность эпицентральных зон с простиранием основных геологических структур; поперечные зоны (меридиональной или СЗ-ЮВ ориентации) короче по сравнению с зонами основного СВ-ЮЗ направления.

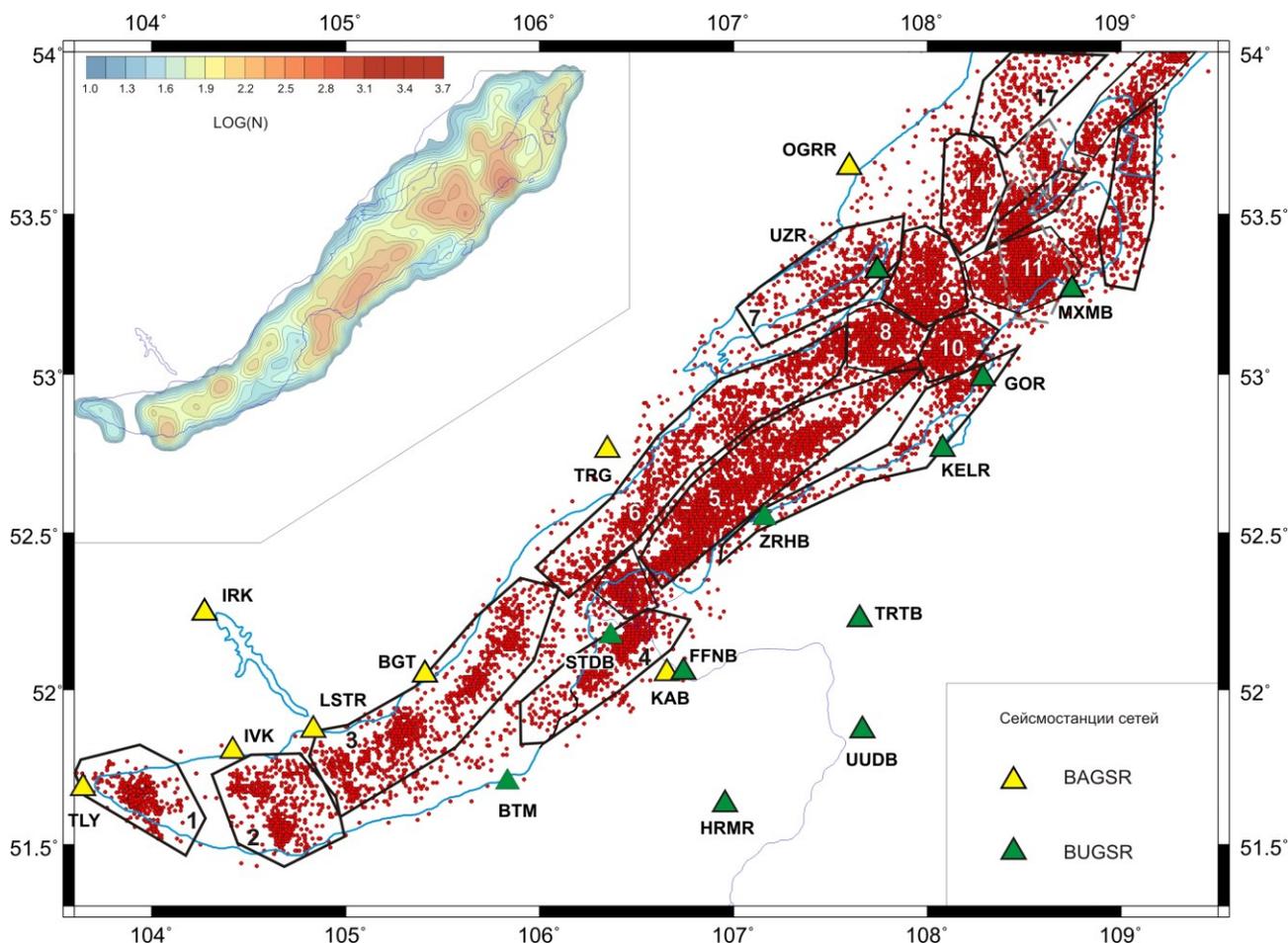


Рис. 1. Карта эпицентров Южной и Центральной Байкальских впадин за 2003-2014 гг. с $K \geq 6.0$ и выделенные сейсмические зоны. Треугольниками показаны сейсмостанции, действующие в течение указанного периода. На врезке показана карта плотности эпицентров для декластированного каталога.

Для всех зон (где количество событий превышало 100) был рассчитан угол наклона графика повторяемости γ методом максимального правдоподобия [1, 2]. Полученные значения γ для большинства зон находятся в диапазоне $0.51-0.55 (\pm 0.02)$. Наибольшим значением (0.65 ± 0.02) характеризуется зона 7, охватывающая землетрясения западной части Ольхона и пролива Малое Море. В данном районе за рассматриваемый период времени энергетический класс землетрясений практически не превышал 10, т.е. наблюдается преобладание слабых землетрясений, что и выразилось в высоком значении угла наклона γ . Наименьшее значение (0.47 ± 0.02) было получено для зоны 2. Следует отметить, что район Култукского землетрясения 2008 г. (зона 1), характеризующийся значением γ 0.51 ± 0.02 , при использовании каталога, очищенного от афтершоков, также отличается пониженным значением (0.46 ± 0.1). Таким образом, для западного окончания Южно-Байкальской впадины (Култукская депрессия согласно структурной схеме К. Г. Леви с соавторами [3]) присущи пониженные значения γ , что может косвенно свидетельствовать о меньшей раздробленности среды [4] и/или об относительно повышенной величине дифференциальных напряжений [5].

Как упоминалось выше, поле эпицентров рассматриваемой территории стабильно за время инструментальной регистрации землетрясений, поэтому для наиболее полного анализа самих выделенных зон использовались данные о фокальных механизмах и гипоцентральной распределении очагов за весь период наблюдений. Глубины очагов землетрясений с приемлемой ошибкой определения имеются для ограниченного числа землетрясений. Это касается, главным образом, афтершоков Среднебайкальского (1959 г., зона 5), Южно-Байкальского (1999 г., зона 2), Култукского (2008 г., зона 1) и Максимихинского (2008 г., зона 11) землетрясений. Результаты релокации слабых землетрясений (зоны 4 и 5) представлены в работе [6]. Выявлено, что в области дельты р. Селенги, линейно вытянутые группы гипоцентров из зоны 5 погружаются вдоль оз. Байкал в СВ направлении от 10 до 22 км. Поперечные разрезы показывают погружение в ЮВ направлении в таком же диапазоне глубин при угле падения $12-16^\circ$.

Для анализа механизмов очагов мы исключили таковые для афтершоков с $K_p < 12.0$. Большинство событий во всех зонах представлено так называемым «байкальским» типом фокального механизма, т.е. сбросообразованием (76% от всех анализируемых нодальных плоскостей) по плоскостям ЮЗ-СВ простирания с углами падения $30-60^\circ$. Нодальные плоскости меридионального простирания встречаются в зонах 4, 10, 11; субширотного и ЮВ-СЗ простирания — в зонах 1, 2, 3, 4, 10, 11. Сдвиговые смещения (16%) и взбросовые (8%) происходят чаще всего именно по плоскостям такой ориентации. Сильнейшими из землетрясений с нетипичными механизмами очагов были событие 1970 г. с $M 5.5$ (зона 3), Култукское 2008 г. с $M_w 6.3$ и Максимихинское с $M_w 5.6$. Плоскости с пологим залеганием встречаются редко, более того, в зонах 5, 9, 10 плоскости с углом падения меньше 20° отсутствуют. Зоны 2, 3, 8, 10 и 11 выделяются наличием субвертикальных плоскостей.

В целом, можно выделить три условных области: первая представлена землетрясениями Култукской депрессии, которые происходят в условиях трансенсии и характеризуются пониженным относительно других зон углом наклона графика повторяемости. Вторая область охватывает протяженные, вытянутые в СВ-ЮЗ направлении полосы эпицентров, в пределах которых можно выделить сегменты и подзоны. Третья область занимает территорию от южной оконечности о-ва Ольхон до Академического хребта включительно, который разделяет Центральную и Северную впадины. Здесь эпицентральное поле, представленное «пятнами» и более короткими, пересекающимися или искривленными зонами, выглядит мозаично. Именно в этой области выделение сейсмоактивных зон вызывает наибольшее затруднение и требует более подробного анализа.

*В работе использовался каталог, составленный в Байкальском филиале ФИЦ ЕГС РАН.
Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00224.*

Литература

1. Aki K. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits // Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. 1965. 43. P. 237–239.
2. Utsu T. A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude frequency for earthquakes // Geophys. Bull. Hokkaido Univ. 1965. 13. P. 99–103.
3. Активная тектоника Байкала / К. Г. Леви [и др.] // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 154–163.
4. Mogi K. Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. 1962. 40. P. 831–853.
5. Scholz C.H. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Am. 1968. 58. P. 399–415.
6. Суворов Д. В., Тубанов Ц. А. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 805–818.

Радзиминович Наталья Анатольевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Редкометалльные граниты Западного Забайкалья

© *М. О. Рампилов, Г. С. Рипп*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: mrampilov@mail.ru

Представлены результаты изучения редкометалльных гранитов, расположенных на территории Западного Забайкалья. В них установлено повышенное содержание ниобия, урана, иттрия и циркония. По своим геохимическим параметрам они относятся к гранитам А-типа и близки к щелочным гранитоидам раннекуналейского комплекса.

Ключевые слова: редкометалльный гранит; щелочной гранит; редкие металлы; Западное Забайкалье.

Rare metal granites of Western Transbaikalia

M.O. Rampilov, G.S. Ripp

Geological institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: mrampilov@mail.ru

There are results of rare metal granites investigation, located in Western Transbaikalia. There are high concentrations of Nb, U, Y and Zr. According to geochemical features they belong to A-granites and similar to alkaline granites of the Early Kunaley complex.

Keywords: rare metal granites; alkaline granites; rare metal; Western Transbaikalia.

Месторождения, связанные с щелочным гранитоидным магматизмом, являются одним из главных типов промышленных месторождений редких металлов — циркония, ниобия, редкоземельных элементов и др., что во многом определяет интерес к ним большого количества исследователей на протяжении длительного времени.

На территории Западного Забайкалья установлена крупная щелочно-гранитоидная провинция [1], объединенная в раннекуналейский комплекс позднепалеозойского возраста [2]. Нами проведено изучение трех гранитных массивов с повышенным содержанием редкометалльных элементов.

Ингурский массив щелочных гранитов расположен на левобережье р. Витим на водоразделе с р. Большой Амалат. С севера массив ограничен разломом, по которому контактирует с гранитоидами баргузинского комплекса, на юге также перекрыт неогеновыми базальтами. Массив сложен биотитовыми, распространенными в центральной и южной частях участка и, рибекитовыми гранитами, тяготеющими к периферии биотитовых в северной и восточной частях. Переход от биотитовых к рибекитовым гранитам постепенный. В южной части распространены порфиридные разности сложенные калиевым полевым шпатом в виде порфирировых выделений, кварцем, плагиоклазом и биотитом. Редкометалльная минерализация гранитов Ингурского массива представлена в основном цирконом, бастнезитом, монацитом, ксенотимом. Как правило, они ассоциируют с биотитом и рибекитом и, образуют мелкие (не более 0,1 мм) одиночные зерна. В пределах массива установлены пегматитовые шпильки, к которым приурочена тантал-ниобиевая, представленная уран-пироксеном и циркониевая минерализации, представленная цирконом.

Безьянский массив прорывает докембрийские мраморы с маломощными прослоями кварцитов и биотит-амфиболовых гнейсов. В контактовой зоне и ксенолитах мраморы перекристаллизованы, содержат плагиоклаз, диопсид, тремолит, титанит, реже отмечается апатит. вытянут в северо-западном направлении на 6 км. Максимальная ширина интрузии составляет около 3 км, и резко сужается (до 0,5 км) на водоразделе. Массив рассечён жилами мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов. Большая часть массива сложена среднезернистыми микроклин-альбитовыми породами. На контактах они более мелкозернистые, имеют иногда гнейсовидный облик. В гранитах среди идиоморфных вкрапленников микроклина и плагиоклаза присутствуют округлые зерна кварца. Аллотриоморфный более мелкозернистый агрегат в интерстициях сложен лейстовидным альбитом, микроклином, кварцем и слюдой. Редкометалльная минерализация, представленная колумбитом и, в меньшей степени фергусонитом и самарскитом, приурочена к апикальной части массива. Предыдущими исследователями граниты массива отнесены к Li-F типу [3].

В плане **Оймурский** шток гранит-порфириров имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении форму, площадью около 0,3 км². Он приурочен к участку пересеченная разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений. Гранит-порфиры — это мелко- и среднезернистые белые, розовато-белые, светло-серые, участками бурые породы преимущественно

порфировидной текстуры. Главными минералами являются альбит, калишпат и кварц. Шток сечется сетью кварцевых, кварц-полевошпатовых и полевошпатовых жил. Мощность кварцевых жил от 20 см до 1,5 м, простирание СВ. Кварц-полевошпатовые жилы мощностью не более 30-40 см, имеют зональное строение, обусловленное преобладающей приуроченностью КПШ к зальбандам. Наиболее распространенными редкометальными минералами в массиве являются колумбит, ильменорутит и самарскит. Проанализированные граниты всех массивов имеют высокое содержание суммы щелочей (>8 мас. %) и классифицированы как умеренно-щелочные. Индекс железистости (Fe^*) изменяется в узком диапазоне (от 0,90 до 0,98). Породы обеднены Ba, Sr, Ti и обогащены Nb, Ta, Zr, Hf, Y, U, Th, Pb и попадают в поле внутриплитных гранитов на диаграммах Пирса. Также для них характерна глубокая отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* \approx 0,15$). Граниты Безымянского массива характеризуются более высоким содержанием тяжелых лантаноидов ($La/Yb_n \approx 0,92$) и по сравнению с породами Ингурского и Оймурского участков ($La/Yb_n \approx 7$). В целом породы всех массивов имеют схожие спектры распределения редкоземельных и редких элементов. Минеральный и химический состав изученных гранитов позволяет классифицировать их как граниты А-типа.

Граниты Безымянского и Оймурского массивов имеют низкие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в диапазоне от -4,76 до -5,38, тогда как для пород Ингурского массива отмечается примесь мантийной компоненты ($\epsilon_{Nd}(T) -1,49$ — $-1,99$). Отличие фиксируется и в изотопном составе кислорода. В калишпате и кварце из гранитов Оймурского и Безымянского массивов величина $\delta^{18}O$ составляет 6–7 и 9–11‰ соответственно, а из Ингурского — 4,7–5,5 и 7,9–8,1‰ соответственно.

Геохронологическими исследованиями (SHRIMP II, циркон) установлен позднепалеозойский возраст для всех изученных участков. Для Безымянского и Оймурского массивов он составил 292 и 294 млн лет соответственно и, 272 млн лет для Ингурского. Минерально-геохимические характеристики изученных пород соответствуют гранитам раннекуналейского комплекса, возраст которого оценивается 280–273 млн лет. [2, 3].

Литература

1. Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Андреев Г. Н. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
2. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry / M. K. Reichow [et al] // Chem. Geol. 2010. V. 273. P. 120–135.
3. Эволюция литий-фтористых гранитов с образованием редкометалльных слюдяных шпиров / В. С. Антипин [и др.] // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1216–1227.
4. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) / А. А. Цыганков [и др.] // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.

Рампилов Михаил Олегович, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Тестирование эффекта Чердынцева-Чалова с использованием вибратора на Бабушкинском полигоне и результаты мониторинга отношений активностей $^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$ в подземных водах для прогноза землетрясений в Южно-Байкальской впадине

© *С. В. Рассказов*^{1,2}, *Е. П. Чебыкин*^{1,3}, *А. М. Ильясова*¹, *Ц. А. Тубанов*⁴, *Е. И. Герман*⁴,
*С. В. Бартанова*⁴, *С. А. Борняков*^{1,2}, *И. С. Чувашова*^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: rassk@crust.irk.ru

² Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³ Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

⁴ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Приводятся результаты эксперимента и мониторинговых наблюдений вариаций отношений активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах из палеосейсмогенной дислокации в зоне Главного Саянского разлома. Отмечается сходство эффектов, полученных в эксперименте и на мониторинговой станции.

Ключевые слова: $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; подземные воды; прогноз землетрясений; Байкал.

Testing the Cherdyntsev-Chalov effect using a vibrator at the Babushkin polygon and monitoring results of the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios in groundwater for earthquake prediction in the South Baikal basin

S. V. Rasskazov^{1,2}, *E. P. Chebykin*^{1,3}, *A. M. Ilyasova*¹, *Ts. A. Tubanov*⁴, *E. I. German*⁴,
*S. V. Bartanova*⁴, *S. A. Borneyakov*^{1,2}, *I. S. Chuvashova*^{1,2}

¹ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: rassk@crust.irk.ru

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³ Liminological Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Experimental results with a vibrator and monitoring observations of the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio variations in groundwater from a paleoseismogenic dislocation in the Main Sayan fault are presented. Similarity of effects obtained in the experiment and at a monitoring station is shown.

Keywords: $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; groundwater; earthquake prediction; Baikal.

Эффект Чердынцева–Чалова представляет собой процесс обогащения природных вод изотопом ^{234}U при переходе урана из вмещающих пород. В сейсмоактивных зонах основной причиной такого процесса служит развитие дислокаций в урансодержащих минералах, которое, как предполагается, приводит к возрастанию отношений активностей урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ОА4/8) в подземных водах. Циклическое равновесие отношения активностей (ОА4/8 $\approx\gamma\approx 1$) соответствует атомному отношению 5.47×10^{-5} . Методика измерений приведена в работах [2, 3].

Для регистрации эффекта в экспериментальных условиях был проведен отбор проб воды из скважины глубиной 35 м с применением вибросейсмической установки ЦВО-100 в октябре 2016 г. Установка находится на Бабушкинском полигоне в местности Сухой Ручей Кабанского района Республики Бурятия. Результаты эксперимента приведены на рис. 1.

Наблюдения природных вариаций ОА4/8 проводились на Култукском полигоне [1]. Выбрана станция 14к с наиболее низкими значениями этого параметра, свидетельствующими о минимальном проявлении деформационного эффекта. Параметры урана близки к его параметрам станции СР: $U = 0.12-0.96$ мкг/дм³, ОА4/8 = 1.09-1.45. Станция мониторинга расположена в зоне Главного Саянского разлома на палеосейсмогенной дислокации. Мониторинг изотопных отношений урана проводился с частотой от 2 до 4 недель с сентября 2012 г. до настоящего времени. За период наблюдений на Култукском полигоне были зарегистрированы сейсмические события 9 и 10 энергетического класса. Соотношения изотопного параметра и $1/U$ для станции 14к рассмотрены в рамках семи деформационных эпизодов трех сейсмических активизаций коры Южного Байкала. Наблюдалось сходство эффектов, полученных в эксперименте и на мониторинговой станции (рис. 2).

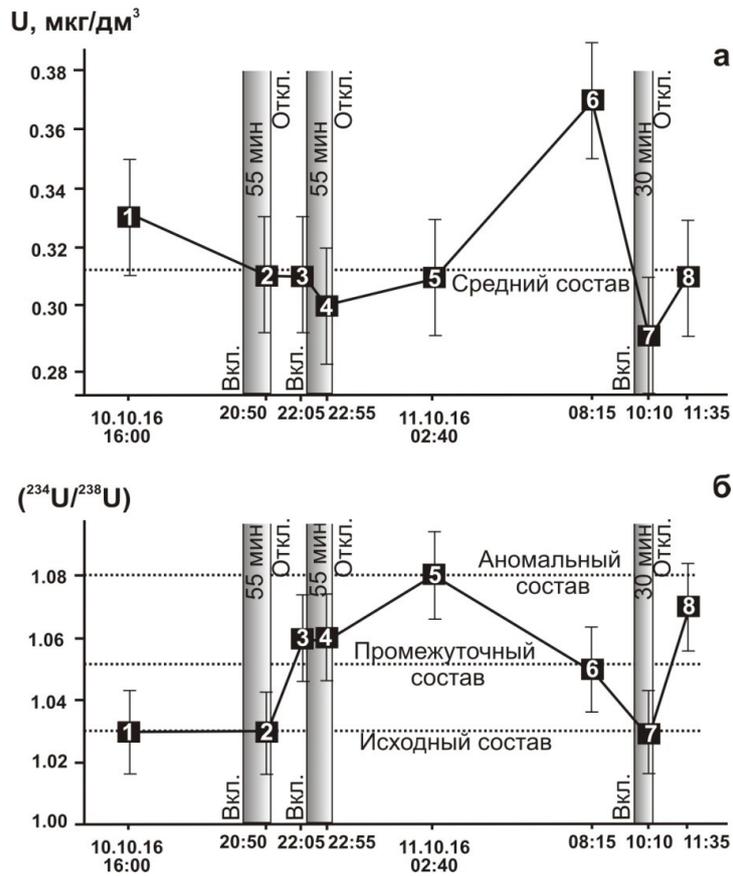


Рис. 1. Вариации концентрации урана (а) и изотопного параметра (б) в подземных водах станции СР в зависимости от работы ЦВО-100. Интервалы времени работы показаны в закрашенных прямоугольниках. На оси X нанесено время отбора проб. Погрешности измерений указаны отрезками.

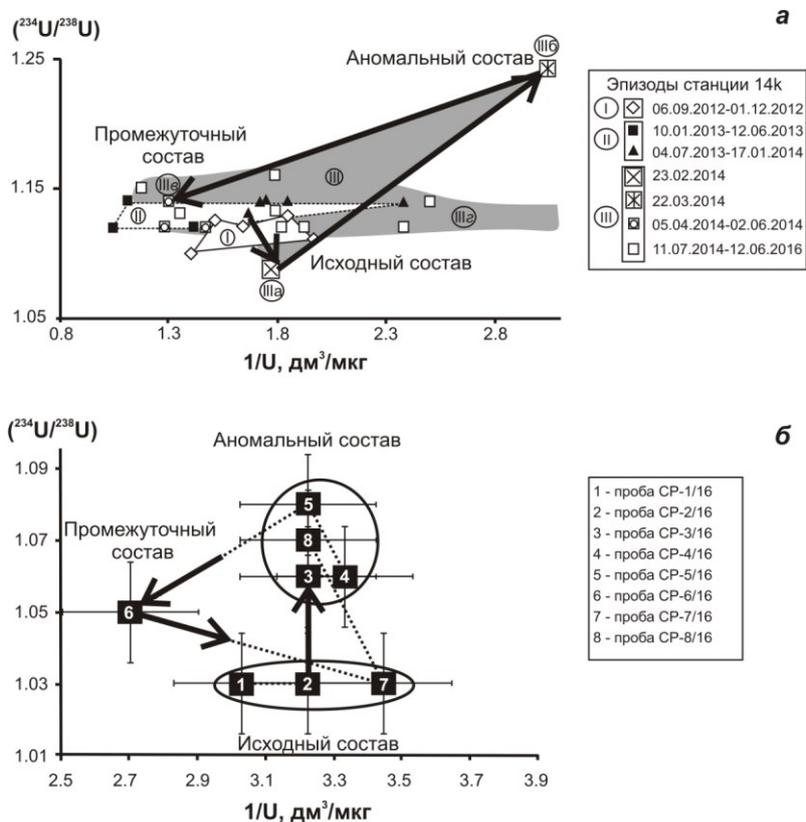


Рис. 2. Соотношения $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$ и обратной концентрации урана в воде родника ст. 14к (а) и скважины СР (б).

Литература

1. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала / С. В. Рассказов [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 519–553.

2. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал / Е. П. Чебыкин [и др.] // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 6. С. 604–616.

3. Первые результаты мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала / Е. П. Чебыкин [и др.] // ДАН. 2015. Т. 460. № 4. С. 464–467.

Рассказов Сергей Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий лабораторией Института земной коры СО РАН, заведующий кафедрой Иркутского государственного университета, г. Иркутск.

Флюорит-бастнезитовые породы — новый тип карбонатитов?

© *G. S. Ripp, E. I. Lastochkin, I. A. Izbrodin, M. O. Rampilov*
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: ripp@gin.bsnet.ru

В береговом обнажении р. Селенги обнаружено проявление флюорит-бастнезитовых руд. Первые результаты исследований позволяют отнести выявленные породы к карбонатитам. Об этом свидетельствуют их минеральные, геохимические и структурно-текстурные особенности.

Ключевые слова: бастнезит; флюорит; карбонатиты.

The fluorite-bastnesite rocks — a new type of carbonatites?

G. S. Ripp, E. I. Lastochkin, I. A. Izbrodin, M. O. Rampilov
Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: ripp@gin.bsnet.ru

In the coastal outcrop of the river. Selenga found the manifestation of fluorite-bastnesite ore. The first results of the investigations make it possible to classify the identified rocks as carbonatites. This is evidenced by their mineral, geochemical and structural-texture features.

Keywords: bastnesite; fluorite; carbonatites.

В пределах г. Улан-Удэ при прокладке подземных коммуникаций и в котлованах под строительство домов были вскрыты проявления бастнезитсодержащих флюоритовых тел. Все проявления приурочены к интенсивно дробленным породам, в составе которых присутствуют кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы. В пределах проявлений эти породы представляют разнообломочные полимиктовые брекчии, участками измельченные до агрегата 1–2 мм. Мощность тел не превышала 0.5–1 м, протяженность до 10 м. Флюорит-бастнезитовые тела участкам содержат многочисленные ксенолиты кварцитов и сланцев, Ксенолиты имеют резкие границы и даже их мелкие обломки не несут заметных гидротермальных изменений.

Тела массивных существенно флюорит– бастнезитовых пород позволяют сделать предположение о принадлежности их к карбонатитам. Проявления сложены на 30–60% бастнезитом и 60–30% флюоритом (рис.). Типоморфным второстепенным минералом (до 5–10%) представлен тетраферрифлогопит, а среди аксессуарных — установлены монацит, циркон, манганильменит, ниобийсодержащий рутил. Дезинтегрированные ксенолиты вмещающих пород определили присутствие альбита, кварца, калиевого шпата, биотита. Контакты бастнезит-флюоритовых тел оторочены маломощными (1–3 см) зонами обогащенными флогопитом, представляющими по всей вероятности процесс фенитизации, являющийся характерным для околоконтактовых ореолов щелочных магматических пород. Слюдяные породы (фениты) характерны например для Халютинского и бастнезитсодержащих карбонатитов Южного проявления Западного Забайкалья [1].

Бастнезит представлен крупными фенокристами и более поздними мелкими таблитчатыми кристаллами во флюорите (рис. а). В фенокристах его присутствуют включения глауберита и плюмбоязрита (рис. в, г). Эти минералы слагают также более поздние выделения мелкозернистых агрегатов (рис. б). В водной вытяжке из пород присутствует до 4% сульфатной серы.

Флюорит как и бастнезит представлен двумя разновозрастными генерациями. Ранний из них слагает крупные зерна, не содержит включений других минералов. Как следствие влияния повышенной радиоактивности во внешней зоне его фиксируется темнофиолетовая окраска. Флюорит основной массы мелкозернистый имеет фиолетовый цвет. Иногда дробленные зерна бастнезита секутся прожилками этого флюорита.

Монацит слагает неправильной формы зерна и таблитчатые кристаллы. Особенностью его является присутствие серы и до 3 мас % тория, определившего несколько повышенную радиоактивность пород.

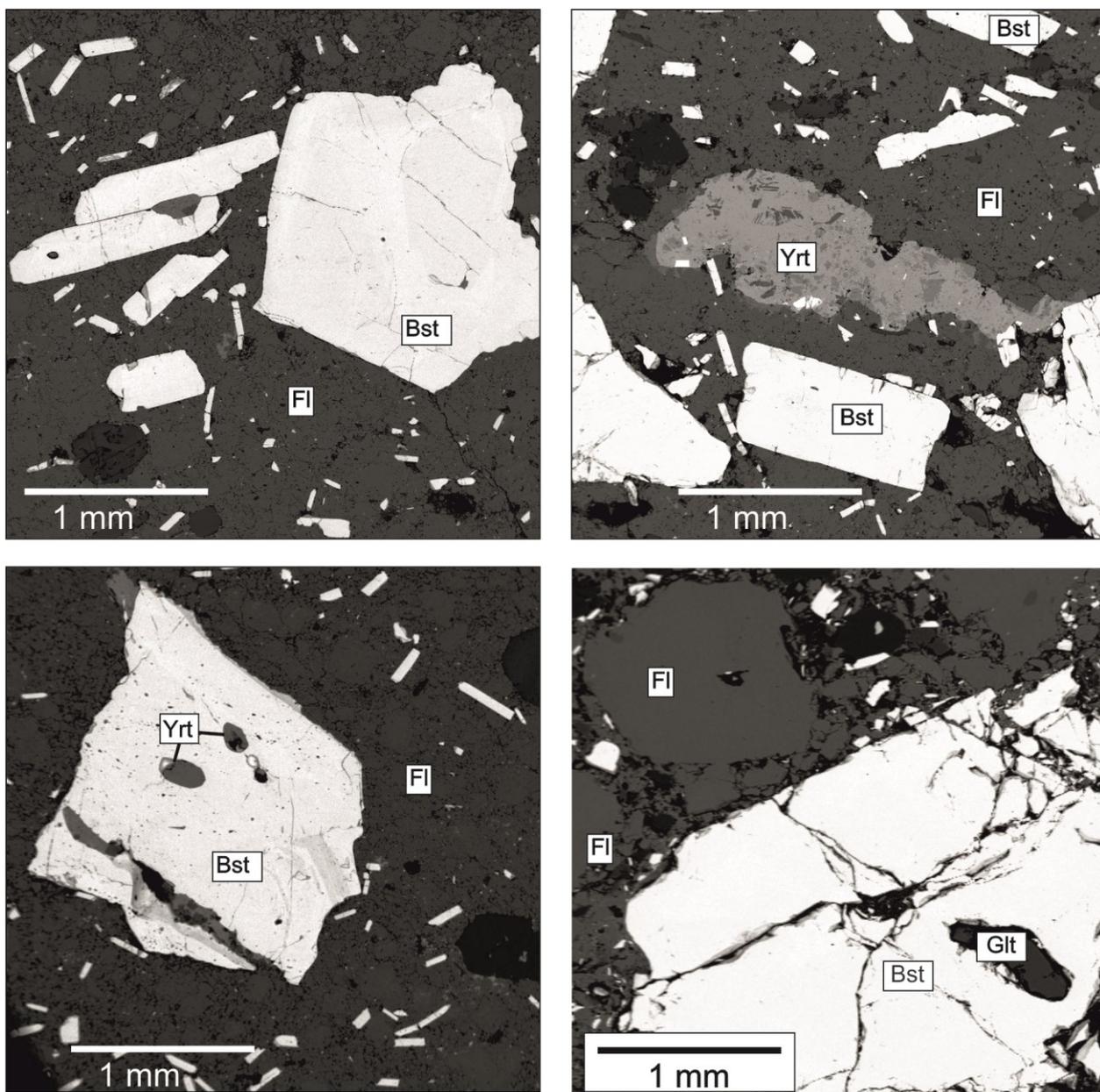


Рис. 1. а-г — Типичный структурный рисунок флюорит-бастнезитовых пород. Отчетливо фиксируется две генерации бастнезита, б — гнездообразное выделение плумбоярозита (серое) в агрегате флюорита (темносерое), в — этот же минерал в виде включений в фенокристе бастнезита, г — включение глауберита в бастнезите.

Главной особенностью флогопита являются пониженные содержания глинозема, титана и высокое (до 6–8 мас.%) фтора и принадлежность к тетраферрифлогопиту. Минерал присутствует в виде рассеянной вкрапленности во флюоритовой матрице, иногда включен в зерна бастнезита, слагает существенно слюдяные зоны на контактах флюорит-бастнезитовых тел.

Изотопные составы кислорода (4.8–7.4‰ $\delta^{18}\text{O}$ SMOW) и углерода (–5.9...–8.1‰ $\delta^{13}\text{C}$ PDB) бастнезита ложатся в границы квадрата PIC характерного для неизмененных карбонатитов. Первичные изотопные отношения стронция во флюорите и бастнезите (0.70568 и 0.70559 соответственно) идентичны значениям позднемезозойских карбонатитов Западного Забайкалья. [2]. Близок к этим карбонатитам и возраст изученного проявления. (134.2±2.6.млн лет Ar-Ar –флогопит), а также состав редкоземельных элементов.

Принадлежность пород к карбонатитам согласно известным критериям определяется двумя признаками — присутствием не менее 50% карбонатных минералов и их магматическим происхождением [3]. К традиционным карбонатитам относятся кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, к экзотическому — содовые. Концентрации бастнезита, участками превышающие пятидесятипроцентный порог, послужили основанием для предположения их карбонатитовой природы. Не противоречат этому структурно — текстурные особенности пород. Присутствующие в породе многочисленные

ксенолиты, включая их мелкие зерна не подверглись гидротермальному изменению. При анализе флогопита выяснилось, что он не содержит воды и эта структурная позиция практически полностью заполнена фтором. Высокая концентрация флюорита определена фторовой специализацией региона. Проявление расположено в пределах внутриплитного Центрально-Азиатского флюоритоносного пояса. Здесь известны многочисленные эпитермальные флюоритовые, молибден-вольфрамовые и бериллиевые месторождения сопровождающиеся высокими концентрациями флюорита. Бастнезитсодержащие карбонатиты Западного Забайкалья имеющие близкий возраст с изучаемым проявлением, содержат до 10% флюорита.

Наибольшую сложность представляет обоснование магматической природы флюорит-бастнезитовой ассоциации. Мы не наблюдаем сколько-нибудь явных признаков гидротермального изменения вмещающих пород. Отсутствие воды в высокофтористом флогопите, являющимся типоморфным минералом изученных пород и слагающем контактовые зоны рудных тел также свидетельствует о дефиците флюидной фазы. Результаты проведенного термобарогеохимического изучения флюорита и бастнезита неоднозначны. Первичные включения в них, содержащие высокие концентрации газа (до 20-30%) и твердых фаз при нагревании в большинстве своем декрепитировали при температурах 290 — 350°C. При этом случаях гомогенизации газовой-жидкой составляющей твердые фазы оставались нерастворенными. Таким образом магматическая природа пород изученного проявления требует более серьезного обоснования. Существенно флюорит-бастнезитовые руды в природных объектах встречаются редко. Одно из таких проявлений (Gallinas Mountains) установлено в Мексике [4]. По результатам его исследований проявление отнесено к гидротермальному типу, связанному с карбонатитами. Тем не менее вне зависимости от генетической природы флюорит-бастнезитовой ассоциации, появление пород с высокой концентрацией редкоземельных элементов позволяет ставить проблему необходимости постановки поисков столь перспективного типа проявлений.

Литература

1. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья / Г. С. Рипп [и др.] . Улан-Удэ, 2000. 232 с.
2. Дорошкевич А. Г., Рипп Г. С. Изотопная характеристика пород Халютинского карбонатитового комплекса (Западное Забайкалье) // Геохимия, 2009. Т. 47. № 12. С. 1279–1293.
3. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
4. Anthony E. W.-J., Iain M. S., Gema R. O. The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico // Economic Geology. 2000. V. 95. P. 327–342.

Рипп Герман Самуилович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Глауконитовые породы Бакcharского железорудного месторождения (Западная Сибирь): перспективы использования и экономический потенциал

© *М. А. Рудмин*¹, *А. К. Мазуров*¹, *И. В. Рева*¹, *Б. И. Макаров*², *А. С. Рубан*¹

¹ Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия.

E-mail: rudminma@tpu.ru

² Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа, г. Томск, Россия

В настоящей работе исследуется практический потенциал глауконитовых пород Бакcharского месторождения (Западная Сибирь) в качестве нетрадиционных калийных удобрений. Содержание K_2O в глауконитовых породах варьируется от 2.5% до 4.1%, что указывает на их положительную характеристику как калийных удобрений для агрономических целей. Глауконитовые породы месторождения разделяются на три разновидности: глауконитолиты, глауконитовые песчаники и глауконит-шамозитовые ооидовые железняки, с концентрацией глауконита 58.5%, 25.7% и 24.6%, соответственно. Промежуточная фракция глауконитолита концентрирует до 90.4% глобулярного глауконита при «мокром» просеивании. Электромагнитная сепарация дополнительно увеличивает концентрацию глауконитовых зерен для каждой разновидности пород, особенно для глауконитового песчаника. Внесение глауконитовых продуктов в почву оказывает стимулирующий эффект на рост овса обыкновенного (*Avena sativa*). Как необработанный глауконитолит, так и его гранулометрическая фракция приводят к одинаковой скорости роста саженцев овса. Результаты исследований показывают, что глауконитовые породы Бакcharского месторождения можно использовать в качестве альтернативного калийного удобрения.

Ключевые слова: глауконитовые породы; альтернативные калийные удобрения; гранулометрическая фракция; мокрое-сухое просеивание; магнитная сепарация; Бакcharское месторождение; Западная Сибирь.

Glauconite rocks of the Bakchar iron ore deposit (Western Siberia): prospects for application and economic potential

*M. A. Rudmin*¹, *A. K. Mazurov*¹, *I. V. Reva*¹, *B. I. Makarov*², *A. S. Ruban*¹

¹ National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia. E-mail: rudminma@tpu.ru

² Siberian Research Institute of Agriculture and Peat, Tomsk, Russia

This paper explores suitability of glauconitic rocks from Bakchar deposit (Western Siberia) as alternate potash fertilizer. The K_2O content of these glauconitic rocks varies from 2.5% to 4.1%, indicating their good potential as K-fertilizer for agronomic uses. Glauconitic rocks can be divided into three types, i.e., glauconitolite, glauconitic sandstone and glauconite-chamosite ooidal ironstone, with glauconite concentrations 58.5%, 25.7% and 24.6%, respectively. The intermediate size fraction of glauconitolite concentrates up to 90.4% of glauconite grains by using wet sieving. Magnetic separation further increases the concentration of glauconite grains for each type of rock samples, especially of glauconitic sandstone. Mixing of glauconitic products with soil stimulate the growth of oat (*Avena sativa*). Both untreated glauconitolite and its granulometric fraction result same rate of growth of oat seedlings. The results of this study suggest that the Bakchar glauconitic deposit can be used as a substitute potash fertilizer.

Key words: glauconitic rocks; alternate potash fertilizers; granulometric fraction; wet-dry sieving; magnetic separation; Bakchar deposit; Western Siberia.

В данной работе изучается уникальное по запасам железа Бакcharское месторождение в Томской области. По предварительным оценкам ресурсы месторождения составляют порядка 25 млрд. тонн железа, что справедливо позволяет отнести этот объект к ряду уникальных железорудных месторождений мира. Однако существует три главных препятствия перед его разработкой: (1) сложные горно-геологические условия залегания, а именно высокая обводненность осадочного разреза; (2) относительно низкое содержание железа ($Fe_2O_{3(total)}$ 35–52%) и высокое содержание вредной примеси фосфора (P_2O_5 0.8–1.2%); (3) отсутствие рентабельной технологии обогащения руд.

В данной работе приводятся доказательства того, что Бакcharское месторождение богато не только железом, но и может служить новой сырьевой базой нерудного сырья в виде нетрадиционных калийных удобрений. Сегодня спрос на калийные удобрения покрывается добычей солей из морских эвапоритовых залежей, крупнейшие месторождения которых сосредоточены в Канаде (Саскачеванский соленосный бассейн), России (Верхнекамское месторождение), Беларуси (Старобинское месторождение), Германии (месторождения в районах Ронненбург-Ганса, Зарштедт-Лерте, Фульда и др.) и др. [1, 2]. Россия занимает лидирующие позиции по запасам калия, однако использование калийных удобрений сельхозпроизводителями остается на критически низком уровне, особенно в сибирских регионах. Территориальное развитие сырьевой базы калийных агроруд на основе нетрадици-

онных источников это один из путей повышения спроса на удобрения и снижения экологических рисков сельского хозяйства. Глауконит является одним из наиболее потенциальных источников калийных удобрений [3–6]. Минерал относится к диоктаэдрическим слюдам с дефицитом межслоя и характеризуется изменчивым химическим составом с повышенным содержанием K_2O (до 9%) [7–9] и типичной глобулярной формой.

В пределах Бакчарского месторождения глауконитовые породы залегают на глубинах 180–230 м среди славгородской и ганькинской свит верхнего мела, которые вмещают так называемый колпашевский железорудный горизонт и перекрываются бакчарским железорудным горизонтом. Глауконитовые породы по данным рентгенодифракционного анализа (РДА) и петрографических исследований состоят из глауконита, кварца, микроклина, гетита и шамозита. Высокое и умеренное содержание K_2O (от 4.0% до 7.3%) и умеренное $Fe_2O_{3(total)}$ (от 20.4% до 32.8%) характеризуют наиболее зрелый глауконит (так называемый «неизменный» [10]). Содержание K_2O и $Fe_2O_{3(total)}$ глауконита с меньшей степенью зрелости за счет вторичных изменений (ожелезнение) варьирует в пределах 2.6–5.5% и 31.1–49.8%, соответственно. В разрезе Бакчарского месторождения выделяется три основные разновидности глауконит-содержащих пород с концентрацией глауконитовых гранул выше 10%. *Глауконититы* (или *глауконитолиты*) характеризуются содержанием глауконита 58.4%. K_2O в этих породах составляет 4.1% (среднее) что является наивысшим показателем среди других разновидностей. В *глауконитовых песчаниках* доля глауконита составляет 25.7%, а также доля кварца и полевых шпатов — 37.8%. Концентрация K_2O в этих породах — 3.1%. *Глауконит-шамозитовые ооидовые железняки* характеризуются следующим составом: глауконит — 24.6%, шамозитовые ооиды — 22.8%, терригенные компоненты (кварц и полевые шпаты) — 21.6%. Среднее содержание K_2O в них находится на уровне 2.5%. Химический состав глауконитовых пород характеризуется концентрациями тяжелых металлов (Co, Ni, Zn, Mo, Cd, Pb, As) ниже предельно допустимых концентраций в почвах [11].

Для получения глауконитовых концентратов была исследована и разработана схема их обогащения на основе двух этапов: диспергирование и мокрое просеивание, электромагнитная сепарация гранулометрической фракции (-500+125) мкм. Мокрое просеивание глауконитолита позволяла концентрировать доля полезного компонента во фракции (-500+125) до 90%, а для глауконит-шамозитового железняка до 40%. Электромагнитная сепарация увеличивала долю глауконита в магнитных фракциях для каждой разновидности исходных проб (глауконитовых пород). Так содержание глауконита в магнитном продукте достигало 97% при экспериментах с глауконитолитом.

Глауконитовые породы имеют ряд преимуществ перед калийными солями [3, 4, 12]: (а) отсутствие в составе хлора позволяет избежать раннего засоления почв и загрязнения грунтовых вод; (б) концентрации некоторых макро- и микроэлементов (включая Fe, Mn, B, Cu, Zn, Se, Co, Mo, Cr, Vd, Y) являются дополнительными нутриентами для растений; (в) гранулированная форма зёрен улучшает текстуру, пористость и проницаемость почвы. Глауконитовые концентраты, получаемые из пород Бакчарского месторождения, содержат до 8% K_2O . На основе лабораторных агрохимических опытов были выявлены прямые свидетельства положительного влияния этих продуктов (как концентратов, так и исходных пород) при добавлении в почву на рост распространенной агрокультуры (овёс — *Аvéна satíva*). Высокий положительный эффект на энергию прорастания (96.6%) показывали глауконитолит и его гранулометрическая фракция (-500+125) при концентрации в эквиваленте 30 кг/га. При этом варианте опыта энергия прорастания увеличивалась на 5.2%, высота растений на 14.3% и зеленая масса на 66.9% относительно контрольных экспериментов (без внесения удобрений).

Общие ресурсы глауконита Бакчарского месторождения составляют более 800 млн.т. При таких ресурсах месторождения можно считать крупнейшей сырьевой базой для производства калийных минеральных удобрений на основе глауконита, а также материалов для создания других инновационных продуктов. Использование этих пород может способствовать обеспечению сельскохозяйственных потребителей экологически безопасным и эффективным калийным удобрением местного производства.

На основе представленных результатов можно сделать следующие выводы. (1) Богатые глауконитом породы месторождения подразделяются на три разновидности. (2) Мокрое просеивание глауконитовых пород позволяет концентрировать до 90% полезного компонента во фракции (-500+125). Последующая электромагнитная сепарация этой фракции дополнительно увеличивает долю глауконита в магнитных концентратах для каждой разновидности глауконитовых пород. (3) Аграрные эксперименты показывают глауконитовые породы (особенно глауконитолиты) и их концентраты оказывают явный стимулирующий эффект на рост овса обыкновенного (*Аvéна satíva*). (4) По предварительной оценке ресурсов в 800 млн.т. Бакчарское месторождение следует рассматривать как крупнейшее месторождение глауконита. (5) Минералого-химические характеристики глауконитовых про-

дуктов соответствуют современным требованиям для использования их в качестве минерального удобрения в сельском хозяйстве и в качестве природного сорбционного материала в решении экологических проблем.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Томской области (грант 16-45-700090).

Литература

1. Левченко Е. Н., Тигунов Л. П. Глауконит России: состояние, перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы. Москва: ВИМС, 2011. 65 с.
2. Rawashdeh R. Al, Xavier-Oliveira E., Maxwell P. The potash market and its future prospects // *Resources Policy*. 2016. Vol. 47. P. 154–163.
3. Franzosi C., Castro L. N., Celeda A. M. Technical Evaluation of Glauconies as Alternative Potassium Fertilizer from the Salamanca Formation, Patagonia, Southwest Argentina // *Natural Resources Research*. Kluwer Academic Publishers, 2014. Vol. 23. № 3. P. 311–320.
4. The potential of glauconitic sandstone as a potassium fertilizer for olive plants / E. Karimi [et al.] // *Archives of Agronomy and Soil Science*. 2012. Vol. 58. № 9. P. 983–993.
5. Васильев А. А. Глауконит — эффективное природное минеральное удобрение картофеля // *Аграрный вестник Урала*. 2009. № 6. С. 35–37.
6. Physical and chemical characterization and recovery of potash fertilizer from glauconitic clay for agricultural application / S. Shekhar [et al.] // *Applied Clay Science*. 2017. Vol. 143. P. 50–56.
7. Drits V. A. Isomorphous Cation Distribution in Celadonites, Glauconites and Fe-illites Determined by Infrared, Mössbauer and EXAFS Spectroscopies // *Clay Minerals*. 1997. Vol. 32. № 2. P. 153–179.
8. Odin G. S., Matter A. De glauconiarum origine // *Sedimentology*. 1981. Vol. 28. P. 611–641.
9. McRae S. G. Glauconite // *Earth-Science Reviews*. 1972. Vol. 8, № 4. P. 397–440.
10. Rudmin M., Banerjee S., Mazurov A. Compositional variation of glauconites in Upper Cretaceous-Paleogene sedimentary iron-ore deposits in South-eastern Western Siberia // *Sedimentary Geology*. 2017. Vol. 355. P. 20–30.
11. ГН 2.1.7.2041-06 Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве.
12. Economic potential of glauconitic rocks in Bakchar deposit (S-E Western Siberia) for alternate potash fertilizer / M. Rudmin [et al.] // *Applied Clay Science*. 2017. Vol. 150. P. 225–233.

Рудмин Максим Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета, г. Томск.

Особенности диагенеза морских оолитовых железняков Западно-Сибирского железорудного бассейна (на примере Бакчарского месторождения)

© *М. А. Рудмин, И. В. Рева, А. М. Сорокина, А. К. Мазуров*

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия,
E-mail: rudminma@tpu.ru

Данная работа посвящена проблеме формирования оолитовых железняков Западно-Сибирского бассейна на примере Бакчарского месторождения. Цель исследований заключается в детальном анализе аутигенной минералогии месторождения для понимания геохимических режимов диагенеза и возможных источников металлов. В качестве основного метода использовались рутинные исследования шлифов и аншлифов на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ). Диагенез Бакчарского месторождения отражается в различных минеральных новообразованиях при полном разнообразии аутигенных железистых минералов, формирующихся в отличительных геохимических условиях. Режим минералообразования контролировался несколькими основными факторами: (а) разложением органического вещества, (б) подтоком железа в коллоидной или ионной форме, (в) поступлением терригенного материала. Наличие специфических для отложений морских железняков минеральных форм свидетельствует о поступлении типичных для гидротермальных процессов металлов в древний осадок.

Ключевые слова: оолитовые железняки; диагенез; минералогия; источники металлов; Бакчарское месторождение; Западная Сибирь.

Features diagenesis of marine oolitic ironstones of the West-Siberian basin (Bakchar deposit)

M. A. Rudmin, A. K. Mazurov, I. V. Reva, A. M. Sorokina

National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia. E-mail: rudminma@tpu.ru

The focus of this work is the issue of oolitic ironstone formation in the West-Siberian basin by the example of the Bakchar deposit. The main aim of this study is a detailed analysis of the authigenic mineralogy within deposit for understanding the geochemical conditions of diagenesis and possible sources of metals. The research method consists of a routine study of thin sections by the scanning electron microscope (SEM). The diagenesis of the Bakchar deposit is reflected in various minerals with a full variety of authigenic ferruginous minerals, which formed in different (from oxic to anaerobic) geochemical conditions. The environment of mineral formation was controlled by the following main factors: (a) the microbial decomposition of organic matter, (b) the dissolved or colloidal iron fluxes, and (c) the terrigenous input. The presence of specific minerals in oolitic ironstones indicates to the fluxes of metals into an ancient coastal sediments, which are typical for hydrothermal processes.

Keywords: oolitic ironstone; diagenesis; mineralogy; sources of metals; Bakchar deposit; Western Siberia.

В данной работе приведены доказательства уникальной и разнообразной минералогии Бакчарского месторождения мезо-кайнозойских морских оолитовых железняков как эталонного объекта гигантского Западно-Сибирского железорудного бассейна. Актуальность научного изыскания определяется загадочным генезисом оолитовых (или ооидовых) железных руд, в том числе изучаемого объекта [1–3]. Франклин ван Хойтен описывает понятие «оолитовые железняки» как «...отличительные бескремнистые, песчано-глинистые осадочные породы с более чем 5% железистых оолитов/ооидов и более чем 15% железа» [4]. Факторы, контролирующие распределение морских железняков, источники железа и механизмы образования оолитов, все еще являются предметом многочисленных дискуссий с рядом конкурирующих механизмов и гипотез. Оолитовые железняки в геологической истории характерны для ордовика, силура, девона, юры, мела и палеогена [4], при этом современные аналоги слабо задокументированы [5]. В качестве известных «классических» морских месторождений можно перечислить ордовикские вабановские толщи в Ньюфаундленде (Канада), силурийскую Клинтонскую группу Центральных и Южных Аппалачей (США), ранне-юрские «минеттовые» руды Лотарингского бассейна в северо-восточной Франции и юго-западном Люксембурге, мел-палеогеновый Западно-Сибирский и кайнозойский Керченский железорудные бассейны (Россия). На фоне относительно снижающегося (или застойного) научного интереса к оолитовым железнякам как промышленным ценным рудам нельзя игнорировать значимость этих уникальных осадочных образований как ключевых объектов для понимания биогеохимического цикла железа в прошлом, настоящем и будущем.

