



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам генезиса рудных месторождений.

СПЕЦИАЛЬНЫЙ ВЫПУСК:

Порфириновые и родственные месторождения Северной Евразии. Часть 2
Редакторы выпуска Н.С. Бортников, И.В. Викентьев



СОДЕРЖАНИЕ

Том 66, номер 1, 2024

Спецвыпуск “Золото-медно-порфировые и родственные месторождения Северной Евразии”, ч. 2

Special issue “Gold-copper-porphyry and related deposits of Northern Eurasia”, vol. 2

Редакторы выпуска Н.С. Бортников, И.В. Викентьев

- Предисловие к специальному выпуску журнала “Геология рудных месторождений”, посвященному порфировым и родственным месторождениям Северной Евразии
И. В. Викентьев, Н. С. Бортников 3
- Порфировые месторождения Северной Евразии: практические аспекты тектонического контроля, структурных особенностей и оценки эрозионного среза от Урала до Тихого океана
А. С. Якубчук 7
- Медно-порфировая и эпitherмальная золото-серебряная минерализация Баимской рудной зоны, Западная Чукотка, Россия
А. Ф. Читалин, И. А. Бакшеев, Ю. Н. Николаев 27
- Возраст и связь магматизма плутона и малых интрузий (Сорское Cu-Mo-порфировое месторождение, Хакасия)
А. Н. Берзина, А. П. Берзина, В. О. Гимон 49
- U–Pb возраст, состав циркона и геохимические характеристики гранитоидов Жирекенского Mo-порфирового месторождения, Восточное Забайкалье, Россия: новый взгляд на связь с минерализацией
Т. В. Светлицкая, П. А. Неволько 76
- Состав апатита как инструмент оценки рудоносности порфировых систем (на примере Шахтаминского Mo-порфирового и Быстринского Cu-Au-Fe-порфирово-скарнового месторождений, Восточное Забайкалье, Россия)
В. С. Веснин, П. А. Неволько, Т. В. Светлицкая, П. А. Фоминых, Д. В. Бондарчук 113
-
-

ПРЕДИСЛОВИЕ

ко 2-й части специального выпуска журнала “Геология рудных месторождений”, посвященного порфирировым и родственным месторождениям Северной Евразии

© 2024 г. И. В. Викентьев^{а, *}, Н. С. Бортников^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 03.10.2023 г.

Подписана в печать 10.10.2023 г.

Принята к публикации 10.10.2023 г.

Вторая часть специального тематического выпуска журнала “Геология рудных месторождений” включает новую группу статей, посвященных рудным месторождениям “порфирирового семейства” и родственным им, в том числе эпиптермальным, находящимся в регионах Северной Евразии (Россия, Казахстана и Средней Азии).

Данный выпуск открывается обзорной статьей А.С. Якубчука (Якубчук, 2024), которая рассматривает практические аспекты тектонического контроля, структурных особенностей и оценки эрозионного среза порфирировых и эпиптермальных месторождений Северной Евразии. В статье обсуждаются аспекты тектонического и металлогенического районирования этого обширного региона, показаны черты сходства и отличия его месторождений от сходных месторождений других регионов, особенно Тихоокеанского кольца, рассматриваются особенности глобальной тектонической эволюции континентов, повлиявшие на формирование и размещение данных месторождений в возрастном диапазоне от архея до кайнозоя. Значительная часть статьи посвящена специфике строения порфирировых систем (Sillitoe, 2010), эволюции их морфологии, условий и признаков их кластеризации и/или развития линейных “порфирировых трендов”, оценки их деформированности, расшифровки их кинематики как при формировании, так и при последующей пострудной истории. Особый интерес представляют примеры истории открытия крупных медно-порфирировых месторождений на основе переосмысления и переоценки существовавших геологических моделей их строения.

В статье А.Ф. Читалина и др. (Читалин и др., 2024) дана характеристика Баимской рудной зоны

Западной Чукотки, в которой находится крупнейшее золото-молибден-меднопорфирировое месторождение Песчанка и серия сопровождающих его крупных эпиптермальных объектов. Авторы отмечают, что формирование рудной минерализации порфирировых и эпиптермальных рудных систем Баимской рудной зоны происходило в раннемеловое время в зоне глубинного правого сдвига северо-западного простирания. При этом предполагается, что меридиональные структуры растяжения и диагональные сколы в сдвиговой зоне контролировали позицию и морфологию интрузивных тел монцонитоидов и парагенетически связанных с ними рудных штокверков с медно-порфирировой и золото-серебряной эпиптермальной минерализацией. Описана зональность аномальных геохимических полей вторичных ореолов и первичная геохимическая зональность месторождения Песчанка и Находкинского рудного поля. На основе реконструкции вертикальной зональности для месторождения Песчанка установлен верхне-среднерудный срез, а для проявлений, расположенных в различных частях Находкинского рудного поля, эрозионный срез изменяется от верхнерудного до нижнерудного. Авторами выявлены новые перспективные участки в пределах Баимской рудной зоны, где прогнозируется промышленное медно-порфирировое и золото-серебряное эпиптермальное оруденение.