Западно-Сибирский железорудный бассейн это широкая полоса (шириной около 150 км) осадочных образований верхнемелового и палеогенового возраста протягивающаяся почти на 2000 км вдоль восточного и юго-восточного обрамления Западно-Сибирской плиты. В пределах этого бассей-

на открыто множество крупнейших скоплений оолитовых железных руд [6]: Бакчарское, Колпашевское, Парбигское, Парабельское, Ласкинское, Елогуйское, Нижне-Байховское, Туруханское. Общие ресурсы железорудного бассейна с содержанием железа выше 30% оцениваются в 400 млрдт. [6, 7], что позволяет считать его крупнейшей железорудной провинцией в мире. Ресурсы только Бакчарского месторождения, наиболее разведанного среди других объектов бассейна, составляют порядка 28 млрдт [6, 7]. Однако уникальность месторождения отражается не только в колоссальных запасах, но и в условиях залегания, разнообразной минералогии и загадочной геохимии оолитовых железняков [8, 9]. В данной работе раскрывается вопрос о парадоксальных аутигенных минеральных ассоциациях как следствие протекания специфических диагенетических процессов приводящих к образованию рудного месторождения.

Материалом для проведения исследований послужило более 270 образцов, отобранных из различных участков Бакчарского месторождения, из которых изготавливались препараты для дальнейших лабораторных исследований (шлифы, аншлифы). Территориально месторождение находится в Томской области в 200 км на северо-запад от г. Томск. Локализовано в трансгрессивной последовательности верхнемелового-палеогенового возраста среди типичных пород прибрежно-морских фаций: алевролитов и песчаников с горизонтами оолитовых железных руд и глауконитовых пород. В качестве основного инструмента использовалась сканирующая электронная микроскопия (83 изученных образца, TESCAN VEGA3 SBU с ЭДС детектором Oxford X50) в комплексе с классическим петрографическим анализом.

Диагенез Бакчарского месторождения отражается в различных минеральных новообразованиях при полном разнообразии аутигенных железистых минералов, формирующихся в отличительных геохимических условиях. (i) Основная аутигенная рудно-минеральная форма представлена железистыми оолитами, ооидами и онкоидами. Эти хемогенных формы состоят из ассоциации железистых фаз гидроксида (гидрогетит) и алюмосиликата (шамозит) с недавно выявленными [10] микрофосфатами редкоземельных элементов цериевой группы (куларит). Помимо новообразованных минералов железистые сферолиты включают в себя различные терригенные минералы: магнетит, циркон, ильменит, кварц, полевые шпаты и т.д. (ii) Второстепенная аутигенная форма представлена цементом (или матриксом) осадочной породы. Цемент может быть как моно-, так и полиминеральным, по структуре от базального до порового. Среди наиболее распространенных минеральных фаз матрикса отмечаются лепидокрокит (псевдоаморфный гидроксид железа), иллит (или иллито-сметтит), шамозит, сидерит. В рудах с наивысшей долей Fe_2O_3 total цемент состоит из шамозит-сидерита, сидерита или вовсе отсутствует (для так называемого сыпучего типа руд [10]). (iii) Редкие минеральные фазы фосфатов, сульфидов и сульфатов, наблюдаемые как в матриксе пород, так и реже в хемогенных сферолитах. Несмотря на невысокую долю в валовом минеральном составе пород эти минералы несут в себе важную генетическую информацию, при осмыслении которой ставится под сомнение классическая теория речного стока этих рудных объектов. Среди аутигенных серосодержащих минералов встречаются следующие: пирит (рис. 1 а), грейгит, пирротин, галенит, сфалерит (рис. 1 б), акантит, халькопирит, герсдорфит, золото, барит, баритоцелестин и целестин. Из фосфатов отмечаются куларит (рис. 1 с), ксенотим, церит, апатит, вивианит.

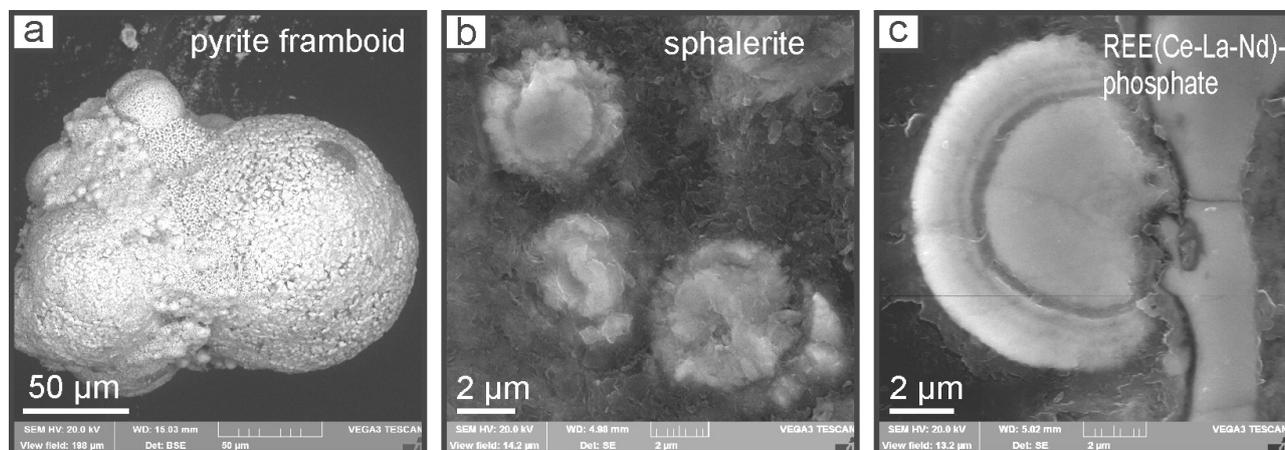


Рис. 1. СЭМ-изображения фрамбOIDов пирит (а), сфалерита (б) и фосфата редкоземельных элементов (с) в оолитовых железняках Бакчарского месторождения

Повсеместно встречаемые в разрезе месторождения ассоциации аутигенных минералов отражают флуктуацию геохимических условий диагенеза. Судя по широкому распространению железистых сферолитов на различных стратиграфических уровнях среди сидеритового, сидерит-иллитового и сидерит-шамозитового цемента с сульфидными нодулями и фрамбоидами их можно считать достаточно устойчивой минеральной фазой.

По всей видимости, диагенетический режим контролировался несколькими основными факторами: (а) разложением органического вещества, (б) подтоком железа в коллоидной или ионной форме, (в) поступлением терригенного материала как условие создания проницаемого осадка. Наличие специфических для отложений морских железняков минеральных форм, таких как галенит, сфалерит, барит, барито-целестин, ксенотим, пирротин [8] и т.п., свидетельствует о поступлении металлов, как правило, гидротермальной (эндогенной) природы в древний осадок.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-35-00022).

Литература

1. 9.18 — Iron Formations: Their Origins and Implications for Ancient Seawater Chemistry / A. Bekker [et al.] // *Treatise on Geochemistry*. 2014. P. 561–628.
2. Ramanaidou E. R., Wells M. A. 13.13 — Sedimentary Hosted Iron Ores // *Treatise on Geochemistry*. 2014. P. 313–355.
3. Kholodov V. N., Nedumov R. I., Golubovskaya E. V. Facies types of sedimentary iron ore deposits and their geochemical features: Communication 1. Facies groups of sedimentary ores, their lithology, and genesis // *Lithology and Mineral Resources*. 2012. V. 47. № 6. P. 447–472.
4. Petranek J., Van Houten F.B. Phanerozoic ooidal ironstones // *Czech Geological Survey Special Papers*. 1997. V. 7. P. 70.
5. Sturesson U., Heikoop J. M., Risk M. J. Modern and Palaeozoic iron ooids—a similar volcanic origin // *Sedimentary Geology*. 2000. V. 136. № 1. P. 137–146.
6. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.
7. Перспективы освоения Бакчарского железорудного месторождения, Томская область / А. К. Мазуров [и др.] // *Руды и металлы*. 2006. V. 2. P. 64–70.
8. Ferrimagnetic Iron Sulfide Formation and Methane Venting Across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in Shallow Marine Sediments, Ancient West Siberian Sea / M. Rudmin [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19. P. 1–22.
9. Rudmin M., Banerjee S., Mazurov A. Compositional variation of glauconites in Upper Cretaceous-Paleogene sedimentary iron-ore deposits in South-eastern Western Siberia // *Sedimentary Geology*. 2017. V. 355. P. 20–30.
10. Рудмин М. А., Мазуров А. К. Оолитовые руды Бакчарского железорудного узла (Томская область) // *ДАН*. 2016. V. 471. № 2. P. 1238–1241.

Рудмин Максим Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент Национального исследовательского Томского политехнического университета, г. Томск.

Байкало-Муйский пояс: структура и этапы тектонической эволюции

© Е. Ю. Рыцк

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, Россия. E-mail: erytsk@geogem.spb.ru

В строении Байкало-Муйского пояса выделены две самостоятельные структуры первого порядка — Анамакит-Муйский аккреционно-коллизийный террейн раннего неопротерозоя и наложенная Байкало-Витимская рифтогенная система структур позднего неопротерозоя.

Ключевые слова: Байкало-Муйский пояс; Анамакит-Муйский аккреционно-коллизийный террейн; Байкало-Витимская рифтогенная система; ранний и поздний неопротерозой; этапы тектонической эволюции.

Baikal-Muya belt: structure and stages of tectonic evolution

E. Yu. Rytsk

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia. E-mail: erytsk@geogem.spb.ru

Two independent elements of the first order — Anamakit-Muya accretionary-collision terrane of early Neoproterozoic and superimposed Baikal-Vitim riftogenic system of late Neoproterozoic are identified within the Baikal-Muya belt.

Keywords: Baikal-Muya belt; Anamakit-Muya accretionary-collision terrane; Baikal-Vitim riftogenic system; early and late Neoproterozoic; stages of tectonic evolution.

В тектонической эволюции Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса выделяют океаническую, островодужную и аккреционно-коллизийную стадии, которым соответствует известный набор террейнов различной тектонической природы [2, 5, 4, 17 и др.] с ведущим значением островодужных образований [6, 13]. Эта модель не отличается от канонической схемы развития фанерозойских складчатых областей и реализована в ГК-1000/3 [8, 9]. В последнее время, сложная структурно-формационная и тектоническая зональность Байкало-Муйского пояса (БМП) интерпретируется как сочетание троговых прогибов и межтроговых зон раннего и позднего неопротерозоя [10] или как результат совмещения блоков древней и переработанной ювенильной коры неопротерозойского возраста в составе Байкало-Муйского композитного террейна аккреционно-коллизийного типа [15]. Обобщение геологических и изотопно-геохимических материалов показывает, что БМП состоит из двух тектонических структур первого порядка — Анамакит-Муйского композитного аккреционно-коллизийного террейна раннего неопротерозоя и Байкало-Витимской рифтогенной системы структур позднего неопротерозоя.

Анамакит-Муйский террейн (АМТ) сложен комплексами раннего неопротерозоя. Типоморфными являются базальт-риолитовые толщи, ассоциирующие с интрузиями габбро-диорит-плагиогранит-гранодиоритового состава, сформированные в диапазоне 835–810 млн лет [11, 18]. В Муйской зоне АМТ вулканогенно-карбонатно-терригенная серия глубоко метаморфизованных пород включает небольшие интрузии диоритов — гранодиоритов с возрастом 770 млн лет (данные А.В.Чугаева). В зонах высокого метаморфизма широко развиты гнейсо-граниты с возрастом 780–790 млн лет [11] и — 740–770 млн лет [12], которые фиксируют кульминацию аккреционной стадии раннего неопротерозоя. Магматические комплексы АМТ формировались главным образом за счет коровых источников палеопротерозойского возраста с $t(\text{DM}) > 1.6$ млрд лет, а по своим геохимическим параметрам вполне соответствуют «островодужным» образованиям, что и служит основанием для соответствующих геодинамических моделей Байкало-Муйского пояса. В краевой части АМТ находятся Кичерская и Парам-Шаманская «палеотроговые» зоны, сложенные вулканогенно-карбонатно-сланцевым комплексом пород, сформированным за счет ювенильных коровых источников раннего неопротерозоя.

Байкало-Витимская система структур сложена комплексами позднего неопротерозоя (725–580 млн лет) и включает тектонические блоки (выступы) метаморфических и плутонических комплексов раннего неопротерозоя, принадлежащих АМТ, дезинтегрированному в ходе рифтогенеза. Граничные «детачменты» Байкало-Витимской системы растяжения представлены Джалоканской и Келяня-Иракиндинской сдвиго-надвиговыми шовными зонами АМТ, в которых чередуются грабены и тектонические линзы на месте раздавленных транспрессивных дуплексов. Деструкция континентальной окраины кратона и формирование субокеанической коры офиолитов СМ-типа с возрастом

675–640 млн лет маркируются нюрндукуанским метаморфическим комплексом с MORB-подобными и внутриплитными континентальными базальтами [1], образующие синсдвиговый палеорифт Кичерской зоны. В пределах Байкало-Витимской системы подобные комплексы ювенильной коры позднего неопротерозоя с $t(DM) > 0.7 < 1.2$ млрд лет, находятся в Янской и Каралонской зонах, где толщи бимодальных вулканитов (≤ 675 млн лет) образуют структуры типа пулл-апарт и сопровождаются интрузиями габброидов, гранодиоритов и плагиогранитов с возрастом $650 \pm 11 - 646 \pm 4$ млн лет [3] и 615–603 млн лет [10]. Этап метаморфизма и деформаций ювенильных комплексов, проявленный синхронно в пределах Байкало-Витимской системы в интервале 630–615 млн лет, включает метаморфические события с различными РТ параметрами [14, 7 и др.] и фиксирует завершение активной фазы процессов сдвигового тектогенеза. Завершающий этап эволюции Байкало-Витимской системы растяжения маркируют наложенные грабены и впадины, образованные падринским комплексом субконтинентальных осадков, базальтов и риолитов с возрастом 590 ± 5 млн лет [10] и анамакитским комплексом терригенных и терригенно-карбонатных осадков, перекрытых карбонатной толщей широких осадочных депрессий раннего кембрия. Формирование этих комплексов в интервале от 610 до 545 млн лет сопровождалось внедрением субщелочных и адакитовых гранитоидов.

В итоге подчеркнем, что в традиционных границах Байкало-Муйского пояса совмещены структуры различной геодинамической природы. Анамакит-Муйский композитный террейн был сформирован за счет блоков ювенильной и палеопротерозойской коры к концу раннего неопротерозоя и обнаруживает сходство с докембрийскими террейнами Центрально-Азиатского орогенического пояса [16]. В позднем неопротерозое, Анамакит-Муйский террейн вместе с краевой частью кратона был охвачен процессами рифтогенеза и деструкции в результате которых была образована Байкало-Витимская система структур растяжения.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2018-0012 и при поддержке РФФИ (проект №18-05-00724).

Литература

1. Геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса: результаты геохимических исследований / А. А. Андреев [и др.] // ДАН. 2015. Т. 460. № 6. С. 685–690.
2. Булгатов А. Н., Гордиенко И. В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.
3. Ванин В. А., Донская Т. В., Гладкочуб Д. П. Геохимическая характеристика, возраст и обстановки формирования магматических пород Верхнеянского рудного поля (Северное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: тезисы докл. конф. Иркутск, 2017. Вып. 15. С. 24–25.
4. Гусев Г. С., Песков А. И., Соколов С. К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72–86.
5. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое — раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения / С. М. Жмодик [и др.] // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183–197.
6. Конников Э. Г., Цыганков А. А., Врублевская Т. Т. Байкало-Муйский вулcano-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
7. Условия формирования основных гранулитов и высокоглиноземистых гнейсов Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье) / Ю. М. Лебедева [и др.] // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 66–70.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист О-50. Объяснительная записка / Митрофанов Г. Л. [и др.]. 2007.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист О-49. Объяснительная записка / Митрофанова Н. Н. [и др.]. 2010.
10. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области / Е. Ю. Рыцк [и др.] // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
11. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса / Е. Ю. Рыцк [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
12. Строение и возраст Байкальского массива гранитоидов: новые свидетельства раннебайкальских событий в Байкало-Муйском подвижном поясе / Е. Ю. Рыцк [и др.] // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 662–665.
13. Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулcano-плутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск. 2005. 303 с.
14. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы: возраст, минерогения, геохимия, петрология / В. С. Шацкий [и др.] // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657–682.
15. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса / В. В.

Ярмолук [и др.] // Геотектоника. 2012. № 4. С. 3–27.

16. Ярмолук В. В., Козловский А. М., Лебедев В. И. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенического пояса // Петрология. 2017. Т.25. № 4. С. 362–394.

17. Dobretsov N. L., Berzin N. A., Buslov M. M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean // International Geol. Review. 1995. V. 37. P. 335–360.

18. Skuzovatov S. Yu., Kuo-Lung Wang, Shatsky V. S., Buslov M. M. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic Belt): constraints on petrogenesis and geodynamic significance of felsic magmatism // Precambrian Research. 280. 2016. P. 14–30.

Рыцк Евгений Юрьевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург.

**Карбонатно-щелочные метасоматиты Западного Прибайкалья:
минеральный состав, геохимия, возраст**

© *В. Б. Савельева, Е. П. Базарова, А. В. Иванов*

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: vsavel@crust.irk.ru

Изучены минеральный состав, геохимия и изотопный состав углерода и кислорода карбонатов ураноносных карбонатно-щелочных метасоматитов в Западном Прибайкалье. Субстратом для метасоматитов служили главным образом аляскиты приморского комплекса PR₁. ⁴⁰Ar–³⁹Ar методом по биотиту из доломит-биотитового метасоматита получена датировка 605.5±6.9 млн лет.

Ключевые слова: метасоматоз; альбитизация; рибекитизация; карбонатизация; кричтонит; Западное Прибайкалье.

**Carbonate-alkaline metasomatites of the Western Baikal region:
mineral composition, geochemistry, age**

V. B. Savelyeva, E. P. Bazarova, A. V. Ivanov

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: vsavel@crust.irk.ru

The mineral composition, geochemistry and isotope composition of carbon and oxygen of carbonates of uranium-bearing carbonate-alkaline metasomatites in the Western Baikal region have been studied. The substratum for metasomatites was mainly alaskites of the primorsky complex PR₁. ⁴⁰Ar–³⁹Ar method by the biotite from the dolomite-biotite metasomatite, a date of 605.5 ± 6.9 Ma was obtained.

Keywords: metasomatism; albitization; riebeckitization; carbonatization; crichtonite; Western Baikal region.

Альбитизация и сопутствующая ей карбонатизация являются важными признаками при поисках гидротермальных урановых месторождений. В пределах Байкальского и Приморского хребтов геологами Сосновской экспедиции выявлены рудопроявления урана в гранитах приморского комплекса PR₁ и метаморфических породах сарминской серии палеопротерозоя. Граниты на многих участках альбитизированы и содержат редкометалльную (Sn, Be, Ta, Nb, Y и др.) минерализацию. Одно из рудопоявлений урана в южной части Байкальского хребта связано с щелочно-карбонатными метасоматитами.

Южные отроги Байкальского хребта сложены метаморфизованными терригенными и вулканогенными породами иликтинской свиты сарминской серии палеопротерозоя, прорывающими их постколлизийными гранитами приморского комплекса, возраст которых по результатам U–Pb датирования циркона варьирует от 1.93 до 1.86 млн лет и осадочными образованиями байкальской серии верхнего рифея. Породы иликтинской свиты и граниты интродуцированы дайками габбро-диабазов с возрастом в интервале 800–700 млн лет [4] и небольшими телами перидотитов.

Район рудопоявления сложен биотит-хлорит-эпидотовыми, хлорит-серицитовыми сланцами, полевошпато-кварцевыми метапесчаниками, метагравелитами, метаэффузивами основного и среднего состава, которые прорываются аляскитовыми гранитами приморского комплекса. Метасоматоз проявлен в зоне разлома северо-западного простирания, в полосе шириной 50–70 м и протяженностью около 200 м. Субстратом для метасоматитов послужили главным образом аляскиты апикальной части малоглубинного штока, в меньшей мере хлорит-биотит-серицитовые сланцы и метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации андезито-базальты. В сланцах и метавулканитах проявлены карбонатизация, эпидотизация, окварцевание. Среди метасоматитов обнаружены обломки лампрофилов и карбонатитов. Последние более широко распространены к северо-востоку от рудопоявления, где по ним были получены изотопные датировки около 1.0 млрд лет [2].

Нами выделяются два основных типа новообразованных минеральных ассоциаций и, соответственно, два типа метасоматитов: альбит-рибекит-кальцитовые и доломит-биотитовые. Альбитизированные и рибекитизированные аляскиты представляют собой массивные среднезернистые до крупнозернистых, часто неравномернозернистые, породы с катакластической структурой, сложенные преимущественно шахматным альбитом (до 75–80%), в промежутках между которым сохраняются кварц, калиевый полевой шпат и серицитизированный плагиоклаз ранней генерации. Темноцветные минералы представлены игольчатой Fe–Mg слюдой и щелочным амфиболом, приуроченными к зонкам катаклаза и границам зерен лейкократовых минералов. Слюда ассоциируется с кальцитом, а щелочной амфибол по отношению к ним более поздний минерал. В доломитизированных породах про-

явлена альбитизация, но умеренная, калиевый полевой шпат сохраняется. Доломит развивается по зонкам катаклаза, а в милонитизированных породах послойно, с замещением кварца и полевых шпатов и образованием мелкозернистых доломитовых прожилков, обычно с оторочками биотита. Наблюдаются наложение доломит-биотитовой ассоциации на альбит-рибекитовую и слабая хлоритизация биотита. Поздние гидротермально-метасоматические образования представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жилами мощностью до 0.2 м.

Анализы химического и редкоэлементного состава пород и ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование минералов выполнены в Центре коллективного пользования ИЗК СО РАН «Геодинамика и геохронология». Анализы минералов выполнены в ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, на электронном сканирующем микроскопе «LEO-1430VP» (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным анализатором «INCAEnergy 350» (Oxford Instruments Analytical Ltd.) и в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ (Oxford Instruments Ltd). Изотопный состав С и О изучался в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Плагиоклаз в метасоматитах представлен почти чистым альбитом, амфибол главным образом магнезио-рибекитом, слюда флогопитом и магнезиальным биотитом ($X_{\text{Mg}}=0.53-0.73$, TiO_2 до 2.8 мас. %), хлорит пикнохлоритом. В кальците на CaCO_3 приходится 95–98 мол. %, содержание SrO 0.25–0.84 мас. %. В доломите из катаклазированных аляскитов на $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ приходится 14–25 мол. %, а в доломите из мелкозернистых метасоматических прожилков 22–48 мол. %. Акцессорными минералами являются титаномагнетит, магнетит, ильменит, минералы группы кричтонита, рутил, борнит, ярроуит, ковеллин, халькоцит, халькопирит, виттихенит, молибденит, галенит, циркон, ферриалланит-(Ce), алланит-(Ce), Sr-эпидот, церит-(Ce), фторапатит, монацит-(Ce), ксенотим-(Y), бастнезит-(Ce), титанит, барит, баритоцелестин, торит. По данным геологоразведочных работ, У-минерализация представлена гидратированным настураном. Нами настуран не обнаружен. Концентрациями U являются минералы группы кричтонита (количество UO_2 в анализах 2.5–8.9 мас. %), циркон (до 1.1 мас. % UO_2) и торит (1.4–4.6 мас. % UO_2).

Граниты, претерпевшие метасоматоз, содержат от 1.5 до 11 мас. % CO_2 . Содержание SiO_2 снижается с ростом CO_2 . На диаграмме TAS метасоматиты попадают главным образом в поля субщелочных пород. Для альбит-рибекит-кальцитовых метасоматитов характерны высокие содержания Na_2O (5.9–7.4 мас. %) и низкие K_2O (≤ 1 мас. %). В доломит-биотитовых метасоматитах содержания Na_2O и K_2O сильно варьируют, но в большинстве проб отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ равно 0.2–1.1. По сравнению с гранитами в метасоматитах значительно выше содержания CaO , Fe_2O_3 , MgO , FeO , а также TiO_2 , MnO и P_2O_5 . Формирование альбит-рибекит-кальцитовых метасоматитов является результатом Na-Ca-Mg-Fe- CO_2 метасоматоза, а доломит-биотитовых метасоматитов результатом Ca-Mg-Fe- CO_2 метасоматоза при повышенной активности калия, что может быть обусловлено накоплением K во флюиде в процессе альбитизации калиевого полевого шпата. Особенности метасоматитов являются их обогащенность V, Sr, S, Ba, Zr. В отдельных пробах количество Zr более 1 мас. %. Кроме того, в метасоматитах повышены содержания Co, Ni, Sc, Cu, Zn, Nb. Отдельные пробы содержат до 22 г/т Mo, до 19 г/т W, в кварц-карбонатных жилах присутствует Bi до 20 г/т, As в количестве 60–110 г/т, Pb до 470 г/т, Cu до 320 г/т.

Граниты приморского комплекса за пределами рудопроявления характеризуются повышенным содержанием U: в гранитах первой фазы 3–16 г/т, в гранитах 2 фазы 9–23 г/т. В метасоматически измененных аляскитах концентрации U сильно варьируют, составляя от менее 3 г/т до 29 г/т. В прожилках доломита содержится до 40 г/т U ($\text{Th}/\text{U}=0.8$), а в кварц-карбонатных жилах до 58 г/т. Наиболее высокие концентрации U — до 97 г/т при среднем содержании 52 г/т и отношении $\text{Th}/\text{U}=1.2-2.7$ — установлены в карбонатизированных биотитовых сланцах. Уран в метасоматитах имеет положительную корреляцию (>0.50) с Ti, Ca, Mg, Fe^{2+} , CO_2 , Nb, Co, W, Zn, S и более слабую корреляцию (0.50–0.35) с P, Cl, Ni, Sc, Sr, Pb, однако с Th уран имеет слабую отрицательную корреляцию (–0.14). Отсутствует и положительная корреляция U с Zr — элементом, отчетливо привносящимся в метасоматиты, что указывает на разные пути миграции и формы концентрирования этих элементов.

Учитывая данные экспериментальных исследований минеральных парагенезисов, можно оценить нижний температурный предел для альбит-рибекит-кальцитовых метасоматитов значениями 350–400°C, для доломит-биотитовых 300°C. Отсутствие в породах эгирина указывает на умеренно-щелочную среду минералообразования. По составу хлорита из жил для завершающей стадии процесса получены температуры 210–273°C.

^{40}Ar - ^{39}Ar методом по биотиту из доломит-биотитового метасоматита получена датировка 605.5 ± 6.9 млн лет.

Кальцит из метасоматитов имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ $-(3.2-3.3)\%$ и $\delta^{18}\text{O}$ от 8.3 до 9.4‰, железистый доломит значения $\delta^{13}\text{C}$ от -1.6 до -1.9% и $\delta^{18}\text{O}$ 10.6–11.1‰. Это позволяет оценить $\delta^{13}\text{C}$ равновесной с кальцитом CO_2 значениями около $-(0.7-0.8)\%$, что указывает на морские карбонаты как вероятный источник углекислоты. В свою очередь, рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ в водном флюиде, из которого происходило отложение карбонатов, составляли 5.4–6.4‰, что позволяет предполагать глубинный источник флюида [3].

Формирование карбонатно-щелочных метасоматитов произошло со значительным временным отрывом от времени регионального метаморфизма и внедрения гранитов. Метасоматиты приурочены к долгоживущей зоне повышенной проницаемости глубинного заложения в пределах Байкальского краевого выступа, трассируемой дайками и жилами карбонатитов и лампрофиров с возрастом около 1 млрд лет [2] и габбро-диабазов с возрастом около 700–800 млн лет [4]. Можно полагать, что карбонатно-щелочной метасоматоз связан с процессами на южной (в современных координатах) границе Сибирского кратона и Палео-Азиатского океана. Данные по изотопному составу O и C в карбонатах позволяют предполагать глубинный источник флюида при участии углекислоты морских карбонатов. В пользу глубинного источника флюида свидетельствуют также его повышенная щелочность и принос в метасоматиты Ti, Zr, Nb, Sr, P, характерных для щелочных магм и карбонатитов. Положительная корреляция U с CO_2 в метасоматитах согласуется с представлениями об основной форме переноса урана в растворах в виде уранил-карбонатных комплексов [1]. В то же время не исключено участие в переносе U также сульфатных и фторидных комплексов [1], поскольку в породах присутствуют барит, баритоцелестин, сульфиды и фторapatит. Можно предполагать, что воздействие на граниты с высокими концентрациями U эндогенного флюида обуславливало разложение акцессорных минералов-концентраторов U и переход урана в раствор с последующим его переотложением в благоприятных условиях. Положительная корреляция U с Ti указывает на преимущественное концентрирование U в форме титанатов, что подтверждается минералогическим изучением.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00320 и 17-05-00819).

Литература

1. Наумов Г. Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 216 с.
2. Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис / В. Б. Савельева [и др.] // Петрология. 2016. Т. 24. № 3. С. 292–324.
3. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
4. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Колл. авторов. Ред. Е.В. Складоров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.

Савельева Валентина Борисовна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Возраст и изотопная характеристика Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения (Республика Бурятия)

© *А. А. Савченко, Г. С. Рипп*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: savchenko.alena.alex@rambler.ru

В статье представлена изотопная характеристика минеральных парагенезисов, присутствующих в породах и рудах Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения. Впервые для этого месторождения Re-Os методом определен возраст молибденового оруденения.

Ключевые слова: молибден-вольфрамовое месторождение; гюбнерит; молибденит; изотопия O, S, H и C; Re-Os анализ.

The Buluktai Mo-W deposit (Republic of Buryatia): age and stable isotopes

A. A. Savchenko, G. S. Ripp

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: savchenko.alena.alex@rambler.ru

The article presents isotopic characteristics of minerals in rocks and ore bodies from the Buluktai Mo-W deposit. The age of molybdenum mineralization is determined by Re-Os method for the first time.

Keywords: Mo-W deposit; gubnerite; molybdenite; isotopy O, S, H, C; Re-Os analysis.

Булуктайское молибден-вольфрамовое месторождение является аналогом оруденения Джидинского рудного поля. Изучением геологии, минералогии, последовательности образования и возраста месторождения посвящено множество работ [1–8]. Большинство исследователей считает, что оруденение генетически связано с позднемезозойским гранитным массивом [8].

Месторождение расположено в пределах Джидинской структурно-металлогенической зоны, входящей в состав Саяно-Байкальского металлогенического пояса, протягивающегося с юго-востока на северо-запад почти на 160 км при ширине 40–70 км, занимая площадь около 7200 км². В пределах рудного района выделяется несколько рудных узлов. Здесь известно 7 месторождений, около 20 рудопроявлений и более 60 минерализованных точек.

Оруденение на месторождении Булуктай приурочено к трубообразной брекчии, жильным кварцевым телам и штокверку.

В настоящее время существует неоднозначность в оценке возраста оруденения и отсутствуют данные о источнике вещества его руд, что определило необходимость геохронологического и изотопного исследований.

Булуктайское молибден-вольфрамовое месторождение (рис. 1) является представителем вмещенных кварц-молибденитовой и гюбнерит-сульфидно-кварцевой рудных формаций. Часть месторождения приурочена к трубообразному телу брекчий с гидротермальным кварцевым цементом, содержащим вкрапленность шеелита, гюбнерита, берилла, молибденита и сульфидов. В кольцевой брекчированной зоне, примыкающей к «трубке», распространено штокверковое оруденение, представленное сетью разноориентированных кварцево-рудных прожилков, молибденовых и гюбнеритовых жил, существенно северо-западного направления (рис. 1).

В радиусе 15 км от месторождения, вблизи границы с Монголией, выявлено более 30 участков распространения кварцевых жил и штокверковых зон, известных как проявления и пункты минерализации вольфрама, молибдена, меди, золота, урана, флюорита.

Трубообразное тело диаметром 170×200 м, прослежено скважинами на глубину до 300 м и располагается в основном среди верхнепалеозойских кварцевых монзонит-сиенитов. В кольцевой брекчированной зоне, примыкающей к «трубке», развито штокверковое оруденение, представленное сетью разноориентированных кварцево-гюбнерит-сульфидных прожилков и жил, а также даек основного и кислого составов.

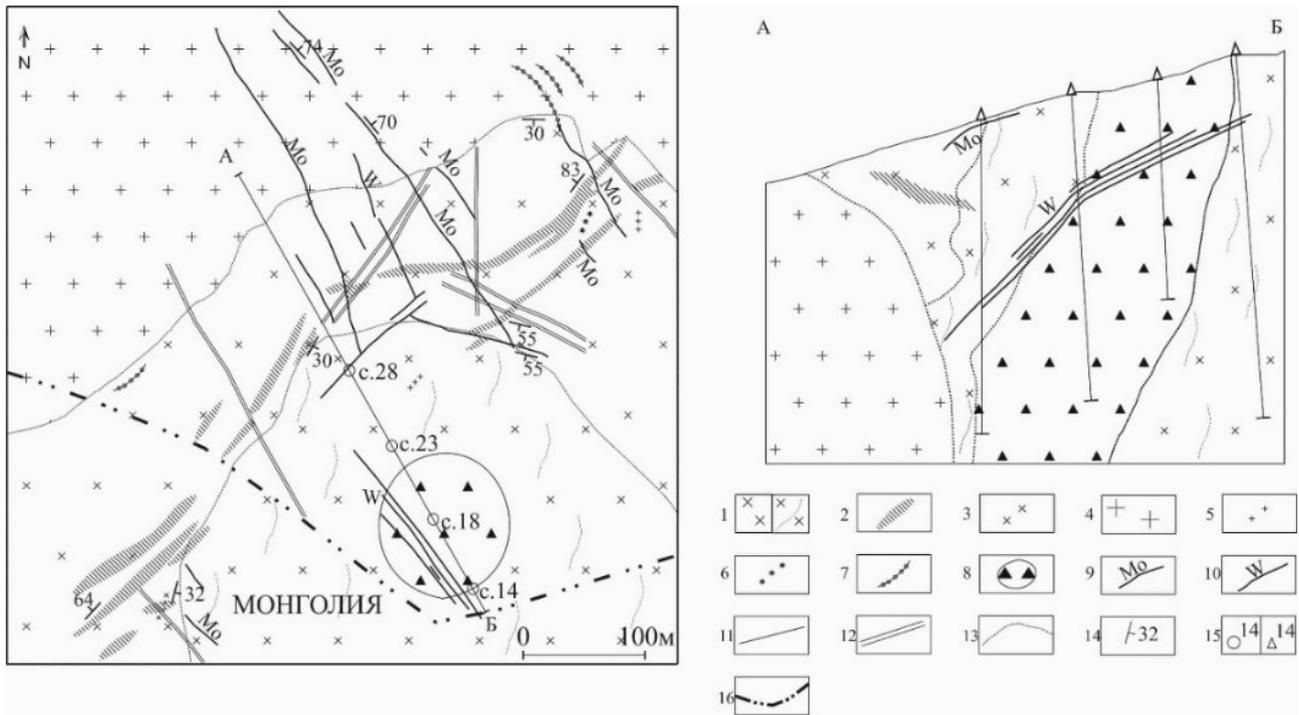
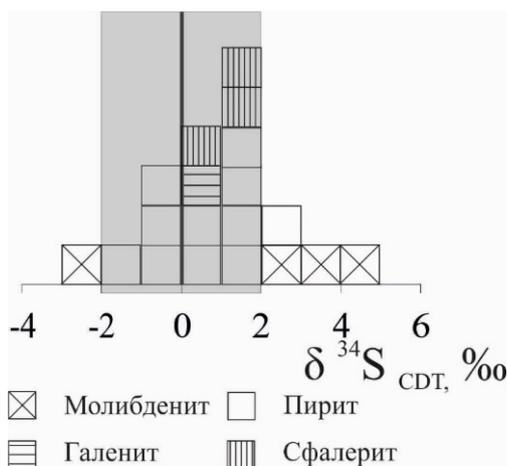


Рис. 1. Схема геологического строения Булуктайского комплексного молибден-вольфрамового месторождения по Г.И. Туговика (1974): а — план, б — разрез по разведочному профилю. 1 — верхнепалеозойские кварцевые монзонит-сиениты (а) и их брекчированные разности (б). 2–7 — дайки верхнего палеозоя: 2 — лампрофиры (спессартиты), 3 — диорит-порфиры, 4 — раннемезозойские аляскитовые граниты и их дайки, 5 — аплиты, 6 — гранит-порфиры, 7 — рудно-эксплозивные породы; 8 — полимиктовая брекчия эксплозивного сооружения. 9–11 — жилы: 9 — кварц-молибденитовые, 10 — кварц-гюбнеритовые, 11 — безрудные кварцевые; 12 — тектонические нарушения; 13 — геологические границы; 14 — элементы залегания; 15 — скважины на схеме (а), на разрезе (б); 16 — государственная граница.

На месторождении нами были проведены датирование Re-Os методом рудного этапа и изучение изотопных составов O, S, H, C различных стадий минералообразования. Используя данные термобарогеохимических исследований [4], был рассчитан изотопный состав кислорода во флюиде, равновесном с минералами из рудного и пострудного этапов.

Значение модельного возраста молибденита из прожилка рудного этапа составило — 145 ± 11 млн лет. Он резко отличается от предположения генетической связи оруденения с комплексов субщелочных гранитов с возрастом 298–292 млн лет [8] и приближен к значениям K-Ar и Rb-Sr возрастов лейкократовых и аляскитовых гранитов (до 172 млн лет) [6, 7].



Изотопный состав серы. Изотопные составы сульфидной серы определены в основном в пирите, меньше в молибдените и сфалерите. Один анализ проведен по галениту (рис. 2). Величины $\delta^{34}\text{S}$ изученных минералов, в основном, укладываются в поле метеоритного стандарта и указывает на мантийный источник серы этих минералов.

Изотопный состав кислорода. Составы кислорода в минералах начального этапа образования молибденовой минерализации и в воде, равновесной с ними ложиться в область их мантийного источника. Кислород в кварце вольфрамового этапа и флюида равновесного с ним дистанционирован от флюида молибденового этапа (табл. 1).

Рис. 2. Изотопные составы S ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$, ‰).

Таблица 1

Изотопный состав кислорода, водорода и углерода в минералах месторождения Булуктай

Этап	Минерал	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰	$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$, ‰	T
Молибденовый	мусковит	5,6			5,9	430
		5,9		-144,3	6,2	430
	берилл	6,7			7,1	340
	кварц	9,1			3,3	340
		7,2			1,4	340
		8,3			2,5	340
		9,3			3,5	340
Вольфрамовый	берилл	6,4			6,3	310
	кварц	8,9			2,2	310
		8,1			1,4	310
		7,9			1,2	310
	гюбнерит	-2,1			-0,2	310
		-3,72			-1,82	310
	шеелит	0,9			-1,8	200
Пострудный	анкерит	7,54	-4,99			
	хлорит	2,6			-1,4	150

Резкая обогащенность его легким изотопом указывает на участие в рудообразовании вод метеорного источника. Участие метеорной воды поддерживается деплетированностью дейтерием гидроксильной воды из мусковита. Изотопный состав кислорода в хлорите пострудного этапа также подтверждает участие метеорной воды в процессе его образования. Изотопный состав кислорода и углерода в анкерите попадает в квадрат PIS, что указывает на магматический источник углекислоты.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ 17-05-00129_a.

Литература

1. Коржинский А. Ф., Францкая Е. В. О позднем выделении молибденита на Булуктаевском месторождении Юго-Западного Забайкалья // Известия СО АН СССР. Серия геология и геофизика. № 6. 1958. С. 46–53.
2. Вахромеев С. А., Иньшин Е. Д., Корытова Д. М. О геолого-структурных и генетических особенностях Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения. Зап. Вост. — Сибир. отд. Всес. минер. о-ва. Вып. 3. 1962. С. 19–34.
3. Рипп Г. С. Новые данные о стадийности в формировании Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ. Вып. 10. 1966. С. 155–168.
4. Kosals Ya. A., Dmitriyeva A. N. Sequences and temperatures in formation of the Buluktay molybdenum-tungsten deposit (Southwestern Transbaykal) // International Geology Review. V. 15. № 1. 1973. P. 25–30.
5. Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс. М.: Недра, 1974. 208 с.
6. Батурина Е. Е., Рипп Г. С. Молибденовые и вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья. М.: Наука, 1984. 152 с.
7. Бузкова Н. Г. Новые данные о соотношении гранитоидного магматизма с эндогенным оруденением // ДАН. Т. 338. № 6. С. 793–797
8. Джидинский рудный район: геологическое строение, структурно-металлогенетическое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования, прогнозы и перспективы освоения / И. В. Гордиенко [и др.] // ГРМ. Т. 60. № 1. 2018. С. 3–37.

Савченко Алена Алексеевна, аспирант Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Геохимическая характеристика минеральных парагенезисов Жарчихинского молибденового месторождения (Республика Бурятия)

© *А. А. Савченко, Г. С. Рипп*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: savchenko.alena.alex@rambler.ru

В статье представлена геохимическая характеристика разновозрастных минеральных ассоциаций Жарчихинского молибденового месторождения. На месторождении, кроме молибденитовой, установлены также фтор-бериллиевая, алюмофторидная минеральные ассоциации и карбонатиты, представляющие автономные дорудный, молибденовый, алюмофторидный, фтор-бериллиевый и карбонатитовый этапы.

Ключевые слова: молибденовое месторождение; алюмофториды; фтор-бериллиевая минерализация; карбонатиты.

Geochemical characteristics of mineral parageneses of the Zharchikha molybdenum deposit (Republic of Buryatia)

A. A. Savchenko, G. S. Ripp

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: savchenko.alena.alex@rambler.ru

The article presents geochemical characteristics of different-aged mineral associations of the Zharchikha Mo deposit. Apart from molybdenite mineralization, there are F-Be, Al-F mineral associations and carbonatites. These associations are autonomous pre-ore, Mo, Al-F, F-Be and carbonatite stages.

Keywords: Mo deposit; Al-F; F-Be mineralization; carbonatites.

Одной из особенностей Жарчихинского месторождения является присутствие на его площади нескольких минеральных парагенезисов — флюорит-бертрандит-фенакитовой, алюмофторидно-алюмофосфатной, флюорит-карбонатной, связь между которыми также как и с молибденой требует обоснования. Алюмофторидная минерализация не установлена ни на одном из многих десятков проявлений и месторождений Западного Забайкалья [1, 2]. Она не характерна и для молибденовых месторождений других регионов [3, 4], связанных с гранитами. Более типична такая минерализация для щелочных комплексов пород. Фтор-бериллиевая и карбонатная минерализации также предполагают автономность происхождения. К числу критериев, позволяющих решить эту задачу относятся их геохимические особенности.

Геологическое строение месторождения

Жарчихинское месторождение молибдена находится в 40 км Ю-ЮЗ от г. Улан-Удэ. Оно изучено на стадии предварительной разведки. На прилегающей к месторождению территории известно несколько рудопроявлений молибдена (Колобковское, Куналейское, Хардебанское, Надеинское, Право-Куйтунское и др.), свидетельствующие о специализации ее на этот тип полезного ископаемого. Информация по геологическому строению и вещественному составу руд месторождения приведена в публикациях [1, 2, 6–8] (табл.).

Таблица

Последовательность формирования минеральных ассоциаций месторождения Жарчиха

Последовательность образования	Ассоциации минералов	Метасоматические процессы
Дорудный	Кварц-микроклин-флюорит-бертрандит-фенакитовая	Калишпатизация Альбитизация Флюоритизация
Рудный	Кварц-микроклин-флюоритовая Молибденит-кварцевая Молибденитовая Кварц-сульфидная	Окварцевание Флюоритизация Пиритизация
Пострудная	Алюмофторидная с кварцем, флюоритом, каолинитом, карбонатами, баритом, сульфидами Флюорит-карбонатная	Аргиллизация Карбонатизация Флюоритизация

Рудное поле сложено крупно- и среднезернистыми лейкократовыми гранитами, сиенитами и граносиенитами позднепалеозойского (280 млн лет) возраста [6–8]. Перечисленные породы присутствуют в составе крупного плутона и имеют между собой постепенные переходы. В центральной части рудного поля гранитоиды брекчированы и прорваны дайками трахитовых и трахириолитовых порфиров, граносиенит-порфиров и мелкозернистых гранитов (рис. 1). Гранитоиды относятся к породам умеренно-щелочного ряда с калиево-натриевым типом щелочности [7].

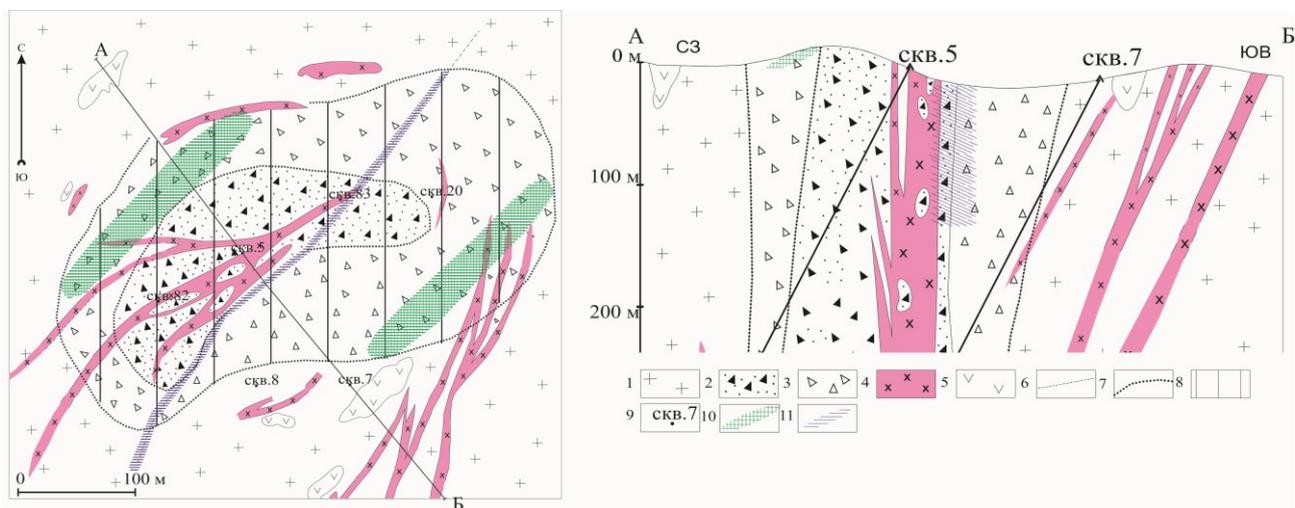


Рис. 1. Схема геологического строения и разрез Жарчихинского месторождения по [6] : 1 — гранитоиды; 2 — внутренняя зона брекчий (граниты, сиениты, микродиориты, трахиты); 3 — внешняя зона брекчий (граниты, сиениты); 4 — дайки гранитов; 5 — ксенолиты монцонитов и диоритов; 6 — линия тектонического нарушения; 7 — границы распространения брекчий; 8 — поле распространения молибденовой минерализации; 9 — номера скважин; 10 — распространение фтор-бериллиевой минерализации; 11 — распространение алюмофторидной минерализации.

Месторождение представлено субвертикальным столбообразным телом минерализованных брекчий, сложенных гранитами, сиенитами, микродиоритами и трахитами. Штокверк размером 750x250 м в плане разведан на глубину 500–550 м, а двумя скважинами прослежен до глубины 800 м.

Молибденовая минерализация слагает рассеянную вкрапленность, сгустки агрегатных скоплений в интенсивно дробленных породах и прожилки молибденитового, кварц-молибденитового состава, которые являются главными рудными компонентами штокверка.

В алюмофторидно-алюмофосфатной ассоциации установлены прозопит, ральстонит, геарксутит, жарчихит, черчит и минерал группы плюмбогуммита. Минерализация приурочена к центральной части месторождения, где слагает несколько зон прожилкования.

Флюорит-кварц-полевошпатовые прожилки с бериллийсодержащими минералами представленные фенакитом и бертрандитом встречаются в гранитах и сиенитах периферических частей месторождения.

Мономинеральные карбонатные прожилки завершают этот этап. Они сложены кальцитом и флюоритом.

Результаты исследований

Распределение REE в минеральных ассоциациях месторождения показано на рисунке 2. По конфигурациям кривых отчетливо выделяются три типа. Один из них представляет минерализацию Мо этапа. В нем кривые отражают наибольшую дифференциацию, более высокую концентрацию P3Э и крутизну, величина $(La/Yb)_n$ отношения составляет 22–36. Для них характерен и более выраженный Eu — минимум ($Eu/Eu^* = 0,48–0,56$). Наиболее высокие концентрации P3Э при пологой конфигурации кривых характерен для алюмофторидной минерализации, отношение $(La/Yb)_n-6$ ($Eu/Eu^* = 0,42–0,52$). Минимальные концентрации P3Э и субгоризонтальная форма кривых, при отсутствии Eu минимума имеют карбонатные породы ($(La/Yb)_n = 1, Eu/Eu^* = 0,8$).

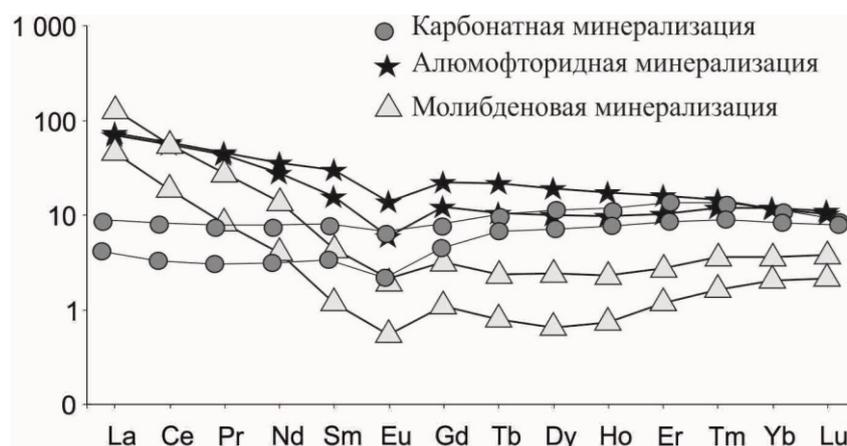


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в породах Жарчихинского месторождения.

Все три ассоциации отмечаются и мультиэлементными спектрами (рис. 3), что предполагает возможность автономности их происхождения.

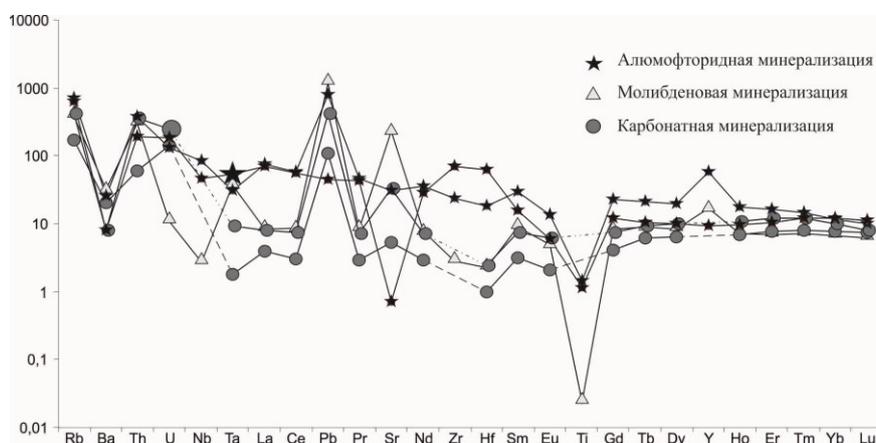


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для пород месторождения Жарчиха.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ 17-05-00129_а.

Литература

1. Покалов В. Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. Москва: Недра, 1992. 177 с.
2. Батурина Е. Е., Рипп Г. С. Молибденовые и вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья (основные черты металлогении и геохимии). Москва: Наука, 1984. 152 с.
3. Processes and ore genesis at the Yaochong Mo deposit, Henan Province, China / Q.-Q. Liu [et al.] // Ore Geology Reviews. V. 86. 2017. P. 692–706.
4. Metallogenic age and hydrothermal evolution of the Jidetun Mo deposit in central Jilin Province, northeast China: Evidence from fluid inclusions, isotope systematics, and geochronology / Z.-G. Wang [et al.] // Ore Geology Reviews. V. 89. 2016. P. 731–751.
5. Shrimp U–Pb, Ar–Ar and fission-track geochronology of W–Mo deposits in the Balkhash Metallogenic Belt (Kazakhstan), Central Asia, and the geological implications / X. Chen [et al.] // Journal of Asian Earth Sciences. V. 110. 2015. P. 19–32
6. Верник В. П., Рипп Г. С. Жарчихинское молибденовое месторождение / Месторождения Забайкалья. Чита, 1995. Т. 1. Кн. 1. С. 176–179.
7. Объяснительная записка листа М-48-VI, серия Селенгинская / В. С. Платов [и др.]. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000. 156 с.
8. Покалов В. Т., Болохонцева С. В., Васин В. В. Жарчихинское проявление молибдена в брекчиевой трубке в каледонидах Западного Забайкалья // Известия. Сер. геологическая. Москва. 1985. № 7. С. 99–107.

Савченко Алена Алексеевна, аспирант Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Двухмерное моделирование осадочного бассейна на юге Анабарской антеклизы

© *Д. М. Савчик, Л. Н. Болдусhevская*

ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», г. Красноярск, Россия.
E-mail: SavchikDM@knipi.rosneft.ru, BoldushevskayaLN@knipi.rosneft.ru

Приводятся результаты двухмерного компьютерного моделирования осадочного бассейна в южной части Анабарской антеклизы вдоль композитного профиля. Дана краткая характеристика углеводородной системы. Построены модели истории погружения, температурного распределения, созревания органического вещества материнских пород и миграции углеводородов. Оценен генерационный потенциал нефтегазоватеринских толщ, прослежены направления миграции углеводородов.

Ключевые слова: южная часть Анабарской антеклизы; моделирование осадочных бассейнов; история погружения; история созревания; миграция; углеводородные системы.

Two dimensional modeling of sedimentary basin in southern part of the Anabar antecline

D. M. Savchik, L. N. Boldushevskaya

LLC RN-KrasnoyarskNIPIneft, Krasnoyarsk, Russia.
E-mail: SavchikDM@knipi.rosneft.ru, BoldushevskayaLN@knipi.rosneft.ru

The results of two-dimensional computer simulation of the sedimentary basin in the southern part of Anabar antecline along the composite profile are presented. A short characteristic of hydrocarbon system is given. The models of historical immersions, temperature distribution, maturation of organic matter of source rocks and migration of hydrocarbons are constructed. Generation potential of source rocks is estimated, the directions of hydrocarbon migration are traced.

Keywords: southern part of the Anabar antecline; basin modeling; burial history; maturity history; migration; hydrocarbon systems.

Сибирская платформа является территорией со сложным геологическим строением осадочного чехла, широким развитием карбонатно-соленосных толщ, насыщенностью трапповыми интрузиями. Отличительной особенностью платформы является нефтегазоносность древних осадочных толщ — верхнепротерозойских и нижнекембрийских в пределах Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз, Катангской седловины и др. На территории Анабарской антеклизы также есть перспективные на нефть и газ отложения раннего палеозоя. В рамках данной работы было проведено двухмерное моделирование истории развития позднепротерозойско-раннепалеозойского осадочного бассейна на юге Анабарской антеклизы с целью оценки возможности заполнения рифогенных коллекторов Западно-Якутской рифовой системы. Моделирование включало в себя реконструкцию истории формирования осадочного бассейна, термической эволюции, истории нефтегазогенерации. Моделирование проводилось с использованием программного пакета Temis Flow французской компании Weicir Franlab.

История развития территории включает в себя следующие этапы. В течение венда, раннего и среднего кембрия откладывалась терригенно-карбонатная толща, в среднем-верхнем кембрии накопилась пестроцветная глинисто-карбонатная толща. В ордовикский и среднепалеозойский периоды продолжалось унаследованное развитие территории. Средне-позднепалеозойский этап характеризуется активной тектонической деятельностью в пределах Сибирской платформы, происходит перестройка структурного плана. В период карбона-перми накапливались угленосно-терригенные отложения. В поздней перми–нижнем триасе отмечается тектоно-магматическая активизация. После завершения траппового этапа развития Сибирская платформа в целом испытывала поднятие, за исключением погружения в юрское время [2]. На современном этапе развития продолжается эрозионный этап.

Основой для построения численной модели являются композитный сейсмический профиль и две глубокие скважины — Ханнинская и Мархинско-Андоийская, литологические данные, характеристика параметров материнских пород из обнажений северо-востока Сибирской платформы, данные температур на поверхности осадков и теплового потока.

Скважины вскрывают отложения рифея, венда (бетичинская, хоронохская, курсовская, бюкская свиты раннего венда и успунская, кудулахская свиты позднего венда); отложения позднего венда-раннего кембрия (юряхская свита); раннекембрийские отложения (билирская свита); ранне-

среднекембрийские (эмяскинская, куонамская свиты); среднего кембрия (оленекская, джахтарская, силигирская, чукукская, хабардинская, малыкайская свиты); отложения позднего кембрия — мархинская свита.

Данные литологии получены из описаний керна скважин, в межскважинном пространстве при моделировании литологические данные были проинтерполированы вдоль профиля. Температуры на поверхности были взяты из результатов исследований по скважинам, оценка теплового потока в основании осадков была проведена по данным работы М.Н. Железняк [1]. Эти данные приняты в качестве граничных условий для последующего моделирования. Граничные условия модели были интерполированы на всю длину профиля.

Характеристика нефтяной системы включает в себя определение материнских свит, коллекторов и покрывающих. На территории осадочного бассейна главными нефтегазогенерирующими отложениями являются глинистые породы куонамской свиты. В. А. Каширцев в своей монографии [6] указывает на вещественные следы существования очага нефтегазообразования в отложениях куонамской свиты на северном склоне Алданской антеклизы (бассейн р. Амги), где в среднекембрийских известняках танханской свиты установлена нефтяная залежь, по геохимическим параметрам отвечающая составу материнского вещества куонамской формации. Самыми существенными признаками связи этой нефти с ОВ куонамской свиты являются высокое содержание ванадил-порфиринов, присутствие диастеранов и отсутствие 12- и 13-монометилалканов (характерных для докембрийских нафтидов). По результатам исследований керна материала были выделены обогащенные глинистые прослои в рифейских и вендских отложениях. В качестве коллекторов выступают карбонатные отложения чукукской свиты, объединённые при моделировании джахтарская и оленёкская свиты, а также рифовый комплекс, образованный в раннем кембрии. Флюидоупором по профилю на основании литологических данных принята преимущественно глинистая толща хабардинской свиты.

Характеристика нефтематеринских пород куонамской свиты была принята по результатам изучения обнажений и колонковых скважин северо-востока Сибирской платформы [5]. Для куонамской свиты определен I тип керогена со средним начальным Сорг 8% и водородным индексом 600 УВ/г ОВ. Для рифейских и вендских нефтегазоматеринских толщ принят II тип керогена с Сорг, равным 3% и водородным индексом 400 УВ/г ОВ. Параметры керогена взяты из стандартной библиотеки Temis.

По результатам моделирования история созревания ОВ с учетом данных по катагенезу ОВ куонамской свиты предлагается следующая. Во время накопления осадочной толщи с рифея до позднего кембрия погружения и прогрева бассейна было недостаточно для генерации углеводородов. В течение позднего кембрия во время дальнейшего погружения в центральной части бассейна в нефтяное окно вошли породы рифея. В ордовике в главную зону нефтеобразования входят отложения венда в центральной части бассейна. Рифейские материнские породы вошли в нефтяное окно вдоль всего профиля. К концу девона отложения рифея и венда всё ещё находятся в главной зоне нефтеобразования. Кроме того, в нефтяное окно входит куонамская свита (преимущественно в центральной части бассейна). На момент максимального погружения в течение перми-раннего триаса отложения рифея и венда достигают главного окна газообразования и остаются в нём и в настоящее время. ОВ куонамской свиты находится в зоне нефтяного окна с конца девона (рис. 1).

Степень реализации нефтегазоматеринского потенциала рассчитывается как отношение доли генерированных углеводородов к потенциальному начальному количеству в материнской породе. Протерозойские материнские породы на конец максимального погружения в конце раннего триаса реализовали свой потенциал на 93–98% в центральной части, а на периферии — на 78–88%. Такое преобразование сохраняется в настоящее время. ОВ куонамской свиты на момент максимального погружения реализовало потенциал на 35–45%, и это соотношение сохранилось к настоящему времени. Миграция УВ из ОВ куонамской свиты ориентирована преимущественно вертикально, но отмечается и латеральная миграция в рифовый комплекс.

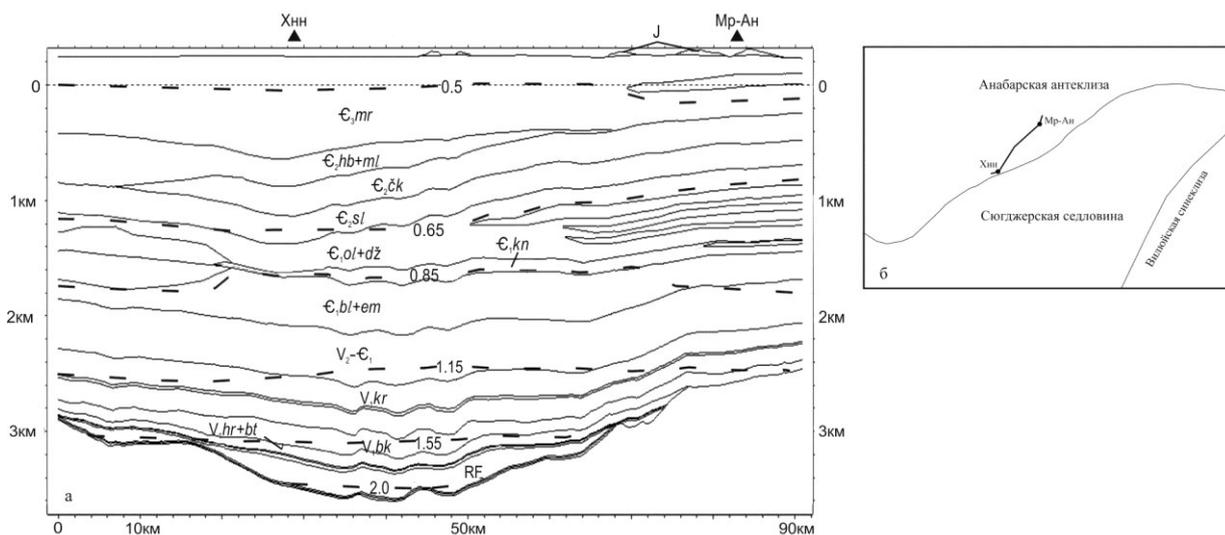


Рис. 1. а — степень катагенетического преобразования ОВ пород, R_0 (%), б — схема расположения профиля

Заключение. На основе проведённого двухмерного моделирования можно сделать вывод, что основные эпизоды генерации углеводородов в пределах осадочного бассейна на юге Анабарской антеклизы имели место в ордовике (для ОВ глубокопогруженных отложений рифея и венда) и в конце раннего триаса (для ОВ куонамской свиты). Основным источником для образования скоплений углеводородов в коллекторах Западно-Якутской кембрийской рифовой системы является куонамская свита, т.к. она находится в главной зоне нефтегенерации и обладает высоким нефтегазоматеринским потенциалом. Глубокопогруженные рифейские и вендские материнские породы практически полностью реализовали свой генерационный потенциал, но в течение геологической истории могли также вносить свой вклад в формирование УВ, хотя и в существенно меньшем объеме в данном районе.

Литература

1. Железняк М. Н. Геотемпературное поле и криолитозона юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 2005. 227 с.
2. Конторович А. Э., Сурков В. С., Трофимук А. А. (ред.) Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981. 552 с.
3. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1: Стратиграфия / С. С. Сухов. [и др.] // под ред. А. Э. Конторовича. Новосибирск : ИНГСО РАН, 2016. 497 с.
4. Старосельцев В. С., Ефимов А. С., Соболев П. Н. Углеводородное сырье битуминозных пород Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 2013. № 5. С. 73–80.
5. Болдушевская Л. Н., Филиппов Ю. А., Переладов В. С. История нефтегазообразования в отложениях куонамской свиты северо-восточной части Сибирской платформы // Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, КНИИГиМС, 2007. Вып. 8. С. 70–74.
6. Каширцев В. А. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 2003. 159 с.

Савчик Дарья Михайловна, аспирант Сибирского федерального университета, геолог 1-й категории ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», г. Красноярск.

Геохимическая подвижность химических элементов в озерах Гусиноозерской впадины

© С. С. Санжанова, З. И. Хажеева

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: Sanzhanova7@rambler.ru

В работе приведены результаты исследований химического состава воды озер Гусиноозёрской впадины. Проведен анализ миграции химических элементов в системе вода–почва.

Ключевые слова: пресные и сульфатные озера; взаимодействие вода–порода; концентрирование микроэлементов.

Geochemical mobility of chemical elements in the lakes of the Gusinoozerskaya depression

S. S. Sanzhanova, Z. I. Khazheeva

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: Sanzhanova7@rambler.ru

The results of investigations of the chemical composition of water of the lakes of the Gusinoozersk depression are presented. The migration of chemical elements in the water-soil system is analyzed.

Keywords: fresh and soda lakes; water–rock interaction; concentration of microelements.

Объектами исследования настоящей работы являются озёра гусино-убукунской группы. Название дано по двум главным водоемам — оз. Гусиное и р. Убукун. Основой для такого объединения послужило расположение их в пределах Гусиноозёрской межгорной тектонической впадины мезозойского возраста, ограниченной на северо-западе Хамбинским, а на юго-востоке Моностойким хребтами. Морфометрические характеристики исследованных озер приведены в табл. 1.

Таблица 1

Морфометрические характеристики исследованных озер Гусиноозерской впадины

Озеро	H , м	Глубина, м	S_0
Белое	525	1-2	0,7
Сульфатное	650	До 2	0,76
Гусиное	549,5	20-25	164
Щучье	651	22-23	4,6

Примечание. H — абсолютные высоты, S_0 — площадь водного зеркала озер, км².

Гусиноозёрская котловина сложена породами различного возраста и генезиса. Изверженные породы представлены преимущественно гранитами (палеозой-мезозойский возраст) и эффузивами триаса и верхнего палеозоя. Среди метаморфических наиболее распространены гнейсы и кварциты докембрийского возраста, среди осадочных — континентальные отложения юрско-мелового возраста, а также рыхлые четвертичные образования [1]. Котловины всех озер заполнены континентальными осадками. В их составе принимают участие различные породы — от крупно-галечных конгломератов и разнозернистых песчаников до алевроитов и углей [2, 3].

Все озера гусино-убукунской группы находятся в идентичных климатических условиях. Резко континентальный климат озерной котловины характеризуется отрицательными показателями среднегодовых температур (-2, -3°C), коротким периодом безморозных дней (95–100), сравнительно небольшими горными осадками (200–300 мм), 50% которых приходится на июль-август и лишь 15% — на холодный период года. Из-за сильных морозов зимой (отрицательная среднемесячная температура воздуха сохраняется в течение 6 мес.) отмечается короткий безледный период, озера промерзают на значительную глубину (до 1,2–1,4 м) [4].

Озера, расположенные в Гусиноозерской впадине, по концентрации солей отличаются широкой вариабельностью — от пресных с количеством 0,31–0,44 г/л до солёных озер с минерализацией 7,1–18,2 г/л. Максимальная концентрация солей отмечена в оз. Сульфатное (табл. 2). Геохимическая среда характеризуется значениями рН от 6,5 до 9,1, воды околонеутральные, слабощелочные и щелочные. Общая жесткость изменяется в широких пределах — от 1,3 до 38,5 мг-экв/дм³. Минимальные значения жесткости 1,3–1,9 характерны для озер Гусиное и Щучье, максимальные — 22–38,5 мг-экв/дм³ для Сульфатное и Белое.

Химический состав воды исследованных озер

Параметры	Ед. изм.	Белое	Сульфатное	Гусиное	Щучье
SO ₄ ²⁻	мг/л	3350	6453.9	32.0	17.8
HCO ₃ ³⁻	-//-	1251	1617.0	183	195
CO ₃ ⁻	-//-	-	210.04	-	-
Cl ⁻	-//-	347	2765.7	13.8	9.93
Na ⁺ +K	-//-	1560	4764.4	34.4	60.9
Ca ²⁺	-//-	16.0	36.07	26.1	13.0
Mg ²⁺	-//-	458	432.35	15.8	7.90
F ⁻	-//-	2.6	5.1	2.1	1.74
SiO ₂	-//-	15.7	2.19	3.0	14.1
NO ₃ ³⁻	-//-	1.6	3.19	10.4	0.9
ПО	-//-	24.0	25.53	3.31	4.31
TDS	г/л	6.98	16.28	0.3	0.3

Концентрации микрокомпонентов варьируют в широких пределах. В воде оз. Гусиное содержание большинства микроэлементов различаются на один-два порядка. Максимальные концентрации в пределах $n \cdot 100$ наблюдаются для Sr, содержания в пределах одного порядка $n \cdot 10$ отмечаются для Li, B, Al, Mo, Ba, в пределах $n - n \cdot 0,1$ мкг/л — для P, V, Fe, Cu, Zn, As, Rb, U, Cr, Mn, Ni, Se, Sb, W, Pb. Остальные проанализированные элементы присутствуют в количествах, не превышающих $n \cdot 0,01$ мкг/л. Аналогичные содержания отмечены в воде оз. Щучье.

В воде оз. Сульфатное и Белое содержания микроэлементов различаются на 4–5 порядков. Максимальные значения в пределах $n \cdot 1000 - n \cdot 100$ мкг/л характерны для Sr, Li, B, P, содержания Fe, Ba составляют десятки мкг/л. В отличие от других озер, в оз. Сульфатное содержания As, Mo, Sb, U возрастают до $n \cdot 10$ мкг/л. Содержания в пределах $n - n \cdot 0,1$ мкг/л характерны для Ti, V, Cr, Co, Se, Rb, Y, Zr, Sn, Sb, Hf, W, Pb, Th, La, Ce, Pr, Nd. Содержания остальных проанализированных элементов не превышают $n \cdot 0,01$ мкг/л.

В целом, содержания большинства проанализированных микроэлементов обнаруживают тенденцию к увеличению концентрации с ростом общего количества растворённых солей. Наиболее четкая корреляция между минерализацией и концентрацией элемента в воде озер характерна для Li, B, Ti, V, As, Rb, Sr, Zr, Sb, Pb, U, La, Ce, Pr, Nd с коэффициентом корреляции 0,72–0,86. Окислительные условия и щелочная среда способствуют их миграции в водной среде солёных озер. Элементы, на миграцию которых влияют процессы гидролиза, соосаждения и сорбции в данной геохимической обстановке Al, Mn, Ni, Cu, Ga, Cd, наоборот, уменьшают концентрацию с ростом минерализации воды.

Сопоставление концентраций микроэлементов в воде оз. Сульфатное и Гусиное обнаруживает существенное обогащение микроэлементами воды оз. Сульфатное. Наибольшая степень концентрирования в воде оз. Сульфатное характерна для элементов Zr, Ti, Li, Hf, Nb. Существенное повышение концентрации перечисленных литогенных элементов, характерных региональному геологическому строению, связано с выветриванием горных пород и концентрируются в водном растворе на стадии взаимодействия как естественного этапа эволюции системы вода-горная порода [5].

Для оценки интенсивности миграции был рассчитан коэффициент геохимической подвижности по [6]: $K_n = m_x \cdot 100 / a \cdot n$, где m_x — содержание элемента в воде (г/л), a — сумма минеральных веществ, растворенных в воде (г/л), n — содержание элемента в почве (%) [7].

Из приведенных данных видно, что в изученных озерах больше всех тенденцию к накоплению в воде имеет натрий, причём с ростом минерализации его подвижность увеличивается. В пресных озерах по результатам расчета процессы перераспределения больше способствуют концентрированию в воде Ca, Sr, B, Mn, Zn, Cu, Al, Zr. Вместе с тем, экспериментальные данные показывают, что концентрации Li, B, Sr в воде сульфатных озёр на один-два порядка больше, чем в пресных озерах. Полученные коэффициенты геохимической подвижности соответствуют литературным данным по перераспределению Al, Mn, Zn, Cu в системе вода-донные отложения озер.

Таблица 3

Коэффициент геохимической подвижности химических элементов в озерах Гусиноозерской впадины

Элемент	Белое	Сульфатное	Гусиное	Щучье
Na	42.17	59.49	38.77	36.721
K	0.29	0.35	0.97	0.67
Mg	10.34	4.05	8.33	7.283
Ca	0.15	0.16	8.00	6.461
Sr	2.47	0.74	10.34	7.12
P	0.0005	0.031	0.0213	0.018
Ti	8.78E-05	7.5E-05	5.8E-05	5.2E-05
Zr	0.0011	0.0015	0.0002	0.0002
Li	3.10	3.07	3.55	3.31
B	7.26	3.93	23.65	20.42
Mn	2.5E-05	8.6E-06	0.0037	0.0017
Al	1.10E-05	4.8E-06	0.0007	0.0006
Fe	0.0003	0.0002	0.0002	0.0002
Zn	0.0049	0.0020	0.36	0.28
Cu	0.036	0.0028	0.71	0.68

Литература

1. Колдышева Р. Я. Многолетнемерзлые породы // Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР. М.: Недра, 1970. С. 67.
2. Очиров Ц. О. Геология Гусино-Иволгинской части Бурятии. Улан-Удэ, 1964. 156 с.
3. Лунина О. В., Гладков А. С. Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2009. № 1. С.78.
4. Мельничук Н. Л. Физико-географические условия // Гидрология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР. М.: Недра, 1970. С. 18.
5. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода: Т.2.: Система вода-порода в условиях зоны гипергенеза / С. Л. Шварцев [и др.]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.
6. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
7. Справочник по геохимии / Под ред. Г. В. Войткевич [и др.]. М.: Недра, 1990. 480 с.

Санжанова Сэсэг Сергеевна, кандидат технических наук, младший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Динамические характеристики очагов слабых землетрясений центральной части Байкальского рифта

© *Д. П.-Д. Санжиева*¹, *А. А. Добрынина*^{1,2}, *Ц. А. Тубанов*^{1,3}

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: gindarima@mail.ru

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: dobrynina@crust.irk.ru

³ Бурятский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: geos@ginst.ru

Изучены очаговые спектры региональных землетрясений с магнитудами 1–6 за 2006–2011 гг. Цифровые сейсмограммы, используемые в исследовании, зарегистрированы 15 сейсмостанциями на эпицентральных расстояниях до 300 км. По спектрам смещений P– и S-волн были рассчитаны сейсмические моменты землетрясений с применением модели круговой дислокации Бруна. Спектры корректировались с учетом специально определенных для этого станционных спектральных поправок. Определены эмпирические уравнения между сейсмическим моментом и другими динамическими параметрами очага.

Ключевые слова: Байкальский рифт; землетрясение; спектр; сейсмический момент землетрясения.

Dynamic characteristics of foci of weak earthquakes in the central part of the Baikal rift

*D. P.-D. Sanzhieva*¹, *A. A. Dobrynina*^{1,2}, *Ts. A. Tubanov*^{1,3}

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: gindarima@mail.ru

² Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: dobrynina@crust.irk.ru

³ Buryat Regional Seismological Centre GS of RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: geos@ginst.ru

Focal spectra of regional earthquakes with magnitudes 1–6 for 2006–2011 have been analyzed. The digital seismograms used in this study were recorded by 15 seismic stations with epicentral distances up to 300 km. From the P– and S-wave displacement spectra, the seismic moments of earthquakes were calculated according to Brune's source model. Observed spectra were corrected using the spectral corrections designed for stations. Empirical equations are determined between the seismic moment and other dynamic parameters of the source.

Keywords: Baikal rift; earthquake; spectrum; earthquake seismic moment.

Район Центрального Байкала (106,1°–109,1° в.д. и 51,7°–53,7° с.ш.) одна из сейсмически активных областей Байкальского рифта. Он характеризуется довольно высокой плотностью слабой сейсмичности с $M > 2$ и наличием эпицентров сильных землетрясений с $M \sim 5$. [5] Данные о сильных землетрясениях прошлого свидетельствуют о высокой сейсмоактивности этой области, где неоднократно происходили сильные землетрясения с $M > 6$. За последние 150 лет в районе исследования произошло четыре катастрофических землетрясения (1862, 1885, 1903, 1959 годов). При наиболее сильном — Цаганском (1862) — образовался залив Провал, и было затоплено 220 кв. км суши. Среднебайкальское землетрясение от 29.08.1959 ($M=6,8$) является одним из сильнейших за инструментальный период регистрации, с 50–х годов 20 века [3]. С 1996 г. в районе Центрального Байкала действует Селенгинская локальная сеть (BUGSR). В настоящий момент она состоит из 10 сейсмостанций Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН и ГИН СО РАН, оснащенных цифровой аппаратурой работающих в непрерывном режиме. В сводной обработке участвует также 5 станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН [1]. Это обстоятельство позволяет расширить энергетический диапазон регистрируемых землетрясений, увеличить представительность (в сторону меньших магнитуд) определений динамических характеристик очагов землетрясений.

Предметом исследования настоящей работы являются динамические характеристики очагов (частота в диапазоне 0.2–25 Гц) землетрясений ($M = 1–6$), что представляет интерес для изучения физики очага землетрясения, а также важно для решения ряда инженерно-сейсмологических задач.

Сила землетрясения может оцениваться несколькими показателями — сейсмической энергией E , магнитудой M , энергетическим классом K и сейсмическим моментом M_0 . Использование каждого из указанных параметров имеет свои недостатки, которые выражаются в сложности выделения энергии упругих сейсмических волн из полной энергии землетрясения, рассогласованности различных шкал магнитуд, некорректности определения энергетического класса для сильных землетрясений ($K > 14,0$), в эффекте «насыщения» магнитуд для сильных землетрясений и т.д. В этом отношении сейсмический момент имеет явное преимущество, поскольку является четко сформулированной физической величиной (в противоположность магнитуде) и не теряет смысла в ближней зоне (в отличие от сейсмической энергии) [2]. Существует два способа оценки сейсмического момента:

1) прямой — в случае выхода разрыва на поверхность, измеряется амплитуда смещения и геометрические размеры разрыва, и по формуле $M_0 = \mu SD$, где μ — модуль упругости сдвига, S — площадь разрыва, D — окончательное смещение по разрыву (среднее по площади) рассчитывается сейсмический момент и

2) косвенный — определение момента источника с помощью анализа сейсмограмм (спектральный анализ, расчет искусственных сейсмограмм).

Для расчета сейсмического момента, как правило, применяется стандартная модель круговой дислокации Бруна [4], по которой разрыв происходит в результате мгновенного приложения импульса тангенциального напряжения к его внутренней стороне. Спектр смещений в простейшем случае описывается с помощью двух прямых — горизонтальной в области низких частот, высота которой пропорциональна сейсмическому моменту, до некоторой частоты f_c , известной как угловая частота (corner frequency), и наклонной в области высоких частот, связанной с линейными размерами очага землетрясения.

Уровень спектральной амплитуды в области низких частот Ω_0 (см·с) и сейсмический момент M_0 (дин·см= 10^{-7} Н·м) связаны соотношением [4]:

$$M_0 = \frac{4 \cdot \pi \cdot \rho \cdot \Delta \cdot V^3 \cdot \Omega_0}{R_{\theta\phi}}, \quad (1)$$

где ρ — плотность среды (г/см^3), Δ — расстояние источник — приемник (км), V — скорость сейсмических волн, продольных или поперечных (км/с) и $R_{\theta\phi}$ — функция направленности очагового излучения, определяемая из решения фокального механизма [Аки, Ричардс, 1983].

Радиус источника эквивалентной круговой дислокации r (км) связан с угловой частотой f_c (Гц) соотношением [4]:

$$r = \frac{2,34 \cdot V_s}{2 \cdot \pi \cdot f_c}, \quad (2)$$

Сброшенное напряжение $\Delta\sigma$ ($1 \text{ дин/см}^2=10^{-6} \text{ бар}=0,1 \text{ Па}$) связано с сейсмическим моментом (дин·см) и радиусом (км) источника соотношением [4]:

$$\Delta\sigma = \frac{7 \cdot M_0}{16 \cdot r^3}, \quad (3)$$

Нами были определены такие параметры очага, как сейсмический момент, размеры очага, сброшенное напряжение и моментная магнитуда. Проведено уточнение регионального типового соотношения M_w — K_p (или M_w — M_L), которое необходимо для формирования каталога землетрясений с возможностью сравнения очаговых параметров землетрясений Байкальской рифтовой зоны с другими регионами мира.

Литература

1. Результаты сейсмического мониторинга различных регионов России. Прибайкалье и Забайкалье / О. К. Масальский [и т.д.] // Землетрясения России в 2015 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 41–46.
2. Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985.
3. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Под ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.
4. Brune J. N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 26. P. 4997–5009.
5. Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations / N. A. Radziminovich [et al.] // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 146–161.

Санжиева Дарима Пурба-Доржиевна, аспирант Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Парадоксы и заблуждения в геологии: примеры из Западного Прибайкалья

© *Е. В. Скляр*^{1,2}, *А. В. Лавренчук*^{3,4}, *А. Е. Старикова*^{3,4}

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: skl@crust.irk.ru

² Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток, Россия. E-mail: skl@crust.irk.ru

³ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия. E-mail: alavr@igm.nsc.ru

⁴ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия. E-mail: starikova@igm.nsc.ru

Ольхонский террейн Западного Прибайкалья является прекрасным примером появления многочисленных парадоксов, существенно меняющих устоявшиеся представления о геологическом строении террейна и его отдельных структур и вносящие существенные коррективы в модели проявления магматических и метасоматических процессов. Рассматриваются Тажеранский массив щелочных и нефелиновых сиенитов, тела мраморов и кальцифиров, а также гнейсы разнообразного состава.

Ключевые слова: парадокс; Западное Прибайкалье; Ольхонский террейн; Тажеранский массив; мраморы; метасоматиты; граниты.

Paradoxes and fallacies in geology: examples from West Baikal Area

E. V. Sklyarov^{1,2}, *A. V. Lavrenchuk*^{3,4}, *A. E. Starikova*^{3,4}

¹ Institute of the Earth crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: skl@crust.irk.ru

² Far East Federal University, Vladivostok, Russia. E-mail: skl@crust.irk.ru

³ Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: alavr@igm.nsc.ru

⁴ Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. E-mail: alavr@igm.nsc.ru

The Olkhon terrain of the West Baikal Area is an excellent example of various paradoxes, which dramatically changed traditional point of views about geologic structure of the terrain and its component and corrected elaborated models of evolution of magmatic and metasomatic models. The Tazheran massif of alkaline and nepheline syenites, marble and calciphyre bodies, and gneisses of various composition are discussed.

Keywords: paradox; West Baikal Area; Olkhon terrain; Tazheran massif; marble; metasomatic rocks; granite.

*О сколько нам открытий чудных
Готовят просвещенья дух
И опыт, сын ошибок трудных,
И гений, парадоксов друг,
И случай, бог изобретатель.*
А.С. Пушкин

Вся история познания мира человеком — это бесконечная цепь заблуждений и парадоксов. Вначале стоит определиться с терминологией. Из множества определений терминов «парадокс» и «заблуждение», пожалуй, наиболее емкими являются:

ПАРАДОКС (от греч. *paradoxos* — неожиданный, странный) — многозначный термин, который употребляется в различных научных сферах. Основных значений у парадокса три: мнение, суждение, умозаключение, которое резко расходится с общепринятым и противоречит «здоровому смыслу».

ЗАБЛУЖДЕНИЕ — несоответствие знания его предмету, расхождение субъективного образа действительности с его объективным прообразом.

Из этих определений следует, что парадокс имеет относительно короткое время существования, превращаясь далее либо в некоторый момент общепринятой истины, либо в очередное заблуждение, опровергаемое впоследствии очередным парадоксом. В геологии, как и в любой из естественных и неестественных наук, парадоксы и заблуждения являются постоянными атрибутами процесса познания, касается ли это общетеоретических построений или каждого конкретного геологического объекта. И в этом плане Ольхонская коллизионная система уже многие годы является источником появления постоянных парадоксов в силу сложности строения, великолепной обнаженности и доступности для исследований. Многие парадоксы, имеющие принципиальное значение для понимания геологического строения и эволюции этого объекта давно уже перешли в разряд общепринятых истин, во многом благодаря многолетним исследованиям В.С. Федоровского, но многие на сегодняшний момент так и остаются парадоксами (для выдвигающих их) или глупостями (для всех остальных). Рассмотрим наиболее интересные и важные из них.

1. Тажеранский массив, являющийся по существу минералогическим музеем под открытым небом, получил мировую известность после выхода в свет великолепной на тот момент книги А. А. Ко-

нева и В. С. Самойлова «Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранского массива щелочных и нефелиновых сиенитов» [1]. Авторы монографии не только привели детальную характеристику широкого спектра минералов магматического, метаморфического и метасоматического генезиса, но и предложили достаточно стройную концепцию последовательности магматических событий и модель формирования разнообразных метасоматических минеральных ассоциаций. Исследования последних лет выявили массу парадоксов. Во-первых, термин «массив» можно применять только в тектоническом, а не в петрологическом плане, поскольку в реальности этот массив — «винегрет» магматических, метаморфических и метасоматических пород, представленных в большей степени небольшими дайкообразными, силлообразными или более сложной формы телами [2, 6]. Характер их взаимоотношений свидетельствует о субсинхронном многократном внедрении небольших порций сиенитов, нефелиновых сиенитов, субщелочных габброидов. Во-вторых, прилагательное «контактовый», да еще и «ореол», не отражает реального положения вещей, поскольку в контактовой части «массива» отсутствуют как метаморфические, так и метасоматические явления. Метаморфизм и метасоматоз проявлены только во внутренних частях массива. В-третьих, всю совокупность метасоматических явлений авторы монографии пытались втиснуть в рамки классической модели образования скарнов в контактовых частях сиалических плутонов, хотя разные типы метасоматоза на Тажеране разнесены в пространстве и, возможно, во времени [4, 6]. Есть масса других парадоксов более низкого порядка, количество которых постоянно увеличивается по мере все более детального изучения массива.

2. В пределах Ольхонского террейна широко распространены кальцитовые и доломитовые мраморы, а также кальцифиры, часто слагающие тела пластовой формы, и мраморный меланж, когда карбонатный матрикс насыщен фрагментами варьирующего размера (от мм до десятков метров) и разнообразного состава (гнейсы, граниты, габбро, амфиболиты, ультрабазиты). Традиционно эти «пласты» служили обоснованием достаточно простой структуры террейна, якобы сложенного двумя метаморфизованными вулканогенно-терригенно-карбонатными сериями, осложненной интрузивными телами гранитного и базитового состава. В. С. Федоровский в результате детального картирования обосновал сложную чешуйчатую структуру, обусловленную надвиговой и сдвиговой тектоникой [5 и ссылки там]. Специализированные исследования [3] показали, что преобладающая часть карбонатных тел является аллохтонной по отношению к контактирующим породам, а не составной частью осадочных разрезов. Существенная протяженность и «пластообразность» многих тел обусловлена общей линейризацией породных комплексов террейна в процессе сдвиговых деформаций. Ну а отнести явно тектонические комплексы мраморного меланжа к осадочным толщам вообще невозможно.

3. Перевод «осадочных слоев» мраморов в разряд аллохтонных инъекций высвечивает еще один парадокс в интерпретации протолитов метаморфических толщ. Значительная часть террейна сложена гнейсами гранит-гранодиоритового состава, которые априори рассматривались в качестве осадков (граувакки). Но если убрать «слои» мраморов, то осадочная природа гнейсов сразу ставится под сомнение. И весь гранито-гнейсовый комплекс Шебарта [5], занимающий более 50% площади террейна, можно представить в виде достаточно крупного (в некоторой степени линейризованного) батолита гранит-гранодиорит-диорит-граносиенитового состава. Что касается последнего пункта, то на данный момент он в равной мере может оказаться и парадоксом, и заблуждением. Время покажет.

Литература

1. Конев А. А., Самойлов В. С. Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранского массива щелочных и нефелиновых сиенитов. Новосибирск: Наука, 1974, 184 с.
2. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы / Е. В. Скляр [и др.] // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1405–1423.
3. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (свидетельства из Западного Прибайкалья, Россия) / Е. В. Скляр [и др.] // Геотектоника. 2013. № 2. С. 58–77
4. Жильные кальцифиры и контактовые магнезиальные скарны Тажеранского массива (Западное Прибайкалье) / А. Е. Старикова [и др.] // ДАН. 2014. Т. 457, № 2. С. 586–590.
5. Федоровский В. С., Скляр Е. В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. № 4. С. 331–418.
6. Геологическая карта массива Тажеран / В.С. Федоровский [и др.]. М.: Группа компаний А1 ТИС, 2009.

Скляр Евгений Викторович, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Зубовский тип базит-гипербазитовых дифференцированных интрузивов: петрология и рудоносность

© С. Ф. Служеникин¹, Д. М. Туровцев¹, К. Н. Малич², А. В. Григорьева¹

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия.
E-mail: sluzh@igem.ru

² Институт геологии и геохимии УРО РАН, г. Екатеринбург, Россия. E-mail: dunit@yandex.ru

От интрузивов норильского типа интрузивы зубовского типа отличаются более низкой магнизиальностью, повышенными железистостью и титанистостью пород, низким содержанием хрома, а также увеличением роли контаминированных и гибридно-метасоматических пород. Параметры ϵNd (0,5-+2,5) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7055–0,7030) близки к таковым для пород рудоносных интрузивов. $\delta^{34}\text{S}$ для Пясино-Вологочанского массива лежит в интервале 5,1–7,9, для Зуб-Маркшейдерского этот показатель близок к нулю, что значительно ниже $\delta^{34}\text{S}$ для руд интрузивов норильского типа.

Ключевые слова: Норильский район; зубовский тип интрузивов; пикриты; троктолиты; изотопия Sr, Nd, S, Os.

The Zubovsky Type of basic-ultrabasic intrusions: Petrology and Ore Mineralisation

S. F. Sluzhenikin¹, D. M. Turovcev¹, K. N. Malich², A. V. Grigoryeva¹

¹ Institute of Geology of the deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia.
E-mail: sluzh@igem.ru

² Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch RAS, Ekaterinburg, Russia, dunit@yandex.ru

Intrusives of Zub type differ from Norilsk type intrusions by lower magnesium and chromium contents and higher iron and titanium contents of rocks and high grade of contaminated and hybrid rocks. Data on ϵNd (0,5-+2,5) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7055–0,7030) are close to characteristics of ore-bearing intrusions. Data on $\delta^{34}\text{S}$ for ores of Piyasino-Vologochan intrusion span 5,1–7,9 interval; whereas that for the ores of Zub-Marksheider intrusion is close to zero which is much lower than $\delta^{34}\text{S}$ for the ores of Norilsk type intrusions.

Keywords: Noril'sk region; Zybovsky type intrusions; picrite; troctolite; Sr-Nd-S-Os isotopes.

К зубовскому типу дифференцированных интрузивов относится группа массивов центральной части Норильского района (Зубовский, Верхнеамбарнинский, Пясино-Вологочанский, Верхнебыстринский, Тангаролахский), север Хараелахской мульды (Иконский, Ыгтахский) и плато Путорана (Накохозский) [1, 4, 2, 3].

В разрезах интрузивов зубовского типа сверху вниз выделяется (рис. 1):

1. *Верхняя габбровая (норит-габбровая) серия* слагает 10–30% разрезов интрузивов, но на контактах их с алюмосиликатной вмещающей толщей, ее объем может превышать половину разреза. Она сложена контактными безоливиновыми и оливинсодержащими габбро-долеритами, амфиболитизированными диоритами и габбро-диоритами, гибридно-метасоматическими (кварцевые сиениты, монцодиориты, гранитоподобные породы) и контаминированными (кварцевые нориты, габбронориты кордиеритсодержащие) породами. Гибридно-метасоматические породы содержат значительное количество кварца, гранофира, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита.

Нориты и габбронориты могут непосредственно развиваться на контакте с вмещающими породами (рис. 1). Ортопироксен (En_{58-80}) образует крупные призмы интенсивно замещающиеся (часто нацело) антофиллитом, биотитом. Кварц в свободных зернах и в сростках с полевым шпатом (до 15 об.%) развит в интерстициях породообразующих силикатов, клинопироксен замещен актинолитом и биотитом. В некоторых разрезах Верхнеамбарнинского интрузива кровля сложена оливиновыми норитами (рис. 1). Интеркумулусный оливин (Fo_{73}) здесь составляет до 25% объема породы.

Амфиболитизированные диориты и габбро-диориты составляют до 60% разреза. Они сложены (в об.%) плагиоклазом (An_{36-60}) — 40–60, амфиболом — 20–40, ортопироксеном — 0–5, гранофиром — до 20, биотитом ($\text{Mg} \# 35-44$) — до 15, титаномagnetитом — 5–7, апатитом и сфеном. Зеленая роговая обманка и актинолит замещают клинопироксен. Плагиоклаз представлен олигоклазом и альбитом, которые замещают более основной плагиоклаз. Кварц и гранофир слагают мезостазис.

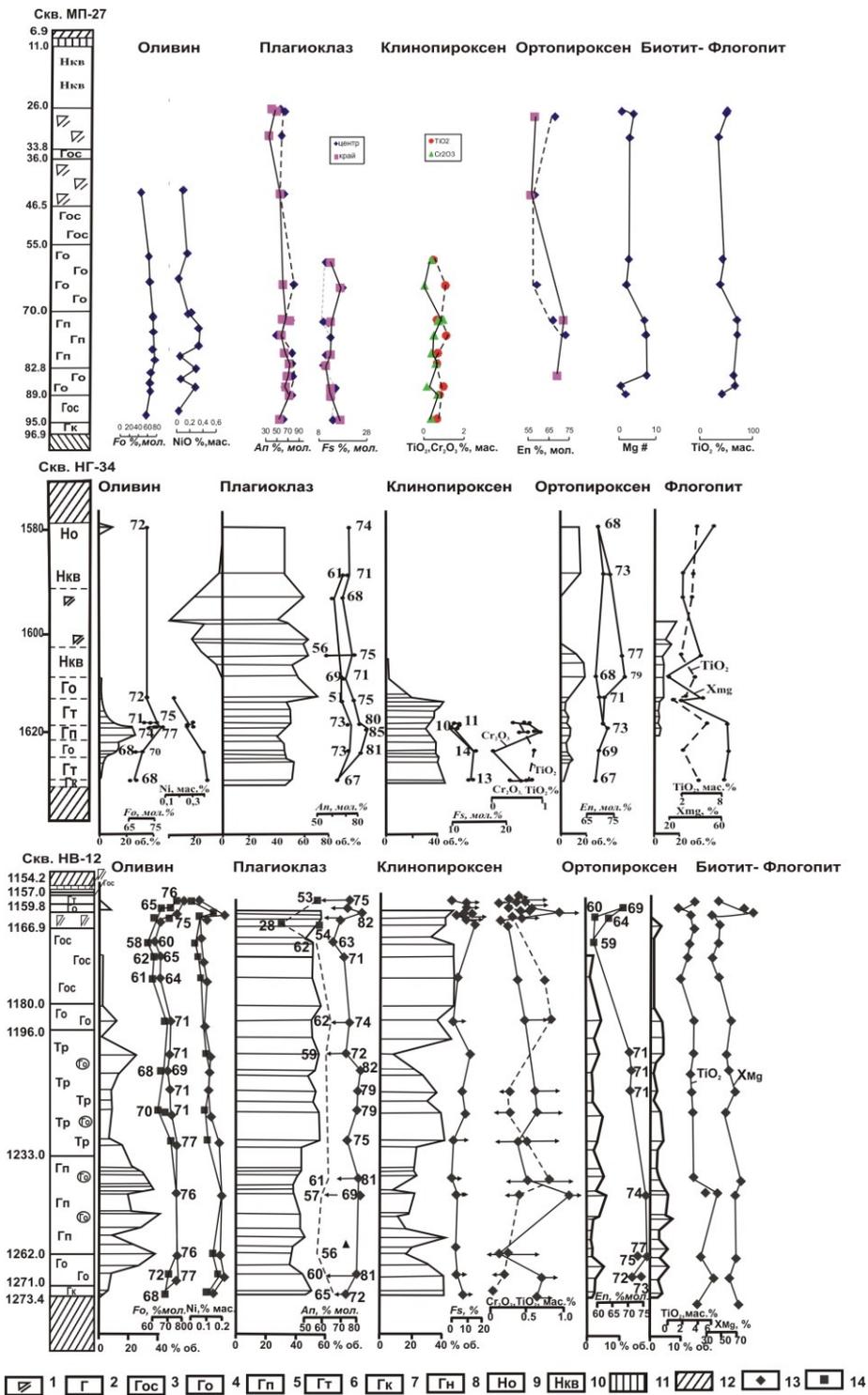


Рис. 1. Изменение состава и количества породообразующих минералов в разрезе Зуб-Маркшейдерского (Скв. МП-27), Верхнеамбарнинского (Скв. НГ-34) и Пясино-Вологочаского (Скв.НВ-12) интрузивов. 1 — габбро-диориты, 2–7 — габбро-долериты: 2 — безоливиновые, 3 — оливинсодержащие, 4 — оливиновые, 5 — пикриты, 6 — такситовые, 7 — контактовые; 8 — габбронориты; 9–10 — нориты: 9 — оливиновые, 10 — кварцевые; 11 — гибридно-метасоматические породы; 12 — вмещающие породы; 13 — центр зерна; 14 — край зерна. Стрелками показано изменение состава зерен от центра к краю.

В некоторых пересечениях Пясино-Вологочанского интрузива отмечаются такситовые габбро-долериты (рис.) с офитовой, пойкилоофитовой и габбровой структурами. Они содержат оливин (Fo_{63-80}) в количестве до 30 об.%.
 2. *Расслоенная серия* сложена безоливиновыми, оливинсодержащими, оливиновыми, пикритовыми габбро-долеритами и троктолитами.

Оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты имеют офитовую и пойкилофитовую структуру. Минеральный состав пород в об. %: плагиоклаз (An₅₄₋₈₉) — 45–65, клинопироксен (Fs₁₀₋₂₀) — 20–40, ортопироксен (En₄₈₋₇₃) — от 1–5 до 7–10, оливин (Fo₄₆₋₇₆) до 20, биотит– флогопит (Mg # 37–72) — 3–10, титаномагнетит.

Троктолиты состоят из оливина (Fo₆₈₋₇₅) — 25–30%, плагиоклаза (An₆₁₋₉₁, центр) — 40–50%, клинопироксена (Fs₁₁₋₂₂) — 10–15%, ортопироксена (En₇₁₋₇₂) — не более 10%, флогопит (Mg # 55–69).

Пикритовые габбро-долериты обладают пойкилофитовой и пойкилитовой структурами. Их состав в об. %: оливин (Fo₆₈₋₇₈) — 20–30, клинопироксен (Fs₉₋₁₄) — 30–35, плагиоклаз (An₆₀₋₉₃) — 35–40, ортопироксен (En₇₀₋₇₇) — 5–7, флогопит (Mg # 65–80) до 5, титаномагнетит, ильменит, хромит.

3. *Нижняя габбровая серия* сложена таксито-пойкилофитовыми оливинсодержащими, оливиновыми, контактовыми габбро-долеритами и габброноритами. Минеральный состав такситовидных габбро-долеритов в об. %: плагиоклаз (An₅₉₋₈₀) — 45–55, клинопироксен (Fs₁₁₋₁₈) — 35–40, оливин (Fo₆₈₋₇₄) — 3–7, ортопироксена — до 5, флогопит (Mg # 48–75) до 3–5, титаномагнетит.

Контактовые габбро-долериты оливинсодержащие и оливиновые обладают офитовой и пойкилофитовой структурами. Минеральный состав этих пород в об. %: плагиоклаз (An₆₇₋₉₀) — 40–45, клинопироксен (Fs₁₁₋₁₂) — 30–40, оливин (Fo₆₈₋₈₈) — 5–10, флогопит (Mg # 72) — до 5, ортопироксен.

Для интрузивов зубовского типа — более низкая (по сравнению с интрузивами норильского типа) магнезиальность, повышенная железистость и титанистость пород, низкое содержание хрома в пикритах (менее 0,16 мас. %).

Интрузивы зубовского типа содержат платино-медно-никелевое оруденение, но концентрация цветных и благородных металлов в них ниже, чем в рудах интрузивов норильского типа. В пикритовых, такситовых, отчасти оливиновых габбро-долеритах и троктолитах содержание никеля составляет от 0,05–0,65 до 1,37 мас. %, меди — от 0,05–0,63 до 2,66 мас. %, концентрация платиновых металлов в сумме от 0,15–3,67 до 5,42 г/т. В такситовых габбро-долеритах из верхнего эндоконтакта Пясино-Вологочанского интрузива с малосульфидным платиновым оруденением концентрация платиновых металлов в сумме достигает 3,93 г/т, а в оливиновых норитах Верхнеамбарнинского массива — 4,9 г/т. В пикритовых габбро-долеритах и троктолитах сульфидная минерализация представлена ассоциацией $Tt+Po_n^{Fe}+Pn^{Fe}\pm Cub+Csp\pm Csp^{Fe}\pm Pt$; в оливиновых, такситовых и контактовых габбро-долеритах — $Po_{n+m}+Pn+Csp$; в малосульфидных платиновых рудах — ассоциацией $Mill+Py+Csp$.

Для интрузивов зубовского типа характерны довольно стабильные значения ϵNd — от 0,5 до +2,5, близкие для пород промышленно-рудноносных массивов. Также близки и данные по $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениям. Минимальные значения (0,7055–0,7060) характерны для центральных (наименее контаминированных) частей массивов и увеличиваются (до 0,7090) в породах верхних частей их разрезов. Изотопные характеристики серы резко отличаются. Для вкрапленных руд Зуб-Маркшейдерского интрузива они близки к нулевым значениям (от -0,7 до 0,0), а для Пясино-Вологочанских массивов лежат в пределах 5,1–7,9, что значительно ниже для руд ассоциированных с массивами норильского типа. Значения $^{187}Os/^{186}Os$ (0,131–0,1375) близки к данным для промышленно-рудноносных массивов (0,1331–0,1366).

Литература

1. Геология и рудоносность Норильского района / О. А. Дюжиков [и др.]. Москва: Наука, 1988. 272 с.
2. Рябов В. В., Шевко А. Я., Гора М. П. Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2001. 401 с.
3. Служеникин С. Ф., Криволицкая Н. А. Пясино-Вологочанский интрузив: геологическое строение и платино-медно-никелевые руды (Норильский район) // Геология рудных месторождений. Т. 57. № 5. 2015. С. 424–445.
4. Туровцев Д. М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. Москва: Научный мир. 2002. 318 с.

Служеникин Сергей Федорович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва.

Сейсмоактивные структуры Юго-Западного Забайкалья на примере Хамбинского разлома

© *О. П. Смекалин*¹, *А. В. Чипизубов*¹, *В. С. Имаев*^{1,2}, *Н. Н. Гриб*³, *А. А. Сясько*⁴, *Н. А. Радзиминович*¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: smekalin@crust.irk.ru

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск Россия

³ Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета, г. Нерюнгри, Россия

⁴ ООО «Нерюнгригеофизика», г. Нерюнгри, Россия

В результате сейсмогеологических исследований определены генетический тип, амплитуды смещений и абсолютный возраст Гусиноозёрской палеосейсмогенной структуры. Получены первые данные о параметрах вновь открытой Оронгойской структуры. Обе структуры расположены в зоне Хамбинского разлома. Активность разлома подтверждена историческими землетрясениями 1856 и 1885 гг., землетрясением 2.10.1980 г. с $M=5$ и как минимум двумя палеоземлетрясениями. Ближайшее по времени событие произошло приблизительно не ранее последних 4 тыс. лет назад и имело магнитуду 7.0–7.3. Палеоземлетрясение большей силы относится к первой половине голоцена не позднее приблизительно 6 тыс. лет назад.