Природа Сорского Cu-Mo-порфирирового месторождения в Кузнецком Алатау рассматривается в статье А.Н. Берзиной и др. (Берзина и др., 2024). Оно тесно ассоциирует с малыми интрузиями (штоки, дайки) порфирировых пород, локализованными в Уйбатском плутоне. Плутон и малые интрузии сложены породами габброидной, монцонитоидной

и гранит-лейкогранитной ассоциаций. Габброиды и монцитонитовиды сформировались вследствие фракционной дифференциации мантийной мафической магмы и ассимиляции нижнекорового материала. Полученные авторами U-Pb датировки и геохимические характеристики (содержания породообразующих и редких элементов и изотопные составы Nd, Sr, Pb) позволяют предполагать отсутствие генетической связи между породами повышенной основности и гранит-лейкогранитной ассоциации. Согласно U-Pb данным, становление плутона произошло ~478, а внедрение малых интрузий ~462 ± 5 млн лет назад, причем расплавы для первых и вторых генерировались разными средне-верхнекоровыми очагами, но формировавшимися в связи с поступлением магмы из единого нижнекорового магматического резервуара. Таким образом, магматизм малых интрузий не являлся продолжением плутоногенного этапа, а связь магматизма плутона и малых интрузий опосредована через общий глубинный очаг. Широкое развитие на Сорском месторождении эксплозивных брекчий и брекчиевых разновидностей руд свидетельствует о высокой флюидонасыщенности магмы, питавшей поздние малые интрузии, что было обусловлено воздыманием вмещающего его тектонического блока, декомпрессией и отделением рудоносных флюидов от быстро кристаллизующегося остаточного расплава (ср., Yang et al., 2009).

Статьи В.С. Веснина и др. (Веснин и др., 2024), Т.В. Светлицкой и П.А. Неволько (Светлицкая, Неволько, 2024) посвящены группе порфирировых месторождений Восточного Забайкалья, распространенных в этом крупном регионе развития мезозойского высококалийного известково-щелочного и шошонитового магматизма (Таусон и др., 1984, 1987; Зорина и др., 1986; Соловьев, 2014). В частности, статья В.С. Веснина и др. (Веснин и др., 2024) содержит новые данные по Быстринскому крупному Cu-Au-Fe порфириро-скарновому и Шахтаминскому среднему по масштабам Mo порфирирому месторождениям, расположенным в этом регионе. Авторы изучили состав летучих компонентов и редкоземельных элементов в апатитах из магматических пород рудоносных и безрудных интрузий этих месторождений. По данным, полученным авторами, апатиты безрудных интрузий медно-порфирировых месторождений отличаются высокими концентрациями хлора (более 0.8 мас.%), а рудоносные интрузии Быстринского и Шахтаминского месторождений характеризуются повышенными содержаниями серы в апатите и высокими значениями величины Eu/Eu* (> 0.4), что указывает на повышенные окисленность и водонасыщенность исходного

расплава. Отмеченные характеристики состава летучих компонентов и редкоземельных элементов апатита магматических пород интересны в аспекте выявления признаков рудоносности на порфирировое оруденение.

В статье Т.В. Светлицкой и П.А. Неволько (Светлицкая, Неволько, 2024) на основе анализа геохимических данных по составу пород гранитоидных интрузий Жирекенского молибден-порфирирового месторождения в Восточном Забайкалье, возрасту и составу акцессорного циркона из этих гранитоидов сделаны выводы о возрастной позиции и металлогеническом потенциале данных интрузий. Авторы утверждают, что изученные интрузии Жирекенского месторождения не могут быть генетически связаны с молибден-порфирировой минерализацией, поскольку являются производными слабоокисленных магм. По их мнению, гранитоидная интрузия, с которой генетически связана молибденовая минерализация Жирекенского месторождения, либо не вскрыта, либо представлена породами, не охваченными как их, так и более ранними исследованиями. Несмотря на дискуссионность этих выводов в связи с ограниченной правомочностью сравнения интрузий, развитых на месторождении, со сравнительно более “восстановленной” (или “умеренно-окисленной”) молибденовой минерализацией, с интрузиями заведомо гораздо более “окисленных” Fe-Au-Cu месторождений, данная статья представляет интерес в аспектах выявления и верификации геохимических и минеральных индикаторов продуктивных интрузий, связанных с порфирированными и скарновыми системами. Такое направление исследований в настоящее время является одним из ведущих научных трендов в изучении месторождений “порфирирового семейства” (Cooke et al., 2015; Bouzari et al., 2016; Lu et al., 2016).