Ключевые слова: Хамбинский разлом; Гусиноозерская впадина; малоглубинная геофизика; тренчинг.

Seismoactive structures of the South-Western Transbaikalia on the example of the Khambinsky fault

*O. P. Smekalin*¹, *A. V. Chipizubov*¹, *V. S. Imaev*^{1,2}, *N. N. Grib*³, *A. A. Siasko*⁴, *N. A. Radziminovich*¹

¹ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: smekalin@crust.irk.ru

² Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia

³ Technical Institute (f) of North-Eastern Federal University, Neryungri, Russia

⁴ LLC «Neryungrigeofizika», Neryungri, Russia

As a result of seismogeological studies, the genetic type, the displacement amplitudes and the absolute age of the Gusinoozersky paleoseismogenic structure were determined. The first data on the parameters of the newly discovered Orongoy structure were obtained. Both structures are located in the zone of the Khambinsky fault. The fault activity was confirmed by historical earthquakes in 1856 and 1885, earthquake of 2.10.1980 with $M = 5$ and at least two paleoearthquake. The nearest in time event occurred approximately not earlier than the last 4 thousand years ago and had a magnitude of 7.0–7.3. The paleoearthquake of greater force refers to the first half of the Holocene no later than about 6 thousand years ago.

Keywords: Khambinsky active fault; Gusinoozersky depression; shallow exploration; trenching.

Существуют различные взгляды на кинематику разломов, обрамляющих Гусиноозёрскую впадину [1, 2, 3, 7 и др.]. В частности, указывается на преобладающую роль сбросовых деформаций, а взбросовые интерпретируются как эффекты горизонтальных подвижек [4]. Основным аргументом в пользу сбросовой кинематики приводился существующий ров в основании уступа в поверхности конуса выноса долины Безымянной [3, 5]. Однако, незначительная протяженность рва и отсутствие подобных отрицательных форм рельефа на других участках Гусиноозёрской структуры, а также в сейсмодислокациях Забайкалья и Северной Монголии, говорит скорее о его уникальности и не может быть доказательством образования Гусиноозёрской структуры в условиях поперечного растяжения. Тот факт, что практически все изученные сейсмические дислокации, находящиеся в пределах Хэнтэй-Даурской горной страны (Гунжинская, Хустайская, Авдар, Шархай, Могодская, Керуленская и др.) являются взбросовыми, сдвиго-взбросовыми или сдвигами [6, 9, 10, 11 и др.] говорит о региональном распространении субгоризонтальных сжимающих напряжений. Сегодня список перечисленных структур может быть дополнен Гусиноозёрской и Оронгойской дислокациями, расположенными в зоне Хамбинского разлома, сдвиго-взбросовая природа которых установлена нами по признакам, выявленным в результате морфометрических, тренчинговых и геофизических исследований, выполненных в последние годы.

Дислокации Гусиноозёрской ПСС разрывают рыхлые отложения нескольких пролювиальных конусов выноса в юго-западной оконечности Гусиноозёрской впадины. Их общая протяженность составляет 2.5 км. Наиболее ярко деформации выражены в теле конуса выноса долины Безымянной, где сейсмогенный уступ сопровождается ассиметричным рвом шириной 10 м, с высотой нагорного борта не более 5–6 м (крутизна 25–30°) и подгорного до 2 м (крутизна 10–15°). На поднятом крыле разрыва наблюдаются висячие селевые русла, которые прорезают нагорный борт рва до глубины 1.0–1.5 м, и только одно из них врезано в борт рва почти до основания. По S-образным изгибам тальвегов и левых бортов эрозионных врезов по линии разлома (уступа) в конусе выноса пади Безымянной, а также к

северу от него определяются левосторонние смещения с амплитудой 23–24 метра. Оси вершинных частей конуса выноса на противоположных крыльях разрыва смещены на расстояние до 50 м.

В конусе выноса долины Безымянной канавой вскрыты нижняя часть уступа и бессточный ров в его основании. У западного края разреза канавы отчётливый контакт, дресвы и щебёнки с одной стороны, и песчаных пластов с другой, погружается в направлении Хамбинского поднятия и, вероятно, является нижней границей зоны надвига, главный сместитель которой должен выходить к поверхности в средней (невскрытой) части уступа. Анализ разреза канавы свидетельствует о том, что сейсмогенный уступ образован в результате как минимум двух сейсмических событий. По результатам радиоуглеродного датирования менее сильное событие с амплитудой 1.0–1.5 м произошло в интервале 2207 cal BC–1897 cal BC (калиброванный возраст пробы ГИН-11316). Другое, более сильное с амплитудой до 4.5 в интервале 4344 cal BC–3943 cal BC (проба ГИН-11319). Ранним событиям соответствует пологая (22–27°) верхняя часть уступа, а последнему — наиболее крутая (31°) средняя его часть. По графикам эмпирических зависимостей магнитуды от амплитуды вертикальной составляющей смещения [8 и др.] магнитуда последнего по времени палеоземлетрясения могла достигать 7.3. Интервал повторяемости подвижек, определённый по двум событиям, составляет не менее 2000 лет.

На интерпретационных геофизических разрезах дипольного электрического зондирования выделяется узкая зона с низкими сопротивлениями, пересекающая слой высокоомных отложений. Эта зона, опускающаяся в направлении хребта, и выходящая на поверхность в районе сейсмогенного уступа, является основной плоскостью, по которой перемещаются крылья разлома. Относительно низкое кажущееся сопротивление по этой зоне вызвано её увлажнённостью за счёт поверхностных вод, аккумулируемых замкнутым рвом в основании уступа. Удержанию влаги способствует мелкодисперсное вещество, образующееся в результате дробления, а также приносимое с поверхностными флюидами. В то же время необходимо отметить, что граница между крыльями разлома на разных профилях не всегда отчётливая.

К вновь открытой Оронгойской структуре мы относим обнаруженный и впервые в 2016 году обследованный сейсмогенный разрыв на границе Нижнеоронгойской впадины и Слюдинской межвпадинной перемычки. Разрыв имеет преимущественно северо-восточное простирание, однако вблизи юго-западного окончания становится субширотным и теряется под осадками Верхнеоронгойской впадины, что даёт основание считать его одной из побочных ветвей Хамбинского разлома. Сейсмодислокация выражена уступом в основании горного склона, а также на выровненных поверхностях конусов выноса глубоких эрозионных врезов. Протяжённость прослеженной дислокации составляет не менее 5 км. В плане линия разрыва не прямолинейна и представляет собой расположенные последовательно дуги, в большинстве случаев обращённых выпуклой стороной к впадине, что косвенно свидетельствует о надвиге с падением плоскости разрыва на северо-запад от впадины. Окончания каждой из дуг приходятся на соседние эрозионные врезы. Одна из таких дуг выдвинута в сторону впадины относительно средней осевой линии структуры. На этом участке поднятое крыло разлома осложнено второстепенным разрывом с амплитудой вертикального смещения 0.4–0.5 м. Этот второстепенный разрыв параллелен основному разломному уступу и может являться тыловым швом клиновидного блока, выдавливаемого в условиях поперечного сжатия. Механизм выдавливания клиньев в основании склона связан с широким развитием в коренных породах трещин с юго-восточным падением.

В устьевых участках двух эрозионных врезов установлены признаки правостороннего смещения с амплитудами горизонтальной компоненты 50 и 9 м, и вертикальной 5.3 м. Последнее значение немногим меньше, чем вертикальное смещение поверхности конуса выноса долины Безымянная. Кроме разрывных линейных деформаций Оронгойская структура включает оползни в пролювиально-делювиальных отложениях предгорной равнины. Поперечные размеры оползней достигают 130–150 м. Стенки отрыва располагаются на одной линии с сейсмогенным уступом в основании склона и выделяются на его фоне более крутым углом наклона, а их высота не превышает первые метры.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00224, а также при поддержке гранта Российского научного фонда (продолжение проекта № 15-17-20000).

Литература

1. Булнаев К. Б. Формирование впадин «забайкальского» типа // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25 (1). С. 18–30.
2. Данилович В. Н. Новые данные об Ангарском надвиге // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1949. № 4.
3. Ласточкин С. В. К сейсмогеологии Западного и Центрального Забайкалья. Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1982. С. 136–145.
4. Лунина О. В., Неведрова Н. Н., Гладков А. С. Тектонофизические и геоэлектрические исследования рифтовых впадин Прибайкалья // Геофизические исследования. 2010. Т. 11 (1). С. 5–14.
5. Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Ред. В. П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 219 с.
6. Смекалин О. П., Чипизубов А. В., Имаев В. С. Сейсмогеология Верхнекеруленской впадины (Хэнтей, Северная Монголия) // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7 (1). С. 39–57.
7. Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.
8. Чипизубов А. В. Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. (3). С. 386–398.
9. Avdar, an active fault discovered near Ulaanbaatar, Capital of Mongolia: Impact on seismic hazard / Al-A. Ashkar [et al.] // EGU General Assembly. 2013 (Vienna, Austria, 7-12 April, 2013).
10. GPR measurements to assess the Emeelt active fault's characteristics in a highly smooth topographic context, Mongolia / J.-R. Dujardin [et al.] // Geophys. J. Int. 2014. V. 198. P. 174–186.
11. Tectonic morphology of the Hustai fault (Northern Mongolia): A source of seismic hazard for the city of Ulaanbaatar / M. Ferry [et al.] // Geophysical Research Abstracts. 2010. V. 12.

Смекалин Олег Петрович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Возраст и химический состав метаморфизованных осадочных и вулканических пород Сюдкулкинского фрагмента Нора-Сухотинского террейна

© Ю. В. Смирнов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия. E-mail: smirnova@ascnet.ru

В публикации приведены результаты исследований раннепалеозойских метаморфизованных осадочных и вулканических пород Сюдкулкинского фрагмента Нора-Сухотинского террейна. Показано, что метаосадочные и метавулканические породы, по-видимому, слагают тектонические пластины, представляющие фрагменты океанического пространства, разделявшего в раннем палеозое Бурья-Цзямусинский и Аргунский континентальные массивы.

Ключевые слова: Нора-Сухотинский террейн; Сюдкулкинский фрагмент; метапесчаники; metabазальты; геохимия; геохронология.

The age and chemical composition of metamorphosed sedimentary and volcanic rocks of Sukdulki block of the Nora-Sukhotinskii Terrane

Yu. V. Smirnov

Institute of Geology and Nature Management, FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia. E-mail: smirnova@ascnet.ru

The publication presents the results of studies of the Early Paleozoic metamorphosed sedimentary and volcanic rocks of the Syukdulki block of the Nora-Sukhotinskii terrane. It is shown that meta-sedimentary and metavolcanic rocks apparently form tectonic plates representing fragments of the oceanic space that separated Bureya-Jiamusi and Argun continental massifs in the Early Paleozoic.

Keywords: Nora-Sukhotinskii Terrane; Sukdulki block; metasandstones; metabasalts; geochemistry; geochronology.

Нора-Сухотинский террейн в российской геологической литературе рассматривается в качестве северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского пояса. По существующим представлениям он разделяет Аргунский и Бурья-Цзямусинский континентальные массивы и сложен фаунистически не охарактеризованными вулканогенно-осадочными комплексами, условно относимыми к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона, карбона и перми [1, 2]. Эти образования прорваны разновозрастными и разнообразными по составу магматическими комплексами. Вулканогенно-осадочные, терригенные и терригенно-карбонатные отложения Нора-Сухотинского террейна практически полностью перекрыты кайнозойскими отложениями Амуро-Зейской впадины, что создает огромные трудности для их изучения. Кроме того, это привело к тому, что в пределах различных участков (фрагментов) рассматриваемого террейна стратифицированные подразделения выделяются в качестве самостоятельных свит и их корреляция весьма условна. С большой долей условности в составе Нора-Сухотинского террейна можно выделить (с северо-востока на юго-запад) Сюдкулкинский, Зей-Селемджинский и Приамурский фрагменты.

В данной работе приведены результаты комплексных исследований метаосадочных, метавулканических пород Сюдкулкинского фрагмента Нора-Сухотинского террейна, а также метагабброидов тесно пространственно ассоциирующих с последними. В существующих схемах корреляции геологических комплексов все эти образования отнесены к неопротерозою.

Среди метаосадочных пород преобладают метапесчаники (0.10–0.25 мм) и метаалевролиты (0.05–0.10 мм) полимиктового состава массивные с бластосаммитовой и бластоалевритовой структурой. По содержанию основных породообразующих компонентов они соответствуют преимущественно аркозам. Обратившись к тектоническим дискриминационным диаграммам, основанным на содержании и соотношении макрокомпонентов и микроэлементов, а именно Co-Th-Zr/10, Sc-Th-Zr/10 [4], $(K_2O+Na_2O)-SiO_2/20-(TiO_2+Fe_2O_3+MgO)$ [5] $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$, $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$ [3], SiO_2-K_2O/Na_2O [6], Th-La, La/Sc-Ti/Zr [4], можно отметить, что метаосадочные породы Сюдкулкинского фрагмента близки по составу к породам, сформированным в обстановке активной континентальной окраины и островной дуги.

Для определения нижней возрастной границы метаосадочных пород Сюдкулкинского фрагмента были проведены U-Pb (LA-ICP-MS) исследования детритовых цирконов, выделенных из мелкозернистого метапесчаника (обр. Z-18-6) в корпорации «Apatite to Zircon, Inc» (Айдахо, США). Среди 119

проанализированных зерен цирконов, обнаружены 68 зерен, которые характеризуются конкордантными оценками возраста. Большая часть из них представлена цирконами венд — кембрийского (588–483 млн лет, 54%) и позднерифейского (865–737 млн лет, 40%) возрастов при подчиненном количестве цирконов (6%) с палеопротерозойскими возрастными (2.0–1.7 млрд лет). Возраст наиболее молодой популяции детритовых цирконов из метатерригенных отложений Сюддулкинского фрагмента указывает на то, что накопление пород произошло в начале палеозоя, а не в докембрии, как это принято в современных стратиграфических схемах.

Метабазальты Сюддулкинского фрагмента представлены, в основном разностями серого, зеленовато-серого цвета и сложены амфиболом (70–80%), развивающимся по клинопикоксену, плагиоклазом (7–15%), эпидотом (5%). Первичные минералы интенсивно подвержены тремолит-актинолитовым замещениям. Аксессуары: циркон, андалузит, сфен, рудные минералы, окислы железа. Текстура массивная, сланцеватая. Структура реликтовая гипидиоморфнозернистая.

По соотношению $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ метабазальты Сюддулкинского фрагмента соответствуют низкокалиевым толеитам. При нормировании на примитивную мантию отмечается близость химического состава исследуемых метабазальтов с базальтами N-MORB типа. При этом необходимо отметить незначительный дефицит Nb (0.77–0.92 мкг/г), Ta (0.10–0.24 мкг/г), Hf (0.49–1.11 мкг/г) и обогащение Rb (5–9 мкг/г), Ba (24–41 мкг/г). Последнее, видимо, связано с вторичными преобразованиями.

С метабазальтами тесно пространственно ассоциируют тела метагабброидов, сложенными амфиболом (магнезиальная и железистая роговые обманки, актинолит и феррочермакит) — 50–75% и сосюритизированным плагиоклазом — 20–40%. Аксессуары минералы представлены сфеном, магнетитом, титаномагнетитом и апатитом. Структура пород реликтовая габбровая. Текстура массивная.

По соотношениям $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$, распределению редких элементов метагабброиды Сюддулкинского фрагмента практически полностью идентичны метабазальтам, с которыми они тесно пространственно ассоциируют.

Для образца габбро-амфиболита (обр. Z-10-1), который характеризуется наименьшей степенью вторичных преобразований, были проведены геохронологические исследования (U-Pb-метод) в Геологическом институте Кольского НЦ РАН. Циркон, выделенный из указанного образца, представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными розоватого цвета обломками кристаллов гиацинтового типа, размер зерен изменяется от 50 до 100 мкм. Для проведения изотопных U-Pb исследований были отобраны шесть размерных фракций циркона. Аналитические данные изотопного состава двух фракций Z-10-1/2 и Z-10-1/1 располагаются на конкордии; средний возраст фракций составляет 455 ± 1.5 млн лет (СКВО=1.3, вероятность 0.16). Кроме того, точки изотопного состава двух фракций Z-10-1/3 и Z-10-1/6, а также фракций Z-10-1/2 и Z-10-1/1, значения которых являются конкордантными, образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 463 ± 8 млн лет (СКВО=0.37), а нижнее пересечение 71 ± 130 млн лет отражает современные потери свинца. Фракции циркона Z-10-1/4 и Z-10-1/5 расположены недалеко от конкордантного значения фракций Z-10-1/2, по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ имеют возраста 507 и 480 млн лет соответственно, что, по-видимому, отражает присутствие в цирконе этих двух фракций небольшой доли древней компоненты свинца. Если рассчитать дискордию по этим двум аналитическим точкам и конкордантной точке Z-10-1/2, то возраст по нижнему пересечению с конкордией составит 456 ± 3 млн лет (СКВО=1.4). Таким образом, имеется три варианта значений возраста, согласующихся между собой в пределах аналитических погрешностей. В качестве наиболее точной оценки был принят возраст 455 ± 1.5 млн лет, который интерпретируется как время кристаллизации циркона из расплава при формировании исследованных пород. Таким образом, возраст габбро-амфиболита (обр. Z-10-1) Сюддулкинского фрагмента оказался раннепалеозойским (позднеордовикским), а не позднепротерозойским, как предполагалось ранее.

Таким образом, исследованные метаосадочные, метавулканические породы Сюддулкинского фрагмента Нора-Сухотинского террейна, а также метагабброиды пространственно ассоциирующие с последними, имеют не неопротерозойский, а раннепалеозойский возраст. По-видимому, метаосадочные и метавулканические породы слагают тектонические пластины, представляющие фрагменты океанического пространства, разделявшего в раннем палеозое Бурья-Цзямусинский и Аргунский континентальные массивы.

Литература

1. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.
2. Ханчук А. И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. Книга 1. 572 с.
3. Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *Journal of Geology*. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
4. Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986. V. 92. P. 181–193.
5. Kroonenberg S. B. Effect of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments // *Proceedings of the 29th International Geological Congress*. 1994. Part A. P. 69–81.
6. Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ ratio // *Journal of Geology*. 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.

Смирнов Юрий Владимирович, младший научный сотрудник Института геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск.

Голоценовые донные осадки малых озер Сибири как летописи региональных климатических событий

© *П. А. Солотчин*¹, *Э. П. Солотчина*¹, *Е. В. Скляр*², *А. Н. Жданова*¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия. E-mail: solot@igm.nsc.ru

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: skl@crust.irk.ru

Приводятся результаты детальных минералогических и кристаллохимических исследований голоценовых донных осадков ряда мелководных соленых и солоноватых озер с карбонатным типом седиментации, расположенных в Байкальском регионе и Западной Сибири. Показана высокая значимость этих исследований для проведения палеоклиматических реконструкций. Минеральный состав отложений изучен комплексом методов, включающим XRD анализ, ИК-спектроскопию, электронную микроскопию и др. Установлено присутствие в осадках аутигенных карбонатов кальцит-доломитового ряда. Математическим моделированием сложных XRD спектров в ансамбле карбонатных минералов выявлены магнезиальные кальциты разной степени магнезиальности и Ca-избыточные доломиты. Показано, что количество и соотношение фаз с различной магнезиальностью определяются региональными климатическими циклами и колебаниями уровня озера.

Ключевые слова: минералообразование; карбонаты; донные отложения; малые озера; XRD анализ; моделирование; голоцен; климат; Сибирь.

Holocene bottom sediments of shallow lakes of Siberia as records of regional climatic events

*P. A. Solotchin*¹, *E. P. Solotchina*¹, *E. V. Sklyarov*², *A. N. Zhdanova*¹

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: paul@igm.nsc.ru

²Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: skl@crust.irk.ru

We present results of detailed mineralogical and crystallochemical studies of Holocene bottom sediments from number of the shallow saline and brackish lakes with carbonate sedimentation situated in Baikal region and Western Siberia and substantiate their high significance for paleoclimatic reconstructions. The mineral composition of sediments was studied by complex of methods, including XRD analysis, IR spectroscopy, electron microscopy, etc. The presence of authigenic carbonates from calcite-dolomite series was established. By the mathematical modeling of complex XRD patterns of lacustrine sediments, Mg-calcites with different Mg contents and excess-Ca dolomites have been determined in the assemblage of carbonate minerals. It is established that the number and proportion of phases with different Mg contents are determined by regional climatic cycles and lake level fluctuations.

Keywords: mineral formation; carbonates; bottom sediments; shallow lakes; XRD analysis; modeling; Holocene; climate; Siberia.

Дискуссионность проблемы глобального потепления и неопределенность климатических прогнозов привела к заметному росту палеоклиматических исследований. Зарубежные специалисты, занимающиеся палеоклиматическими реконструкциями, уделяют повышенное внимание современным системам малых соленых озер аридных и семиаридных зон [1]. Голоценовые эвапоритовые разрезы донных осадков этих озер представляют собой палеоклиматические архивы высокого разрешения, так как, во-первых, голоценовый период по своим климатическим особенностям является наиболее близким аналогом современности, и, во-вторых, малые размеры водоемов обуславливают их высокую чувствительность к короткопериодическим изменениям в окружающей среде. В качестве одного из надежных индикаторов палеоклимата мы предлагаем минералого-кристаллохимические характеристики аутигенных минеральных фаз, поскольку состав и структура осаждающихся минералов непосредственным образом зависят от химизма озерных вод, который в свою очередь контролируется климатом региона.

Цель работы — исследование ассоциаций аутигенных карбонатов голоценовых донных осадков ряда бессточных мелководных минеральных озёр, нередко плайевых, располагающихся в засушливых районах Сибири, кристаллохимических и структурных особенностей карбонатных фаз, закономерностей их формирования и последовательности осаждения в зависимости от прошлых изменений климата и окружающей среды. Методы исследований — рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, сканирующая электронная микроскопия, анализ стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, РФА СИ и атомная абсорбция. Возраст осадков определялся методом AMS (^{14}C) по карбонатному материалу. Качественно новый уровень исследований обеспечен применением современных методов математической обработки XRD профилей [2].

Были изучены отложения ряда озер с карбонатным типом седиментации, расположенных как в Байкальском регионе (оз. Цаган-Тырм, Холбо-Нур, Намши-Нур, Верхнее Белое, Большое Алгинское, Киран, Сульфатное), так и на территории Западной Сибири (Чановская озерная система). Аутигенные карбонатные минералы голоценовых осадков этих озер представлены кальцитом, Mg-кальцитами разной степени магнезиальности, Ca-избыточными доломитами, реже арагонитом, моногидрокальцитом и родохрозитом. Наиболее распространены Mg-кальциты, обладающие необычными и ещё далеко не изученными свойствами. По химическому составу, положению аналитических пиков на рентгенограммах и ряда полос поглощения в ИК-спектрах Mg-кальциты располагаются между кальцитом CaCO_3 и доломитом ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$). Из значительного различия ионных радиусов Mg^{2+} и Ca^{2+} следует, что твердые растворы системы CaCO_3 - MgCO_3 должны существовать лишь в ограниченном интервале содержания в них магния. Это означает, что Mg-кальциты, содержащиеся в структуре более чем несколько мол.% MgCO_3 , должны быть метастабильны. Тем не менее, они широко распространены в природе и содержание MgCO_3 в Mg-кальцитах может достигать 43 мол.%, вплоть до состава Ca-избыточного доломита. В настоящее время Mg-кальциты рассматриваются как смешанные кристаллы, структура которых меняется в ряду кальцит–доломит от истинных твердых растворов до смешанослойных структур, определяя их устойчивость. Эти структуры представляют собой последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка, образуя домены нанометрической размерности [3].

В отличие от Mg-кальцитов Ca-избыточные доломиты обладают более сложной системой структурного порядка. Их структура описывается как смешанослойная, в которой различное количество нестехиометрических доломитовых слоев чередуется с небольшим количеством кальцитоподобных и стехиометрических доломитовых слоев [4]. Этот смешанный кристалл является крайним членом ряда Ca-Mg карбонатов и имеет генезис, отличный от доломита *sensu stricto* [3].

По содержанию MgCO_3 в структуре Mg-кальциты делятся на три группы: 1) низко-Mg кальциты ($\text{MgCO}_3 < 4\text{--}5\text{ мол.}\%$); 2) промежуточные Mg-кальциты ($5\text{--}18\text{ мол.}\%$ MgCO_3); 3) высоко-Mg кальциты (до 43 мол.% MgCO_3). Ca-избыточные доломиты характеризуются избытком CaCO_3 до 7 мол.%. На дифрактограммах 104-пики Ca-Mg карбонатов образуют два широких максимума сложной формы и переменной интенсивности (рис. 1).

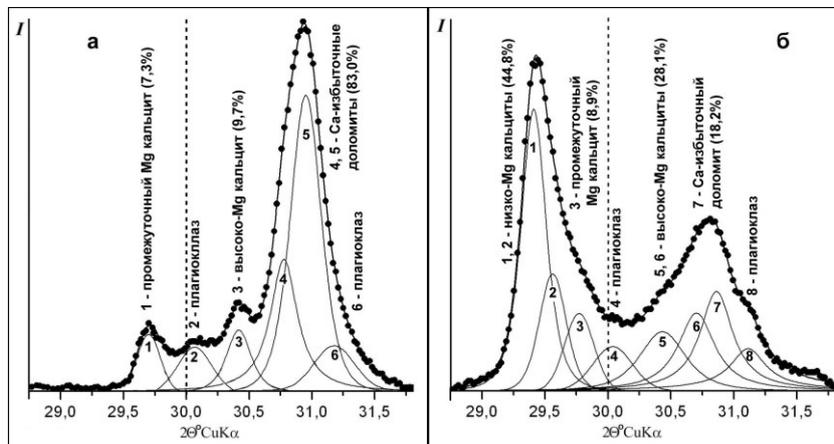


Рис. 1. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов в области проявления d_{104} пиков. Содержание карбонатов в образце принимается за 100%.

Первый максимум формируют низкомагнезиальные и промежуточные кальциты, второй — высокомагнезиальные кальциты и Ca-избыточные доломиты. Условная граница между ними располагается на $30^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha$. Для выявления присутствующих карбонатных фаз нами используется разложение их сложных XRD профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII. Определение содержания MgCO_3 в структуре проводится по калибровочным графикам зависимости величины d_{104} от содержания мол.% MgCO_3 [3]. Модельный подход позволяет идентифицировать карбонатные фазы кальцит-доломитового ряда и устанавливать их количественные соотношения.

Проведенные исследования показали, что присутствие тех или иных аутигенных карбонатов в осадках во многом контролируется степенью иссушения/увлажнения регионального климата. Аридизация, сопровождающаяся падением уровня вод, приводит к осаждению высоко-Mg кальцитов и Ca-

доломитов (рис. 1а) и наоборот — теплый и влажный климат способствует формированию низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов (рис. 1б). Таким образом, из осадков малых соленых и солоноватоводных озер Сибири получен ряд карбонатных записей высокого разрешения, содержащих сведения о стратиграфическом распределении аутигенных карбонатов кальцит-доломитового ряда. Количество и соотношение в них карбонатных фаз различной степени магнезиальности определяются величиной Mg/Ca-отношения, соленостью и общей щелочностью вод в прошлом и другими параметрами, меняющихся в соответствии с региональными климатическими циклами и колебаниями уровня озера.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0017 и при поддержке РФФИ, проекты №16-05-00244 и № 18-05-00329. Основная часть аналитических работ выполнена в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Литература

1. Last W. M., Ginn F. M. // Saline Systems. 2005. V. 1. P. 10. DOI: 10.1186/1746-1448-1-10.
2. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое (Западное Забайкалье) / Э. П. Солотчина [и др.] // Геология и геофизика. 2012. Т. 53 № 12. С. 1756–1775.
3. Deelman J. C. Low-temperature formation of dolomite and magnesite. Open-access e-book. 2011. 512 p., URL: <http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html>.
4. New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-Ca dolomite / V. A. Drits [et al.] // Canadian Mineralogist. 2005. V. 43. P. 1255–1290.

Солотчин Павел Анатольевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

Эколого-геохимическая оценка в окрестностях объектов теплоэнергетики по данным снеговой съемки

© *А. В. Таловская, Е. Г. Язиков, Т. С. Шахова*

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия,
E-mail: talovskaj@yandex.ru

Представлены результаты сравнительного анализа микроэлементного состава твердых частиц в окрестностях котельных сельских поселений, отличающихся технологическими параметрами и видом топлива (уголь, газ), на основе изучения микроэлементного состава снежного покрова. Определены элементы-индикаторы в твердой фазе снега в окрестностях котельных в зависимости от вида топлива и технологических параметров.

Ключевые слова: снеговой покров; теплоэнергетика; микроэлементы.

Eco-geochemical assessment within heat power engineering plants on basis of snow cover study

A. V. Talovskaya, E. G. Yazikov, T. S. Shakhova

National Research Tomsk Polytechnic University, Russia. E-mail: talovskaj@yandex.ru

This paper will report on the comparison results of dust pollution and trace element concentrations in solid airborne particles deposited in snow in vicinity of coal-fired and gas-fired boiler houses with different technological parameters. We identified some tracer elements characterized the anthropogenic impact of studied boiler houses depending on use fuel and technological parameters.

Keywords: snow cover; heat power engineering plants; trace elements.

Введение. Выбросы городских ТЭЦ и ГРЭС являются постоянными объектами изучения, поскольку они мощные антропогенные источники поступления в атмосферный воздух твердых частиц, содержащие опасные для здоровья человека тяжелые металлы [4]. Но при этом, без внимания остаются локальные угольные котельные, являющиеся основными источниками загрязнения воздуха в сельских поселениях. Исследование состава и распределения выбросов от объектов теплоэнергетики возможно с использованием снежного покрова [2]. В данной работе представлена эколого-геохимическая оценка в окрестностях котельных в сельских поселениях, отличающихся видом топлива и технологическими параметрами, на основе изучения снежного покрова.

Методика. В феврале 2016 и 2017 гг. проводили отбор проб снежного покрова в окрестностях двух угольных и газовых котельных Томской области для изучения состава твердых частиц, аккумулярованных в снежном покрове за весь зимний период. Пункты отбора проб были расположены в соответствии с нормативной методикой. Всего в окрестностях каждой котельной было отобрано от 10 до 12 проб. Проводили анализ микроэлементного состава (As, Cd, Se, Pb, Zn, Co, Ni, Mo, Cu, Sb, Cr, Ba, V, Mn, Sr и W) проб твердой фазы снега масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в аккредитованной лаборатории Химико-аналитического центра «ПЛАЗМА» (г. Томск). Содержание Hg определяли атомно-абсорбционной спектроскопией (метод пиролиза) в лаборатории микроэлементного состава природных сред МИНОЦ «Урановая геология» (ТПУ).

Обработка данных включала расчет эколого-геохимических показателей (коэффициент концентрации, суммарный показатель загрязнения) для твердой фазы снега в соответствии с методическими рекомендациями [4]. Аналитические данные были обработаны в пакете STATISTICA 7.0 с помощью непараметрических критериев [3].

Результаты. Ранее нами было выявлено, что пробы твердой фазы снега из окрестностей угольной котельной № 1 обогащены Cd и Sb ($K_c = 7,0 \div 24,8$), Hg, Mo, Pb, Sr, Ba, Ni, Mo, Zn ($K_c = 1,9 \div 4,2$) по сравнению с фоном [7]. Данные элементы формируют средний уровень загрязнения и умеренно опасную экологическую ситуацию по величине суммарного показателя загрязнения ($Z_c = 32 \div 64$ [4]), составляющую в среднем 47,8 (табл.). В пробах из окрестностей угольной котельной № 2 было определено, что Hg, Mn, As, V, Zn, Ni, Mo, Co, Ba, Cd и Sr составляют группу микроэлементов с высоким накоплением ($K_c = 1,6 \div 4,7$) по средним значениям коэффициентов концентрации (табл.). Суммарный показатель загрязнения составляет в среднем 22,2, что соответствует низкому уровню загрязнения и неопасной экологической ситуации ($Z_c < 32$ [4]). Общим для двух изучаемых угольных котельных является обогащение твердой фазы снега Hg, Zn, Ni, Mo, Co, Ba и Sr относительно фона ($K_c = 1,6 \div 4,7$). Сравнительный анализ показал статистически незначимые различия содержания этих микроэлементов в пробах из окрестностей данных котельных. Такие элементы, как Cd, Pb и Sb можно

использовать отличительными элементами-индикаторами для твердой фазы снега из окрестностей угольной котельной № 1, тогда как As и V — для твердой фазы снега из окрестностей угольной котельной № 2. Микроэлементы отражают геохимические особенности углей Сибири [1] и разные технологические параметры котельных. Элементы-примеси при сжигании углей на объектах теплоэнергетики сорбируются на мелких и ультрамелких частицах, поступая в атмосферный воздух, минуя системы пылегазоулавливания [8]. Дополнительными источникам можно считать открытые угольные склады, расположенные на промплощадках. В составе золы уноса котельной № 2 определено в 10 раз высокие концентрации микроэлементов по сравнению с содержанием микроэлементов в используемых углях (рис. 1).

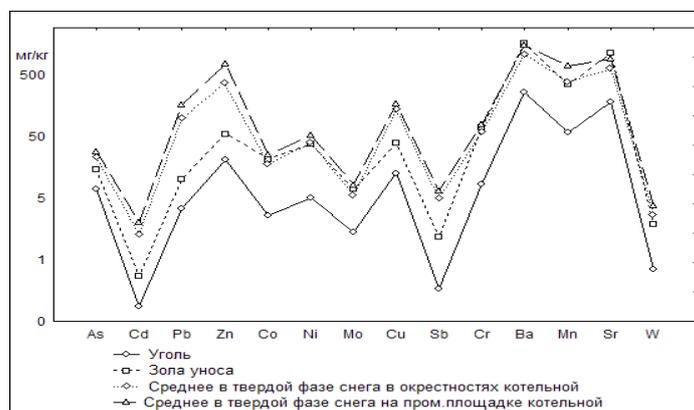


Рис. 1. Сравнительная характеристикам микроэлементного состава угля, золы-уноса и твердой фазы снега в окрестностях угольной котельной № 2.

По средним значениям коэффициентов концентрации Sb и W составляют группу элементов с высоким накоплением ($K_c = 7,0 \div 9,1$) в твердой фазе снега из окрестностей газовой котельной № 1 (табл.).

Таблица

Геохимическая характеристика твердой фазы снегового покрова в окрестностях котельных

Котельная	Коэффициент концентрации, K_c			Z_c
	$\geq 1,5$	1,6-5	5-25	
Угольная котельная № 1 (расход угля 416 т/год, выработка тепла 7700 Гкал/год)	Se _{0,1} As _{0,3} V _{0,4} Cr _{0,5} Cu _{0,8} W _{1,1} Mn _{1,5}	Hg _{1,9} Pb _{2,4} Ba ₃ Co _{3,1} Ni _{3,1} Zn _{3,2} Mo _{3,3} Sr _{4,2}	Cd _{7,2} Sb _{24,8}	47,8
Угольная котельная № 2 (расход угля 1578 т/год, выработка тепла 3772 Гкал/год)	Se _{0,3} W ₁ Sb _{1,2} Cu _{1,2} Pb _{1,3} Cr _{1,4}	Hg _{1,6} Mn _{1,7} As _{2,2} V _{2,4} Zn _{2,7} Ni, Mo, Co _{2,9} Ba _{3,7} Cd _{4,4} Sr _{4,7}	-	22,2
Газовая котельная № 1 (расход газа 737 м ³ /год, выработка тепла 5310 Гкал/год)	Se _{0,2} Cu _{0,6} Sb _{0,9} Cr _{1,0} As _{1,1} Sr _{1,2} Pb _{1,4} Co _{1,5}	Mn _{1,7} Mo, Zn _{1,9} Ba _{2,1} Cd _{2,3} Hg _{2,5} Ni _{3,4} V _{3,8}	W _{9,1}	21,1
Газовая котельная № 2 (расход газа 317 м ³ /год, выработка тепла 2282 Гкал/год)	Se _{0,1} As _{0,4} Cu _{0,7} V, W ₁ Mn _{1,1} Mo, Sb _{1,2} Ni, Cr _{1,3} Pb, Sr _{1,4} Ba, Co _{1,5}	Zn _{1,6} Hg _{1,8} Cd _{3,6}	-	5,0

Менее активно в пробах накапливаются Mn, Zn, Mo, Ba, Cd, Hg, V и Ni ($K_c = 1,7 \div 3,8$). Данные микроэлементы вносят наибольший вклад в величину суммарного показателя загрязнения, которая в среднем составляет 21,1 и соответствует низкому уровню загрязнения с неопасной экологической ситуацией согласно градации ($Z_c < 32$) [4]. В окрестностях газовой котельной № 2 пробы твердой фазы снега в большей степени обогащены Cd ($K_c = 3,6$) и незначительно — Zn и Hg ($K_c = 1,6 \div 1,8$) относительно фоновых значений. В соответствии с градацией [4] выявлен низкий уровень загрязнения с неопасной экологической ситуацией по величине суммарного показателя загрязнения ($Z_c = 5,0$). Общим для двух изучаемых газовых котельных является обогащение твердой фазы снега Hg, Zn и Cd ($K_c = 1,6 \div 3,6$) относительно фона. Определены статистически незначимые различия содержания этих

микроэлементов в пробах из окрестностей данных котельных. Выявлены сильные корреляционные связи Hg, как микроэлемента, содержащегося в металлической форме в природном газе [5], с As, Ni, Sb, Cr, Ba и V ($r > 0,85$). Накопление этих элементов в пробах на уровне фоновых значений может свидетельствовать о частичном поступлении Hg от региональных или локальных источников, в частности с выбросами угольной котельной на территории сельского поселения. С другой стороны, эти микроэлементы могут поступать в следовых количествах при сжигании природного газа, что требует дальнейшего изучения.

Заключение. В окрестностях разных котельных выявлены общие и различные микроэлементы-индикаторы в твердой фазе снега, отражающие технологические параметры котельных, геохимические особенности используемого угля и зольных выбросов, и влияние источников на промышленной площадке котельных.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-45-700184р_а.

Литература

1. Арбузов С. И. Металлоносность углей Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2007. № 1. С. 77–83.
2. Методы анализа данных загрязнения снегового покрова в зонах влияния промышленных предприятий (на примере г. Новосибирск) / С. Б. Бортникова [и др.] // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2009. № 6. С. 515–525.
3. Михальчук А. А., Язиков Е. Г. Многомерный статистический анализ эколого-геохимических измерений. Часть II. Компьютерный практикум. Учебное пособие. Томск: Изд. Томского политехнического университета, 2014. 150 с.
4. Ревич Б. А. К оценке влияния деятельности ТЭК на качество окружающей среды и здоровье населения // Проблемы прогнозирования. 2010. Т. 4. С. 87–89.
5. Рыжов В. В., Машьянов И. Л., Озерова Н. А. Первая регистрация периодических вариаций содержания ртути в природном углеводородном газе // Ученые записки СПбГУ. 1998. Вып. 35. Т. 433. С. 309–316.
6. Саэт Ю. Е., Ревич Б. А., Янин Е. П. Геохимия окружающей среды. М.: Недра. 1990. 335 с.
7. Оценка аэротехногенного загрязнения в окрестностях угольных и нефтяных котельных по состоянию снегового покрова (на примере Томской области) / А. В. Таловская [и др.] // Известия Томского политехнического университета. 2016. Т. 327. № 10. С. 116–130.
8. Vejahati F., Xu Z., Gupta R. Trace elements in coal: Associations with coal and minerals and their behavior during coal utilization—A review // Fuel. 2010. № 4. С. 904–911.

Таловская Анна Валерьевна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент Национального исследовательского Томского политехнического университета, г. Томск.

К вопросу об источниках сноса багдаринской свиты (Витимкан-Ципинская зона, Западное Забайкалье)

В. С. Ташлыков, Т. А. Гонегер, В. Б. Хубанов, М. Д. Буянтуев, О. Р. Минина
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: T2tashlykov@mail.ru

Распределение детритовых цирконов из отложений багдаринской свиты свидетельствуют о том, что источником исходного для песчаников обломочного материала послужили докембрийские кислые изверженные породы.

Ключевые слова: Витимкан-Ципинская зона; багдаринская свита; детритовые цирконы; источники сноса.

Source areas of the Bagdarin suite (Vitimkan-Tsipina zone, Western Transbaikalia)

V. S. Tashlykov, T. A. Gonager, V. B. Khubanov, M. D. Buyantuev, O. R. Minina
Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: T2tashlykov@mail.ru

The distribution of detrital zircons from the deposits of the Bagdarin suite indicate that Precambrian acid igneous rocks were the source of the clastic material for the sandstones.

Keywords: Vitimkan-Tsipina zone; Bagdarin suite; detrital zircons; sources of demolition.

Витимкан-Ципинская зона рассматривается в составе Байкало-Витимской складчатой системы [3, 7] и является одной из наиболее интересных и важных территорий Забайкальского региона для понимания стратиграфии и истории его геологического развития.

В Багдаринской подзоне Витимкан-Ципинской зоны широким распространением пользуется багдаринская свита. Багдаринская свита впервые выделена П. В. Осокиным [6]. Образования ее протягиваются непрерывной полосой северо-восточного направления от р. Гулинга до правобережья р. Усой. Багдаринская свита, мощностью 2500 м, характеризуется пестротой состава, отсутствием четких маркирующих горизонтов и расчленена на три подсвиты. До настоящего времени объем свиты практически не изменялся, пересматривался только ее возраст (от рифея до девона) [1, 6, 7]. На ГКК-200/2 багдаринская свита датируется верхнем девонем-началом среднего карбона [10]. В результате наших исследований изменен объем багдаринской свиты. Из ее состава выделена в самостоятельное стратиграфическое подразделение алексеевская толща в объеме верхнебагдаринской подсвиты. К багдаринской свите, мощностью 1550 м, отнесены нижняя и средняя части ее разреза, нижняя выделена как нижнебагдаринская подсвита, средняя — как верхнебагдаринская подсвита. Характер ее нижней границы свиты с подстилающей якшинской свитой постепенный. Верхний контакт с ауглейской свитой (С₂₋₃) трансгрессивный [2, 3]. Уровень метаморфических преобразований отложений багдаринской свиты, в целом, соответствует стадии катагенеза.

Нижнебагдаринская подсвита (мощность не менее 600 м) имеет ритмичное строение (мощность ритмов 1–7 м) и сложена красноцветными полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов, фиолетовыми алевролитами, алевритистыми аргиллитами. Верхнебагдаринская подсвита (от 250 до 950 м) представлена переслаиванием темно-серых глинистых сланцев, филлитизированных мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями и линзами алевропелитов, серых оолитовых, черных афанитовых известняков и алевритовых известняков с прослоями аргиллитов.

Возраст багдаринской свиты по присутствию остатков проптеридофитов (S-D), водорослей: синезеленых — *Ortonella* sp., *Rothplezella* sp., *Garwoodia* sp., *Renalcis devonicus* Antropov (D), *Bevocastria* sp. (D₃-C₁), сифоновых — *Deresella* sp., *Bijagodella* sp. и *Konikopora* sp. (D₂₋₃), *Fasciella* sp. (D₃-C₁) и харовых *Menselina* sp. (D), табулятоморфных кораллов, гелиолитид, строматопородей *Amphipora angusta* Lec. (D₂₋₃) определяется поздним девонем. Свита охарактеризована миоспорами, соответствующими чулегминским слоям с *Cristatisporites deliquescens* — *Verrucosisporites evlanensis* евлановского и ливенского горизонтов верхней части верхнефранского подъяруса Русской платформы [4].

U-Pb геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов, выделенных из багдаринской свиты. Среди детритовых цирконов (110 зерен) из полимиктового песчаника (Як 1, координаты N54° 35' 11,2'', E113° 39' 16,8'') обнаружены 104 зерна этого минерала, которые характе-

ризируются конкордантными оценками возраста. Среди них преобладают цирконы позднепротерозойского возраста (618–1225,9 млн л, 90,4%). Из них 91 зерно имеет позднерифейский возраст (618–1026,2 млн л, 87,5%), а остальные 3 относятся к среднему рифею (1036,1–1225,9 млн л, 2,9%). Из 104 зерен 8 характеризуются раннепротерозойским возрастом (1707,8–2187,7 млн л., 7,7%), 6 цирконов из них имеют верхнекарельские (1707,8–1898,7 млн л, 5,8%), 2 циркона — нижнекарельские (2113,7–2187,7 млн л, 1,9%) значения. Два зерна из 104 исследованных зерен попали в область верхнего архея (2728–2889, 1,9%).

Среди детритовых цирконов присутствует 6 зерен дискордантность, которых превышает допустимые значения ($D, \% > 10$): 1) — 441,6 (нижний силур); 2) — 477,7 (граница нижнего — среднего ордовика); 3) — 514,3 (нижний кембрий); 4) — 761,1; 718,5; 815,6 (верхний рифей).

Как мы видим, в терригенных отложениях багдаринской свиты преобладают детритовые цирконы позднепротерозойского возраста. Источником детритовых цирконов, скорее всего, послужили верхнерифейские вулканы усойской свиты с возрастом 837,4 и 789,2 млн лет и габбро-диориты, диориты и тоналиты шаманского комплекса с возрастом 778 млн лет и 762,6 млн лет, выходы которых входят в состав шаманской пластины Багдаринской подзоны [5, 8, 10]. Вулканы усойской свиты относятся к известково-щелочной серии и рассматриваются как островодужные образования. Считается, что они формировались в Шаманской палеосрединговой зоне и по составу и возрасту пород хорошо коррелируются с вулканами Келянской островодужной системы Байкало-Муйского пояса [9]. Присутствие цирконов с возрастом 924, 7, 937 млн лет указывает на источник, которым могут быть сланцы по кислым вулканитам сиваконской свиты. Верхнерифейские вулканы широко распространены также в Уakitской и Бамбуйско-Олингдинской подзонах Витимкан-Ципинской зоны (жанокская, буромская свиты, олнинская толща). Источники ниже-среднерифейских, нижепротерозойских и архейских цирконов не выявлены в пределах Витимкан-Ципинской зоны БВСС.

Таким образом, характер распределения детритовых цирконов разного возраста свидетельствует о том, что главным источником материала, исходного для верхнедевонских отложений багдаринской свиты послужили верхнерифейские вулканы (усойская, жанокская, буромская свиты) и габбро-диориты, диориты и тоналиты (шаманский комплекс шаманской пластины) Витимкан-Ципинской зоны. Это подтверждается и нашими геохимическими данными о том, что терригенные отложения багдаринской свиты образовались за счет разрушения островной дуги. Кроме того, в девоне к источникам сноса также относились ниже-среднерифейские, нижепротерозойские и архейские магматические комплексы, фрагменты которых пока не установлены среди образований Витимкан-Ципинской зоны. В песчаниках отсутствуют цирконы раннепалеозойского возраста. Вулканы этого возраста, широко распространенные в Удино-Витимской зоне, видимо в девоне не присутствовали в области сноса. Не установлены также цирконы девонского возраста, что свидетельствует о том, что в это время осадконакопление протекало на фоне отсутствия активной магматической деятельности. Эти данные подтверждают выводы о том, что осадконакопление багдаринской свиты в девоне происходило в условиях пассивной континентальной окраины [3, 7].

Литература

1. Краткая объяснительная записка к геол. карте Бурятской АССР масштаба 1:500 000 / В. И. Давыдов [и др.]. Улан-Удэ: БТГУ, 1981. 148 с.
2. Минина О. Р., Ветлужских Л. И., Ланцева В. С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 38–46.
3. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) / О. Р. Минина [и др.] // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
4. Минина О. Р., Неберкутина Л. Н. Стратиграфия верхнего девона Саяно-Байкальской горной области // Вестник Воронежского университета. Серия: Геология. 2012. № 1. С. 27–37.
5. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из plutонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) / Г. Е. Некрасов [и др.] / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): тезисы докл. научного совещания: Иркутск: ИЗК СО РАН. Т. 2. 2006. С. 58–60.
6. Осокин П. В. Новые данные о возрасте верхнепротерозойских отложений Чина-Амалатского междуречья Витимского плоскогорья // Геолог.-производ. информ. БГУ. Улан-Удэ. 1959. № 2. С. 36–41.
7. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция / С. В. Руженцев [и др.] // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
8. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Е. Ю. Рыцк [и др.] // Геотектоника. 2009. № 4. С. 16–26.

9. Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканно-плутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2005. 306 с.

10. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XVIII (Багдарин). Объяснительная записка / К. М. Шелгачёв [и др.]. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 146 с.

Ташлыков Вадим Сергеевич, лаборант Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Сейсмичность и глубина землетрясений на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны

© Ц. А. Тубанов¹, В. Д. Суворов²

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: geos@ginst.ru

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия.
E-mail: SuvorovVD@ipgg.sbras.ru

В докладе представлена методика оценки влияния горизонтальных неоднородностей на определение гипоцентров и времени в очаге с тестированием результатов решением прямой двумерной кинематической задачи лучевым методом. Планируется апробирование этой методики в рамках работы по проекту «Сейсмичность, глубина очагов землетрясений, сейсмоплотностная структура и трехмерное напряженно-деформированное состояние земной коры на востоке Байкальской рифтовой зоны».

Ключевые слова: Байкальская рифтовая зона; земная кора; сейсмичность; гипоцентр землетрясения.

Seismicity and depth of earthquakes in the North-East of the Baikal rift zone

Ts. A. Tubanov¹, V. D. Suvorov²

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: geos@ginst.ru

² Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: SuvorovVD@ipgg.sbras.ru

The report presents a method of assessing the effect of horizontal inhomogeneities on the determination of hypocenters and time in the focus of testing the results of the direct two-dimensional kinematic problem by ray method. It is planned to test this technique in the framework of the project «Seismicity, depth of earthquake foci, seismic density structure and three-dimensional stress-strain state of the earth's crust in the East of the Baikal rift zone».

Keywords: Baikal rift zone; earth's crust; seismicity; hypocenter of earthquake.

Распределение очагов землетрясений и их связь со структурно-тектоническими блоками земной коры на востоке БРЗ остаются в значительной степени неизученными. В первую очередь отметим проблему изучения распределения очагов землетрясений в земной коре. Так, в работах [1, 2] очаги оказались размещенными практически по всей коре вне зависимости от ее сейсмоплотностной структуры. Данные о локализации очагов в сейсмоактивном слое БРЗ на глубине до 30 км (максимум до 55% в интервале 10–20 км) приведены в работе [3] с пояснениями, что повышение точности гипоцентров зависит от плотности сети станций и сведений о скоростном строении земной коры. Все это подчеркивает необходимость обоснованного определения глубины очагов (часто, при относительно небольшом количестве близких сейсмостанций), основанного на детальном анализе характера и особенностей распределения невязок времен пробега продольных и поперечных волн, получаемых в априорных моделях и верификацию результатов путем прямого лучевого моделирования кинематики распространения продольных и поперечных волн от близких землетрясений.

В центральной части Байкальского рифта такая задача локализации гипоцентров землетрясений решается для района дельты р. Селенги, где действует уплотненная сеть региональных сейсмостанций Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС РАН [7]. Также качественные данные получены в результате проведенных эпицентральных сейсмонаблюдений в области Култукского землетрясения 2008 г. [6].

Численным двумерным моделированием напряженно-деформированного состояния земной коры вдоль по профилю ГСЗ вкрест оз. Байкал показана определяющая роль плотностных неоднородностей в локализации зон деформаций, совпадающих с известными региональными разломами, приповерхностными тектоническими структурами [4] и областью расположения очагов в зоне перехода от упругих деформаций к пластическим [8]. Вместе с тем, подобное моделирование вдоль северо-восточного фланга БРЗ не привело к столь же отчетливым результатам из-за невысокой точности определения глубины очагов землетрясений и слабо изученной трехмерной структуры земной коры. Конечно, положение профиля ГСЗ [5] вдоль рифтовой зоны нельзя считать оптимальным при решении такой задачи. Теперь же имеется возможность использовать данные вдоль профиля ГСЗ (1-СБ) вкрест рифтовой зоны, пересекающего Муйскую впадину и 3-ДВ через Алданский щит в качестве априорных моделей при определении глубины очагов землетрясений, также и при оценке влияния трехмерности среды на результаты двумерного численного моделирования напряженно-деформированного состояния земной коры.

В работе использовались данные, полученные в Байкальском филиале ФИЦ ЕГС РАН.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН.

Литература

1. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere / J. Devershere [et al.] // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 146. P. 714–430.
2. Petit C., Déverchère J. Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. Q 11016.
3. Radziminovich N. A. Focal Depths of Earthquakes in the Baikal Region: A Review // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth.* 2010. V. 46. № 3. P. 216–229.
4. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости / С. В. Гольдин [и др.] // *Геология и геофизика.* 2006. Т. 47. № 10. С. 1094–1105.
5. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах / С.В. Крылов [и др.]. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.
6. Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w=6.3$ на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации / В. И. Мельникова [и др.] // *Физика Земли.* 2012. № 7–8. С. 42–62.
7. Суворов В. Д., Тубанов Ц. А. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом // *Геология и геофизика.* 2008. Т. 49. № 8. С. 805–818.
8. Тубанов Ц. А. Глубина очагов землетрясений в области Центрального Байкала по данным локальной системы наблюдений: дисс. канд. г.-м.н. Иркутск, 2009. 131 с.

Тубанов Цырен Алексеевич, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Фитостратиграфия юрских отложений Ангаро-Котинской впадины (Иркутский угольный бассейн, Восточная Сибирь)

© А. О. Фролов

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: frolov88-21@yandex.ru

Проведены геологические и палеоботанические исследования юрских отложений в Ангаро-Котинской структурно-фациальной зоны (СФЗ) Иркутского бассейна. В верхней подсвите дабатской свиты установлен черемховский флористический комплекс, в тальцинской — присаянский комплекс. Палеоботанические данные позволили провести корреляцию свит Ангаро-Котинской СФЗ со свитами из СФЗ платформенного крыла и Присаянского прогиба. Верхняя подсвита дабатской свиты сопоставлена с верхней подсвитой черемховской свиты. Возраст верхней подсвиты дабатской свиты определяется в рамках тоарского века раннеюрской эпохи. Тальцинская свита сопоставлена с присаянской свитой. Ее возраст соответствует началу средней юры (аален).

Ключевые слова: нижняя и средняя юра; стратиграфия; флористический комплекс; Иркутский бассейн.

Phytostratigraphy of Jurassic sediments of the Angara-Koty depression (Irkutsk Basin, Eastern Siberia)

A. O. Frolov

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: frolov88-21@yandex.ru

Abstract. Geological and paleobotanic studies of the Jurassic sediments within the Angara-Koty structural and facies zone (SFZ) of the Irkutsk Basin are given. The Cheremkhovo fossil plant assemblage is distinguished within the upper subformation of the Dabat Formation and the Prisayan fossil plant assemblage is distinguished within the Taltsy Formation. Paleobotanic data allowed carrying out correlation of the Angara-Koty SFZ Formations with the Formations of SFZ of the platform wing and those of the Prisayan trough. The upper subformation of the Dabat Formation is compared with upper subformation of the Cheremkhovo Formation. The age of upper subformation of the Dabat Formation is determined as Toarcian age of the Early Jurassic epoch. The Taltsy Formation is correlated with the Prisayan one. Its age corresponds to the beginning of the Middle Jurassic (Aalenian).

Keywords: Lower and Middle Jurassic; stratigraphy; fossil flora assemblage; Irkutsk Basin.

На территории Иркутского угольного бассейна, расположенного на юге Сибирской платформы и выполненного юрскими континентальными отложениями, различают три структурно-фациальные зоны (СФЗ): Присаянский предгорный прогиб, платформенное крыло и Ангаро-Котинскую межгорную впадину [2]. Юрские отложения платформенного крыла и Присаянского предгорного прогиба подразделяются на три свиты (снизу вверх) — черемховскую, присаянскую и кудинскую [1]. Важную роль в определении возраста и корреляции разрезов юрских отложений бассейна играют палеоботанические исследования. Наиболее изученными в палеоботаническом отношении являются черемховская и присаянская свиты. Средняя и верхняя подсвиты черемховской свиты охарактеризованы черемховским флористическим комплексом. Руководящими видами комплекса являются хвощовые: *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill., *E. asiaticus* Pryn., папоротники: *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., гинкговые: *Sphenobaiera czekanowskiana* (Heer) Flor., *S. vigentis* Kiritch. et Bat. и лептострбовые: *Czekanowskia baikalica* Kiritch. et Samyl., *Cz. rigida* Heer. Возраст отложений, заключающих черемховский флористический комплекс определяется концом ранней юры (условно тоар). Присаянская и кудинская свиты охарактеризованы присаянским флористическим комплексом. Руководящими видами комплекса являются папоротники: *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn. emend. Kiritch. et Trav., *C. murrayana* (Brongn.) Brongn., *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath., *Raphaelia diamensis* Sew., *R. tapkensis* (Heer) Pryn. emend. Kost. и лептострбовые: *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. cognata* Kiritch., *Ph. irkutensis* Dolud. et Rasskaz. Возраст присаянской и кудинской свит определяется в рамках начала средней юры (условно аален) [3; 5, 6].

Юрские отложения на юго-востоке Иркутского бассейна, расположенные в Ангаро-Котинской впадине (побережье озера Байкал и истоки р. Ангара) подразделяются на три свиты (снизу вверх): дабатскую, тальцинскую и котовскую, соответствующие черемховской, присаянской и кудинской свитам [1]. Юрские литостратоны Ангаро-Котинской впадины отличаются от свит центральной части Иркутского бассейна преобладанием грубокластических пород, что затрудняет стратиграфические построения. Макроостатки растений, редко встречаемые в отложениях Ангаро-Котинской впадины и имеющие плохую сохранность, не использовались для стратиграфических построений. В 2016–2017 гг на берегах Иркутского водохранилища нами изучена серия естественных выходов дабатской и тальцинской свиты с отбором палеоботанического материала. Хорошая сохранность растительных остатков позволяет рассмотреть их стратиграфическое значение.

В обнажениях, расположенных на левом берегу Иркутского водохранилища у истока р. Ангара, вскрыта дабатская свита. В указанных обнажениях подсвита представлена мощной толщей переслаивающихся конгломератов и крупнозернистых песчаников с редкими тонкими прослоями алевролитов. Угольные прослои единичны. Согласно сводному разрезу для юрских отложений Ангаро-Котинской СФЗ [2], литологическая характеристика изученных обнажений более всего соответствует верхней подсвите дабатской свиты. Среди обнаруженных здесь растительных остатков доминирующую роль играют *Sphenobaiera* ex gr. *czekanowskiana* (Heer) Flor., *Czekanowskia baikalica* Kiritch. et Rasskaz., *Cz. rigida* Heer, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath. Находки *Cladophlebis* cf. *williamsonii* Brongn., *Cladophlebis* sp., *Nilssonia* (?) sp. 1, *Nilssonia* (?) sp. 2, *Schizolepis* sp., *Carpolithes* sp. единичны. Такой таксономический состав, характеризующийся низким таксономическим разнообразием папоротников, отсутствием представителей родов *Coniopteris* и *Phoenicopsis*, доминированием среди гинкговых представителей рода *Sphenobaiera*, а среди лептострбовых — *Czekanowskia baikalica* Kiritch. et Rasskaz. позволяет рассматривать растительные остатки из дабатской свиты в составе черемховского флористического комплекса. Возраст изученных выходов верхней подсвиты дабатской свиты определяется в рамках тоарского века раннеюрской эпохи.

Обнажения тальцинской свиты, расположенные на левом берегу Иркутского водохранилища, по своему литологическому строению мало отличаются от выходов верхней подсвиты присаянской свиты, расположенных на том же берегу водохранилища [4]. Растительные остатки, происходящие из тальцинской свиты, более разнообразны в таксономическом отношении, по сравнению с таковыми из дабатской свиты. Среди них доминируют папоротник *Cladophlebis williamsonii* Brongn. и лептострбовые *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis irkutensis* Dolud. et Rasskaz., *Ph.* ex gr. *angustifolia* Heer. Реже встречаются захоронения с доминированием *Raphaelia diamensis* Sew., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath. Папоротники *Coniopteris* cf. *maakiana* (Heer) Pryn. emend. Kiritch. et Trav., *C. murrayana* (Brongn.) Brongn., *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath. регулярно присутствуют в фитоориктоценозах. Находки *Equisetites* sp., *Radicitis* sp., *Hausmannia crenata* (Nath.) Maell., *Lobifolia* sp., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cladophlebis* sp., *Raphaelia* sp., *Baiera* sp., *Ginkgo* sp., *Sphenobaiera* ex gr. *czekanowskiana* (Heer) Flor., *Eretmophyllum* sp., *Pseudotorellia* (?) sp., *Czekanowskia* sp., *Leptostrobus* sp., *Pityophyllum* sp., *Elatocladus manchuricus* (Yok.) Yabe, *Taxocladus* cf. *obtusata* Pryn., *Ixostrobus* sp., *Carpolithes deplanatus* Pryn., *Carpolithes* sp. не многочисленны. Большое разнообразие папоротников родов *Coniopteris*, *Cladophlebis* и доминирование в захоронениях лептострбовых рода *Phoenicopsis* свидетельствует о том, что по уровню развития флора тальцинской свиты соответствует присаянскому флористическому комплексу. Возраст отложений определяется в рамках начала средней юры (аален).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-60005).

Литература

1. Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири // МСК СССР. Новосибирск, 1981. 91 с.
2. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляция) / В. М. Скобло [и др.]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
3. Фролов А. О., Машук И. М., Аржанникова А. В. Первые палеоботанические находки из Кудинской и Тальцинской свит (Иркутский угленосный бассейн) и их стратиграфическое значение // Строение литосферы и геодинамика: тезисы докл. XXVI всерос. конф. (Иркутск, 20–25 апреля 2015). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 204–205.
4. Фролов А. О., Михеева Е. А. Стратиграфия юрских отложений южной части Иркутского угольного бассейна: первые палеоботанические данные // Геология и биоразнообразие Тетиса и Восточного Паратетиса: тезисы докл. всерос. конф. (Горячий Ключ, 23–26 июля 2017) / Попов С.В. (отв. ред.). Горячий Ключ, 2017. С. 98–100.
5. Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb provenance study / E. I. Demonterova [et al.] // Bull. Soc. géol. France, 2017, V. 188, № 1–2. P. 83–97. DOI: 10.1051/bsgf/2017009.
6. Frolov A. O., Akulov N. I., Mashchuk I. M. Stratigraphy of Jurassic sediments of the southern Siberian platform (Russia) studied through lithologic and palaeobotanical data // Seismic and Sequence Stratigraphy and Integrated Stratigraphy — New Insights and Contributions. InTech, Croatia, 2017. P. 81–99. DOI: 10.5772/intechopen.69572

Фролов Андрей Олегович, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Соотношения стратонов в осадочном наполнении южной части Баргузинской долины

© *А. Хассан*¹, *С. В. Рассказов*^{1,2}, *И. С. Чувашова*^{1,2}, *В. Л. Коломиец*³, *Р. Ц. Будаев*³,
*М. В. Усольцева*⁴, *А. Ю. Федин*⁵

¹ Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия. E-mail: abdulmonemhassan86@gmail.com

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

³ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

⁴ Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

⁵ Сосновгеология, г. Иркутск, Россия

На основе анализа стратифицированных кайнозойских осадочных образований в районе пос. Бодон (Баргузинская долина), изменения их мощностей и региональных корреляций выделяются четыре фазы тектонического развития территории: 1) на рубеже олигоцена и миоцена; 2) в среднем-позднем миоцене, 3) в раннем-позднем плиоцене и 4) в квартере.

Ключевые слова: кайнозой; осадочные отложения; литология; стратиграфия; диатомовые водоросли; Баргузинская долина.

Relationships between strata of a sedimentary infill in the southern part of the Barguzin Valley

*A. Hassan*¹, *S. V. Rasskazov*^{1,2}, *I. S. Chuvashova*^{1,2}, *V. L. Kolomiets*³, *R. C. Budaev*³,
*M. V. Usoltseva*⁴, *A. Yu. Fedin*⁵

¹ Irkutsk State University, Irkutsk, Russia. E-mail: abdulmonemhassan86@gmail.com

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

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

⁴ Liminological Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia

⁵ Sosnovgeology, Irkutsk, Russia

From analysis of stratified Cenozoic sedimentary formations in the Bodon area of the Barguzin Valley, variations of their thicknesses, and regional correlations, four phases of the tectonic development are substantiated: 1) Oligocene-Miocene boundary; 2) Middle-Late Miocene, 3) Early-Late Pliocene, and 4) Quaternary.

Keywords: Cenozoic; sediments; lithology; stratigraphy; diatoms; Barguzin valley.

Объектом исследования настоящей работы являются кайнозойские стратифицированные осадочные образования Баргузинской долины, вскрытые Байкальским филиалом Сосновгеология» ФГУПП «Урангеологоразведка» в Джидинской котловине в районе пос. Бодон (скв. 524, 531, 532, 533 и 535) — три осадочных стратона: танхойская свита ($N_1-N_2^{1tn}$), ановская свита ($N_2^2-Q_{Ean}$) и полифациальные четвертичные отложения (Q_{III-IV}).

Осадочные отложения танхойской свиты залегают на породах фундамента и расчленяются на две толщи (подсвиты). Нижняя полифациальная толща сложена преимущественно слабо сортированными хлидолитами — породами деллювиального типа (конусы выноса) с озерно-болотными прослоями, включающими бурые угли. Верхняя озерная толща сложена однородными озерными алевролитами с примесью мелкозернистого песка. Эти отложения обогащены хлоритом. При их низкой степени окисленности отмечается хлоритизация биотита.

Осадки танхойской свиты насыщены диатомовыми водорослями. По экологическому видовому составу диатомей предполагается их формирование в зоне литорали малоглубинного палеоозера в первой половине среднего миоцена. Выше по разрезу, для отложений второй половины среднего и позднего миоцена (в пакете № 5, обр. 531/72) условия осадконакопления изменились. Для отложений характерны планктонные виды из родов *Actinocyclus*, *Alveolophora*, *Aulacoseira*, указывающие на формирование осадков в условиях глубокого озерного бассейна. Температура воды была низкой — близкой к нулю, так как в отложениях часто встречается стенотермный холодноводный вид *Aulacoseira distans* [3].

Верхнеплиоценовые-эоплейстоценовые отложения охристой ановской свиты плохо сортированы. Их лимонитизация характеризует окислительные условия литогенеза [6, 4] в семиаридных условиях [5] преимущественно в аллювиальной фации при подчиненной роли малоглубинных озерных фаций.

Среднечетвертичные отложения (средний неоплейстоцен Q_{II}), вскрытые в скважинах 533 и 535, сложены преимущественно мелкозернистыми однородными песчаными толщами озерного проис-

хождения. Современные отложения района пос. Бодон представлены смешанными аллювиальными, пролювиальными и делювиальными образованиями.

Анализ разрезов показывает, что танхойская свита имеет максимальную мощность в юго-западной прибортовой части и сокращается до 0 м в направлении на северо-восток вдоль борта долины (скв. 535). В нижней толще мощность изменяется незначительно (от скв. 524 (27.5 м) к скв. 531 (26.3 м)), а в верхней резко уменьшается от борта впадины к ее центральной части (от скв. 524 (95 м) к скв. 531 (37 м)). Выше по разрезу наблюдается обратная направленность изменения мощностей. Мощность отложений ановоской свиты меняется от 5 м (скв. 524) до 33.3 м (скв. 535), ближе к центральной части впадины превышает 169.5 м (скв. 533). Мощность перекрывающих четвертичных отложений также возрастает от бортов впадины к ее центральной части.

Корреляция отложений от Икатского хребта к центральной части впадины проведена по двум скважинам вдоль реки Ина (скв. 531, скв. 532). Анализ характера изменения мощностей показывает, что мощности танхойской и ановоской свит возрастают от борта к центральной части впадины. Мощность перекрывающих четвертичных отложений увеличивается в противоположном направлении. Согласованное осадконакопление отложений танхойской и ановоской свит до эоплейстоцена заканчивается резкой тектонической перестройкой с движением блоков.

В развитии Байкальской рифтовой зоны выделялись различные тектонических фазы, проявленные во впадинах оз. Байкал [1]. Фазы тектонических движений, выраженные в перестройке рельефа территории, различаются также по соотношениям разновозрастных стратонов в юго-западной части Баргузинской долины. С каждой фазой активизации связана активизация эрозионных процессов, а с периодами относительного покоя — снижение эрозии и отложение мелкообломочного осадочного и биогенного материала.

Джидинская котловина начала формироваться, предположительно, на рубеже олигоцена и миоцена с накоплением делювиальных и озерно-болотных толщ танхойской свиты. На границе среднего и позднего миоцена условия осадконакопления менялись. Наличие планктонных видов диатомовых водорослей свидетельствует о формировании осадков в условиях глубокого озерного бассейна. В квартере Южно-Баргузинский сегмент долины испытал резкую тектоническую инверсию, которая согласуется с развитием структуры впадин оз. Байкал. Проявились подфазы движений около 1.0–0.8 и 0.15–0.12 млн л.н. Отложения первой из них представлены в скв. 533 и скв. 535 преимущественно мелкозернистыми однородными песчаными толщами озерного происхождения; второй, — в скв. 531, скв. 532 смешанными аллювиальными, пролювиальными и делювиальными образованиями.

В целом выделяются четыре основные фазы тектонического развития южной части Баргузинской долины:

- 1) предположительно, на рубеже позднего олигоцена и миоцена начали формироваться асимметричные грабены (полуграбены);
- 2) в раннем — среднем миоцене на фоне дифференцированных движений сформировалась нижняя полифациальная часть танхойской свиты;
- 3) в среднем-позднем миоцене в обстановке слабой тектонической активности характер накопления слоев изменился с изменением их мощности по территории;
- 3) в раннем — позднем плиоцене усилились дифференцированные движения;
- 4) в четвертичное время произошла инверсия движений с последовательным увеличением аккумуляции осадочного материала при усилении опускания юго-восточного борта Центрально-Баргузинского сегмента долины, относительно Южной части Баргузинской долины (Южно-Баргузинскому инверсионного сегмента). Предполагается, что инверсия нисходящих движений в сегменте произошла вследствие его локального сжатия в результате совместного эффекта бокового движения в Ямбуйском трансензионном сегменте и Центральном сегменте Баргузинской долины [7].

Литература

1. Мац В. Д. Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1219–1244.
2. Позднемиоценовые–кайнозойские отложения Байкальской рифтовой впадины в связи с меняющимися природными обстановками // В. Д. Мац [и др.] // Геотектоника и Тектонофизика. 2010. Т. 1. № 1. С. 75–86.
3. Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона) / Попова С. М. [и др.]. Новосибирск: Наука, 1989. 110 с.
4. Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций / Гл. ред. А. И. Анатольева. Новосибирск: Наука, 1980. 104 с.

5. Кайнозойские красноцветные осадочные отложения Внутренней Азии: литогенетическое значение вариаций содержаний Al_2O_3 и CO_2 / С. В. Рассказов [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): тезисы докл. Вып. 14. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2016. С. 233–235.

6. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: АН СССР, 1960. Т. I. 212 с.

7. Структурное развитие центральной части Байкальской рифтовой системы: сходство и отличие Баргузинской и Тункинской долин / А. Хассан [и др.] // Геология и окружающая среда. 2017. Т. 1. № 1. С. 58–77.

Абдулмонем Хассан, аспирант Иркутского государственного университета, г. Иркутск.

Распределение редкоземельных элементов в минералах из пород щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия)

© *Е. А. Хромова*¹, *А. Г. Дорошкевич*^{1,2}, *И. А. Избродин*¹

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: lena.khromova.00@mail.ru

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

Большинство минералов, которые слагают породы комплекса Белая Зима, в том, или ином количестве содержат в своем составе РЗЭ. В данной работе рассмотрены особенности распределения и поведения РЗЭ в минералах и основных типах пород комплекса.

Ключевые слова: Белая Зима; карбонатиты; силикатные породы; редкоземельные элементы.

Distribution of rare-earth elements in the minerals from the rocks of the Belaya Zima alkaline carbonatite complex (East Sayan, Russia)

E. A. Khromova, A. G. Doroshkevich, I. A. Izbrodin

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

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

The most of minerals, which compose the rocks of the Belaya Zima plutonic complex, contain the REEs in one or another amount. In this study we consider the specificity of distribution and behavior of REE in minerals and rocks of the Belaya Zima complex.

Keywords: Belaya Zima; carbonatites; silicate rocks; rare earth elements.

Щелочной карбонатитовый комплекс Белая Зима расположен в Восточном Саяне, Иркутской области. Несмотря на сравнительно не большую площадь, порядка 10 км², является весьма продуктивным на редкоземельную минерализацию вплоть до промышленных масштабов. Центральная часть комплекса, представляет собой карбонатитовый штوك, по периферии он обрамляется щелочными силикатными породами. Комплекс Белая Зима прорывает породы песчано-сланцевой толщи верхнего протерозоя с пластами кварцитов и согласными дайками диабазов [1]. Возраст пород комплекса составляет 645–643 млн лет [2, 3].

В пределах щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима исследователями [1, 2, 4, 5] установлено три основных типа карбонатитов: кальцитовые, кальцит-доломитовые и анкеритовые. Наиболее распространенными силикатными породами являются мельтейгиты, ийолиты и нефелиновые сиениты.

Мельтейгиты — меланократовые средне — крупнозернистые породы, состоящие из клинопироксена (80%) и нефелина (до 15–20 %). **Ийолиты** — массивные породы, сложены приблизительно равными количествами нефелина и клинопироксена. Второстепенные минералы мельтейгитов и ийолитов представлены магнетитом, титанитом, перовскитом, ильменитом, реже встречаются щелочной амфибол, апатит, флогопит, кальцит, гранат. Акцессорные — бадделейт, касит, вторичные — либнерит, канкринит. Главными пороодообразующими минералами массивных крупнозернистых **нефелиновых сиенитов** являются калиевый полевой шпат (до 70% породы), клинопироксен и нефелин, последний часто замещен канкринитом. К числу второстепенных относятся щелочной амфибол, флогопит, кальцит, апатит. Из акцессорных наиболее распространены циркон, титанит, ильменит, рутил, пирохлор. **Кальцитовые карбонатиты** представлены крупнозернистыми, массивными разновидностями. Породы на 80% сложены кальцитом. Второстепенные минералы представлены клинопироксеном, флюоркальциопирохлором, флогопитом, апатитом, магнетитом, оливином (частично серпентинизирован), щелочным амфиболом. Акцессорные — анкилит, минералы группы бербанкита, монацит-Се, карбоцернаит, лаашит (в виде мелкой вкрапленности в кальците) ильменит, стронцианит, цирконолит, баритокальцит, Nb — рутил, торит, бадделейт. **Кальцит-доломитовые** карбонатиты — среднезернистые, порфириовидные, часто полосчатые разновидности. Основными минералами являются доломит, кальцит, минералы группы биотита, щелочной амфибол. Второстепенные представлены апатитом, кенопирохлором, магнетитом, сульфидами (пирит, сфалерит). Акцессорные — анкилит, бербанкит, цирконолит, монацит-Се, катаплеит, ильменит, циркон, бадделейт. **Анкеритовые** карбонатиты — мелко- среднезернистые, пятнистые, реже полосчатые породы. Они состоят из анкерита, доломита и кальцита, с подчиненным количеством апатита, барита, сульфидов (в основном, пирита),

гидропироклора. В породах широко распространены фторкарбонаты РЗЭ (бастнезит-Се, паризит-Се и синхизит-Се) и монацит-Се. Их количество в отдельных участках занимает 10–15% породы. Фторкарбонаты РЗЭ формируют тесные сростания друг с другом, встречаются в виде вкрапленности, и образует скопления кристаллов размером 0,1–0,8 мм. Монацит-Се образует пластинчатые, шестоватые зерна и их скопления. Акцессорные минералы анкеритовых карбонатитов — бадделеит, баотит (в виде включений в гидропироклоре), карбоцернаит, анкилит, циркон.

Карбонаты слагают основную массу карбонатитов, так же встречаются в щелочных силикатных породах комплекса. РЗЭ в них распределяются следующим образом: наибольшая концентрация характерна для кальцита из кальцитовых карбонатитов (500–1000 ppm); доломит и анкерит характеризуются более низким уровнем РЗЭ (90–140 и 70–90 ppm, соответственно); в кальците из щелочных силикатных пород содержание суммы РЗЭ составляет 20–50 ppm. Во всех разновидностях пород в составе карбонатов легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми. Минимальное La/Yb_{CN} отношение зафиксировано в анкерите из карбонатитов (14), максимум отмечен в кальците из ийолитов (40).

Фторапатит, согласно представленному выше описанию, присутствует во всех разновидностях пород комплекса. Сумма РЗЭ в апатите из кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов достигает 6000 ppm, тогда как в щелочных силикатных — 2000 ppm. Наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми; La/Yb_{CN} отношение в карбонатитах в среднем равно 45, в силикатных породах — 200.

Пироклор из щелочных силикатных пород характеризуется суммарным содержанием РЗЭ в среднем 2300–2800 ppm. Минерал кальцитовых и кальцит — доломитовых карбонатитов содержит РЗЭ до 24000 ppm. В анкеритовых карбонатитах он несет незначительный вклад РЗЭ — 200–1000 ppm. В пироклоре всех разновидностей пород комплекса наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, с минимальным La/Yb_{CN} отношением от 30–40 в минерале из анкеритовых карбонатитов, достигает максимума 130–135 — из кальцитовых карбонатитов и щелочных силикатных пород. На графике нормированных к хондриту содержаний РЗЭ довольно часто отмечена Се положительная аномалия (Se/Se^* — от 4 до 10 в среднем) [6].

Фторкарбонаты РЗЭ и монацит-Се концентрируются в анкеритовых карбонатитах, в числе акцессорных отмечены в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах, в щелочных силикатных породах не обнаружены. В минералах легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми. La/Yb_{CN} отношение в среднем: 15^3 , 21^3 , 46^3 в бастнезите, монаците и синхизите, соответственно.

Концентраторами РЗЭ в породах комплекса являются также такие акцессорные минералы как **анкилит**, **лаашиит**, **бурбанкит**, несмотря на то, что процентное содержание этих минералов в породах не достигает 0,5 %. **Цирконолит** имеет пологий график распределения РЗЭ, нормированных к хондриту, с примерно равным соотношением легких и тяжелых РЗЭ (La/Yb_{CN} отношение 4–6 в среднем). Для **баотита** характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (La/Yb_{CN} — 41). При этом уровень концентрации лантаноидов в цирконолите намного выше, чем в баотите (7–9 ppm и 18000–30000 ppm, соответственно). Баотит имеет положительную аномалию европия $Eu/Eu^*=8-9$. Для **перовскита** характерна слегка выраженная Се положительная аномалия (Se/Se^* — 2). Содержание суммы РЗЭ в нем составляет порядка 7000 ppm в среднем, при этом легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (La/Yb_{CN} 50). Суммарное содержание РЗЭ в **клинопироксене** из пород комплекса варьирует от 16 до 36 ppm. Максимальное содержание отмечено в мельтейгитах (36 ppm), а минимальное в ийолитах (16 ppm), в карбонатитах и щелочных сиенитах концентрации РЗЭ на уровне 20–24 ppm. При этом La/Yb_{CN} отношение в щелочных сиенитах равно 0,7, для карбонатитов и мельтейгитов — 2,1–2,4, соответственно и достигает максимума в ийолитах — 12,7. В **гранате** сумма РЗЭ не превышает 500 ppm, с преобладанием тяжелых РЗЭ и La/Yb_{CN} отношением, в среднем, 0,3. Незначительные концентрации РЗЭ присутствуют в **нефелине** (40 ppm в среднем), **амфиболе** и **флогопите**, где суммарное количество РЗЭ не превышает 2,5 ppm и 0,34, соответственно. Амфибол характеризуется примерно равными количествами легких и тяжелых лантаноидов (La/Yb_{CN} 0,1), тогда как в флогопите La/Yb_{CN} 0,2–0,3 в среднем. Для **оливина** с содержанием суммы РЗЭ 10 ppm, характерно более высокое содержание тяжелых лантаноидов (La/Yb_{CN} 0,01). Стоит отметить, что количество РЗЭ в этих минералах часто ниже предела обнаружения.

Среднее суммарное содержание РЗЭ в породах комплекса увеличивается от ийолитов и мельтейгитов (0,07 мас %) к кальцитовым (0,13 мас %), кальцит — доломитовым (0,25 мас %) и анкеритовым карбонатитам (4,9 мас %). Исключением являются щелочные сиениты, в которых средние содержания РЗЭ равны 0,02 мас %. Концентрация РЗЭ в мельтейгитах и ийолитах определяется, в основном, перовскитом, гранатом, клинопироксеном, апатитом, кальцитом, в то время как в щелочных сиенитах РЗЭ концентрируются преимущественно в апатите, титаните, пироклоре, в меньшей степе-

ни, в клинопироксене. В кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах РЗЭ концентрируются в пирохлоре, акцессорных анкилите и бербанките, в меньшей степени кальците, апатите. Высокие содержания лантаноидов в анкеритовых карбонатитах объясняется наличием карбонатов редкоземельных элементов и монацита. В меньшей степени, РЗЭ концентрируются в анкерите и доломите.

Для всех пород комплекса Белая Зима характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, и увеличение количества лантаноидов от ранних пород к поздним. La/Yb_{CN} отношение в среднем увеличивается в следующем порядке: 5–30 в силикатных породах, 20–40 в кальцитовых, 25–50 в кальцит-доломитовых, 2500–3500 в анкеритовых карбонатитах. Такое поведение РЗЭ, объясняется процессом фракционной кристаллизации первичного расплава. Тяжелые редкие земли на ранних этапах входили в структуру минералов, таких как оливин, гранат, амфибол и флогопит. За время кристаллизации легкие РЗЭ занимают более устойчивое положение, и их концентрация значительно увеличивается, достигая максимума в анкеритовых карбонатитах.

Литература

1. Фролов А. А., Толстов А. В., Белов С. В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ — Природа, 2003. 287 с.
2. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids / A. G. Doroshkevich [et al.] // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 26. P. 81–96.
3. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы / В. В. Ярмолюк [и др.] // *ДАН.* 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
4. Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Минералы редких элементов в карбонатитах / *Геология месторождений редких элементов.* М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 86–117.
5. Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 268 с.
6. Compositional Evolution of Pyrochlore-Group Minerals in Carbonatites of the Belaya Zima Pluton, Eastern Sayan / Khromova E. A. [et al.] // *Geology of Ore Deposit.* 2017. №. 8. P. 752–764.

Хромова Елена Александровна, младший научный сотрудник Геологического института, г. Улан-Удэ.

Раннепермский (300–270 млн лет) магматизм Восточного Казахстана: результат сочетания плейт– и плюм-тектонических факторов

© *С. В. Хромых*^{1,2}, *П. Д. Котлер*^{1,2}, *А. Г. Владимиров*^{1,2}, *А. Э. Изох*^{1,2}, *Н. Н. Крук*¹

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

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

E-mail: serkhrom@mail.ru

Приведен обзор раннепермского (300–270 млн лет) магматизма Восточного Казахстана. Показано, что объемы, состав и металлогеническая специфика магматических ассоциаций являются результатом сочетания процессов посторогенического растяжения литосферы на фоне активности Таримского мантийного плюма.

Ключевые слова: Центральная Азия; Таримский плюм; мантийно-коровое взаимодействие.

Early Permian (300–270 Ma) Magmatism in Eastern Kazakhstan: Implications for Plate Tectonic-Plume Interplay

S. V. Khromykh^{1,2}, *P. D. Kotler*^{1,2}, *A. G. Vladimirov*^{1,2}, *A. E. Izokh*^{1,2}, *N. N. Kruk*¹

¹Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: serkhrom@mail.ru

The review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan is given. The volume composition and ore specialization of the magmatic complexes are results of Interplay of post-orogenic extension processes and Tarim mantle Plume activity.

Keywords: Central Asia; Tarim mantle plume; mantle-crust interaction.

Территория Восточного Казахстана является центральной частью Алтайской коллизионной системы герцинид, образованной при косом столкновении Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов. На посторогенном этапе развития, в ранней перми, на территории был проявлен масштабный вулканизм и базит-ультрабазитовый и гранитоидный магматизм. Краткий обзор этих ассоциаций приведен ниже.

В центральной части коллизионной системы расположено несколько мульд, заполненных субщелочными базальтами, андезибазальтами и андезитами. Базитовые породы содержат повышенные количества щелочей, калия, фосфора, титана, а также Ba, Zr, легких лантаноидов. U-Pb датирование цирконов из вулканических пород позволило получить значения возраста в 297–290 млн лет. В юго-восточной части территории известны два вулканических аппарата центрального типа, сложенные дацитами, риодацитами и риолитами. В них встречены субвулканические тела, содержащие гранатовые и клинопироксеновые дацит-порфиры. Результаты их петрологических исследований, показали, что их магмы были сформированы в нижнекоровых условиях (10 кбар) при T от 1100°C до 1200°C за счет частичного плавления коровых субстратов под воздействием мантийных магм [1].

В пределах Чарской зоны известны несколько ареалов развития сравнительно небольших массивов габброидов и пикритоидов. С габброидами связаны рудопроявления Ti, с пикритоидами — Cu-Ni-ЭПГ минерализация. Состав базит-ультрабазитовых пород характеризуется повышенной калиево-стью и обогащенностью несовместимыми элементами (легкие лантаноиды, Ba, Sr, Rb, Zr). Возраст габброидов оценен U-Pb датированием цирконов в 293±2 млн лет, а возраст пикритоидов — Ar-Ar датированием магматических амфибола и слюд в 280±3 млн лет. Сделано предположение, что формирование габброидов и пикритоидов произошло в результате термального взаимодействия мантийного плюма с литосферной мантией и включало два эпизода ее плавления [2].

В центральной части Чарской зоны среди раннекаменноугольных осадочно-вулканогенных пород расположены несколько относительно крупных многофазных интрузий, сложенных широким спектром пород — от габброидов и долеритов через монцодиориты и монцониты до граносиенитов, гранитов и лейкогранитов. Недавно было завершено детальное исследование пород Преображенского интрузива. Выявлено, что в процессе формирования интрузива происходило взаимодействие базитовых и гранитоидных магм на разных глубинных уровнях — на нижнекоровом уровне доминировало химическое смешение магм (миксинг) с образованием гибридных кварцевых монцонитов, на среднекоровом уровне частично контаминированные магмы взаимодействовали с образованием минглинг-структур, на верхнекоровом уровне базитовые магмы не взаимодействовали с гранитоидами, а внед-

рялись по трещинам в виде даек. Возраст формирования Преображенского массива оценен U-Pb датированием цирконов в 291–290 млн лет [3].

Масштабное переплавление осадочно-метаморфических толщ на посторогенном этапе привело к формированию крупных гранитоидных батолитов на месте турбидитовых палеобассейнов — Калба-Нарымского и Жарма-Саурского. Наиболее масштабно гранитоидный магматизм проявлен в Калба-Нарымской зоне. Геохронологические исследования последних лет позволили установить, что главный объем Калбинского батолита сформирован на посторогенной стадии в интервале 295–275 млн лет [4]. В составе Калба-Нарымского батолита выделено две главные ассоциации 1) гранодиорит-гранитная, сформировавшая главный объем батолита в интервале 296–286 млн лет назад, и 2) гранит-лейкогранитная, образовавшая несколько самостоятельных крупных массивов с возрастом 283–276 млн лет. Проведенное петрогеохимическое моделирование показало, что гранитоиды первой ассоциации формировались при частичном плавлении метапелитовых источников с участием небольшой доли метабазитового субстрата, а гранитоиды второй ассоциации — при плавлении метапелитовых субстратов в условиях привноса флюидом высоkozарядных и редких элементов [5]. Характерной особенностью Калбинского батолита является присутствие редкометалльных гранитных пегматитов, формирующих крупные промышленные месторождения Li, Be, Cs, Ta, Nb (Асубулак, Белогорское, Огневка, Кварцевое и др.). Их фациальными аналогами являются пояса даек онгонитов северо-восточного простирания. Возраст редкометалльных пегматитов и онгонитов, установленный Ar-Ar датированием слюд, составил 290–285 млн лет. Исследования поясов онгонитовых даек позволило установить, что они содержат промышленные концентрации Li, Rb, Cs, обогащены F. Сформировавшиеся дайковые пояса магмы были образованы при дифференциации гранитоидных магм Калбинского батолита в условиях привноса с ювенильными флюидами рудных компонентов [6]. Источником ювенильных флюидов, обогащенных специфическими компонентами, мог являться подкоровый мантийный резервуар. Его производные являются наиболее поздними магматическими образованиями и представлены поясами базитовых даек северо-восточного простирания. Базиты представлены субщелочными долеритами, диоритами и лампрофирами и содержат повышенные концентрации Cs, Rb, Be, Li, Nb, Ta, F и В. Их возраст оценен U-Pb датированием цирконов и составляет 279 млн лет.

Обзор полученных данных свидетельствует что на территории Восточного Казахстана в интервале 300–270 млн лет назад было проявлен масштабный базит-гранитоидный магматизм. Породы мантийного генезиса являются субщелочными, геохимически обогащенными и отвечают породам внутриплитных (плюмовых) геодинамических обстановок. Исходя из полученных данных, целесообразно расширить область Таримской крупной магматической провинции на северо-запад, охватив территорию Восточного Казахстана. Столь значительное распространение термического возмущения в верхней мантии очевидно стало возможным благодаря процессам пост-орогенического растяжения после коллизии Сибирского и Казахстанского континентов. Реологическое ослабление литосферы позволило глубинным расплавам проникать в литосферную мантию, образовав крупные очаги базитовых магм. В дальнейшем развитие мантийно-корового взаимодействия происходило по двум сценариям (механизмам) — 1) прямое взаимодействие базитовых магм с коровыми субстратами на средне-верхнекоровых уровнях и 2) флюидное воздействие на процессы генерации и дифференциации гранитоидных магм.

Таким образом, современный геологический облик и металлогеническая специфика территории Восточного Казахстана является результатом плейт-тектонических процессов посторогенического растяжения на фоне повышенного термического градиента в мантии, вызванного активностью Таримского мантийного плюма.

Работа выполнена в рамках проектов фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003), при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ, проект № 14.Y26.31.0018), РФФИ (гранты № 15-35-20815, 17-05-00825).

Литература

1. Хромых С. В., Куйбида М. Л., Крук Н. Н. Петрогенезис высокотемпературных кремнекислых расплавов в вулканических структурах Алтайской коллизионной системы герцинид, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 529–540.

2. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма / С. В. Хромых [и др.] // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.

3. Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитоидной ассоциации Преображенского интрузива, Восточный Казахстан / С. В. Хромых [и др.] // Петрология. 2018. Т. 26. № 4.
4. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели / С. В. Хромых [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983–1004.
5. Котлер П. Д. Петрология гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан): диссертация на соискание уч. степени канд. геол.-мин-наук. Специальность 25.00.04 — петрология, вулканология. Новосибирск, 2017. 205 с.
6. Соколова Е. Н., Смирнов С. З., Хромых С. В. Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология. 2016. Т. 24, № 2. С. 168–193.

Хромых Сергей Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Новосибирского государственного университета, старший научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

Этапы формирования Мо-гранитов Западного Забайкалья: U-Pb (LA-ICP-MS) изотопные данные

© *В. Б. Хубанов, А. А. Цыганков, А. М. Хубанова, Т. Т. Врублевская, В. В. Бурдуковский,
М. Д. Буянтуев, Г. Н. Бурмакина*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: khubanov@mail.ru

Приведены U-Pb изотопно-геохронологические данные для гранитов, вмещающих и ассоциирующих с рядом рудопроявлений и месторождений молибденита Западного Забайкалья. Выделено три этапа становления молибденоносных гранитов: раннепермский, раннеюрский, раннемеловой.

Ключевые слова: граниты; U-Pb возраст; молибденит; Западное Забайкалье.

The stages of Mo-granite formation of the Western Transbaikalia: U-Pb (LA-ICP-MS) isotopic data

*V. B. Khubanov, A. A. Tsygankov, A. M. Khubanova, T. T. Vrublevskaya, V. V. Burdukovsky, M. D. Buyantuev,
G. N. Burmakina*

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: khubanov@mail.ru

U-Pb isotope-geochronological data are given for Mo-granites of the Western Transbaikalia. Three stages of Mo-granite formation are distinguished: Early Permian, Early Jurassic, Early Cretaceous.

Keywords: granites; U-Pb age; molybdenite ore; Western Transbaikalia.

В Западном Забайкалье широко распространены граниты, преимущественно гипабиссальные, с которыми пространственно связана экономически значимая молибденитовая минерализация. Однако до последнего времени возрастное положение этих гранитов, как и собственно оруденения, оставалось неопределенным. В таблице приведены результаты U-Pb датирования LA-ICP-MS методом цирконов из гранитов, вмещающих и ассоциирующих с рудопроявлениями и месторождениями молибденита.

Таблица

Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов из гранитов вмещающих и ассоциирующих с Мо-оруденением (Западное Забайкалье)

Месторождение или рудопроявление	Пространственная связь гранитов с Мо-оруденением	U-Pb возраст цирконов, млнл	
Джидинский рудный район	Первомайское	вмещают	123.4±1.4
	Мало-Ойногорское	вмещают	313.3±4.6
			307.8±4.3
Булуктайское	ассоциируют	128.6±1.9 126.8±1.8	
Селенгинский рудный район	Колобковское	ассоциируют	280.5±2.8
	Жарчихинское	вмещают	281.0±3.7
	Харитоновское	вмещают	279.5±3.7
	Брянское	ассоциируют	179.5±1.8
	Новопавловское	вмещают	288.9±4.7
Бургасская многофазная интрузия	Жириимский шток	вмещают	167.0±2.1 163.3±1.7
			293.4±2.7

U-Pb изотопно-геохронологические данные свидетельствуют, что молибденоносный гранитный магматизм имел место в три этапа: раннепермский, раннеюрский, раннемеловой. Учитывая пространственную приуроченность данных гранитов к щелочным гранитоидам, становление которых также

произошло в несколько этапов (285–280 млн лет, 230–190 млн лет, 150–120 млн лет) [1], есть основания предполагать, что неоднократная генерация кислых рудоносных магм имела место в условиях развития внутриконтинентальной полихронной рифтогенной структуры [2].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00275а и комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН «Карбон-пермо-триасовые гранитоидные батолиты и базит-ультрабазитовые комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона: возрастные рубежи, численные модели формирования, металлогения» №II.1.39.

Литература

1. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U–Pb geochronology and whole-rock geochemistry / M. K. Reichow [et al.] // *Chemical Geology*. 2010. V. 273 (1–2). P. 120–135.

2. Воронцов А. А., Ярмолюк В. В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // *Литосфера*. 2004. № 3. С. 17–32.

Хубанов Валентин Борисович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Корреляция вариаций C-N изотопного состава в костных остатках из археологического местонахождения Усть-Кеуль I с колебаниями климата в течение голоцена в Северном Приангарье

© A. M. Хубанова¹, V. M. Новосельцева², A. M. Клементьев³, Н. Б. Соколова², В. Б. Хубанов¹, В. Ф. Посохов¹

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия. E-mail: hubanova81@mail.ru

² Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Проведена корреляция вариаций изотопного состава углерода и азота в коллагене из костных остатков лосей (*Alces americanus*) и лошади (*Equus ferus*) из голоценового археологического комплекса Усть-Кеуль I с данными изменения климата по пыльцевым записям торфяных и озерных отложений Северного Приангарья.

Ключевые слова: C-N изотопный состав; *Alces americanus*; *Equus ferus*; Усть-Кеуль I; Северное Приангарье; голоцен.

Correlation of variations of C-N of isotopic composition in bone remains from the archeological location of Ust-Keul I with fluctuations in climate in the Holocene of the Northern Angara Region

A. M. Khubanova¹, V. M. Novoseltseva², A. M. Klementiev³, N. B. Sokolova², V. B. Khubanov¹, V. F. Posokhov¹

¹ Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: hubanova81@mail.ru

² Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

³ Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Was carried out the correlation of variations in the isotopic composition of carbon and nitrogen in collagen from the bone remains of elks (*Alces americanus*) and horse (*Equus ferus*) from the Holocene archaeological complex of Ust-Keul I with the data of climate change on pollen records of peat and lake sediments of the Northern Angara region.

Keywords: C-N isotope composition; *Alces americanus*; *Equus ferus*; Ust-Keul-I; Northern Angara; Holocene.

В настоящей работе проведена реконструкция условий обитания *Alces americanus* и *Equus ferus* в голоцене в Северном Приангарье с помощью определения C-N изотопного состава костных остатков этих животных, извлеченных из разреза археологического комплекса Усть-Кеуль I, а также корреляция вариаций результатов изотопного анализа с колебаниями климата в течение голоцена в Северном Приангарье, согласно пыльцевым записям торфяных и озерных отложений.

Геоархеологический комплекс Усть-Кеуль I находится в нижнем течении р. Кеуль, в бассейне р. Ангара, вблизи села Кеуль Усть-Илимского района Иркутской области. На местонахождении предшественниками выделено 11 слоев, содержащих археологические артефакты и палеонтологический материал (табл. 1).

Изотопные исследования проведены на приборной базе Центра коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (Улан-Удэ)».

Результаты исследований приведены в таблице 1. Изотопный состав углерода и азота коллагена зуба лошади ($\delta^{13}\text{C} = -21.57\text{‰}$, $\delta^{15}\text{N} = 5.62\text{‰}$) указывает на степные условия ее обитания на рубеже голоцена и плейстоцена, и ее диета состояла из ксерофитных травянистых растений с C3 типом фотосинтеза.

Полученные отношения изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -20.13‰ до -19.6‰) и азота ($\delta^{15}\text{N}$ 5.4–8.11‰) из 2–9 культурных слоев указывают на то, что лоси (*Alces americanus*) обитали в тундровых и/или таежных ландшафтах, где в их рацион входили мхи, лишайники, грибы и травянистые водные и полуводные растения.

Согласно пыльцевым записям торфяных и озерных отложений в течение голоцена на территории Северного Приангарья господствовали лесные сообщества. При этом среди споровопыльцевых спектров достаточно отчетливо выделяются глобальные и региональные климатические минимумы (похолодания) [1], что фиксируется увеличением роли тундрово-болотной растительности. По возрасту формирования культурные горизонты 2, 6, 8 перекрываются с наиболее продолжительными периодами глобального похолодания. Причем относительное утяжеление изотопного состава углерода и азота коллагена отмечается для лосей именно из этих уровней, что предполагает изменение диеты *Alces americanus* в сторону увеличения доли мхов, лишайников, водных и полуводных растений и грибов в их рационе в периоды похолодания.

Таблица 1.

Изотопный состав углерода и азота млекопитающих из геоархеологического комплекса Усть-Кеуль I [2]

Культурный слой	Возраст	Фауна	Изотопный состав углерода, ‰	Изотопный состав азота, ‰
1	XX-XVII вв. н.э			
2		<i>Alces americanus</i>	-19,49	6,70
3	Ранний железный век	<i>Alces americanus</i>	-21,13	5,49
4		<i>Alces americanus</i>	-20,60	8,11
5	Бронзовый век	<i>Alces americanus</i>	-20,13	6,55
6		<i>Alces americanus</i>	-18,93	6,82
7	Неолит	<i>Alces americanus</i>	-20,98	6,28
8		<i>Alces americanus</i>	-19,35	6,84
9	Мезолит (граница плейстоцена и голоцена)	<i>Alces americanus</i>	-20,63	6,7
10		<i>Equus ferus</i>	-21,57	5,62
11				

Литература

1. Безрукова Е. В., Белов А. В., Летунова П. П., Кулагина Н. В. Отклик природы Ангаро-Ленского плато на глобальные изменения климата в голоцене // Геология и геофизика, 2014. Т. 55 (4). С. 594–604.
2. Особенности состава изотопов углерода и азота в коллагене зубов *Equus ferus* и *Alces americanus* из археологического местонахождения Усть-Кеуль I (Северное Приангарье) / А. А. Хубанова [и др.] // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Геоархеология. Этнология. Антропология, 2017. Т. 21. С. 33–59.

Хубанова Анна Михайловна, младший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Геоэкологические проблемы разработки медно-никелевых месторождений и пути их решения

© *Л. И. Худякова*¹, *Е. В. Кислов*²

¹ Байкальский институт природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: lkhud@binm.bsnet.ru

² Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: evg-kislov@yandex.ru

Освоение медно-никелевых месторождений сопровождается определенными геоэкологическими рисками. Негативным воздействием, в первую очередь, подвергается литосфера. Образуется огромное количество отвальных пород, занимающих большие территории. Их необходимо вовлекать в производство с получением высококачественной продукции, в частности, строительных материалов. Данные решения показаны на примере дунитов Северного Прибайкалья.

Ключевые слова: геоэкологические риски; отвальные породы; литосфера; дуниты; строительные материалы.

The geocological problems of nickel-copper deposits mining and ways to solve them

*L. I. Khudyakova*¹, *E. V. Kislov*²

¹ Baikal Institute of Nature Management, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: lkhud@binm.bsnet.ru

² Geological institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: evg-kislov@yandex.ru

The nickel-copper deposits is accompanied by certain geocological risks. The lithosphere undergoes by negative influences, at first of all. A huge number of dump rocks are formed and occupied the large areas. They need to be involved in production with the receiving of high-quality products, in particular, building materials. These solutions are shown on the example of dunites of the Northern Baikal region.

Keywords: geocological risks; dump rock; lithosphere; dunites; building materials.

Развивающаяся экономика ведущих стран обусловила повышение покупательской способности населения в отраслях автомобилестроения, энергетики, строительства, приведет к сокращению складских запасов меди, никеля, алюминия, металлов платиновой группы [1]. Растущий в мире спрос на цветные металлы в контексте хорошего состояния макроэкономической среды требует увеличения добычи полезных ископаемых.

В то же время, все горные работы оказывают огромное влияние на природную среду [2, 3]. В наибольшей степени страдает литосфера. Изменяется рельеф местности: горы заменяются карьерами, а в местах складирования отвальных пород вырастают насыпи высотой до 100 и более метров. Нередко из оборота изымаются плодородные земли. Происходит истощение грунтовых вод и изменение гидрологического режима поверхностных вод. Это, в свою очередь, сказывается на состоянии флоры и фауны прилегающих территорий. В связи с чем, подготовка к освоению любого месторождения требует выявления сопутствующих геоэкологических рисков и определения путей их решения.

Рассмотрим данные проблемы на примере медно-никелевых месторождений. Они рассредоточены по всей территории нашей планеты. Они разведаны в США, Канаде, ЮАР, Бразилии, Китае, Австралии, Египте [4–6]. В России они находятся в Норильско-Талнахском районе, на Кольском полуострове, Камчатке, в районах Саяно-Тувинской провинции, Станового хребта, Восточного Саяна, Северного Прибайкалья [4, 7, 8].

На территории Северного Прибайкалья находится ряд плутонов, в числе которых Чайский и Йоко-Довыренский с медно-никелевым типом оруденения. Они сложены разнообразными породами, среди которых выделяются перидотиты, габброиды, дуниты [9]. При освоении месторождений эти породы в огромном количестве будут перемещаться в отвалы, обуславливая экологические риски для окружающей среды (рис. 1).