Особенности порфирировых месторождений Восточной Сибири, в данном случае Алданского щита, рассмотрены далее в статье Shatova et al., 2024 (перевод оригинальной статьи Шатова и др., 2019), опубликованной в англоязычной версии данного выпуска. В этой статье приведена краткая геологическая характеристика месторождения Рябиновое — весьма редкого и необычного по своим особенностям порфирирового объекта, принадлежащего к золото-молибден-медным (до золото-медных) месторождениям, связанным с высококалийными известково-щелочными (до шошонитовой серии) гранитоидами “недосыщенного кремнеземом” (“silica-undersaturated”) типа (Lang et al., 1993, 1995). Такие месторождения известны лишь в ограниченном числе регионов мира, в первую очередь, в мезозойских островодужных системах

Британской Колумбии (Канадские Кордильеры) (Bissig, Cooke, 2014; Muller, Groves, 2019); другим регионом их развития являются позднемеловые палеоостроводужные системы Камчатки (Soloviev et al., 2021). Соответственно, весьма необычна магматическая ассоциация данного месторождения, которая включает ранние эгирин-авгитовые щелочнополевошпатовые сиениты, сиенит-порфиры и кварцевые сиениты (нордмаркиты), и поздние щелочные габброиды, монцонитоиды, меланократовые эгирин-авгитовые сиениты, флогопит-пироксеновые лампрофиры (минетты) и эруптивные брекчии с цементом лампроитового состава. В целом эти породы принадлежат единой антидромно развивавшейся во времени бимодальной магматической серии щелочных высококалийевых пород сиенитового и лампроит-щелочнобазальтового составов. Авторы дали геологическую характеристику месторождения и особенно детально изучили различные рудоносные и околорудные метасоматиты этого сложного, многостадийного объекта. Они показали, что в первую, дорудную, стадию были образованы высокотемпературные калиево-натриевые метасоматиты — эгириновые фельдшпатиты, во вторую — средне-низкотемпературные околорудные гумбеиты в виде двух фациальных разновидностей — карбонат-серицит-мусковит-ортотлазовой и кварц-карбонат-барит-адуляровой. В статье приводятся и обсуждаются результаты изотопных исследований перечисленных метасоматитов и рудной минерализации.

Завершает спецвыпуск статья Shishkanova et al., 2024 (перевод оригинальной статьи Шишкановой и др., 2022), опубликованная в англоязычной версии данного выпуска и посвященная изучению Мутновского эпитептермального Ag-Au месторождения. Это месторождение приурочено к крупной палеоген-четвертичной вулканической постройке (Жировскому палеовулкану), в строении которого олигоценные образования представлены брекчированными андезитами, миоценовые — интрузиями диоритов, габбродиоритов, дайками диоритов, кварцевых диоритов, андезитов, базальтов кварцевых порфиров, плиоценовые — дайками и трубками взрыва андезитов, андезибазальтов, агломератовыми и псефитовыми туфобрекчиями, четвертичные — базальтами, андезибазальтами. Месторождение представлено сериями кварц-карбонатных, карбонатных жил, зон прожилкования, минерализованных зон дробления, несущих золото-серебро-полиметаллическое оруденение. Особенностью месторождения является широкое развитие полиметаллической минерализации, так что различаются как малосульфидные (золото-серебряные), так и сульфидно-полиметаллические