Один из способов решения данной проблемы — утилизация вскрышных и вмещающих пород на стадии их образования. Рассмотрим данное направление на примере дунитов, являющихся типичным представителем отвальных пород медно-никелевых месторождений. Изучение физико-механических свойств дунитов показало, что эти высококачественные породы по всем показателям соответствуют требованиям ГОСТ 8267-93 и могут применяться для всех видов строительных работ. Используя данные породы в качестве минеральной добавки при производстве цемента [10], можно получить его новые виды высокого качества и низкой себестоимости (табл. 1).



Рис. 1. Геоэкологические риски при освоении медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья

Таблица 1

Основные физико-механические показатели образцов цементов

Показатели	Требования ГОСТ 10178-85	Цемент с добавкой дунита
Начало схватывания	не ранее 45 минут	4 часа 10 минут
Конец схватывания	не позднее 10 часов	6 часов 20 минут
Распływ конуса	-	113
Предел прочности при сжатии, МПа	не менее 39,2	43,0
Предел прочности при изгибе, МПа	не менее 5,4	7,9
Предел прочности при сжатии после пропаривания, МПа	более 27	31,8

Щебень из дунитов и песок от их дробления являются высококачественными заполнителями для приготовления бетонной смеси (табл. 2) [11]. Полученный материал пригоден для изготовления специальных конструкций.

Таблица 2

Основные физико-механические показатели тяжелых бетонов

Показатели	Бетон	
	на гранитном щебне	на дунитовом щебне
Предел прочности при сжатии после тепловлажностной обработки, МПа	23,8	25,4
Предел прочности при сжатии после 28 суток твердения, МПа	27,3	28,8
Водоцементное отношение	0,6	0,6
Морозостойкость, цикл	50	50
Водостойкость, $K_{разм}$	0,80-0,82	0,85-0,87
Средняя плотность, кг/м ³	2310	2730

Тонкомолотые фракции дунита можно использовать в качестве добавки при производстве строительной керамики [12]. Керамический кирпич на его основе (табл. 3) применяется для кладки и облицовки стен зданий и сооружений.

Основные физико-механические показатели образцов керамики

Показатели	ГОСТ 530-2012	Керамика с добавкой дунита
Водопоглощение, %	не менее 6	8,7
Предел прочности при сжатии, МПа	не менее 2,5	31,4
Предел прочности при изгибе, МПа	-	4,3
Морозостойкость, цикл	не менее 25	150
Средняя плотность, кг/м ³	не более 2400	2120

Таким образом, освоение медно-никелевых месторождений влечет за собой определенные геоэкологические риски для окружающей природной среды, связанные, в первую очередь, с огромным количеством вскрышных и вмещающих пород. Вовлечение их в производство позволит не только не допустить формирование отвалов, но и снизить негативное воздействие на окружающую среду, а также получить новые виды высококачественной товарной продукции.

Работа поддержана грантом Российского Научного Фонда № 16-17-10129.

Литература

1. Итоги года: радужные перемены в цветной металлургии. Эл. ресурс: https://ria.ru/ny2018_resume/20171226/1511753613.html
2. Geoeological problems of zones of ore mining technogenesis in the north Caucasus / M. R. Uraskulov [et al.] // *Arid Ecosystems*. 2018. V. 8. № 1. P. 47–52.
3. Борисков Ф. Ф., Кантемиров В. Д. Экологические риски при освоении месторождений твердых полезных ископаемых в северных регионах Урала // *Экология и промышленность России*. 2016. № 20 (6). С. 54–57.
4. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.
5. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes / J. W. Mao [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2008. V. 32. № 2–4. P. 184–203.
6. The Ni-Cu-PGE mineralized Brejo Seco mafic-ultramafic layered intrusion, Riacho do Pontal Orogen: Onset of Tonian (ca. 900 Ma) continental rifting in Northeast Brazil / S. S. Salgado [et al.] // *Journal of South American Earth Sciences*. 2016. V. 70. P. 324–339.
7. Юричев А. Н., Чернышов А. И. Родоначальный расплав и геодинамика расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов Канской глыбы Восточного Саяна // *Известия Томского политехнического университета*. 2014. Т. 324. № 1. С. 128–137.
8. Степанов В. А., Мельников А. В., Страха В. Е. Становая никеленосная провинция Дальнего Востока // *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. 2008. № 2. С. 13–21.
9. Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука, 1972. 228 с.
10. Худякова Л. И., Войлошников О. В., Котова И. Ю. Влияние механической активации на процесс образования и свойства композиционных вяжущих материалов // *Строительные материалы*. 2015. № 3. С. 37–41.
11. Худякова Л. И., Кислов Е. В., Войлошников О. В. Дуниты северного Прибайкалья и пути их использования // *Горный журнал*. 2013. № 10. С. 4–6.
12. Худякова Л. И., Войлошников О. В., Тимофеева С. С. Магнийсиликатные отходы горнодобывающей промышленности и технологии их утилизации. Новосибирск: Гео, 2014. 177 с.

Худякова Людмила Ивановна, кандидат технических наук, старший научный сотрудник Байкальского института природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ.

Периодичность эндогенных событий Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП по данным U-Pb датирования цирконов из современных речных осадков

© *А. А. Цыганков, В. Б. Хубанов, М. Д. Буянтуев*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: tsygan@ginst.ru

На основе U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из современных речных осадков выделены пять этапов формирования и переработки континентальной коры Монголо-Забайкальского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Ключевые слова: современные речные осадки; обломочные цирконы; U-Pb датирование; корообразующие процессы; Забайкалье; Монголия.

Periodicity of the endogenous events in the Mongolian-Transbaikalian sector of the CAOБ based on U-Pb dating of zircons from current river sediments

A. A. Tsygankov, V. B. Khubanov, M. D. Buyantuev

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: tsygan@ginst.ru

Based on U-Pb LA-ICP-MS isotope dating of clastic zircons from current river sediments, five stages of the continental crust formation and reworking in the Mongolian-Transbaikalian sector of the Central Asian Orogenic Belt have been identified.

Keywords: current river sediments; clastic zircons; U-Pb dating; crust formation processes; Transbaikalia; Mongolia.

В статье рассматриваются результаты U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из современных речных осадков, характеризующих Монголо-Забайкальский сектор Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Нами отобраны пробы песчаных и песчано-гравийных русловых отложений низовий р. Селенги, примерно в 45 км от ее устья (оз. Байкал) и проба песка из нижнего течения р. Витим (один из крупнейших притоков р. Лены) в районе г. Бодайбо, а также опробованы русловые песчаные отложения рек Ангаракан и Муя, стекающих с западного и восточного склонов Северо-Муйского хребта. Всего датировано около 530 зерен.

На общем графике распределения плотности, построенном по всем данным, достаточно четко выделяются пять временных интервалов: 1) неогархей-палеопротерозойский — 2.7–1.7 Ga со слабо-выраженным максимумом 1.83 Ga; 2) неопротерозойский — 900–600 Ma с двумя максимумами — 780 и 621 Ma; 3) поздний кембрий-девонский — 500–360 Ma с максимумом 426 Ma; 4) ранний карбон-раннепермский — 350–240 Ma с максимумами 315 и 285 Ma; 5) триас-раннемеловой — 242–130 Ma с максимумом 189 Ma.

Очевидно, что источником наиболее древних неогархей-палеопротерозойских цирконов с возрастом 2.7–1.7 Ga, являются структуры западной части Алданского щита (Олекминский террейн Алданской провинции и Могочинский блок Становой провинции), а также гнейсы, кристаллические сланцы и отложения рифейского чехла (промежуточный коллектор) Дзабханского и Тувино-Монгольского микроконтинентов. Согласно данным И. К. Козакова с соавторами [5] возраст гнейсов и кристаллических сланцев байдарагинского и бумбугерского комплексов Дзабханского террейна составляет 2.6–2.5 Ga, идерского комплекса Тарбагатайского террейна ~2.2 Ga. Древнекоровый компонент фиксируется и в модельном возрасте (TNd(DM-2st) = 1.5–2.7 Ga позднепалеозойских гранитов Хангайского батолита [8].

Следующий — неопротерозойский этап (900–600 Ma) документирован более надежно. Он в разной степени зафиксирован во всех изученных пробах, а также в единичных унаследованных цирконах из позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Следует отметить значительный временной отрыв от предшествующего этапа, который часто называют «скучным миллиардом» по причине отсутствия каких либо датировок в пределах Сибирского кратона и, как показывают наши данные, в его южном (в современных координатах) складчатом обрамлении. Второй важный момент, это значительная продолжительность неопротерозойского интервала, составляющая порядка 300 Ma. Это, на наш взгляд, свидетельствует о том, что данный период включает разные события, разделенные, скорее всего, не только во времени, но и в пространстве. Еще одна особенность рассматриваемого этапа заключается в том, что в пробе «Витим» максимум «сдвинут» в более молодую

область и составляет 619 Ма, т.е. на 150 Ма моложе, чем в других пробах. Таким образом, неопротерозойский (байкальский) этап северной и северо-восточной части Байкальской складчатой области включает как минимум два события: 1) островодужный магматизм (Байкало-Муйская островная дуга), максимум которого приходится на рубеж примерно 780 Ма; 2) магматические метаморфические процессы, связанные с аккрецией этой Од к Мамско-Бодайбинской окраине Сибири.

Раннепалеозойский этап эндогенной активности, с позднего кембрия (500 Ма) по начало позднего девона включительно (375 Ма) с максимумом 426 Ма, отражает магматические и метаморфические процессы каледонского цикла тектогенеза в результате которого в основном сформировалось южное (в современных координатах) складчатое обрамление Сибирского кратона.

Считается [3], что ранний палеозой — это время существования Удино-Витимской (534–470 Ма) и Джидинской (519–504 Ма) островных дуг, аккрецированных к окраине континента примерно к рубежу 470 Ма, что подтверждается радиологическим возрастом (490–477 Ма) коллизионных гранитоидов в Юго-Западном Забайкалье [3]. Кроме того, этому временному интервалу соответствуют датировки магматических и метаморфических комплексов Ольхонского региона, где аккреционно-коллизионные процессы завершились примерно 460–450 Ма назад [2].

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап эндогенной активности является доминирующим в рассматриваемом регионе. Его общая продолжительность около 80 Ма — от 350 до 260 Ма. В этот временной интервал попадает около 40 % всех изученных цирконов. От событий каледонского этапа рассматриваемы период отделен резким затуханием эндогенной активности в период 375–350 Ма.

Происхождение большей части позднепалеозойских цирконов не вызывает особых вопросов. Карбон–пермь — это время формирования Ангаро-Витимского (325–280 Ма, [7]) и Хангайского (302–242 Ма, основной этап 270–240 Ма, [8]) гранитоидных батолитов, суммарная площадь которых составляет порядка 300 000 км², а также щелочных гранитоидов Северо-Монгольско-Забайкальского вулканоплутонического пояса (275–210 Ма), щелочных гранитоидов и вулканитов Северо-Монгольской рифтовой зоны (265–250 Ма). Вместе с тем, данные по обломочным цирконам вносят определенную ясность в общую продолжительность процессов гранитообразования в Забайкалье и Северной Монголии. В этом контексте более достоверными, отражающими именно период формирования АВБ, являются данные по Северо-Муйскому и Нижнемууйскому участкам (пробы «Ангаракан» и «Муя»), поскольку водосборная площадь этих участков сложена в основном гранитоидами АВБ, что подтверждается и данными по коренным источникам. В этих пробах четко фиксируется указанный выше позднепалеозойский этап с максимумами плотности распределения вероятности 316–314 и 284–277 Ма. Аналогичные максимумы (315 и 285 Ма) фиксируются и на общем графике. При этом продолжительность процессов гранитообразования была не меньше 40 Ма, что также согласуется с данными по коренным источникам [7].

Мезозойский этап охватывает период примерно в 110 Ма с раннего триаса по ранний мел включительно (240–130 Ма). В наиболее «чистом» виде этот этап отражен в пробе «Селенга» и представлен небольшим количеством цирконов в пробе «Витим», где они принадлежат, скорее всего, мезозойским гранитами западной части Алданского щита.

В центральных и южных районах Западного Забайкалья, Северной и от части Центральной Монголии этому периоду соответствуют щелочно-гранитоидные и вулканогенные, включая трахиты и щелочные риолиты, образования Северо-Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, завершившего свое формирование около 210 Ма назад, а также гранитоиды Хэнтэй-Даурского батолита (230–210 Ма) и литий-фтористые граниты Центральной Монголии (170–140 Ма). В Западном Забайкалье в это время сформировались комплексы метаморфических ядер (238–165 Ма) [4], трахибазальты, трахиты и трахириолиты Мало-Хамардабанской, Хамбинской и других вулканотектонических структур [1]. Кроме того, к завершению этого этапа приурочено формирование руденосных (W-Mo) гранитоидов гуджирского комплекса (например, Первомайский массив лейкогранитов Джидинского рудного поля, 127 Ма) и массивы апатитеносных габброидов (Ошурковский массив, 131–122 Ма, [6]).

Таким образом, U-Pb изотопно-геохронологические данные по цирконам из современных речных осадков Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП отражают основные этапы эндогенной активности региона, или, говоря иначе, основные этапы образования и переработки континентальной коры. Неоархей-палеопротерозойский этап соответствует глобальным корообразующим процессам формирования фундамена докембрийских кратонов; 2) неопротерозойский (байкальский) и 3) раннепалеозойский (каледонский) отражают последовательные этапы ювенильного корообразования путем островодужного магматизма и аккреционно-колизонных процессов, сформировавших складчатые

структуры южного обрамления Сибири; 4) позднепалеозойский и 5) ранне-среднемезозойский этапы фиксируют процессы внутриплитного магматизма и рифтогенеза.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 17-05-00275.

Литература

1. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники / А. А. Воронцов [и др.] // Петрология. 2002. Т. 10. № 5. С. 510–531.
2. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) / Д. П. Гладкочуб [и др.] // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.
3. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье / И. В. Гордиенко [и др.] // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 45–65.
4. Мезозойские гранитоиды в структуре Безымянного комплекса метаморфического ядра (Западное Забайкалье) / Т. В. Донская [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2015–2033.
5. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии / И. К. Козаков [и др.] // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.
6. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования / Г. С. Рипп [и др.]. Новосибирск: Гео, 2013. 163 с.
7. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье / А. А. Цыганков [и др.] // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.
8. Ярмолук В. В., Козловский А. М., Кузьмин М. И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 457–475.

Цыганков Андрей Александрович, доктор геолого-минералогических наук, директор Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Совместное обращение Р- и S-приёмных функций: результаты для Центральной части Байкальской рифтовой зоны

© *Л. Р. Цыдыпова*¹, *С. И. Орешин*², *Л. П. Винник*², *В. В. Мордвинова*³, *М. М. Кобелев*⁴, *М. А. Хритова*⁴

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия. E-mail: tsydyпова@ginst.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Байкальский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Иркутск, Россия

Методом функции приемника рассчитаны Р- и S-приемные функции по данным обменных волн телесейсмических землетрясений по 10 широкополосным сейсмостанциям в Центральной части Байкальской рифтовой зоны. По вычисленным приемным функциям по каждой станции проведено обращение в скоростные разрезы продольных и поперечных волн до глубин ~300 км. Полученные результаты позволяют проследить основные особенности глубинного строения рассматриваемого региона, а также могут быть использованы в качестве исходных данных для последующих детальных исследований Байкальского рифта.

Ключевые слова: кора; мантия; отношение Vp/Vs; граница литосфера-астеносфера.

Joint inversion of P- and S-receiving functions: results for the Central part of the Baikal rift zone

*L. R. Tsydyпова*¹, *S. I. Oreshin*², *L. P. Vinnik*², *V. V. Mordvinova*³, *M. M. Kobelev*⁴, *M. A. Hritova*⁴

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: tsydyпова@ginst.ru

² The Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow, Russia

³ Institute of the Earth's crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴ Baikal branch of Federal Research Center Geophysical Survey, RAS, Irkutsk, Russia

P- and S-receiver functions are calculated by the method of the receiver functions according to the data of exchange waves of teleseismic earthquakes on 10 broadband seismic stations in the Central part of the Baikal rift zone. The calculated receiving functions for each station were used to convert the cross-sections of longitudinal and transverse waves to depths of ~300 km. The obtained results allow us to trace the main features of the deep structure of the considered region, and can also be used as input data for subsequent detailed studies of the Baikal rift.

Keywords: crust; mantle; Vp/Vs ratio; LAB.

Байкальский рифт — один из самых крупных континентальных рифтов — располагается между Сибирским кратоном и Саяно-Байкальским подвижным поясом. Ряд исследователей связывают происхождение Байкальского рифта с мантийным плюмом, интерпретируя вулканизм кайнозойского возраста как эффект горячей точки [1, 2], другие же объясняют рифтообразование столкновением Индии с Евразией или субдукцией океанической литосферы у Тихого океана [3]. На территории Байкальской рифтовой зоны выполнен ряд сейсмических исследований. Томографические исследования на продольных волнах и на поверхностных волнах Рэлея показали, что скорость в верхней мантии БРЗ ниже, чем в области Сибирского кратона, а вулканическая зона на юго-западе БРЗ подстилается аномальной верхней мантией с низкими скоростями по продольным волнам. Определения скоростной структуры методом приемных функций и ГСЗ дали информацию о мощности земной коры. Положения границы литосфера-астеносфера и латеральные неоднородности известны главным образом по гравитационным данным. Вместе с тем все еще сохраняются вопросы в отношении состояния и состава нижней коры и верхней мантии. Для понимания причин образования Байкальского рифта требуется продолжение исследований процессов и свойств вещества на глубинах десятков и сотен километров.

К настоящему времени в районе исследования сформирована сеть цифровых сейсмологических станций, позволяющая решать поставленные выше вопросы. Хотя количество и качество записей меняется в широком диапазоне от станции к станции, нами были выбраны 10 широкополосных станций, работающих не менее двух лет, записи которых явились исходными данными в настоящем исследовании. Ранее уже были получены коровые мощности в БРЗ по методу Р — приемных функций [4]. Мы же по каждой станции получаем не только мощности основных глубинных границ, но и проводим оценку отношений скоростей Р- и S-волн.

Сама методика функции приемника заключается в выделении на записях далеких землетрясений обменных волн, образованных на сейсмических границах в области наблюдаемой станции. В связи с тем, что интересующие нас волны обычно очень слабы, мы применяем специальную техноло-

гию. Для выделения обменных Ps волн записи телесеismicических землетрясений в исходных географических координатах ZNE переводятся в систему координат LQT, где компонента L направлена вдоль главного направления смещений в P-волне, компонента Q перпендикулярна к L в плоскости распространения волны, а ось T — перпендикулярна плоскости LQ. Аналогичную процедуру проходят записи для выделения обменных волн Sp, для которых строятся приемные функции поперечных волн [5, 6].

Источники продольных волн телесеismicических землетрясений располагаются в широком диапазоне азимутов, тогда как источники S-волн в данном конкретном случае располагаются главным образом в юго-восточном направлении. Так как скоростные модели предполагают совместное обращение приемных функций P- и S-волн, суммирование приемных функций продольных волн осуществляется только для землетрясений, расположенных к юго-востоку от станций ($BAZ=120-210^\circ$).

Получаемые оценки мощности рассчитываются одновременно с глубинными моделями и согласуются с ними. Погрешность измерения мощности коры не более 2 км. Утоненная кора мощностью 30 км получена под станциями IRK и KEL, 35 км на станциях MXM, TRG и TLY. В 100 км от озера Байкал получены средние значения мощности, 40 км (ZAK, UUD, YLY). В районе Восточного Саяна на станциях ORL и MOY мощности достигают 45 и 50 км соответственно [7]. Как видно, самая тонкая кора приурочена к впадине озера Байкал и может быть связана с процессом рифтогенеза [8].

Скорость поперечных волн непосредственно под границей Мохо на большинстве станций достигает 4.5 км/с. Он подстилается низкоскоростным слоем со скоростями до 4.0–4.2 км/с. Пониженные скорости могут быть связаны с частичным плавлением, что характерно для районов с повышенным тепловым потоком, к которым относится и Байкальский рифт, а переход от высокой скорости к низкой можно считать границей литосфера–астеносфера (LAB) [7].

Полученные seismicические разрезы глубиной до 300 км освещают сегмент радиусом к юго-востоку до 150 км, поскольку лучи в районе станции подходят не строго вертикально, а имеют некий seismicический снос. В связи с этим граница литосфера–астеносфера (LAB) смещена на несколько десятков километров. Поэтому, учитывая это смещение, граница LAB под впадиной Байкала берется на основании данных по станциям TLY, TRG и IRK и не превышает 50 км. Во всех остальных случаях, за исключением станции ORL, имеющую сходную структуру, граница литосфера-астеносфера находится существенно глубже, достигая 80–100 км.

Seismicические границы, выделяемые в мантии на глубинах 410 и 660 км, связаны с фазовыми переходами. Разность глубин и времен вступлений обменных волн на этих границах чувствительны к температурным аномалиям. Аномалия в 100 К создает аномалию дифференциального времени величиной около 2 с. Поэтому при нагреве переходной зоны термальным плюмом 410-км граница смещается вниз, а 660-км — вверх. Примеры этому можно наблюдать в горячих точках, где сокращение дифференциального времени обычно происходит за счет погружения 410-км границы. На ряде наших станций надежное измерение дифференциального времени затруднено. Сравнительно надежные измерения могут быть сделаны на станциях IRK, MOY и ORL. Обменная волна на границе 410 км образуется на расстоянии 100 км к юго-востоку от seismicической станции. Для трех перечисленных станций точки обмена находятся в области предполагаемого плюма. Дифференциальное время для IRK — 23.0 с, для MOY — 25.1 с и для ORL — 23.5 с со средним значением 23.9 с, что соответствует стандартному времени по IASP91. На основании этих данных можно говорить об отсутствии признаков термального плюма в переходной зоне мантии БРЗ, но этот результат не следует считать окончательным из-за недостаточного количества данных.

Литература

1. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia / S. Gao [et al.] // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 15319–15330.
2. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure / Y. Zorin [et al.] // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 153–173.
3. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
4. Gao, S., Liu K., Chen C. Significant crustal thinning beneath the Baikal rift zone: new constraints from receiver function analysis // Geoph. Res. Lett. 2004. V. 31. L20610.
5. Vinnik L. P. Detection of waves converted from P to SV in the mantle // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. Vol. 15. P. 39–45.
6. Farra V., Vinnik L. Upper mantle stratification by P and S receiver functions // Geophys. J. Int. 2000. V. 141. P. 699–712.

7. Кора и мантия Байкальской рифтовой зоны по данным приемных функций продольных и поперечных волн / Л. П. Винник [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8(4). С. 695–709. DOI:10.5800/GT-2017-8-4-0313.

8. Artemyev M. E., Artyushkov Ye. V. Origin of rift basins // International geology review. 1969. V. 11. № 5. P. 582–593.

Цыдыпова Лариса Ринчиновна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Первые данные по Lc-Ne- и кальцит-доломит-содержащим базанитам и фонотефритам позднелейстоценового вулканического центра Бодь-уул (Северная Монголия)

© С. С. Цыпукова¹, А. Б. Перепелов¹, Д-Э. Энхбат^{2,3}, Ю. Д. Щербakov¹

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия. E-mail: svetats@igc.irk.ru

² Институт геологии и палеонтологии АНМ, Улан-Батор, Монголия. E-mail: enkhbat.geo@gmail.com

³ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

В строении вулканического центра Бодь-уул в Северной Монголии установлены лавы и субвулканические тела базанитов и фонотефритов. Их минералогические особенности заключаются в присутствии в составе минеральных парагенезисов Ol-Sp-Cpx-Kfs-TiMgt-Ilm-Ap-Lc-Ne. Остаточный расплав или стекловатая основная масса базанитов имеет фойдитовый состав. В оливинах из базанитов вулкана (Fo₈₄₋₈₀) наблюдаются включения Lc и Ne, а также зональные включения карбонатных фаз. Центральные зоны карбонатных включений представлены Mg- и P-содержащим кальцитом (MgO 2–6 мас.%, P₂O₅ 0,4–0,8 мас.%), которые сменяются Cu-содержащими доломитами (CuO 0,9–1,3 мас.%) или окружены материалом, отвечающим по составу минералам хлорит-сметитовой группы. В эруптивных отложениях вулкана наблюдаются появления карбонатных возгнов. Породы вулканического центра относятся к щелочной серии, близки между собой по составам и в сравнении с OIB значительно обогащены Rb, Ba, K, Nb, Ta, Sr, P и LREE с высокой степенью фракционирования REE (La/Yb=35–41). Предполагается, что происхождение щелочных базальтоидов вулкана Бодь-уул связано с участием в магмообразовании вещества карбонатизированной мантии. Геодинамическая природа вулканических процессов может быть определена здесь подъемом вещества из области переходной зоны мантии в результате высокобарического преобразования субдущированной океанической литосферы.

Ключевые слова: внутриплитный вулканизм; Монголия; геохимия базанитов и фонотефритов; минералогия; карбонатные фазы.

The first data on Lc-Ne and calcite-dolomite-containing basanites and phonotephrites of the late Pleistocene volcanic center Bod'-uul (Northern Mongolia)

S. S. Tsypukova¹, A. B. Perepelov¹, D-E. Enkhbat^{2,3}, Y. D. Shcherbakov¹

¹ Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: svetats@igc.irk.ru

² Institute of Geology and Paleontology of the ASM, Ulan-Bator, Mongolia. E-mail: enkhbat.geo@gmail.com

³ Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

In the structure of the volcanic center of Bod Uul in Northern Mongolia, there are lavas and subvolcanic bodies of basanites and phonotephrites. Their mineralogical feature is the presence of Ol-Sp-Cpx-Kfs-TiMgt-Ilm-Ap-Lc-Ne in the composition of mineral paragenesis. The residual liquor or glassy bulk of basanites has a foiditic composition. In olivines from volcanic basanites (Fo₈₄₋₈₀) there are inclusions of Lc and Ne, as well as zonal inclusions of carbonate phases. The central zones of carbonate inclusions are represented by Mg- and P-bearing calcite (MgO 2–6 mass%, P₂O₅ 0.4–0.8 mass%), which are replaced by Cu-bearing dolomites (CuO 0.9–1.3 mass%) or surrounded by a material on the composition corresponding to chlorite-smectite group minerals. The carbonate sublimates occur in the eruptive deposits of the volcano. The volcanic center rocks belong to the alkaline series, they are similar in composition and in comparison with OIB are significantly enriched by Rb, Ba, K, Nb, Ta, Sr, P and LREE with a high degree of REE fractionation (La/Yb = 35–41). It is suggested that the origin of alkaline basaltoids of Bod Uul volcano is associated with the involvement of carbonatized mantle substance in the magma formation. The geodynamic nature of volcanic processes can be determined here by the lifting of substance from the area of the mantle transition zone as a result of a high-pressure transformation of the subducted oceanic lithosphere.

Keywords: intraplate volcanism; Mongolia; geochemistry of basanites and phonotephrites; mineralogy; carbonate phases.

Получены первые минералого-геохимические данные по вулканическому центру Бодь-уул (местное название горной возвышенности), расположенному в 3 км к востоку от озера Гашуун-нуур и в 17 км к юго-западу от самона Цагаан-уул в Хубсугульском аймаке Северной Монголии (рис. 1). Вулканическая постройка Бодь-уул локализована в пределах небольшой депрессионной впадины среди позднелейстоцен-голоценовых озерных осадочных отложений и возвышается над ними ~ на 50 м. Постройка имеет вытянутую в субширотном направлении изометричную форму с размерами ~ 2.5x1.5 км. Центральная часть вулканического сооружения представлена, главным образом, субвулканическими телами. В юго-восточном и северо-восточном подножии вулкана наблюдаются небольшие, разрушенные эксплозивные кратерные воронки (до 100 м диаметром) и отложения окисленных

шлаков. Среди резургентного материала отмечено значительное развитие карбонатных возгонов. В северном и восточном подножии вулкана наблюдаются останцы лавовых потоков, мощность которых достигает 2–3 м, а протяженность до ~0.5–1 км. Согласно данным геолого-съемочных работ (лист М-47-XXI, 1:200000) возраст вулканического центра оценивается как позднеплейстоценовый.

Лавы и субвулканические тела центра представлены базанитами и фонотефритами. В базанитах, имеющих обильно-порфировую структуру и стекловатый облик, минералы-вкрапленники представлены исключительно оливином (Fo₈₃₋₇₀). Во вкрапленниках оливина из базанитов отмечаются крайне редкие включения Al₄₂-Mg₁₇-Cr₅ мас.% шпинели (2–4 мкм) и многочисленные включения карбонатов и зональных карбонатных фаз.

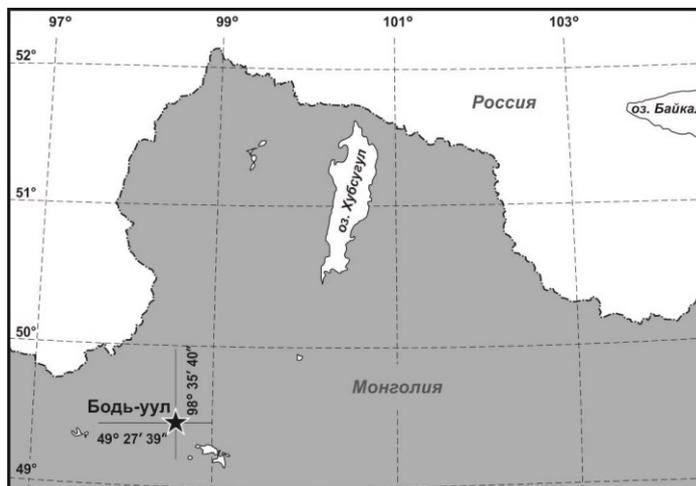


Рис. 1. Положение вулканического центра Бодь-уул на территории Северной Монголии.

Центральные зоны карбонатных включений представлены Mg- и P-содержащим кальцитом (MgO 2–6 мас.%, P₂O₅ 0.4–0.8 мас.%), которые сменяются Cu-содержащими доломитами (CuO 0.9–1.3 мас.%) или окружены материалом, отвечающим по составу минералам хлорит-сметкитовой группы, в том числе диабантиту (рис. 2). Основная масса базанитов имеет тонкокристаллическую структуру с однородным парагенезисом микролитов, представленных Crx (Wo₄₅₋₄₈ En₃₉₋₄₃ Fs₉₋₁₅), TiMgt (TiO₂ 13–19, MgO 2,3–3,3 мас.%), Ilm (TiO₂ 51–54, MgO 3,4–7,8 мас.%), Ap (SrO 1,6–2,0, Cl 0,6–0,8, F 3,2–3,9 мас.%), Lc (Ks₇₄₋₇₈ Qtz₂₂₋₂₃), Ne и стеклом с составом нефелиновых твердых растворов (Ne₈₁₋₈₆ Ks₉₋₁₂ Qtz₄₋₁₀). Остаточный расплав или стекловатая основная масса базанитов по данным растрового анализа имеет фойдитовый состав.

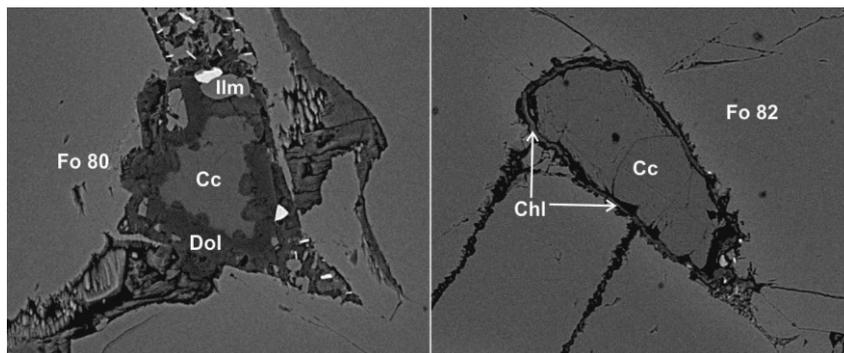


Рис. 2. Включения карбонатных фаз в оливинах из базанитов вулканического центра Бодь-уул.

Fo — состав вкрапленников оливинов, Cc, Dol — выделения кальцита и доломита в зональных включениях карбонатных фаз, Chl — кайма хлорит-сметкитового материала в карбонатной фазе, Ilm — ильменит.

Фонтефриты вулкана Бодь-уул отличаются от базанитов значительно более высокой степенью раскристаллизации, имеют порфировую структуру с вкрапленниками оливина (Fo₈₄₋₆₄), а также с субфенокристаллами Lc (Ks₇₆₋₇₈ Qtz₂₂₋₂₄), Ne (Ne₇₉₋₈₁ Ks₁₀₋₁₂ Qtz₈₋₁₁) и Kfs (Or₅₃₋₆₃ Ab₃₆₋₄₄ An₂₋₃). Во вкрапленниках Ol в этих породах распространены включения хромистой шпинели (Al₅₋₆-Mg₁₋₂-Cr₂₀₋₂₂ мас.%). В основной массе фонотефритов наблюдается сходный с базанитами парагенезис микролитов (Ol-Sp-Crx-Pl-Kfs-TiMgt-Ilm-Ap-Lc-Ne), но с более значительным развитием щелочных алюмосиликатов и

плагиоклаза. Минералогические отличия базанитов и фонотэфритов вулкана Бодь-уул не дают оснований связывать эти породы в единый дифференцированный ряд, а предполагают их парагенетическую связь на уровне исходных расплавов, производных одного очага, но с различными условиями магмообразования.

Породы вулканического центра относятся к щелочной серии (Ne_N 5–11 %), близки между собой по составам и в сравнении с ОИВ значительно обогащены Rb, Ba, K, Nb, Ta, Sr, P и LREE с высокой степенью фракционирования REE ($La/Yb=35–41$) (рис. 3). Предполагается, что происхождение щелочных базальтоидов вулкана Бодь-уул связано с участием в магмообразовании вещества карбонатизированной мантии. При этом, образование магм вулкана Бодь-уул также отвечает условиям 1–6% плавления Grt-содержащего мантийного субстрата, имеющего вещественные признаки источника магм с участием эклогитизированной океанической литосферы (Рис. 4). Геодинамическая природа вулканических процессов может быть определена здесь подъемом вещества из области переходной зоны мантии.

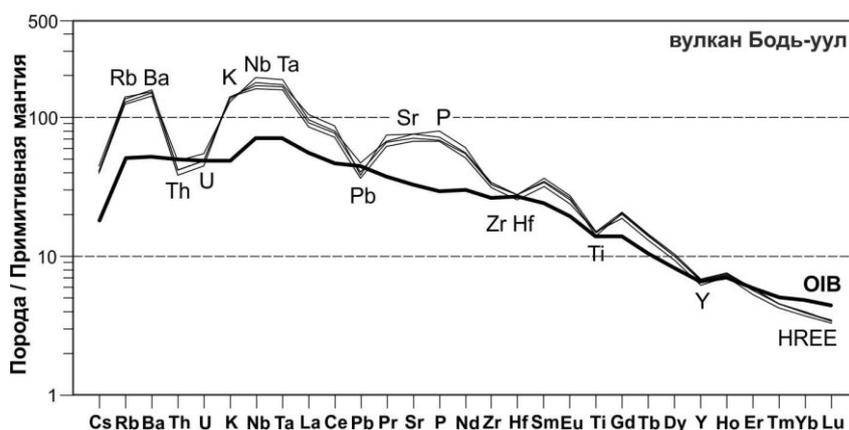


Рис. 3. Распределение магматофильных элементов в щелочных базальтоидах вулканического центра Бодь-уул. Содержания элементов нормированы на значения в примитивной мантии по [1]. ОИВ — средний состав базальтоидов океанических островов по [2].

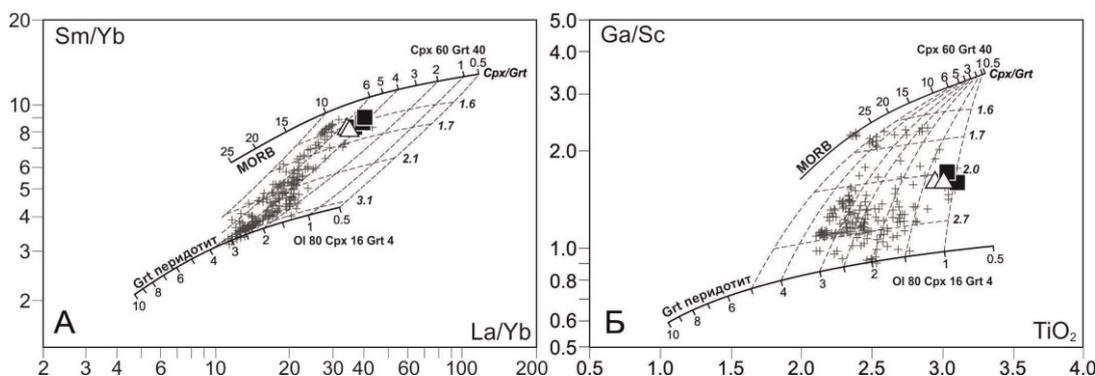


Рис. 4. Результаты микроэлементного моделирования условий формирования щелочных базальтовых магм вулкана Бодь-уул (Северная Монголия)

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. и при финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-55-91049-Мон_оми.

Литература

1. McDonough W. F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995. V. 120. P. 223–254.
2. Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society special publication. № 2. Blackwell Scientific Publications. 1989. P. 313–346.

Цыпукова Светлана Семеновна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск.

Редкоземельные элементы и благородные металлы в фосфоритах проявления Гремучий (Малый Хинган, ЕАО)

© *А. А. Черепанов, Н. В. Бердников, В. О. Крутикова*

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия
E-mail: alexcherepanov@mail.ru

Изучены фосфориты проявления Гремучий (Малый Хинган, ЕАО). Высокие содержания редкоземельных элементов и иттрия (до 813,58 г/т), урана (до 52,23 г/т) и золота (до 17,03 г/т) позволяет рассматривать их как комплексные руды. Фосфор концентрируется в фторапатите, РЗЭ не образуют собственных минеральных фаз, а золото, серебро и платина присутствуют в виде микровключений. Содержания фосфора, радиоактивных и редкоземельных элементов коррелируются с количеством органического углерода.

Ключевые слова: фосфориты; хинганский комплекс; редкоземельные и радиоактивные элементы; благородные металлы; органический углерод.

Rare-earth elements and precious metals in phosphorite of Gremuchiy appearance (Maly Khingan, JAR)

A. A. Cherepanov, N. V. Berdnikov, V. O. Krutikova

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, Khabarovsk, Russia
E-mail: alexcherepanov@mail.ru

Phosphorite of Gremuchiy appearance (Maly Khingan, JAR) are investigated. High concentration of REE+Y (upto 813,58 g/t), U (upto 52,23 g/t), and Au (upto 17,03 g/t) allows to regard them as composite ores. Phosphorus concentrates in fluorapatite, REE doesn't form their own minerals, and Au, Ag and Pt are present as micro-inclusions. Volume of phosphorus, radioactive and rare-earth elements correlate with content of organic carbon.

Keywords: phosphorite; khingan complex; rare-earth and radioactive elements; precious metals; organic carbon.

Многочисленные проявления фосфоритов в ЕАО (Малохинганский рудный район), ассоциирующие с проявлениями урана, железа и марганца, в настоящее время изучены недостаточно. Нами проведено определение концентраций и форм выделения редких, редкоземельных и благородных металлов и оценена геологическая обстановка отложения фосфоритовых руд типичного проявления Гремучий, локализованного в карбонатных породах верхнемурандавской подсвиты (венд-кембрий). В Хабаровском инновационно-аналитическом центре коллективного пользования ИТиГ ДВО РАН исследованы образцы фосфоритов и вмещающих пород, любезно предоставленные ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу.

Вмещающие известняки слабо пиритизированные, местами брекчированные, относительно NASC обеднены кремнием, титаном, алюминием, железом и щелочами, особенно натрием. Содержание фосфора в них ниже референтных значений, минералы фосфора не обнаружены. Концентрации большинства проанализированных редких и рассеянных элементов, особенно стронция и бария, превышают значения NASC, в то время как содержания цезия, тория и редкоземельных элементов понижены.

В фосфоритовых известняках и доломитах диагностирован фторапатит, обогащенный редкоземельными элементами. Породы брекчированы, для них характерны послонные микробрекчии (милониты), в которых зерна и обломки фторапатита погружены в тонкозернистый карбонатно-глинисто-фосфоритовый материал. Химизм этих пород в целом сходен с химизмом вмещающих карбонатов, отличие состоит в значительном обеднении натрием и существенным обогащении фосфором. Редкоземельных элементов больше, чем во вмещающих (сумма РЗЭ+Y до 160,62 г/т), в их распределении ярко выражена отрицательная аномалия церия ($Ce_n/Ce_n^* = 0,12-0,36$) и положительная гадолиния ($Gd_n/Gd_n^* = 1,24-1,26$). Содержание урана в известняках незначительное, а в пробе с доломитовой основой достигает 16 г/т.

В фосфоритах с содержанием P_2O_5 20,36–26,70% основными минералами являются кварц и фторапатит, обогащенный редкоземельными элементами. Электронно-микроскопическими исследованиями диагностированы флюорит, кварц, микровключения серебра, золота, платины и циркона. Как правило, эти породы брекчированы: обломки тонкозернистых алевролитоподобных фосфоритов с конформно-инкорпорационной структурой сцементированы карбонатным, глинисто-карбонатно-фосфатным и кварцевым материалом. Стиль распределения петрогенных элементов в фосфоритах

отличается несколько большей приближенностью к составу NASC и большим содержанием фосфора. Эти породы обогащены редкими элементами, особенно в отношении свинца (до 34,94 г/т), тория (до 5,98 г/т) и урана (до 52,23 г/т). Это же относится и к редкоземельным элементам, график распределения которых целиком располагается выше уровня NASC (сумма PЗЭ+Y от 671,38 до 813,58 г/т) и характеризуется выраженной отрицательной аномалией церия ($Ce_n/Ce_n^*=0,25-0,41$) и положительной гадолиния ($Gd_n/Gd_n^*=1,22-1,24$).

Во всех изученных фосфорносных породах присутствует рассеянное органическое вещество, содержание которого наиболее высоко в фосфоритах, что говорит в пользу совместного осаждения обогащенных фосфором соединений и органики. При этом органическое вещество служило восстановительным барьером для осаждения редких и редкоземельных элементов, что приводило к их концентрированию в фосфоритах [1, 8]. Это справедливо и для пород проявления Гремучий, где значения сумм редких и рассеянных, редкоземельных с иттрием, радиоактивных элементов органического углерода максимальны в фосфоритах. В то же время собственные минералы редких и редкоземельных элементов не обнаружены, что говорит об их изоморфном вхождении в другие минералы, преимущественно во фторапатит.

Радиоактивность изученных пород определяется содержанием урана и, частично, тория, средняя концентрация которых в фосфоритах проявления Гремучий достигает 52 и 5,98 г/т соответственно. Собственные минералы этих элементов не отмечены, но для фторапатитов характерна изоморфная примесь U до 0,3 вес.%. Наибольшей радиоактивностью обладают породы в зонах дробления и гидротермальной проработки (В.В. Данильянц, 1991 г).

Фосфориты изученного района впервые проанализированы на содержание благородных металлов. Установлены высокие концентрации золота в фосфоритах (до 14,15 г/т) и брекчированных фосфорносных известняках (до 17,03 г/т). Строгой зависимости содержания золота от P_2O_5 не установлено, но все пробы с повышенной концентрацией Au отобраны в пределах рудных тел. Как во вмещающих известняках, так и в фосфоритах золото представлено микровключениями размером порядка 10 мкм, редко до 60 мкм (в секущих прожилках), основными примесями к золоту являются серебро и медь. Отмечается приуроченность большинства микровключений золота к обособлениям углисто-глинистого материала.

Концентрация серебра в изученных пробах колеблется от 0,9 до 14,5 г/т и не зависит от содержания фосфора. Серебро образует микровключения самородного серебра и аргентита размером до 15 мкм, которые тяготеют к обособлениям углисто-глинистого материала и к контактам с фосфоритом. В качестве примесей для самородного серебра характерны медь и золото (до 8 вес.%), редко цинк (до 3 вес.%).

Платиноиды проявляют тенденцию к увеличению содержаний в фосфоритах, где уровень их концентраций соответствует содержанию платиноидов в углеродистых сланцах Буреинского массива [6]. Так же, как и в сланцах, платина в фосфоритах присутствует в виде микровключений размером 5-10 мкм. Основной примесью к платине в их составе является железо (первые проценты).

Отчетливая отрицательная аномалия церия ($Ce_n/Ce_n^*=0,12-0,86$), положительная аномалия гадолиния ($Gd_n/Gd_n^*=1,19-1,2$, единственное отрицательное значение 0,95) и иттрия ($Y_n/Y_n^*=1,03-2,01$, единственное отрицательное значение 0,89), низкие значения $(Mn+Fe)/Ti$ (16,00-34,67), «суперхондритовое» отношение Y/No (34,26-61,92) подтверждают выводы [4] о формировании протолитов фосфорносных пород проявления Гремучий из морской воды [2, 7, 9, 10]. Согласно [4] их накопление происходило на континентальном шельфе, либо на склонах подводных гор пелагических зон. Фосфориты подводных гор представлены преимущественно брекчиевыми разновидностями кремнистого, карбонатно-кремнистого и, реже, карбонатного состава [1, 4]. Для проявления Гремучий и Малого Хингана в целом характерна приуроченность фосфоритоносных образований к крупнообломочным отложениям, являющимся индикатором склоновых фаций конседиментационных брекчий [4, 5, В.В.Данильянц, 1991г]. На палеосхеме В.В.Данильянц вблизи выходов фосфоритоносного горизонта отмечаются фрагменты вулканических построек.

Осаждение фосфоритов происходило из вод повышенной солености, о чем свидетельствует высокое содержание фтора в фосфоритах, наличие в них зерен и прожилков флюорита [3].

Образование фосфоритов с повышенной металлоносностью из морской воды «среднеокеанического» состава маловероятно. Нам представляется, что в их образовании участвовали гидротермальные растворы, обогащавшие морскую воду редкими и редкоземельными элементами. В пользу этого предположения говорит обилие на Малом Хингане гидротермально-осадочных железных и железомарганцевых проявлений и месторождений, с которыми фосфориты тесно ассоциируют, образуя своеобразные «парные полосы». По-видимому, фосфориты и железомарганцевые руды Малого Хин-

гана являются результатом одного гидротермально-осадочного процесса, развивавшегося на склонах подводных вулканов.

Повышенные вплоть до промышленных содержания редких, редкоземельных элементов и золота в фосфоритах, высокая доступность и значительные ресурсы проявления Гремучий свидетельствуют о перспективности руд и руд многочисленных подобных проявлений на Малом Хингане в качестве комплексного источника полезных компонентов.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН.

Литература

1. Блисковский В. В. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 193 с.
2. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю. Г. Волохин [и др.]. М.: Наука, 1995. 368 с.
3. Казаков А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система) // Тр. ИГН АН СССР. 1950. Вып. 114. Геол. серия. № 40. С. 22–64.
4. Нагорный В. А., Роганов Г. В. Новые данные о карбонатных фосфоритах и фосфатно-карбонатных породах в Приамурье // Фосфатноносные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 74–89.
5. Родионов С. М., Роганов Г. В. Минеральное фосфатное сырье Дальнего Востока и проблемы его освоения // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 1. С. 81–89.
6. Тонкодисперсные золото и платиноиды в графитовых сланцах Буреинского массива — новый тип благороднометаллооруднения на Дальнем Востоке России / А. И. Ханчук [и др.]. Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: Горная книга-МГУ, 2009. Вып. 5. С. 9–18.
7. Bau M. Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.
8. Plank T., Langmuir C. H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology. 1998. V. 145. № 3–4. P. 325–394.
9. Zhang J., Nozaki Y. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 4631–4644.
10. Zhang, J., Nozaki, Y. Behavior of rare earth elements in seawater at the ocean margin: a study along the slopes of the Sagami and Nankai troughs near Japan // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. P. 1307–1317.

Черепанов Александр Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск.

Перспективы многоцелевого применения гидротерм Баргузинского Прибайкалья

© *М. К. Чернявский, А. В. Украинцев*

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: mitchel1977@mail.ru

На территории Баргузинского Прибайкалья происходит образование весьма разнообразных по температурному, макро– и микро– элементному составу термальных источников, обладающих очень ценным как бальнеологическим и рекреационным, так и геотермальным потенциалом. Самые доступные из них довольно активно развиваются в настоящее время. Наиболее важную роль оказывает транспортная доступность, факторы окружающей среды и оздоровительный эффект термальных вод. Повышенный тепловой поток благоприятствует использованию гидротерм в геотермальной энергетике.

Ключевые слова: термальные источники; бальнеология; рекреация; Баргузинская долина.

The prospects of multi-purpose use of hydrothermal springs of Barguzin Pribaikalie

M. K. Chernyavskii, A. V. Ukraintsev

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: mitchel1977@mail.ru

Various types of thermal springs are formed on the territory of Barguzin Pribaikalie. They are varying in their temperature, macro– and microelement composition. The springs have a valuable balneological-recreational and geothermal potential. A key role is played by accessibility for visiting, natural factors and the healing effect of hot water. Increased heat flow favors the use of hydrothermal springs in geothermal power engineering.

Keywords: hydrothermal springs; balneology; recreation; Barguzin Pribaikalie.

Баргузинская впадина является одной из местностей Республики Бурятия, наиболее богатых гидроминеральными ресурсами. Она располагается в центре Прибайкалья, между Икатским и Баргузинским хребтом. Высота днища котловины до 700 м, высоты Икатского и Баргузинского хребтов достигают 2700 м. Длина долины примерно 200 км, при максимальной ширине до 35 км. Кайнозойские четвертичные отложения покрывают почти всю впадину, которая относится к бассейну р. Баргузин. На данной территории прослеживаются две линии разрывов: северо-восточные региональные разломы и северо-западные локальные разломы, пересекающие основные структуры. Впадина входит в зону повышенного теплового потока. Тепловой поток в пределах Баргузинской долины аналогичен потоку Байкальской впадины. Максимум находится на севере Баргузинской долины (Рис.1). Под влиянием теплового потока идет нагревание подземных вод, рост минерализации, трансформация их химического состава.

Разгрузка термальных вод на поверхность связана с отрогами окружающих Икатского хребта и Баргузинского хребта, побережьем Байкала. Воды являются трещинно-жильными термальными. Они широко распространены по всему миру. В основном гидротермы являются азотными, но, по результатам наших исследований 2014 г., также есть азотно-метановые и метаново-азотные.

Минеральный состав вод пресный, с низкой минерализацией. Температура воды в местах выхода до 74°C, с минерализацией не больше 1 г/дм³, рН воды 8,5–9,5. Воды главным образом сульфатные, реже гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные с повышенной концентрацией кремния. Глубины формирования 1,5–6 км [1]. Они имеют инфильтрационное происхождение. Разгрузка в бортах впадины, в пределах кристаллических массивов (граниты и гранитогнейсы) и четвертичных осадочных отложений. Практически все источники обладают значительными дебитами, позволяющими активно применять их в рекреации и бальнеологии, для получения геотермальной энергии. Источники приурочены к пересечению глубинных поперечных разломов фундамента с молодыми локальными разломами.

Гидротермы относятся к различным геохимическим типам: Горячинский тип азотных сульфатно-натриевых термальных вод, Аллинский (Белокурихинский тип) гидрокарбонатно-сульфатно-натриевых терм, Кульдурский тип фторидно-гидрокарбонатных терм, Питателевский тип хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых терм [2].

Территориально, исследуемые авторами гидротермы, расположены следующим образом: источники Баргузинского хребта — Аллинский, Большереченский, Кучигерский, Умхэйский; источники Икатского хребта — Алгинский, Гаргинский, Гусихинский, Толстихинский, Инский, Сеюйский. Источники побережья оз. Байкал — Давшинский, Змеиный, Кулиные болота.

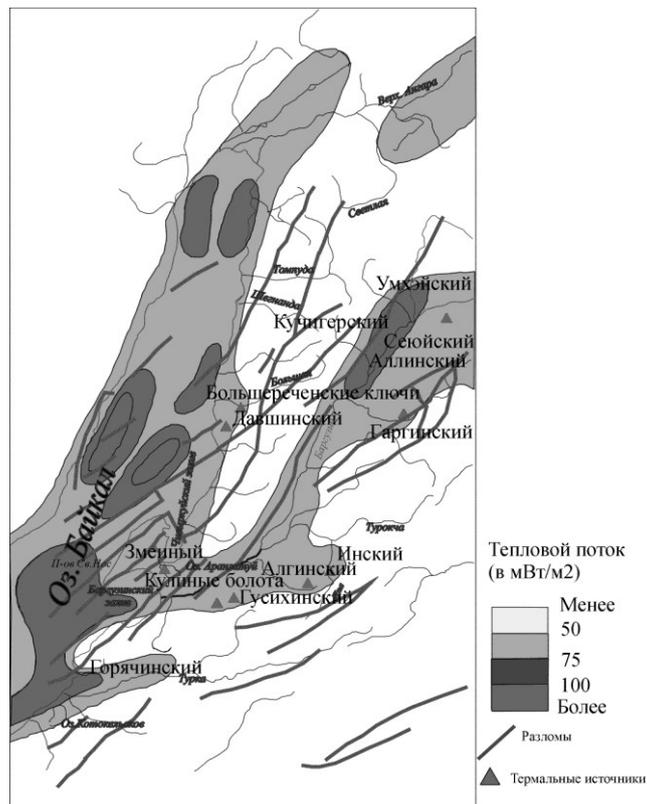


Рис. 1. Тепловой поток в пределах Баргузинского Прибайкалья и окружающей территории.

По степени применения в рекреационно-бальнеологических целях источники можно разделить на следующие группы:

1. Активно используемые приезжими и местным населением (Аллинский, Гусихинский, Кучигерский, Умхэйский, Змеиный).
2. Средне используемые — только местным населением (Гаргинский Инский, , Давшинский).
3. Мало используемые/не используемые (Алгинский, Большереченский, Сеюйский, Кулиные болота). Источники, удаленные от населенных пунктов, в труднодоступных местностях.

Степень использования в первую очередь зависти от доступности для людей, а уже во вторую очередь от эффективности лечения. Главное в этой ситуации — состояние инфраструктуры (автомобильные дороги, свет, связь и т.д.) и, как логичное следствие, благоустроенность и привлекательность источников для посетителей. За исключением некоторых источников (Аллинского, Гусихинского Умхэйского, Кучигерского), дорога на остальные практически отсутствует. Доступные источники также наиболее развиты в плане инфраструктуры. На них построены хозяйственные и жилые помещения и ванны корпуса. Из-за сочетанию лечебного эффекта термальной воды и благоприятного климата эти источники в виде «диких курортов» используются круглый год.

Главные бальнеологически важные факторы гидротерм — это высокая температура и макрокомпонентный состав воды. В воздействии на организм человека сочетаются взаимосвязанные основные и вспомогательные факторы. Именно такое взаимодействие факторов оказывает благоприятное оздоровительное влияние на организм человека. При лечении может использоваться как вода источников для наружного применения, так и грязевые отложения в виде аппликаций на тело. Вода используется в основном при лечении заболеваний опорно-двигательного аппарата, кожных болезнях, гинекологических заболеваниях, нервной системы и органов дыхания. Вода на «диких курортах» применяется в основном в виде ванн, бассейновых купаний и орошений. Они действуют без лицензии на водопользование, без санитарно-эпидемиологического надзора, без всяких медицинских услуг и т.д.

Помимо бальнеологического и рекреационного потенциала источники имеют большие перспективы в сфере использования их для получения геотермальной энергии. Геотермальная энергия используется для выработки электроэнергии и для обогрева домов, теплиц и т.д. Освоение геотермальных ресурсов требует вначале относительно небольших капиталовложений, но в дальнейшем приведет к экономии энергоресурсов и удешевлению производимой продукции. Тем более что воз-

можно увеличение температуры воды на выходе путем пробуривания скважин на месторождениях горячей воды, что приведет к уменьшению разбавления термальных вод холодными поверхностными и близповерхностными водами. На большинстве лечебниц, возможно использование горячей воды для отопления корпусов и теплиц. В советское время подобное существовало на Гусихинском источнике и на Гаргинском. Необходимо учитывать, что подземные геотермальные ресурсы — это практически неисчерпаемый в обозримом будущем и относительно чистый источник энергии.

Вывод: Сейчас доступные гидротермы весьма активно используются людьми желающими как отдохнуть, так и поправить свое здоровье, как из числа приезжих (в основном Читинская и Иркутская область, другие районы Бурятии), так и местным населением. В перспективе их можно использовать для теплофикации водолечебниц. Так же термальные источники являются ценными объектами природного наследия, которые были признаны водными памятниками природы. Для более полного их применения на благо людей необходимо провести уточнение границ термальных площадей с их детальным обследованием, выделение зон санитарной охраны (ЗСО), уточнению запасов воды.

Работа выполнена при поддержке Фундаментального базового проекта № 0340-2016-0006.

Литература

1. Голубев В. А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне: Новосибирск: Гео, 2007. 193с.
2. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. АН СССР СО Институт Земной коры: Новосибирск: Наука, 1974. 168с.

Чернявский Михаил Константинович, кандидат географических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

О локализации очаговой зоны Цаганского землетрясения ($M=7,5$) 1862 года

© *А. В. Чипизубов*¹, *О. П. Смекалин*¹, *В. С. Имаев*^{1,2}, *Н. Н. Гриб*³, *А. А. Сяско*³, *А. Н. Качаев*²

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: smekalin@crust.irk.ru

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия

³ Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета, г. Нерюнгри, Россия

Анализируются исторические сведения о поверхностных эффектах при Цаганском землетрясении, а также данные малоглубинной геофизики и тренчинга по зоне Дельтового разлома. Делается вывод о том, что очаг ($M=7,5$ $L=100$ км) Цаганского землетрясения имеет взбросовую кинематику и связан с более крупным Морским разломом. Образование залива Провал вызвано оползневым опусканием обширной территории Цаганской степи на фоне сейсмической активизации разломов восточного побережья озера Байкал.

Ключевые слова: Цаганское землетрясение; Морской разлом; малоглубинная геофизика; тренчинг.

On the localization of the focal zone of the Tsagan earthquake ($M = 7,5$) in 1862

*A. V. Chipizubov*¹, *O. P. Smekalin*¹, *V. S. Imaev*^{1,2}, *N. N. Grib*³, *A. A. Siasko*³, *A. N. Kachaev*³

¹ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia smekalin@crust.irk.ru

² Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia

³ Technical Institute (f) of North-Eastern Federal University, Neryungri, Russia

The historical information on surface effects in the Tsagan earthquake, as well as the data of shallow geophysics and trenching along the Delta fault zone are analyzed. It is concluded that the focus ($M = 7,5$ $L = 100$ km) of the Tsagan earthquake has an uplift kinematics and is associated with a larger Morskoy fault. Formation of the Proval gulf is caused by a landslide lowering of the vast territory of the Tsagan steppe against the background of seismic activation of the faults of the eastern coast of lake Baikal.

Keywords: Tsagan earthquake; Morskoy fault; shallow geophysics; trenching.

В дельте Селенги, где максимально проявились поверхностные эффекты Цаганского землетрясения 12 января 1862 г. (сильное цунами, образование залива Провал, линейные дислокации различного генезиса), выделяется ряд активных разломов. Основными из них являются Морской и оперяющий его Дельтовый сбросы, а также Посольский надвиг. Очаговая зона землетрясения связывается или с Морским, или с Дельтовым разломом [4].

Дельтовый разлом прослеживается в северо-восточном направлении от Посольска до мыса Облом в полосе шириной до 2 км. Амплитуда неотектонических перемещений по разлому оценивается по буровым и геофизическим данным в 500–800 м. Между сёлами Кудара и Корсаково в зоне разлома в результате сжатия неогеновые отложения смяты в крупные антиклинали при общем моноклиальном падении в северо-западном направлении. Смещения по данному разлому в четвертичное время сформировали уступ высотой до 20 м. На отрезке Кудара — мыс Облом рассматриваемый уступ за счет экзогенных процессов значительно отошел от своего первоначального положения и является эрозионно-тектоническим [1]. На фланговых отрезках Исток — Истомино и зимовье Васильева (южнее мыса Облом) — пос. Энхэлук сеймотектонические уступы остались на своём месте, т.е. трассируют выход на поверхность сместителя Дельтового разлома. Последний отрезок интересен тем, что он испытал недавнее поднятие, вероятно в 1862 году. Об этом свидетельствует осушенное и незалесенное пространство между современным побережьем с береговым валом и уступом Дельтового разлома.

Морской разлом достаточно четко отбивается по геофизическим данным на дне Байкала в виде ступенчатых блоков в фундаменте. Амплитуда смещения за кайнозой достигает 1 км, а за квартал оценивается в 300 м [4]. Судя по батиметрии, по линии разлома прослеживается подводный уступ высотой такого же порядка. Неогеновые отложения между Энхэлуком и Загдой смяты в вытянутые, хоть и пологие, но антиклинальные складки. С зоной этого разлома были связаны очаги сильных землетрясений 1903 и 1959 гг. с $M=6\frac{3}{4}$.

Свидетельства рыбаков, находившихся вовремя Цаганского землетрясения на берегу Байкала [2, 3], однозначно указывают на возникновение цунами. На карге Налетовской сначала раздался удар снизу, а вслед за ним образовалась волна, которая устремилась на берег, снесла зимовье и прошла на две слишком версты внутрь страны, уничтожив стоящий на пути лесок. Песчано-галечниковый увал высотой до 3,5 м был прорван водою в трех местах, а массы льда были переброшены через эту

преграду. Через несколько минут вода снова возвратилась в озеро, разломав лед на большем протяжении от берега. Только на следующий день воды Байкала проникли в Цаганскую степь и затопили все ее пространство. Принимая это во внимание можно полагать (вывод И. В. Мушкетова и А. П. Орлова), что понижение почвы происходило постепенно. Одновременно с этой же осадкою опустилась земля в устьях р. Селенги (*ее проток*) и в Кударе, хотя и незначительно. В 1862 году, как отмечает А.С. Сгибнев, осадка была постоянной и постепенной, поскольку оставшаяся часть плоской равнины все более и более затоплялась водой. По измерениям после катастрофы глубина залива Провал достигала 2,9 м, тогда как ко второй половине 20 века она превышала уже 4 м, несмотря на интенсивное осадконакопление. Исходя из вышеизложенного приходим к выводу, что залив Провал образовался в результате сейсмогравитационного оползня, что отмечалось многими исследователями и ранее, как указано в [2].

По данным первых исследователей, обобщенных позднее в [2, 3] помимо множества щелей, образовавшихся повсеместно на улицах и дворах, из которых появилась вода с илом (определенно вторичные деформации), сформировались и трещины с бьющими ключами (ширина до 70 см, глубина до 4 м) по склонам увала (уступа) от Оймура до Шерашево. По данным А. С. Сгибнева появилась и большая сухая трещина (отседания), которая большей своей частью идет по песчаному увалу до Манжеево (фрагментарно сохранилась поныне). По свидетельству И. Лопатина от сильного вертикального удара земля вздулась буграми и расщелилась, а из образовавшихся широких трещин выбрасывало песок и ил с водой. А. Х. Фитингоф обследовал произошедшую от землетрясения трещины от Байкала до Дубинино. Некоторые из них около Дубинино представлены в виде нажимов, какие обыкновенно случаются зимою на льду Байкала. По этим нажимам видно как от Байкала подвигло землю к югу. Данные вздутия или бугры, а особенно нажимы, можно трактовать как структуры сжатия (надвиги и взбросы или кротовины сжатия), являющиеся, возможно, элементами взбросо-сдвиговой разрывной структуры.

В 1990–1991 гг. Дельтовый разлом на участке Дубинино–Кудара, где он представлен эрозионно-тектоническим уступом, изучался детальными палеосейсмологическими исследованиями и методами малоглубинной геофизики. Полученные результаты шли в разрез с устоявшимися взглядами на геодинамический режим Прибайкалья и по кинематике разрывных нарушений. По этой причине они не нашли должного отражения в публикациях.

По геофизическим данным (ДЭП, ВЭЗ, эманационная съемка по 8 профилям [5]) эродированный уступ Дельтового разлома находится на различном расстоянии к юго-востоку от выхода на поверхность разломного сместителя, падающего на юго-восток в 7 из 8 случаев. Только на одном профиле помимо разрыва с ЮВ падением, находящегося в 45 м перед уступом, выделяется разрыв с СЗ падением. Сместитель последнего разрыва находится непосредственно под уступом, но имеет не сбросовую кинематику, соответствующую уступу такой экспозиции, а взбросовую. Всю вышеприведенную ситуацию легче и логичнее всего объяснить взбросо-сдвиговой кинематикой Дельтового разлома. На сдвиговый компонент смещения указывают различная мощность слоев, примыкающих к сместителям и изменение направления смещения по падению разлома от взбросового (профили 1, 4, 8) до кажущегося сбросового (профили 2, 3, 5, 7).

В 1990–1991 годах было пройдено и задокументировано 14 траншей в подножии эрозионно-тектонического уступа и отобрано 22 пробы на радиоуглеродный анализ. Следует отметить, что от своего первоначального положения этот уступ за счет эрозионной, абразионной и ветровой деятельности отошел до 300–400 м [1], вследствие чего траншеями не был вскрыт сместитель уступообразующего разрыва. Пологие сбросовые смещения, зафиксированные в траншеях (Т-6, Т-8, Т-9), являются ни чем иным как оползневыми сместителями. Нажимы в районе Дубинино к настоящему времени не сохранились (эродированы), но к ЮЗ от Инкино в пределах непротяженного отрезка уступа, не подвергнутого эрозии, они хорошо выражены в микрорельефе и отражаются складчатыми деформациями и сопровождающими их разрывами в нескольких траншеях (Т-11, Т-12, Т-13). Здесь же (Т-14) задокументирована зона трещиноватости с ЮВ падением (вероятно взбросового типа), а также единственный случай деформации погребенной почвы (Т-13) возраста Цаганского землетрясения (90±40 лет). На опущенном крыле падение слоев на ЮВ под углами 30°–45° проявляется не только в пределах неэродированного уступа (Т-11, Т-14), но и на эродированных его отрезках (Т-8, Т-9). Разрезы горных выработок определенно свидетельствуют о режиме сжатия и вероятном взбросо-надвиговом смещении по Дельтовому разлому, которые при землетрясении 1862 г. осложнились оползневыми смещениями.

Большинство проб (15) относятся к погребенным гумусосодержащим образованиям (почва, торф, культурные слои), которые определяют возраст первого палеособытия, предшествующего

Цаганскому землетрясению. Его календарный возраст находится в интервале 1401–1669 годы. С большей неопределенностью можно судить о ещё двух более ранних событиях в интервалах 1256–1401 и 887–1150 годы.

В 2015 году были проведены сейсморазведочные, электроразведочные и георадарные исследования на отрезке Дельтового разлома от Дубинино до северной окраины Кудары по 6 профилям. На более информативных георадарных профилях в ряде случаев отчетливо проявляются взбросовые и надвиговые смещения как уступообразующие (профиль 1) так и слепые. В структурном отношении следует отметить крутое падение (до 30°–45°) на СЗ слоев на увале (поднятом крыле разрыва) с глубин от 5 м до 12–15 м, а также ныряние слоев и прослоев под уступ (падение на ЮВ под такими же примерно углами) на опущенном крыле. Все это свидетельствует о режиме сжатия и взбросо-надвиговом характере смещений по рассматриваемому разлому.

Таким образом, макросейсмические сведения, данные малоуглубинной геофизики и палеосейсмологии свидетельствуют о том, что очаговая зона (для $M=7,5$; $L=100$ км) Цаганского землетрясения могла быть связана только с наиболее крупным Морским разрывом, скорее всего взбросовой кинематики. Взбросовое смещение по этому разлому способствовало оползнеподобному образованию залива Провал, несмотря на проявление нажимов в зоне Дельтового взбросо-надвига при этом землетрясении.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00224, а также при поддержке гранта Российского научного фонда (продолжение проекта № 15-17-20000).

Литература

1. Дельянский Е. А., Белоусов О. В. Денудация сейсмогенного уступа в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения 1862 года // Геология и геофизика Восточной Сибири. Иркутск, 1992. С. 15–16.
2. Демин Э. В. Антология провала: Исторические материалы о катастрофическом Цаганском землетрясении 1862 г. Провал на Байкале. Улан-Удэ, 2005. 296 с.
3. Мушкетов И. В., Орлов А. П. Каталог землетрясений Российской империи / Под ред. Мушкетова, 1893. Материалы для изучения землетрясений России, 1899. 582 с.
4. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1981. 169 с.
5. Новиков В. Н., Косых И. А. Отчет по результатам детальных структурно-геофизических исследований сейсмогенных структур Южного Прибайкалья. Иркутск, 1991ф. 7 с.

Чипизубов Анатолий Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Камарско-Становая и Центрально-Монгольская горячие зоны транстенсии: сравнительный анализ скоростных разрезов S-волн и источников позднекайнозойских расплавных аномалий

© *И. С. Чувашова*^{1,2}, *С. В. Рассказов*^{1,2}, *Т. А. Ясныгина*¹, *В. В. Мордвинова*¹, *М. А. Хритова*¹, *Ю. Аило*²

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: chuvashova@crust.irk.ru

² Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Проводится анализ геохимических характеристик источников позднекайнозойских вулканических пород в Камарско-Становом сочленении сегментов Южно-Байкальской впадины с Тункинской долиной и Центрально-Монгольской области сочетания орогенных и рифтовых процессов в сопоставлении с сейсмотомографическими моделями S-волн.

Ключевые слова: базальты; кайнозой; сейсмическая томография; Байкал.

Kamar-Stanovoy and Central Mongolian hot zones of transtension: a comparative analysis of S-wave velocity sections and sources for Late Cenozoic melting anomalies

I. S. Chuvashova^{1,2}, *S. V. Rasskazov*^{1,2}, *T. A. Yasnygina*¹, *V. V. Mordvinova*¹, *M. A. Khritova*¹, *Yu. Ailo*²

¹ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: chuvashova@crust.irk.ru

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Geochemical signatures of sources for Late Cenozoic volcanic rocks from the Kamar-Stanovoy joint between the South Baikal basin and Tunka valley segments of the Baikal Rift System as well as the Central Mongolian segment of combined orogenic and rift-related processes are presented in comparison with seismotomography S-wave models.

Keywords: basalts; Cenozoic; seismic tomography; Baikal.

В настоящей работе проводится анализ геохимических характеристик источников позднекайнозойских вулканических пород в Камарско-Становом сочленении сегментов Южно-Байкальской впадины с Тункинской долиной и Центрально-Монгольского сегмента Байкальской рифтовой системы в сопоставлении с сейсмотомографическими моделями S-волн [3, 4]. В обоих случаях в новейших деформациях литосферы сочетались орогенные и рифтовые процессы.

Расплавная аномалия Центральной Монголии отчетливо контролируется транстенсией литосферы в районе хр. Восточный Хангай. К югу от этого хребта, в Долине Озер, эшелонированный характер субширотных вулканических структур проявился в фазу вулканизма 32–31 млн лет назад (базальты шандгольской свиты). Последующий вулканизм временного интервала от 17.0 до 8.0 млн лет назад характеризовался меридиональными перескоками в нескольких субширотных левосторонних транстенсионных зонах. Во временном диапазоне 9.6–2.1 млн лет назад вулканизм контролировался активностью субмеридиональной Чулутынской зоны с правосторонней транстенсией. Смена мигрирующих субширотных зон транстенсии субмеридиональной Чулутынской зоной отразила наиболее существенное изменение характера деформаций литосферы около 10–8 млн лет назад. Опережающее восточное движение южных блоков по отношению к северным (Гоби относительно Хангая) сменилось опережающим движением западного блока по отношению к восточному (Центрального Хангая относительно Восточного Хангая и Орхон-Селенгинской седловины) [6].

Для характеристики соотношения коровых и мантийных (реститовых) источников континентальной литосферы показательны компоненты литосферных источников кайнозойских вулканических пород Центральной Монголии. Мантийному направлению океанических базальтов этой территории соответствуют вулканические породы Чулутынской зоны возрастного интервала последних 9.6 млн лет. Тренд характеризует флюидно-расплавное преобразование источника литосферной мантии как замкнутой системы, не отличающейся по своим геохимическим параметрам от источников океанических базальтов. Андезиты Восточного Хангая возрастом около 6 млн лет дают тренд от состава ОІВ к составу нижней части континентальной коры, а базальты последних 5 млн лет этой же территории — тренд от состава ОІВ к комплементарному мантийному реститу. Базальты Орхон-Селенгинского среднегорья возрастного интервала последних 15 млн лет составляют тренд в реститовой области диаграммы, субпараллельный мантийному направлению океанических базальтов и обозначающий флюидно-расплавное преобразование источника реститовой литосферной мантии.

В западной части Тункинской долины действовали вулканы Быстринской линейной зоны и Култукского транстенсионного сочетания Камарской и Становой зон. Быстринскую линейную зону образуют вулканы Зыркузунский, Анчукский и Карьерный, Камарскую зону — Култукский и Сухой,

Становую зону — Метео и Широкий. Камарская зона протягивается субпараллельно Быстринской линейной зоне, Становая — обозначает дополнительную правостороннюю кулису. Время «горячей» транстенсии литосферы ограничивается интервалом вулканической активности с 18 до 12 млн лет назад [1, 7].

В Быстринской зоне реконструируются зачатки деламинации континентальной литосферы на двух магмогенерирующих уровнях сравнительно глубинной (гранатовой) фации мантийных перидотитов. Один из уровней был обеднен компонентом средней части коры, другой — компонентом нижней коры. Микроэлементное моделирование свидетельствует о слабом частичном плавлении мантийного материала (7 %).

В отличие от Быстринской зоны, в Култукском транстенсионном сочетании зон в плавление вовлекались источники континентальной литосферы не только сравнительно глубинной (гранатовой) фации перидотитов, но и менее глубинной, безгранатовой фации с увеличением частичного плавления до 20 %. Уменьшение глубины источников в восточном направлении, от Быстринской зоны к Камарской (по направлению к Байкалу), сопровождается усилением их плавления. Под Култукским вулканом около 18 млн лет назад плавился источник, комплементарный средней коре, а магмы, излившиеся около 13 млн лет назад, были контаминированы материалом нижней коры. На вулкане Метео в интервале 18.1–17.5 млн лет назад магмы из безгранатового источника сменились магмами из гранатосодержащего субстрата. На вулкане Сухой промежуточный состав магм, излившихся 16–15 млн лет назад, сменился поступлением магм 13–12 млн лет назад из двух индивидуальных источников с гранатом малых степеней плавления и без граната, более высоких степеней плавления. Подобные группы составов из гранатосодержащего и безгранатового источников были представлены на вулкане Широкий.

На V_S -разрезе по профилю п. Монды — п. Хурамша [4] выделяется низкоскоростная зона, погружающаяся от Тункинской впадины вдоль долины в восточном направлении под Южный Байкал на глубину до 70 км. Зона оканчивается под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины резкой латеральной сменой скоростей S-волн (станция Талая — TAL). Андерплэйтинг высокоскоростного материала (4.4–4.5 км/с) сопровождается отторжением низкоскоростного блока (4.2–4.3 км/с) от основания коры и его опусканием в мантию. На глубине 40–50 км скорость снижается до 4.1 км/с под западной частью Тункинской долины и превышает 4.3 км/с под Южным Байкалом. На глубине 50–70 км, скорость, наоборот, превышает 4.5 км/с под западной частью Тункинской долины и снижается до 4.2 км/с под Южным Байкалом.

Тункинская долина заложилась вдоль зоны коллизии Хамардабанского террейна и Сибирского кратона, обозначившейся образованием Слюдянского метаморфического субтеррейна [2]. Зональный метаморфизм отразил раннепалеозойское расплющивание литосферы Хамардабанского террейна о жесткий край кратона. Латеральный скоростной переход под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины свидетельствует о новейшей динамической неустойчивости коромантийной границы.

Судя по зональности метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса, шовная зона Сибирского кратона, представленная запад-северо-западным Главным Саянским разломом, продолжается под Байкалом до Танхойского третичного поля. В районе пос. Култук от шовной зоны отходит субширотный Обручевский разлом, по которому блок фундамента Сибирской платформы отделился и погрузился под Байкал. Вертикальная амплитуда новейших движений по Обручевскому разлому составила около 4 км при слабой активизации Главного Саянского разлома в условиях застопоривания движений сжимающим эффектом. Литосфера Южного Байкала также испытывала сжатие, отразившееся в образовании мел-палеогенового протоподнятия [5]. Растяжение и погружение впадины Южного Байкала, начавшееся в раннем-среднем миоцене, было спровоцировано растяжением литосферы Восточной Азии вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора. Возникший диссонанс между сжимающимся Еловско-Култукским и растягивающимся Южно-Байкальским сегментами повлек за собой боковой отпор с ее транстенсией и деламинацией. Эти процессы, имевшие место 18–12 млн лет назад, отразились в субширотной зональности источников вулканизма Быстринской и Камарско-Становой горячих зон.

Приведенные примеры Камарско-Становой и Центрально-Монгольской горячих зон демонстрируют действие системы напряжений транстенсии в ограниченных временных диапазонах и конкретную роль зон транстенсии в ходе позднекайнозойского структурного развития Внутренней Азии.

Работы выполнены по проекту РНФ 18-77-10027.

Литература

1. Базальты Быстринской зоны из источников континентальной литосферной мантии, Тункинская долина Байкальской рифтовой системы / Ю. Аило [и др.] // Геология и окружающая среда. 2017. Т. 1. № 1. С. 27–43.
2. Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозой. Состояние проблемы / В. Г. Беличенко [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту: тезисы докл. совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2006. Т. 1. С. 37–40.
3. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам / В. В. Мордвинова [и др.] // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.
4. Скоростное строение южной окраины Сибирского кратона и его складчатого окружения по объемным волнам далеких землетрясений / В. В. Мордвинова [и др.] // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2017. Т. 4. № 1. С. 37–41.
5. Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел-палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту / С. В. Рассказов [и др.] // Геология и окружающая среда. 2017. Т. 1. № 1. С. 7–15.
6. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии / С. В. Рассказов [и др.] // Новосибирск: ГЕО, 2012. 351 с.
7. Кулгукский вулкан: пространственно–временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад / С. В. Рассказов [и др.] // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. V. 4. № 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

Чувашова Ирина Сергеевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института земной коры СО РАН, доцент ИГУ, г. Иркутск.

Гидротермалиты и минералогия руд месторождения Кочковский как индикатор условий золотооруденения

© *Г. И. Шведов*¹, *О. Ю. Перфилова*¹, *О. М. Карнаухова*², *С. А. Мавринская*³

¹ Сибирский Федеральный университет, г. Красноярск, Россия. E-mail: g.shvedov@mail.ru, perfil57@mail.ru

² ПГО «Сибирское» Росгеология, г. Красноярск, Россия. E-mail: olkarnauhova@yandex.ru

³ ООО «Мангазея Золото» управляющей компании «Коржакмайнинг», г. Москва, Россия.

E-mail: m.mavrinskaya@mangazeya.ru

Рассмотрены петрография вмещающих пород и минеральный состав руд Кочковского месторождения (Забайкальский край), отражающие условия формирования золотооруденения. В составе руд изучено более 30 рудных минералов, включающих самородные металлы, полуметаллы, сульфиды, арсениды, стибниты, сульфосоли серебра, мышьяка, сурьмы, теллуриды и оксиды.

Ключевые слова: гидротермально-метасоматические изменения; сульфидные руды; самородное золото; золото-мышьяковисто-сульфидная рудная формация; Забайкальский край.

Hydrothermalites and mineralogy of ore deposit Koczkowski as indicator of the conditions of gold injury

*G. I. Shvedov*¹, *O. Yu. Perfilova*¹, *O. M. Karnauhova*², *S. A. Mavrinskaya*³

¹ Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: g.shvedov@mail.ru, perfil57@mail.ru

² PGO «Siberian» Rosgeology, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: olkarnauhova@yandex.ru

³ LLC «Mangazeya Gold» management company «Corjackmining», Moscow, Russia,

m.mavrinskaya@mangazeya.ru

In this work the petrography of the host rocks and mineral composition of ores of the Kochkovskoye deposit (Zabaikalsky region) are considered, which reflecting the conditions for the formation of the gold mining. In the composition of ores was studied more than 30 ore minerals including native metals, metals, sulfides, arsenides, stibnite, sulphosalts of silver, arsenic, antimony, tellurides and oxides.

Keywords: hydrothermal-metasomatic changes; sulfide ores; native gold; gold-arsenic-sulfide ore formation; Zabaikalsky region.

Кочковское месторождение находится в пределах Широкинского рудного поля в Газимуро-Заводском районе Забайкальского края. Месторождение изучено недостаточно, поэтому в задачи авторов входило изучение петрографии вмещающих пород, исследование минерального состава руд и уточнение условий и стадийности процессов формирования золотооруденения и зональности околорудных изменений. Для решения поставленных задач было изучено 100 прозрачных и 100 полированных шлифов, изготовленных из керна скважин. Петрографические исследования прозрачных шлифов производились с использованием оптического микроскопа Axioskop 40 APOЛ производства Германия. Изучение рудных минералов выполнялось на оптическом микроскопе OlympusBX51 с видеокамерой ColorViewIII и программным обеспечением Analysiswork (Япония). Предварительная диагностика мелких зерен рудных и породообразующих минералов выполнялась на японском сканирующем электронном микроскопе Hitachi 3000 с энергодисперсионной приставкой в Институте Химии и Химических технологий (г. Красноярск). В этом же институте выполнялся рентгенофазовый анализ пород и руд участка (аналитик Г.Н. Бондаренко). Для количественного определения состава рудных и нерудных минералов и получения фотографий минералов в обратно рассеянных электронах использовался микрорентгеноспектральный анализатор (микрозонд) JXA 8100 производства фирмы JEOL (Япония) и сканирующий электронный микроскоп LEO1430 VP производства Чехии с энергодисперсионной приставкой производства Оксфорд (Англия) (Институт геологии и минералогии, г. Новосибирск). Аналитические работы по силикатному и многоэлементному анализу выполнены в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (г. Москва) Фазовые анализы на серу и железо выполнялись в Центральной лаборатории ОАО «Красноярскгеология». Определение содержания золота в монофракции сульфидов выполнено в лаборатории ГПКК КНИИГиМС (г. Красноярск).

Вмещающие породы представлены преимущественно вулканитами шадоронской серии (талангуйская и кипринская свиты) среднеюрского возраста: базальтами, андезибазальтами, андезитами, плагиодацитами, дацитами, риодацитами и их туфами. Часть из них может представлять фрагменты эффузивов покровной фации, а часть являться подводными каналами эффузивов или мелкими ма-

логлубинными дайковыми телами. Микроструктуры эффузивов чаще всего мелкопорфировые или сериально-порфировые. Акцессорные минералы в эффузивах представлены апатитом, цирконом, рутилом, хромшпинелидами и титаномагнетитом. Содержания кремнекислоты от 51,28 % до 76,65 %. Все породы являются низко- и умеренно-титанистыми ($TiO_2 = 0,26-1,35\%$), умеренно- и высокоглиноземистыми. В базальтах повышено содержание P_2O_5 (до 0,74%). В целом, устанавливается гомогенный характер ассоциации. Плаггиодациты, дациты, риодациты являются продуктами дифференциации базальтовой магмы. Следует отметить присутствие в эффузивах, в том числе и кислых, хромшпинелидов. Можно предполагать преобладание натрия в составе щелочей в исходных расплавах, с чем связано практически полное отсутствие в составе изученных пород первично-магматического калиевого полевого шпата. В составе вулканогенно-осадочной толщи присутствуют также туфроконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты, сложенные обломками тех же эффузивов. Все породы интенсивно изменены в результате многостадийных гидротермально-метасоматических процессов и неоднократных тектонических подвижек. В результате интенсивной серицитизации, окварцевания, неравномерной калишпатизации и альбитизации, карбонатизации, а также наложенной сульфидизации вулканические и вулканогенно-осадочные породы преобразованы в крайне тонкозернистые метасоматиты полевошпат-кварц-серицитового, кварц-серицитового и серицит-кварцевого состава, обогащенные сульфидами (березиты), реже наблюдается пропилитизация (преимущественно, хлоритизация, карбонатизация и альбитизация) андезибазальтов, базальтов, андезитов и туфов основного и среднего состава. В результате калиевого щелочного метасоматоза значительно возросла доля K_2O в составе щелочей. В большинстве проанализированных образцов он резко преобладает над натрием (K_2O/Na_2O варьируют от 0,79–0,94 в наименее измененных породах до 67,84–103,9 в интенсивно калишпатизированных и серицитизированных эффузивах).

Рудная минерализация участка сложна и разнообразна. Сульфидные руды являются, преимущественно, прожилково-вкрапленными. Характерны все разновидности вкрапленных текстур, а также прожилково-вкрапленные, брекчиевые, брекчиевидные, полосчатые, пятнистые, крустификационные, кокардовые типы текстур. Наиболее распространенными структурами рудных минералов являются зернистые и метазернистые, структуры дробления, структуры перекристаллизации, распада твердого раствора, реликтовые, интерстициальные, псевдоморфные, гребенчатые, каемочные замещения или обрастания. Основная масса руд неравномерно-зернистая и представлена агрегатами сульфидов среди жильных минералов или во вмещающей породе. Размер зерен большинства рудных минералов измеряется сотыми и тысячными, реже — десятными долями миллиметра. В редких случаях размер их достигает первых сантиметров. Минеральный состав руд участка Кочковский характеризуется значительным разнообразием слагающих его рудных минералов. В его составе кроме широко распространенных сульфидов, характерных для золоторудных месторождений, обнаружены мало распространенные и даже редкие минералы серебра, сурьмы, мышьяка и теллура. Разнообразие минерального состава руд участка выражается в присутствии различных классов минералов. Здесь распространены самородные металлы и полуметаллы (самородное золото, самородный мышьяк, самородный теллур, ртутистое серебро), сульфиды железа, цинка, свинца, меди, сурьмы, мышьяка, сульфидоарсениды, стибниды, сульфосоли сурьмы, мышьяка, серебра, теллуриды и оксиды. Для многих рудных минералов характерно наличие нескольких генераций. По распространенности минералы сульфидных руд подразделяются на главные (широко распространенные), к которым относятся пирит и марказит; второстепенные (умеренно распространенные) — арсенопирит, стибнит, сфалерит, галенит, гематит, герсдорфит, различные сульфосоли, пирротин, халькопирит, а также редкие.

Обосновано выделение нескольких этапов формирования месторождения: дорудный (включающий дорудную стадию формирования вмещающих пород и стадию относительно высокотемпературного безрудного метасоматоза), рудный и гипергенный этапы. Из числа рудных минералов к стадии дорудного метасоматоза отнесены мало распространенные пирит и пирротин первой генерации. В пределах рудного этапа выделено 4 стадии: золото-пирит-марказитовая, золото-кварц-карбонат-полиметаллическая, золото-карбонат-кварц-стибнитовая и карбонатная (безрудная), связанная с формированием наиболее поздних низкотемпературных кварц-карбонатных и карбонатных прожилков, иногда содержащих барит и целестин. Ведущее промышленное значение на участке имеет рудный парагенезис, относящийся к золото-пирит-марказитовой стадии, в составе которого присутствует наноразмерное золото, связанное с мышьяковыми зонами в составе пирита и с арсенопиритом. Локально распространены полиметаллические жилы и прожилки, относящиеся к золото-кварц-карбонат-полиметаллической стадии, в составе которых второстепенную роль играет относительно низкопробное золото пылевидных размеров. Более значительно распространены существенно карбонатные и карбонат-кварцевые прожилки, несущие сложный комплекс сульфидов сурьмы (стибнит),

мышьяка (реальгар, аурипигмент), ртути (киноварь), теллуридов ртути и сурьмы (колорадоит и теллурантимонит), самородные металлы (мышьяк и теллур), относящиеся к золото-карбонат-кварц-стибнитовой стадии. С этим комплексом связано высокопробное тонкодисперсное золото. Минеральные образования этих стадий последовательно сменяют друг друга во времени, практически совмещаясь в пространстве, в связи с тем, что благоприятной средой рудоотложения оставались долгоживущие зоны дробления, катаклаза, хорошо проницаемые для рудоносных растворов.

Можно предполагать, что рудообразование происходило в близповерхностных низкотемпературных условиях, о чем свидетельствуют тонкие размеры ранних сульфидов, широкое распространение гипогенного марказита, значительное количество в рудах аурипигмента и реальгара (ассоциация этих минералов устойчива лишь ниже 263° С), широкое распространение колломорфных структур, связанных с кристаллизацией низкотемпературных гелей, а также флуктуации окислительно-восстановительных условий рудоотложения (попеременный рост пирита и марказита, смена сульфидов мышьяка на самородный мышьяк и т.д.).

Указанные рудные парагенезисы, состав и размеры самородного золота позволяют отнести сульфидную минерализацию участка Кочковский к золото-мышьяковисто-сульфидной рудной формации, аналогами которой, возможно, являются месторождения карлинского типа, широко распространенные на территории США [1–3].

Литература

1. Осовецкий Б. М. Природное нанозолото. Пермь: Изд. Перм. Ос. Нац. Исслед. Ун-та, 2013. 176 с.
2. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: Атлас / Л. А. Николаева [и др.]. М.: ЦНИГРИ, 2015. 200 с.
3. «Invisible» gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit / Ch. S. Palenik [et al.] // American Mineralogist. V. 89. 2004. P. 1359–1366.

Шведов Геннадий Иванович, доцент кафедры Института Горного дела, Сибирского федерального университета, г. Красноярск.

Микроструктурные и геохимические особенности состава костной ткани парейазавра *Deltavjatia vjatzensis*

© *О. П. Шиловский*^{1,2}, *Д. В. Киселева*³, *М. В. Зайцева*³, *Е. А. Панкрушина*^{3,4}

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия. E-mail: nau@hotmail.ru

² Музей естественной истории Татарстана, г. Казань, Россия

³ Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия. E-mail: kiseleva@igg.uran.ru

⁴ Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина, г. Екатеринбург, Россия

В результате исследований фрагмента ископаемого ребра парейазавра *Deltavjatia vjatzensis* показано, что окружающая литологическая обстановка способствует сохранности ископаемой костной ткани и ее клеточных структур. Зафиксированные на рамановских спектрах колебания протеиновой матрицы соответствуют коллагену и некоторым другим компонентам органической составляющей костной ткани. Полученные данные позволяют говорить о высокой степени сохранности как костной ткани в целом, так и ее органической коллагеновой матрицы. По результатам СЭМ и ЭДС интерпретированы форменные элементы крови, а именно лейкоциты. Вероятно, это старейшая сохранившаяся белая кровяная клеточная структура, описанная к настоящему моменту.

Ключевые слова: парейазавр; Пермский период; Котельнич; кость; форменные элементы крови.

Deltavjatia vjatzensis pareiasaur bone tissue microstructure and the geochemical features of its composition

O. P. Shilovsky^{1,2}, *D. V. Kiseleva*³, *M. V. Zaitceva*³, *E. A. Pankrushina*^{3,4}

¹ Kazan Federal University, Kazan, Russia. E-mail: nau@hotmail.ru

² Natural History Museum of Tatarstan, Kazan, Russia

³ Institute of Geology and Geochemistry named after A.N. Zavaritsky, UB RAS, Ekaterinburg, Russia.

E-mail: kiseleva@igg.uran.ru

⁴ Ural Federal University named after B.N. Yeltsin, Ekaterinburg, Russia

The mineral phase of bone tissue of Permian Pareiasaur *Deltavjatia vjatzensis* corresponds to fluorapatite; the vibrations of the protein matrix fixed on the Raman spectra correspond to collagen. The obtained data indicate a high degree of integrity of both bone tissue and its organic collagen matrix. The white blood cell (WBC)-like structures were detected and interpreted as leukocytes. Apparently, it is the oldest preserved white blood cell structure, described to the present moment.

Keywords: pareiasaur; Permian; Kotelnich; bone; white blood cell (WBC)-like structure.

Недавние исследования показали, что не только покровы и компоненты мягких тканей, такие как кожа [1–4], перья и другие покровные структуры [5], но и мышечные волокна [4] могут сохраняться в фоссилизированном виде. Остатки эндогенных коллагеновых волокон и структуры, соответствующие предполагаемым остаткам эритроцитов, были исследованы из восьми костных фрагментов меловых динозавров [6]; остатки красных и белых кровяных клеточных структур, коллагена и холестерина были обнаружены в кости ранне-юрского ихтиозавра [7]. Условия, при которых происходят процессы фоссилизации, приводящие к такой уникальной сохранности ископаемых, скорее являются исключением, чем правилом [8, 4, 7 и др.].

Целью работы являлось исследование локальных особенностей состава и структуры ископаемой костной ткани ребра парейазавра *Deltavjatia vjatzensis* (Hartmann-Weinberg, 1937), зон ее контакта с вмещающей породой и новообразованными в биопустотах минералами, а также оценка степени сохранности ее клеточных структур.

Материалы и методы. В качестве объекта исследования выбран фрагмент ископаемого ребра пермской парарептилии парейазавра *Deltavjatia vjatzensis*, найденный в отложениях ванюшонковской пачки северодвинского яруса на берегу р. Вятки на Котельничском местонахождении парейазавров [9].

Фрагменты были комплексно исследованы с использованием СЭМ CarlZeiss AURIGA CrossBeam с ЭДС Oxford instruments Inca X-Max (КФУ), начиная с вмещающей породы, контактной зоны порода/кость, трансверсального и анфиладного сколов костной ткани ребра, с последующим определением локального элементного состава в различных программных режимах. Микроэлементный состав определен методом квадрупольной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (ЛА-ИСП-

МС) на масс-спектрометре NexION 300S с использованием системы для лазерной абляции NWR 213 (NewWaveResearch). Рамановские спектры получены на рамановском спектрометре LabRam HR Evolution: спектральный диапазон 200–4000 см⁻¹; лазер возбуждения 633 нм.

Результаты и обсуждение. Оптическое исследование фрагмента ископаемого ребра парейзавра показало, что кость имеет характерное для рёбер амниот микроанатомическое строение, при этом микроструктура костной ткани сохранила многие прижизненные характеристики. В шлифах хорошо проявлены структурные элементы плотного (компактного) костного и губчатого вещества кости — костные пластинки, вторичные остеоны и гаверсовы каналы с вторичной минерализацией кальцитом.

При исследовании трансверсального сечения вторичного остеона, в гаверсовом канале на его внутренней полости были обнаружены образования, сходные с участками эндотелий кровеносных и лимфатических сосудов, представляющие собой псевдоморфозы по клеткам мезенхимного происхождения, и выстилающие их внутреннюю поверхность.

На анфиладном сколе кости хорошо видно продольное сечение гаверсова канала, где, по нашим предположениям на основе морфологического сопоставления с современными аналогами [10] и данными [7], сохранились структуры, похожие на форменные элементы крови — белые кровяные клетки (группа лейкоцитов). Также в пользу небактериального происхождения этих клеточных структур говорит тот факт, что эти структуры обнаружены в костной ткани на внутренней полости Гаверсова канала, в месте нахождения кровеносных и лимфатических сосудов. При бактериальной колонизации эти структуры не были бы так четко локализованы, а обнаруживались бы повсеместно, включая различные части костной ткани, а также вмещающей породы; в нашем случае при исследовании вмещающей породы и зоны контакта порода/кость подобные структуры не были обнаружены. Кроме того, бактерии коккоидной формы обычно имеют меньшие размеры (0.5–2 мкм) [7], чем идентифицированные нами клеточные структуры (4–5 мкм). Тем не менее, для однозначной интерпретации происхождения обнаруженных форменных элементов крови требуется проведение дельнейших биомолекулярных исследований.

По данным рентгенофлюоресцентного микронзондового картирования установлено, что элементы Al, Si, K, Mg, Ca, Fe сосредоточены преимущественно во вмещающей глине; в костной ткани практически не фиксируются Al и Si, но обнаружены P и Ca, ассоциированные с апатитовой матрицей. Ca, P, Mg, Mn и S распределены по костной ткани достаточно равномерно; повышенные содержания Fe приурочены к трещинам, напротив, марганец концентрируется в костной ткани в более мелких порах и каналах.

По результатам ЛА-ИСП-МС микроэлементного анализа показано, что аутигенный кальцит, заполняющий Гаверсовы каналы остеонов и межтрабекулярное пространство губчатого вещества кости, значительно обеднен примесями (по сравнению с апатитом костной ткани), в нем отмечены повышенные содержания марганца (~3000 г/т), стронция (64 г/т), легких РЗЭ (~260 г/т). Апатит костной ткани характеризуется повышенными содержаниями переходных металлов, стронция, бария, редкоземельных элементов и иттрия. Рассчитанные индексы (La/Yb)_N и (La/Sm)_N, Ce-аномалии не противоречат полученным ранее данным по валовому микроэлементному составу [9] и свидетельствуют об отсутствии перекристаллизации на поздних стадиях диагенеза, а также о поступлении РЗЭ в апатит из окружающей пресной воды.

По данным рамановской спектроскопии, на спектрах костной ткани фиксируются линии от колебаний минеральной составляющей — карбонат-гидроксиапатита: симметричного валентного колебания ν_1 PO₄³⁻ (~960 см⁻¹), деформационных колебаний ν_4 PO₄³⁻ (430 и 580 см⁻¹), а также валентных ν_1 колебаний примесных карбонат-ионов В-типа, замещающих фосфат-ионы в решетке апатита (1065–1070 см⁻¹) (интерпретация полос согласно [11]). Кроме этого, в спектре зафиксированы колебания кристаллической решетки кальцита (линии 154, 281, 1085 см⁻¹), микроскопические зерна которого могут находиться в костной ткани. Также явно выражены колебания органической матрицы: колебания углеродных связей в аминокислотах пролине и гидроксипролине, фенилаланине, связей NH и C=O в амиде типов I и III, цитратов (солей лимонной кислоты). Все обнаруженные колебания протениновой матрицы соответствуют коллагену.

Выводы. В результате исследований фрагмента ископаемого ребра парейзавра *Deltavjatia vjatkensis* показано, что окружающая литологическая обстановка способствуют сохранности ископаемой костной ткани и ее клеточных структур. Минеральная фаза костной ткани соответствует фтор-апатиту. Зафиксированные на рамановских спектрах колебания соответствуют коллагену и некоторым другим компонентам органической составляющей костной ткани. Полученные данные позволяют говорить о высокой степени сохранности как костной ткани в целом, так и ее органической колла-

геновой матрицы. По результатам СЭМ и ЭДС интерпретированы форменные элементы крови, а именно лейкоциты. Вероятно, это старейшая сохранившаяся белая кровяная клеточная структура, описанная к настоящему моменту.

Работа выполнена в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00462

Литература

1. Schweitzer M. H., Wittmeyer J. L., Horner J. R. Soft tissue and cellular preservation in vertebrate skeletal elements from the Cretaceous to the present // Proc. R. Soc. B. 2007. V. 274. P. 183–197.
2. Biomolecular characterization and protein sequences of the Campanian hadrosaur *B. Canadensis* / M. H. Schweitzer [et al.] // Science. 2009. V. 324. P. 626–631.
3. Mineralized soft-tissue structure and chemistry in a mummified hadrosaur from the Hell Creek Formation, North Dakota (USA) / P. L. Manning [et al.] // Proc. R. Soc. B. 2009. V. 276. P. 3429–3437.
4. Organic preservation of fossil musculature with ultracellular detail / M. McNamara [et al.] // Proc. R. Soc. B. 2010. V. 277. P. 423–427.
5. A Jurassic ornithischian dinosaur from Siberia with both feathers and scales / P. Godefroit [et al.] // Science. 2014. V. 345. P. 451–455.
6. Fibres and cellular structures preserved in 75-million-year-old dinosaur specimens / S. Bertazzo [et al.] // Nat. Commun. 2015. V. 6.
7. Palaeobiology of red and white blood cell-like structures, collagen and cholesterol in an ichthyosaur bone / C. Plet [et al.] // Nature Scientific Reports. 2017. V. 7.
8. Martill D. M. Macromolecular resolution of fossilized muscle tissue from an elopomorph fish // Nature. 1990. V. 346. P. 171–172.
9. Особенности состава и структуры пермских тетрапод Котельничского местонахождения (р. Вятка) и их изменения при fossilизации как основа для палеоэкологических реконструкций / Д. В. Киселева [и др.] // Металлогения древних и современных океанов-2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс, 2017. С. 249–252.
10. Atlas of Microscopic Anatomy: A functional Approach / R. A. Bergman [et al.] URL: <http://www.anatomyatlases.org/>
11. Ancient and Modern Specimens of Human Teeth: a Fourier Transform Raman Spectroscopic Study / M. T. Kirchner [et al.] // Journal of Raman Spectroscopy. 1997. V. 28. P. 171–178.

Шиловский Олег Павлович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, Казанский (Приволжский) федеральный университет, Музей естественной истории Татарстана, г. Казань.

Минералогия и геохимия гондитов южного складчатого обрамления Сибирской платформы

© *С. И. Школьник, Л. З. Резницкий, И. Г. Бараш*

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: sink@crust.irk.ru

Приведены данные химического и минерального составов марганценовых метаосадочных пород (гондитов) Хамардабанского, Ольхонского и Икатского террейнов. Главными породообразующими минералами гондитов являются гранат и кварц. Основной марганцевый минерал гранат содержит от 60 до 80 мол.% спессартинового компонента, среди второстепенных марганцевых минералов диагностированы — родонит, пирохмангит, марганцевые и марганецсодержащие орто- и клинопироксены, амфиболы, триоктаэдрические слюды, Mn-аналоги эпидота, титанита. Из оксидов обнаружены Mn-ильменит и пирофанит. В разных проявлениях гондиты заметно различаются по соотношению главных породообразующих оксидов — SiO₂, MnO, CaO, FeO, MgO, Al₂O₃ и микроэлементов. Отличия химического и минерального составов гондитов исследованных проявлений связываются с разными источниками поступления вещества, удаленностью от устья гидротермальной активности и различной степенью постседиментационных преобразований.

Накопление марганценовых отложений происходило в венд-кембрийском осадочном бассейне в непосредственной близости от континентальных источников сноса и при синхронной осадкообразованию вулканической деятельности.

Ключевые слова: гондиты; минералогия; геохимия; Хамардабанский, Ольхонский, Икатский террейны.

Mineralogy and geochemistry of gondites in the southern folded frame of the Siberian platform

S. I. Shkol'nik, L. Z. Reznitsky, I. G. Barash

Institute of the Earth Crust's, SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: sink@crust.irk.ru

The data of the chemical and mineral compositions of the manganese-bearing meta-sedimentary rock (gondites) of the Khamardaban, Olkhon and Ikat terranes. The main rock-forming minerals gondites are garnet and quartz. The basic manganese garnet mineral contains from 60 to 80 mole% of the spessartine component, among the secondary manganese minerals, rhodonite, pyroxmangite, manganese and manganese-containing ortho- and clinopyroxenes, amphiboles, trioctahedral mica, Mn-analogues of epidote, titanite are diagnosed. Of the oxides, Mn-ilmenite and pyrophanite were found. In different deposits of gondites significantly differ in the ratio of the main rock-forming oxides — SiO₂, MnO, CaO, FeO, MgO, Al₂O₃ and trace elements. Differences in the chemical and mineral composition of the gondites of the investigated deposits are associated with different sources of ore material, disposal from the center of hydrothermal activity and various degrees of post-sedimentation transformations.

The accumulation of manganese deposits occurred in the Vendian-Cambrian sedimentary basin in close proximity to continental sources of provenance and during the synchronous sedimentation of volcanic activity.

Keywords: gondites; mineralogy; geochemistry; Khamardaban, Olkhon, Ikat terranes.

В пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы широким распространением пользуются метаосадочные богатые марганцем кварц-спессартиновые породы (гондиты). Гондиты известны и исследованы в составе Хамардабанского, Ольхонского, Икатского и Дербинского террейнов, в которых они образуют пласты, согласные с вмещающими осадочно-вулканогенными отложениями. Степень метаморфического преобразования этих толщ варьирует в широких пределах: от зеленосланцевой до гранулитовой.

Хамардабанский террейн. В пределах Хамардабанского композитного террейна известно Слюдянское рудопроявление марганца, приуроченное к нижней части терригенно-карбонатной хангарульской серии [1]. Наиболее распространенным типом марганцевых и марганцевистых пород здесь являются диоксидовые гнейсы и кристаллосланцы, так же встречаются гондиты (кварц-гранатовые породы), мраморы и кальцифиры с минералами бустамит-волластонитового ряда. Содержания MnO варьируют от первых до 20–25 вес %. В Слюдянском кристаллическом комплексе породы гондитовой формации представлены собственно гондитами, близкими к ним спессартиновыми кварцитами и родонитовыми кристаллосланцами (родонитовые гондиты). Во всех гондитах обычно содержатся марганцевые пироксены, немного амфибола и слюды, встречаются сфен, апатит, ильменит. В родонитовых сланцах полоски-слойки гондитов перемежаются с полосами крупнотаблитчатого родонита.

Ольхонский террейн. В одной из тектонических пластин (ангинская толща) Ольхонского метаморфического террейна выявлены ряд проявлений марганценовых пород, наиболее крупным из которых является Цаган-Забинское [2]. Руды располагаются в толще мраморов и представлены карбонатными, карбонатно-силикатными и силикатными разновидностями с содержаниями MnO до 40 %. Здесь

также обнаружены породы гондитовой формации [3]. Для гондитовой формации Приольхонья характерны спессартин-кварцевые гондиты, спессартин-пироксмангит-кварцевые сланцы (или пироксмангитовые гондиты — аналог родонитовых гондитов Слюдянского комплекса) и спессартиновые кварциты, переслаивающиеся с биотит-амфиболовыми сланцами. Гондиты содержат марганцовистые орто- и клинопироксены, амфиболы, диоктаэдрические слюды, ильменит, апатит.

Икатский террейн. Характеризуется наличием в его пределах многочисленных рудопоявлений с характерной для них марганцевой и железо-марганцевой минерализацией. Основными из них являются Талойское и Подикатское месторождения Икатского хребта, а также Усутайское месторождение и рудопоявление Алмарнатол хребта Морского. Подикатское месторождение марганца приурочено к икатской свите, представляющей чередование кремнистых и карбонатных разностей, иногда с примесью глинистого материала. Содержания окиси марганца в породах достигают 30 % и более. Марганцевые породы хребта Морского распространены в пределах эффузивно-карбонатно-сланцевого литологического комплекса итацинской свиты [4; 5]. Детальные минералогические и геохимические исследования рудоносных отложений итацинской свиты показали, что среди значительного разнообразия марганценосных пород, существуют разновидности, которые могут быть отнесены к гондитам. Гондиты Икатского террейна встречены на Усутайском марганцевом месторождении и рудопоявлении. Усутайское месторождение представляет собой пачку, состоящую из переслаивающихся ортоамфиболитов и роговиков. Вероятно породы отнесенные к родонитовым роговикам (т.е. контактово-метаморфические), фактически являются гондитами с характерной для них роговиковоподобной структурой. В пластах амфиболитов присутствуют прослои типичных полосчатых гондитов. Гондиты Усутайского месторождения помимо кварца и спессартина содержат родонит, пирофанит и амфибол типа Mn-куммингтонита. На Алмарнатольском проявлении гондиты залегают в слюдистых сланцах. В гондитах хорошо выражена тонкая полосчатость, наследующая слоистость. В некоторых типах гондитов кварц-спессартиновые полосы чередуются не с кварцевыми, а с биотит-кварцевыми полосками. Помимо спессартина гондиты содержат родонит и акцессорный марганцовистый ильменит.

Согласно ранее полученным данным по марганценосным породам Ольхонского и Хамардабанского террейнов установлено, что состав вмещающих толщ, также как и химический состав самих гондитов варьирует в широком диапазоне. Используя опубликованные и собственные данные, в работе приводятся результаты сопоставительного минералого-геохимического анализа гондитов складчатого обрамления Сибирской платформы.

Главным марганецсодержащим минералом, присутствующем в гондитах всех проявлений, является гранат. Он всегда представлен спессартином, доля минала которого всегда более 50 мол.%. Гранаты разных проявлений заметно отличаются по компонентному составу. Наиболее богаты MnO (до 34,3 мас.%) спессартины Усутайского месторождения, а обеднены (до 19 мас.%) проявления Алмарнатол с вариацией в ряду пиральспиты–спессартин. Гранаты гондитов Слюдянского комплекса образуют тренд спессартин–гроссуляр, а Ольхонского — наиболее разнообразны по соотношению миналов. Пироксены входят в парагенезисы гондитов из толщ Ольхонского и Хамардабанского террейнов. Родонит обнаружен в гондитах Слюдянского комплекса и Усутайского месторождения. Подобно гранатам, слюдянские родониты более кальциевые, а усутайские ближе к стехиометрическому родониту. В гондитах Приольхонья вместо родонита присутствует его политипическая модификация пироксмангит, состав которого отличается большим содержанием Fe и Mg. Марганцевый амфибол Mn-куммингтонит (тиродит) встречается в гондитах Усутайского месторождения и, очень редко в Приольхонье. Обычный в изученных гондитах ильменит также низкомарганцовистый, но в усутайских гондитах есть марганцевый аналог ильменита — пирофанит, а ильмениты проявления Алмарнатол содержат до 20 мас.% MnO.

В разных проявлениях гондиты заметно различаются по соотношению главных породообразующих оксидов — SiO₂, MnO, CaO, FeO, MgO, Al₂O₃. Содержания SiO₂ варьируют от 50 до 73 вес.%, более кремнистые разновидности (до 80–90 вес.%) встречаются в гондитах Хамардабанского и Икатского террейнов. Марганцовистые и магниезиальные гондиты характерны для Ольхонского, Усутайского и Слюдянского проявлений. Более кальциевыми оказались гондиты Слюдянского, а железистыми — Алмарнатольского проявлений. Используя диаграммы разграничивающие гидротермальные и гидрогенные отложения можно утверждать, что основной источник поступления рудного вещества для всех рассматриваемых проявлений имел гидротермальную природу. Значительный вклад вулканотерригенной составляющей, определяемый микроэлементным составом (сумма РЗЭ, содержание Th, U и др.) характерен для марганценосных пород Ольхонского, Хамардабанского террейнов и Алмарнатольского проявления. Все рассмотренные особенности геохимического состава гондитов указывают на отличия протолита этих образований. Эти отличия, вероятнее всего фиксируют латераль-

ную изменчивость состава протолита, связанную с разными источниками сноса и вещества, удаленностью от устья гидротермальной активности и условиями формирования.

Гидротермальные железомарганцевые отложения генетически связаны с районами проявления активной вулканической деятельности, среди которых могут выделяться такие тектонические обстановки, как срединно-океанические рифты, островные дуги и задуговые бассейны. Возможно, что близкие по минеральному и геохимическому составу породы гондитовой формации Икатского, Ольхонского и Хамардабанского террейнов формировались в пределах единого протяженного окраинного бассейна с активным проявлением вулканической деятельности и благоприятных для марганцевого накопления условиях.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области, проект № 17-45-388052.

1. Слюдянский кристаллический комплекс / Е. П. Васильев [и др.]. Новосибирск: Наука, 1981. 196 с.
2. Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Л., 1946. 315 с.
3. Конева А. А., Макрыгина В. А., Резницкий Л. З. Гондиты в метаморфических толщах Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 1. С. 93–102.
4. Гусев Ю. П., Осокин П. В., Здаров В. И. О литологии и марганценосности итанцинской свиты верхнего протерозоя хребта Морского (Юго-Западное Прибайкалье) // Труды отдела геологии Бур. филиала СО АН СССР. 1970. Вып. 2 (10). С. 19–27.
5. Осокин П. В., Булгатов А. Н., Квашнин В. Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минералогия // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 50–59.

Школьник Светлана Ивановна, старший научный сотрудник Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск.

Герпетофауна плейстоцен-голоценовых местонахождений Предбайкалья, Забайкалья и Северной Монголии

© Н. А. Щепина

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: natschepina@rambler.ru

Приведены данные по земноводным и пресмыкающимся, как компонентам фауны позднего плейстоцена-голоцена Забайкалья, Предбайкалья и Монголии. Выявлена экологическая приуроченность видов к палеоландшафтам в позднем плейстоцен-голоцене и проведено сравнение их распространения в настоящее время в Байкальском регионе.

Ключевые слова: амфибии; рептилии; *Strauchbufo raddei*; Strauch; 1876; *Eremias* cf. *argus barbouri* Schmidt; 1925; *Lacertidae*; поздний плейстоцен; голоцен; Предбайкалье; Забайкалье; Северная Монголия.

Herpetofauna of the Pleistocene-Holocene locations of the Pre-Baikal, Transbaikalia, and Mongolia

N. A. Schepina

Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: natschepina@rambler.ru

Data on amphibians and reptiles — components of fauna of the Late Pleistocene — Holocene of Transbaikalia, Pre-Baikal and Mongolia are given. Ecological attachment of species to paleolandscapes revealed, a comparison of their current distribution is conducted in the Baikal region.

Key words: amphibians; reptiles; *Strauchbufo raddei*; Strauch; 1876; *Eremias* cf. *argus barbouri* Schmidt; 1925; lizards (*Lacertidae*); Late Pleistocene-Holocene; Pre-Baikal; Transbaikalia; Mongolia.

Сведения по вымершим земноводным и пресмыкающимся Забайкалья и Предбайкалья крайне скудны. В регионе в настоящее время обитает 6 видов амфибий и 7 видов рептилий, в Монголии — 13 видов ящериц и 8 видов змей. Видовое разнообразие, особенности распространения и история фауны, как современных видов, так и ископаемых нуждаются в дальнейшем изучении.

Наряду с остатками млекопитающих в последние годы для реконструкций палеографических обстановок кайнозоя стали использоваться остатки земноводных и пресмыкающихся. Амфибии и рептилии в регионе имеют незначительные размеры, костные остатки их быстро разрушаются, сохранность оставляет желать лучшего.

В местонахождениях позднего плейстоцена-голоцена Предбайкалья (Большой Нарын; Бохан); Забайкалья (Харьяска 2, Черноярово; Поворот; Усть-Кяхта, Тологой; Ошурково; Иволгинское городище; Додогол; Ключево1; Засухино) и Монголии (Баян-гол-1, Тоогын гол V Сухэ-Баторский аймак; Норовлин уул.) собраны костные остатки амфибий и рептилий и переданы мне коллегами: д.б.н. Ербаевой М.А., к.б.н. Хензыхеновой Ф.И., Намзаловой О. Д.-Ц.

Остатки монгольской жабы в Забайкалье известны из местонахождений позднего плиоцена Береговая, раннего и среднего эоплейстоцена Додогол и среднего плейстоцен-голоцена Тологой. По предположению В. Ю. Ратникова [1] не исключено, что ископаемая форма *Str. raddei* является вымершим подвидом, и может быть использована для стратиграфических целей.

Анализ костных остатков герпетофауны (более 8000) показал, что наиболее обычным и многочисленным видом Забайкальских местонахождений, а также Монголии (в частности Северной), является монгольская жаба — типичный обитатель степей.

Костные остатки пресмыкающихся встречаются гораздо реже. В местонахождении Тологой челюстные кости ящерицы были определены как *Eremias* cf. *argus*. Излюбленным местообитанием монгольской ящурки в Забайкалье являются окраины и опушки разреженных хвойных лесов, каменистые остепненные склоны холмов, злаковые степи, встречается она также и в черте г. Улан-Удэ и в садово-огородных участках. Палеоэкологический анализ позднеплейстоценовой фауны в Забайкалье свидетельствует о мозаичном характере ландшафта. Преобладание в фауне степных видов позволяет говорить о широком распространении в то время сухих полынных степей и сравнительно холодном климате. Эти данные подтверждаются результатами спорово-пыльцевых анализов и исследованиями крупных млекопитающих [2].

В Северной Монголии, в Булганском аймаке монголо-японской экспедицией на новой палеолитической стоянке Баян-Гол были собраны костные остатки жабы *Bufo* sp.; монгольской жабы *Str.* cf. *raddei*; японской квакши *Hyla* cf. *japonica* [3], ареал которых охватывает леса, степи, луга и болота.

Видовой состав палеолитической стоянки Баян-гол 1 каргинского возраста кроме этого был представлен страусом, даурской пищухой, полевкой Брандта, дикой лошастью, что указывает на присутствие лесостепей и околородных биотопов в речных долинах и аридном климате во второй половине позднего плейстоцена Северной Монголии [5]. В местонахождениях голоценового возраста Восточной Монголии: Тогоотын-гол V и Норовлийн уул костные остатки бесхвостых амфибий определены как *Strauchbufo cf. raddei*.

В местонахождениях Предбайкалья были собраны челюстные кости ящериц — *Lacerta* sp. В Бохане собраны 8 фрагментов зубных костей, в Большом Нарыне — 1 челюстная кость. Более детальное определение затруднительно, особенно при незначительном количестве костных остатков. Прыткая ящерица — обитатель лесостепной зоны, живородящая обитает в тайге, осиново-березовых лесах, а также встречается в лесостепи и горно-лесном поясе. Живородящая и прыткая ящерицы в настоящее время имеют обширный ареал в Палеарктике.

Видовой состав обнаруженных видов, относящихся к различным экологическим типам, количественное соотношение их, размерные характеристики и т.д. наряду с мелкими млекопитающими могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях, в исторической зоогеографии и биостратиграфии. Вышеперечисленные виды известны сегодня и в современной фауне.

Выражаю искреннюю благодарность за предоставленные материалы главному научному сотруднику Геологического института СО РАН, доктору биологических наук М. А. Ербаевой, ведущему научному сотруднику, кандидату биологических наук Ф.И. Хензыхеновой, младшему научному сотруднику О. Д.-Ц. Намзаловой.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-05-01096.

Литература

1. Ратников В. Ю. Бесхвостые земноводные и ландшафтные обстановки позднего кайнозоя Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1458–1464.
2. Хензыхенова Ф. И., Ендрихинский А. С., Дергаусова М. И., Геология и фауна местонахождений Харьяска и Черноярво // Вопросы геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. Улан-Удэ. 1991. С.103–110.
3. Щепина Н. А., Коломиец В. Л., Будаев Р. Ц. Амфибии позднего кайнозоя Забайкалья и Северной Монголии. // Вестник Бурятского государственного университета: Серия: Биология. География. № 4. 2015. С.184–187.

Щепина Наталья Алексеевна, кандидат биологических наук, старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

Юбилейное рудное поле поликомпонентных руд в Забайкалье: новые геолого-генетические представления и оценка рудного потенциала

© Л. И. Ялович¹, А. В. Татаринов¹, В. А. Ванин²

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: ialovic@ginst.ru

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

На основе новой динамометаморфической геолого-генетической модели осуществлена оценка рудного потенциала (Au, Ag, платиноиды) Юбилейного поля. Показано, что основную промышленную ценность представляют прожилковые и вкрапленные руды с относительно бедными содержаниями полезных компонентов, но при этом образующие крупнообъемные (или крупнотоннажные) зоны.

Ключевые слова: рудная минерализация; кварцевые жилы; зоны прожилкования; динамометаморфизм; золото; серебро; элементы платиновой группы; ресурсы.

Yubileyny ore field of polycomponent ores in Transbaikalia: new geologic-genetic representations and ore capacity evaluation

L. I. Yalovik¹, A. V. Tatarinov¹, V. A. Vanin²

¹ Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: ialovic@ginst.ru

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

Based on a new dynamometamorphic geologic-genetic model, an evaluation of the Yubileyny field ore capacity (Au, Ag, platinoids) is executed. It is shown that the basic commercial value is presented by the veined and disseminated ores with a relatively poor content of useful components, but at the same time forming a bulk (or large-tonnage) zones.

Keywords: ore mineralization; quartz veins; veined zones; dynamometamorphism; gold; silver; platinum group elements (PGE); resources.

Структура Юбилейного рудного поля, приуроченного к крутопадающей части зоны смятия по морфологии и строению соответствует автокластическому линзовидно-пластинчатому меланжу (рис.). Она маркирует шов листрического надвига. В этом шве первичные породы пикрит-коматиит-толеитовой серии (таблица) венд-рифейского Келяно-Ирокиндинского зеленокаменного пояса и окружающие гранитоиды превращены в рудоносный динамометаморфический комплекс, представленный катаклазитовой, милонитовой и динамосланцевой фациями.

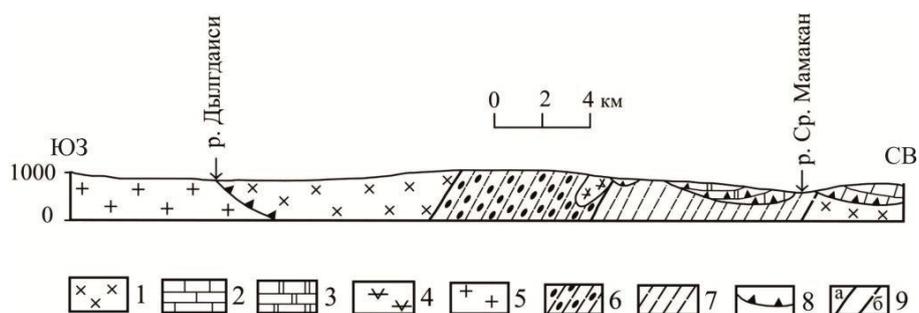


Рис. 1. Положение рудного поля Юбилейное на региональном геологическом разрезе (использована геолкарта листа О-50-XXV Л.В. Ревякина и В.Л. Тихонова, 1958).

1 — гнейсограниты и габброиды муйского комплекса; 2 — нижнекембрийские доломиты, известняки; 3 — мергели, глинистые сланцы с прослоями известняков (средний кембрий); 4 — амфиболиты по породам пикрит-коматиит-толеитовой серии Келяно-Ирокиндинского зеленокаменного пояса; 5 — палеозойские гранитоиды тельмамского комплекса; 6, 7 — золотоносный динамометаморфический комплекс тектонической зоны смятия по породам зеленокаменного пояса: 6 — установленные границы рудоносной толщи золоторудного поля Юбилейное, 7 — россыпеобразующая золотоносная толща, обнажающаяся в виде клиппов, перекрытая тектоническим покровом кембрийских карбонатных пород; 8 — надвиги; 9 — крутопадающие тектонические нарушения (а — установленные, б — предполагаемые).

Таблица

Химсостав магнезиальных метавулканических пород венд-рифейских зеленокаменных поясов Муйского рудного района и раннедокембрийского Олондинского пояса Чаро-Олекминского кратона

Местонахождение пород	Номера проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
венд-рифейский Келяно-Ирокиндинский												
Ирбино-Младенцевская рудная зона	М-78	48.13	0.63	8.02	1.85	8.67	0.18	23.93	8.30	0.29	0.05	0.05
	М-73	56.39	0.50	3.40	0.87	7.55	0.13	26.63	4.25	0.21	0.02	0.05
Юбилейное рудное поле	ЮБ-90	52.18	0.23	8.36	1.53	8.79	0.20	15.10	13.14	0.36	0.06	0.05
	ЮБ-91	47.65	0.30	13.48	3.21	10.09	0.23	11.22	13.07	0.60	0.15	-
венд-рифейский Гукит-Парамский												
Самокутская рудная зона	М-20	53.18	0.35	4.85	0.01	8.88	0.13	20.00	11.76	0.69	0.15	-
	М-19/1	52.24	0.18	4.52	1.94	7.63	0.22	19.59	12.67	0.47	0.49	0.05
	М-19/5	52.23	0.30	7.05	2.96	7.77	0.19	16.88	11.06	0.97	0.53	0.06
раннедокембрийский Олондинский (Другова и др., 1988; Попов и др., 1990; Татаринев, Яловик, 2003)												
		48.02	0.39	7.12		11.24*	0.20	25.68	6.89	0.18	0.03	0.03
		49.40	0.30	7.86		10.11*	0.21	23.40	8.13	0.24	0.02	0.03
		48.71	0.45	8.83		11.14*	0.28	22.06	7.69	0.44	0.03	0.05
		47.98	0.83	8.76		13.69*	0.23	15.47	11.48	0.95	0.14	0.05

Примечание. * — FeOобщ. Силикатный анализ проб осуществлен в ГИН СО РАН (аналитики А. А. Цыренова, В. А. Иванова)

Рудная минерализация локализована в жилах гранулированного в разной степени кварца, в зонах кварцевого и кварц-карбонатного прожилкования, сульфидизации.

Все они преимущественно расположены в контурах рудных зон динамосланцев альбит-кварц-мусковитового состава. Незолотоносные или слабо золотоносные кварцевые жилы обычно характерны для катаклазитов.

Центральные малосульфидные зоны рудных кварцевых жил несут преимущественно Au-Ag-Pt минерализацию, а их сульфидные оторочки обогащены Ru, Jr, Os, Cu, Zn, Pb, Sb, что позволяет рассматривать их как скопления с многокомпонентными благороднометалльно-полиметаллическими рудами.

В пределах центральной части Юбилейного рудного поля авторами выделены 8 минерализованных (рудных зон) с видимой мощностью на поверхности 150–700 м, протяженность которых по простиранию достигает нескольких километров. В них локализованы большая часть выявленных к настоящему времени рудных кварцевых жил, проявления прожилкового и вкрапленного типов оруденения. Совокупность этих морфоструктурных типов минерализации определяют высокую перспективность рудных зон на поиски большеобъемных месторождений руд многокомпонентного состава, в которых лидирующее положение занимают благородные металлы (Au, Ag и ЭПГ) и второстепенное промышленное значение (попутные компоненты) имеют полиметаллы (Cu, Pb, Zn), Ni, Co, Sb, Zr. Известно, что большеобъемные месторождения характеризуются объемными параметрами, позволяющими эксплуатировать их открытым (карьерным) способом.

Большая часть промышленных золоторудных месторождений на территории Северного и Западного Забайкалья (Бурятия) выявлена, оценивалась и разведывалась в 50–80 годы XX столетия. Работы, в основном, целенаправленно ориентировались на прогнозирование и поиски жильного золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого типов оруденения. При этом, оценка, разведка залежей, независимо от крупности золота и характера его распределения, проводилась по единой методике бороздowego опробования. Эти подходы в основном сохранились до сих пор. Однако потенциал жильного типа промышленного оруденения оказался почти исчерпанным, а попытки поисков и оценки рудных тел с прожилково-вкрапленным золото-сульфидно-кварцевым и вкрапленным золото-сульфидным типами оруденения, с которыми во всем мире связаны большеобъемные по запасам и относительно бедные по содержаниям (2–4 г/т) месторождения, оказались большей частью неэффективными из-за применения бороздowego опробования, как главного метода оконтуривания рудных тел, оценки запасов.

Из-за непригодности традиционного метода бороздowego опробования при поисках, оценке и разведке рудных тел с крупным самородковым золотом и крайне неравномерным его распределением недооценены и даже дискредитированы как перспективные многие объекты Келяно-Ирокиндинского (рудные поля Юбилейное, Ирбинское, Ирокиндинское; проявления — Самокутское, Осинное, Верхне-Самокутское и другие), Селенгино-Витимского (Ципиканская, Горбылокская рудные зоны) зеленокаменных поясов венд-рифейского возраста.

При оценке продуктивности рудных зон Юбилейного поля и упомянутых выше объектов следует отказаться от бороздowego опробования как основного метода опробования рудных зон, заменив его мелкообъемным валовым опробованием, с последующей заверкой результатов единичными крупнообъемными валовыми пробами.

Татаринев Александр Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Абрамов Б. Н., Калинин Ю. А., Боровиков А. А., Бадмацыренова Р. А., Посохов В. Ф.</i> Александровское золоторудное месторождение: петрогеохимия пород и руд, источники и время образования оруденения	4
<i>Агаджанян А. К., Шуньков М. В.</i> Зоогеография млекопитающих палеолита Северо-Западного Алтая	7
<i>Айриянц Е. В., Киселева О. Н., Белянин Д. К., Жмодик С. М.</i> Платинометалльная минерализация в подформных хромититах Харанурского массива (юго-восточная часть Восточного Саяна)	10
<i>Акулов Н. И., Мельников А. И., Акулова В. В., Рубцова М. Н.</i> Татауровские конгломераты	13
<i>Алексеев В. И.</i> Стратегические металлы в комплексах субщелочных литий-фтористых гранитов и метасоматитов Азиатско-Тихоокеанской геодинамической зоны	16
<i>Алексеева Н. В., Намсараева С. Б.</i> История сурков (<i>Marmota</i> , <i>Rodentia</i> , <i>Mammalia</i>) Забайкалья	19
<i>Анисимова Г. С., Кондратьева Л. А.</i> Золотое оруденение Верхнеамгинской площади (Южная Якутия)	22
<i>Антонов А. Ю., Травин А. В.</i> К вопросу об этапах магматической деятельности в Забайкалье на основании соотношения возрастных данных по аксессуарным и породообразующим минералам основных типов магматических пород, полученных различными изотопными методами (U-Pb, Ar-Ar, K-Ar и Rb-Sr)	25
<i>Антропова И. Г.</i> Технологические аспекты переработки перспективных руд месторождений Бурятии	28
<i>Артеменко Г. В., Шумлянский Л. В., Беккер А. Ю.</i> U-Pb возраст кластогенного циркона из метапесчаников глееватской свиты Кривбасса — хроностратиграфия и геодинамические следствия (Украинский щит)	31
<i>Асеева А. В., Кислов Е. В., Высоцкий С. В., Веливецкая Т. А., Игнатьев А. В.</i> Сапфиры Нарын-Гол (Джидинское вулканическое поле, Бурятия): минеральные ассоциации и изотопные характеристики	34
<i>Аюржанаева Д. Ц., Роцектаев П. А., Васильева С. О.</i> Минералого-петрографические особенности кварцитов Улзытинского проявления (Восточный Саян)	37
<i>Базаров А. Д., Лундэнбазар Б.</i> Идентификация прочностных параметров зданий и сооружений на основе натуральных динамических характеристик	40
<i>Базарова Е. П., Савельева В. Б.</i> Минералогия гидротермально-вадозных образований зон разломов в Западном Прибайкалье	42
<i>Бардамова И. В.</i> Особенности определения физико-химических характеристик рудничных вод методом лазерной дифрактометрии	45
<i>Бардухинов Л. Д., Спеццус З. В.</i> Анализ оптико-спектроскопических свойств алмазов из россыпных и коренных источников Средне-Мархинского района (Якутия)	48
<i>Бартанова С. В., Тубанов Ц. А.</i> Радиозоологическая опасность территории Бурятии по данным элементного состава солевых отложений питьевых вод	51
<i>Безделова А. П.</i> Структура растительного покрова высокогорного пояса как основа геоэкологического анализа (на примере Баргузинского хребта, в районе р. Намамы, нежил. Октокит)	53
<i>Безрукова Е. В., Летунова П. П., Кулагина Н., Айсуева Т. С., Шетников А. А., Крайнов М. А., Кербер Е. В., Панов В. С., Шарова О. Г., Левина О. В., Ткаченко Л. Л., Иванов Е. В., Филинов И. А.</i> История растительности и климата последнего оледенения и голоцена в бассейне озера Баунт, Республика Бурятия	56
<i>Беляев Е. В.</i> Апатитовый рифтогенез арктической и субарктической зон России	59
<i>Берзина А. Н., Берзина А. П., Гимон В. О.</i> Магматизм Сорского Cu-Mo-порфирового месторождения (Хакасия): источники и механизмы эволюции	62
<i>Бискэ Н. С.</i> Изучение методом рамановской спектроскопии структуры антрацитов, метаантрацитов и угольных графитов	65
<i>Бойкова И. А.</i> Типы цеолитизации продуктивной толщи Ягоднинского месторождения, Южная Камчатка	68
<i>Брыжак Е. В., Джурик В. И., Серебренников С. П., Ескин А. Ю.</i> Сравнительный анализ амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза сейсмических станций Прибайкалья, расположенных в различных сейсмоклиматических зонах	71
<i>Будаев Р. Ц., Коломиец В. Л.</i> Эоловый морфолитогенез и природно-климатические реконструкции позднего неоплейстоцена и голоцена бассейна реки Селенга	73
<i>Быдтаева Н. Г., Галиахметова Л. Х., Киселева Р. А.</i> Минерагеня гранулированного кварца Мало-Чипикетской кварценозной зоны Патомского района (Прибайкальская провинция)	75
<i>Варламов Д. А., Удортатина О. В., Цыганков А. А.</i> Минералы амазонитовых гранитов Тургинского массива (Восточное Забайкалье)	78

<i>Васильев В. И., Васильева Е. В., Жатнуев Н. С., Санжиев Г. Д.</i> Параметрическая модель образования и эволюции мантийно-корового мигранта	81
<i>Васильева Е. В., Васильев В. И., Смирнова О. К.</i> Расчёт стока верховья ручья Зун-Тигня в комплексной модели системы «рудничные воды — природные воды» на месторождении Бом-Горхон	84
<i>Вах А. С., Горячев Н. А., Федосеев Д. Г., Карабцов А. А., Вах Е. А.</i> Микровключения в пиритах золото-рудных месторождений Восточного Забайкалья	87
<i>Володькова Т. В.</i> Особенности восточной краевой зоны Сибирской платформы	90
<i>Воронцов А. А., Перфилова О. Ю., Тарасюк А. С.</i> Модель формирования щелочных нефелиновых сиенитов и ассоциирующих с ними пород Сайбарского массива Минусинского прогиба по геологическим, геохимическим и изотопным ($\delta^{18}\text{O}$) данным	93
<i>Врублевская Т. Т., Хубанов В. Б.</i> Концентрирование циркония в гибридных сиенитах Усть-Хилокского массива (Западное Забайкалье)	96
<i>Галиахметова Л. Х., Быдтаева Н. Г., Нигматов И. Н.</i> Минералого-петрографическая характеристика вмещающих пород и гранулированного кварца Мало-Чипикетской кварценозной зоны (Патомское нагорье)	99
<i>Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. М., Эрнст Р. Е., Писаревский С. А.</i> Мезопротерозойские дайковые рои южной части Сибирского кратона	102
<i>Гоголев К. И., Артеменко Г. В., Жданов Е. Н.</i> Литогеохимические особенности метатерригенных и железисто-кремнистых пород Белозерской серии и гуляйпольской свиты (Украинский щит)	104
<i>Гоголева С. С.</i> Базиты Тенкеляхской площади (Виллойско-Мархинский дайковый пояс)	107
<i>Гомбоев Д. М., Кислов Е. В.</i> Подтверждение данных разведки при отработке Кавоктинского месторождения аподоломитового нефрита (Средне-Витимская горная страна)	110
<i>Гонгальский Б. И., Криволицкая Н. А., Мурашов К. Ю.</i> Месторождения Удокан-Чинейского рудного района	113
<i>Гонегер Т. А.</i> Возраст и петролого-геохимическая характеристика Андреевского массива (северо-западная часть Витимского плоскогорья)	116
<i>Гордиенко И. В.</i> Роль субдукционного и коллизионного магматизма в формировании континентальной коры Забайкалья (по изотопно-геохронологическим данным)	119
<i>Горячев Н. А., Будяк А. Е., Дамдинов Б. Б., Скузоватов С. Ю., Гармаев Б. Л.</i> Геодинамические условия формирования золотого оруденения Саяно-Байкальского пояса (Восточная Сибирь, Россия)	122
<i>Горячев Н. А., Будяк А. Е., Михалицына Т. И., Соцкая О. Т., Тарасова Ю. И.</i> Золото-сульфидно-вкрапленная минерализация черносланцевых толщ южного и восточного обрамления Сибирского кратона	124
<i>Гребенщикова В. И., Кузьмин М. И., Цыдыпова С. Б.</i> Цикличность распределения концентраций элементов в воде истока Ангары (сток Байкала) в 1997–2017 гг.	126
<i>Гриненко В. С., Баранов В. В.</i> Проблемные вопросы стратиграфии терминального триаса Бореальной надобласти	129
<i>Гриненко В. С., Баранов В. В.</i> Стратотип терминального триаса Бореальной надобласти	132
<i>Гунин В. И.</i> Вихревая гидродинамика основа для получения новых знаний в науках о Земле	135
<i>Дабеева В. В., Плюснин А. М., Будаева А. Д.</i> Изучение процессов, протекающих в толще хвостов Джидинского ГОКа, с использованием окисленного и модифицированного бурого угля	138
<i>Дамдинов Б. Б., Дамдинова Л. Б., Жмодик С. М., Миронов А. Г.</i> Условия формирования и генезис золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна	141
<i>Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б., Рампилов М. О., Канакин С. В.</i> Условия формирования руд и состав растворов Ауникского F-Be месторождения (Западное Забайкалье)	144
<i>Дербеко И. М.</i> Роль субдукционных процессов в эволюции восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса	147
<i>Докукина К. А., Хиллер В. В.</i> Химическое Th-U-Pb изохронное (CHIME) датирование палеопротерозойской перекристаллизации архейского мигматитового цирконизма из высокобарной лейкосомы	150
<i>Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Станевич А. М., Писаревский С. А., Мотова З. Л., Демонтерова Е. И.</i> Раннепротерозойская геодинамическая эволюция Урикско-Ийского грабена южной части Сибирского кратона	153
<i>Доронина Н. А., Елизаров Д. В., Посохов В. Ф.</i> Вещественный состав и Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика основных типов геологических формаций Ципиканского блока (Западное Забайкалье)	156
<i>Дорошкевич С. Г., Смирнова О. К., Бартанова С. В., Минеев А. В.</i> U и Th в почвах геотехногенных ландшафтов Джидинского вольфрамового месторождения	159

<i>Друщиц В. А.</i> Основные структуры континентальной окраины Восточной Арктики в позднем кайнозое	162
<i>Елбаев А. Л.</i> Петрохимическая типизация и особенности минерального состава лейкогранитов Хамнига-дайского массива (Юго-Западное Забайкалье)	165
<i>Ербаева М. А., Алексеева Н. В., Щетников А. А., Иванова В. В., Филинов И. А., Хензыхенова Ф. И., Андреева Д. Б., Намзалова О. Д.-Ц.</i> Опорный разрез Тологой как уникальный архив динамики природной среды позднего кайнозоя Байкальского региона	167
<i>Ескин А. Ю., Джурик В. И., Серебренников С. П., Брыжак Е. В.</i> Комплекс исследований при оценке сейсмической опасности на ответственных сооружениях в пределах г. Улан-Удэ	170
<i>Жалсараев Б. Ж., Буянтуев М. Д.</i> Новые возможности РФА	173
<i>Жатнуев Н. С., Васильев В. И., Санжиев Г. Д., Васильева Е. В.</i> Магматизм ранней Земли. Возможный сценарий эволюции	175
<i>Жмодик С. М., Миронов А. Г., Белянин Д. К., Айриянц Е. В., Немировская Н. А., Киселева О. Н., Кириченко И. С.</i> Металлоносные углеродистые сланцы Окинской зоны юго-восточной части Восточного Саяна	178
<i>Зайцев А. В., Бакшеев И. А.</i> Опыт комплексного литолого-минералогического анализа для выявления этапности формирования и источников терригенного сноса (на примере средне-верхнеордовикских отложений разреза р. Мойеро, северо-восток Сибирской платформы)	181
<i>Зинчук Н. Н.</i> Роль первичных минералов кимберлитов при районировании алмазоперспективных территорий Сибирской платформы	183
<i>Зинчук Н. Н.</i> Петролого-геохимические аспекты типизации кимберлитов Сибирской платформы	186
<i>Иволга Е. Г., Манилов Ю. Ф.</i> Плотностная модель литосферы области сочленения континент-океан юга Дальнего Востока России	189
<i>Иволга Е. Г.</i> Геолого-структурные особенности литосферы северо-западного Приохотья и золотое оруденение	192
<i>Избродин И. А., Дорошкевич А. Г.</i> Возраст и источники вещества щелочных пород Зимовьечинского и Тучинского массивов (Витимское плоскогорье)	195
<i>Избродин И. А., Дорошкевич А. Г., Посохов В. Ф.</i> Время проявления магматического и метасоматического процессов Туколактинского сиенитового массива (Витимское плоскогорье)	197
<i>Избродин И. А., Дорошкевич А. Г., Хубанов В. Б.</i> Геохронология щелочных пород Боргойского и Боцинского массивов (Джидинская щелочная провинция)	200
<i>Калинин Ю. А., Ковалев К. Р., Туркина О. М., Гимон О. В., Абрамов Б. Н.</i> Особенности магматизма и оруденения Култуминского золото-медно-железо-скарнового месторождения в Восточном Забайкалье	203
<i>Канакин С. В.</i> Программа идентификации минералов и документирования результатов электронно-зондового микроанализа	206
<i>Кармышева И. В., Владимиров В. Г., Яковлев В. А.</i> Ухадагская габбро-гранитная ассоциация: состав, возраст, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, ЮВ Тува)	209
<i>Кислов Е. В., Арискин А. А., Эрнст Р. Е., Бедар Дж. Х., Малышев А. В.</i> Сравнение докембрийских Восточносибирской и Франклинской ЭПГ-Cu-Ni металлогенических провинций	212
<i>Кислов Е. В., Малышев А. В., Вантеев В. В.</i> Маринкин ультрамафит-мафитовый массив — геодинамика, состав, рудообразование	215
<i>Коломиец В. Л., Будаев Р. Ц., Первалов А. В.</i> Литолого-стратиграфический анализ плейстоценовых осадочных толщ долины р. Селенга (Западное Забайкалье)	218
<i>Кононец С. Н., Валитов М. Г., Харченко Т. А.</i> Магматический контроль золотого оруденения Западного Приморья (по геофизическим данным)	221
<i>Котов А. А.</i> Невидимое золото в пиритах и арсенопиритах месторождения Вернинское (Северное Забайкалье)	224
<i>Криволицкая Н. А., Беляцкий Б. В., Латышев А. В., Долгаль А. С., Гонгальский Б. И., Свирская Н. М., Бычкова Я.</i> Ультрабазит-базитовые комплексы и месторождения Сибирской трапповой провинции: новые геохимические и геофизические данные	227
<i>Лазарева Е. В., Жмодик С. М., Толстов А. В., Карманов Н. С., Дарьин А. В., Кириченко И. С.</i> Распределение элементов в тонкослоистых богатых Nb-REE рудах массива Томтор (по данным сканирования РФА-СИ)	230
<i>Ланцева В. С., Бадмацыренова Р. А.</i> Вещественная характеристика вмещающих пород Новопавловского молибденового месторождения	233
<i>Ласточкин Е. И., Рипп Г. С., Цыденова Д. С., Посохов В. Ф.</i> Эпитермальные флюоритовые месторождения Западного Забайкалья	236

<i>Лиханов И. И.</i> Метаморфические индикаторы вещественной и тектоно-термальной эволюции структур коллизии и растяжения в земной коре	239
<i>Лобастов Б. М., Перфилова О. Ю.</i> Особенности петрографического состава пород черносопкинской вулcano-плутонической ассоциации	242
<i>Лыхин Д. А.</i> Возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород и руд Снежного месторождения (Восточный Саян)	245
<i>Мазуров М. П., Шихова А. В.</i> Эндогенные и экзогенные факторы развития флюидных рудно-метасоматических систем трапповой формации юга Сибирской платформы	248
<i>Мамарозиков У. Д., Суюндикова Г. М.</i> Рудоносность пермского внутриплитного магматизма Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань)	251
<i>Манилов Ю. Ф.</i> Петрофизика северной части Сихотэ-Алинского орогена	254
<i>Мельников А. И., Акулов Н. И., Акулова В. В., Рубцова М. Н.</i> Особенности тектонического строения Ангарского компрессионного надвига	257
<i>Минина О. Р., Таилыков В. С.</i> Раннегерцинские комплексы в структурах Западного Забайкалья	260
<i>Молчанов В. П., Сун Фенгуй (Sun Fengyue), Молчанова Н. Н.</i> Геодинамика и рудообразование в углерод-содержащих породах сопредельных территорий юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая	263
<i>Молчанов В. П., Андросов Д. В., Молчанова Н. Н.</i> О проявлениях благороднометалло-редкоземельной минерализации в графитоносных породах северной окраины Ханкайского террейна	266
<i>Мурашов К. Ю.</i> Трехмерное моделирование золоторудных кварцевых жил Ирокиндинского рудного узла	268
<i>Мустафин С. К.</i> Потенциал золотого оруденения карлин-типа стран ШОС: состояние изученности, прогноз, оценка и перспективы	271
<i>Мустафин С. К.</i> Нетрадиционный промышленный тип комплексного золото-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня	274
<i>Низгай Е. В., Добкин С. Н., Гурьянов В. А.</i> Раннемеловые диоритоиды восточной части Буреинского массива	277
<i>Низгай Е. В., Амелин С. А., Гурьянов В. А.</i> Нятыгранский интрузивный комплекс: петрография, петрохимия, возраст (Буреинский массив)	280
<i>Никифорова З. С.</i> Закономерности размещения прогнозируемых коренных источников различных формационных типов (восток Сибирской платформы)	283
<i>Николаев А. Г., Юргенсон Г. А., Михеева А. Д., Галиуллин Б. М.</i> Природа окраски турмалинов месторождения Канакан (Афганистан)	286
<i>Орсоев Д. А.</i> Рудоносные анортозиты Рифа I верхнерифейского Йоко-Довыренского массива: новые данные по составу, ЭПГ-Cu-Ni минерализации, флюидному режиму и условиям образования	288
<i>Перфилова О. Ю., Воронцов А. А., Лобастов Б. М.</i> Палеозойские щелочные интрузии в восточном обрамлении Сыдо-Ербинской впадины (геология и петрография)	291
<i>Платонова С. Г.</i> Сейсмодислокации восточных склонов Монгольского Алтая	294
<i>Плюснин А. М., Дабеева В. В., Жамбалова Д. И., Перязева Е. Г., Таилыков В. С.</i> Геохимия редкоземельных элементов в хвостах добычи и переработки вольфрамовых руд	297
<i>Предеин П. А., Добрынина А. А., Тубанов Ц. А., Герман Е. И.</i> Оценка параметров затухания сейсмических волн в центральной части Байкальской рифтовой зоны по записям близких землетрясений	300
<i>Радзиминович Н. А., Тубанов Ц. А., Мирошниченко А. И.</i> Эпицентральные зоны Южного и Центрального Байкала	301
<i>Рампилов М. О., Рипп Г. С.</i> Редкометалльные граниты Западного Забайкалья	306
<i>Рассказов С. В., Чебыкин Е. П., Ильясова А. М., Тубанов Ц. А., Герман Е. И., Бартанова С. В., Борняков С. А., Чувашова И. С.</i> Тестирование эффекта Чердынцева-Чалова с использованием вибратора на Бабушкинском полигоне и результаты мониторинга отношений активностей $^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$ в подземных водах для прогноза землетрясений в Южно-Байкальской впадине	308
<i>Рипп Г. С., Ласточкин Е. И., Избродин И. А., Рампилов М. О.</i> Флюорит-бастнезитовые породы — новый тип карбонатитов?	311
<i>Рудмин М. А., Мазуров А. К., Рева И. В., Макаров Б. И., Рубан А. С.</i> Глауконитовые породы Бакчарского железорудного месторождения (Западная Сибирь): перспективы использования и экономический потенциал	314
<i>Рудмин М. А., Рева И. В., Сорокина А. М., Мазуров А. К.</i> Особенности диагенеза морских оолитовых железняков Западно-Сибирского железорудного бассейна (на примере Бакчарского месторождения)	317
<i>Рыцк Е. Ю.</i> Байкало-Муйский пояс: структура и этапы тектонической эволюции	320
<i>Савельева В. Б., Базарова Е. П., Иванов А. В.</i> Карбонатно-щелочные метасоматиты Западного Прибайкалья: минеральный состав, геохимия, возраст	323

<i>Савченко А. А., Рипп Г. С.</i> Возраст и изотопная характеристика Булуктаевского молибденово-вольфрамового месторождения (Республика Бурятия)	326
<i>Савченко А. А., Рипп Г. С.</i> Геохимическая характеристика минеральных парагенезисов Жарчихинского молибденового месторождения (Республика Бурятия)	329
<i>Савчик Д. М., Болдушевская Л. Н.</i> Двухмерное моделирование осадочного бассейна на юге Анабарской антеклизы	332
<i>Санжанова С. С., Хажеева З. И.</i> Геохимическая подвижность химических элементов в озерах Гусино-озерской впадины	335
<i>Санжиева Д. П.-Д., Добрынина А. А., Тубанов Ц. А.</i> Динамические характеристики очагов слабых землетрясений центральной части Байкальского рифта	338
<i>Скляр Е. В., Лавренчук А. В., Старикова А. Е.</i> Парадоксы и заблуждения в геологии: примеры из Западного Прибайкалья	340
<i>Служеникин С. Ф., Туровцев Д. М., Малич К. Н., Григорьева А. В.</i> Zubовский тип базит-гипербазитовых дифференцированных интрузивов: петрология и рудоносность	342
<i>Смекалин О. П., Чипизубов А. В., Имаев В. С., Гриб Н. Н., Сясько А. А., Радзиминович Н. А.</i> Сейсмоактивные структуры Юго-Западного Забайкалья на примере Хамбинского разлома	345
<i>Смирнов Ю. В.</i> Возраст и химический состав метаморфизованных осадочных и вулканических пород Сюкдудкинского фрагмента Нора-Сухотинского террейна	348
<i>Солотчин П. А., Солотчина Э. П., Скляр Е. В., Жданова А. Н.</i> Голоценовые донные осадки малых озер Сибири как летописи региональных климатических событий	351
<i>Таловская А. В., Язиков Е. Г., Шахова Т. С.</i> Эколого-геохимическая оценка в окрестностях объектов теплоэнергетики по данным снеговой съемки	354
<i>Ташлыков В. С., Гонегер Т. А., Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Минина О. Р.</i> К вопросу об источниках сноса багдаринской свиты (Витимкан-Ципинская зона, Западное Забайкалье)	357
<i>Тубанов Ц. А., Суворов В. Д.</i> Сейсмичность и глубина землетрясений на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны	360
<i>Фролов А. О.</i> Фитостратиграфия юрских отложений Ангаро-Котинской впадины (Иркутский угольный бассейн, Восточная Сибирь)	362
<i>Хассан А., Рассказов С. В., Чувашова И. С., Коломиец В. Л., Будаев Р. Ц., Усольцева М. В., Федин А. Ю.</i> Соотношения стратонов в осадочном наполнении южной части Баргузинской долины	364
<i>Хромова Е. А., Дорошкевич А. Г., Избродин И. А.</i> Распределение редкоземельных элементов в минералах из пород щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия)	367
<i>Хромых С. В., Котлер П. Д., Владимиров А. Г., Изох А. Э., Крук Н. Н.</i> Раннепермский (300–270 млн лет) магматизм Восточного Казахстана: результат сочетания плейт- и плюм-тектонических факторов	370
<i>Хубанов В. Б., Цыганков А. А., Хубанова А. М., Врублевская Т. Т., Бурдуковский В. В., Буянтуев М. Д., Бурмакина Г. Н.</i> Этапы формирования Мо-гранитов Западного Забайкалья: U-Pb (LA-ICP-MS) изотопные данные	373
<i>Хубанова А. М., Новосельцева В. М., Клементьев А. М., Соколова Н. Б., Хубанов В. Б., Посохов В. Ф.</i> Корреляция вариаций C-N изотопного состава в костных остатках из археологического местонахождения Усть-Кеуль I с колебаниями климата в течение голоцена в Северном Приангарье	375
<i>Худякова Л. И., Кислов Е. В.</i> Геоэкологические проблемы разработки медно-никелевых месторождений и пути их решения	377
<i>Цыганков А. А., Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д.</i> Периодичность эндогенных событий Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП по данным U-Pb датирования цирконов из современных речных осадков	380
<i>Цыдыпова Л. Р., Орешин С. И., Винник Л. П., Мордвинова В. В., Кобелев М. М., Хритова М. А.</i> Совместное обращение P- и S-приёмных функций: результаты для Центральной части Байкальской рифтовой зоны	383
<i>Цыпукова С. С., Перепелов А. Б., Энхбат Д-Э., Щербаков Ю. Д.</i> Первые данные по Lc-Ne- и кальцит-доломит-содержащим базанитам и фонотефритам позднплейстоценового вулканического центра Бодь-уул (Северная Монголия)	386
<i>Черепанов А. А., Бердников Н. В., Крутикова В. О.</i> Редкоземельные элементы и благородные металлы в фосфоритах проявления Гремучий (Малый Хинган, ЕАО)	389
<i>Чернявский М. К., Украинцев А. В.</i> Перспективы многоцелевого применения гидротерм Баргузинского Прибайкалья	392

Чипизубов А. В., Смекалин О. П., Имаев В. С., Гриб Н. Н., Сясько А. А., Качаев А. Н. О локализации очаговой зоны Цаганского землетрясения (M=7.5) 1862 года	395
Чувашова И. С., Рассказов С. В., Ясныгина Т. А., Мордвинова В. В., Хритова М. А., Аило Ю. Камарско-Становая и Центрально-Монгольская горячие зоны трансензии: сравнительный анализ скоростных разрезов S-волн и источников позднекайнозойских расплавных аномалий	398
Шведов Г. И., Перфилова О. Ю., Карнаухова О. М., Мавринская С. А. Гидротермалиты и минералогия руд месторождения Кочковский как индикатор условий золотооруденения	401
Шиловский О. П., Киселева Д. В., Зайцева М. В., Панкрушина Е. А. Микроструктурные и геохимические особенности состава костной ткани парейзавра <i>Deltavjatia vjatkensis</i>	404
Школьник С. И., Резницкий Л. З., Бараш И. Г. Минералогия и геохимия гондитов южного складчатого обрамления Сибирской платформы	407
Щепина Н. А. Герпетофауна плейстоцен-голоценовых местонахождений Предбайкалья, Забайкалья и Северной Монголии	410
Яловик Л. И., Татаринев А. В., Ванин В. А. Юбилейное рудное поле поликомпонентных руд в Забайкалье: новые геолого-генетические представления и оценка рудного потенциала	412

Научное издание

ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Материалы V Всероссийской научно-практической конференции,
 посвященной 45-летию Геологического института СО РАН
 (Улан-Удэ, 27–31 августа 2018 г.)

Дизайн обложки *А. В. Минеев*
 Компьютерная верстка *Л. Р. Цыдыпова*

Свидетельство о государственной аккредитации
 № 2670 от 11 августа 2017 г.

Подписано в печать 02.07.2018. Формат 60x84 1/8.
 Усл. печ. л. 48,82. Уч.-изд. л. 34,09. Заказ 130.

Издательство Бурятского госуниверситета
 670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а
 riobsu@gmail.com

Отпечатано в типографии Издательства БГУ
 670000, г. Улан-Удэ, ул. Сухэ-Батора, 3а



ISBN 978-5-9793-1242-2



9 785979 312422