(золото-серебро-полиметаллические) типы руд, последние — с пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклой рудой, теллуридами Au, Ag, Pb, Bi, сульфосолями Bi, Se, Ag. Авторами выполнено детальное изучение этой минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О.* Возраст и связь магматизма плутона и малых интрузий (Сорское Cu-Мо-порфировое месторождение, Хакасия) // Геология руд. месторождений. 2024. № 1. С. 49–75.
- Веснин В.С., Неволько П.А., Светлицкая Т.В., Фоминых П.А., Бондарчук Д.В.* Состав апатита как инструмент оценки рудоносности порфировых (на примере Шахтаминского Мо-порфирового и Быстринского Cu-Au-Fe-порфирово-скарнового месторождений, Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2024. № 1. С. 113–132.
- Зорина Л.Д., Куликова З.И., Баумштейн В.И., Смирнов В.П.* Петрохимические и геохимические особенности вулканоплутоновой ассоциации Быстринской тектономагматической структуры (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1986. № 9. С. 67–74.
- Светлицкая Т.В., Неволько П.А.* U–Pb возраст, состав циркона и геохимические характеристики гранитоидов Жирекенского Мо-порфирового месторождения, Восточное Забайкалье, Россия: новый взгляд на связь с минерализацией // Геология руд. месторождений. 2024. № 1. С. 76–112.
- Соловьев С.Г.* Металлогения шощонитового магматизма. М.: Научный мир, 2014. Т. 1. 528 с. Т. 2. 472 с.
- Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С.* Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
- Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д.* Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
- Читалин А.Ф., Бакиев И.А., Николаев Ю.Н.* Медно-порфировая и эпитептермальная золото-серебряная минерализация Баимской рудной зоны, Западная Чукотка, Россия // Геология руд. месторождений. 2024. № 1. С. 27–47.
- Шатова Н.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Дворник Г.П., Леонтьев В.И.* Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U–Pb, Rb–Sr, Re–Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения // Региональная геология и металлогения. 2019. № 77. С. 75–97.
- Шишканова К.О., Округин В.М., Философова Т.М.* Особенности минералогии руд южного фланга золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское (Южная Камчатка). // Руды и металлы. 2022. № 3. С. 78–100.
- Якубчук А.С.* Порфировые месторождения Северной Евразии: практические аспекты тектонического контроля,

- структурных особенностей и оценки эрозионного среза от Урала до Тихого океана // Геология руд. месторождений. 2024. № 1. С. 7–26.
- Bissig T., Cooke D.R.* Introduction to the special issue devoted to alkalic porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits // *Econ. Geology*. 2014. V. 109. P. 819–825.
- Bouzari F., Hart C.J., Bissig T., Barker S.* Hydrothermal alteration revealed by apatite luminescence and chemistry: a potential indicator mineral for exploring covered porphyry copper deposits // *Econ. Geology*. 2016. V. 111. № 6. P. 1397–1410.
- Cooke D.R., Wilkinson J.J., Baker M., Agnew P., Martin H., Chang Z., Chen H., Gemmel J.B., Wilkinson C. C., Inglis S., Danyushevsky L., Gilbert S., Hollings P.* Using mineral chemistry to detect the location of concealed porphyry deposits — an example from Resolution, Arizona. // 27th International Association of Geochemistry Symposium. Conf. Proc., USA, 20–24th April. 2015. P. 1–6.
- Lang J.R., Lueck B., Mortensen J.K., Russell J.K., Stanley C.R., Thompson J.F.H.* Triassic-Jurassic silica-undersaturated and silica-saturated alkalic intrusions in the Cordillera of British Columbia: implications for arc magmatism // *Geology*. 1995. V. 23. P. 451–454.
- Lang J.R., Stanley C.R., Thompson H.F.H.* A subdivision of alkalic porphyry Cu-Au deposits into silica-saturated and silica-undersaturated subtypes. In: *Porphyry Copper-Gold Systems of British Columbia*. MDRU, University of British Columbia, Annual Technical Report — Year 2. 1993. P. 3.2–3.14.
- Lu Y.J., Loucks R.R., Fiorentini M., McCuaig T.C., Evans N.J., Yang Z.M., Hou Z.Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A.* Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au deposits // *Soc. Econ. Geol. Special Publ.* 2016. V. 19. P. 329–347.
- Muller D., Groves D.I.* Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer International Publishing AG, part of Springer Nature, Berlin-Heidelberg-New York, 5th edition. 2019. 398 p.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geology*. 2010. V. 105. P. 3–41.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Shapovalenko V.N., Collins G.S., Dvurechenskaya S.S., Bukhanova D.S., Ezhov A.I., Voskresensky K.I.* The Kirganik alkalic porphyry Cu-Au prospect in Kamchatka, Eastern Russia: A shoshonite-related, silica-undersaturated mineralized system in a Late Cretaceous island arc setting // *Ore Geology Reviews*. 2021. V. 128. Paper 103893.

УДК 553.3:553.078

ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ: ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ, СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ОЦЕНКИ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ОТ УРАЛА ДО ТИХОГО ОКЕАНА

© 2024 г. А. С. Якубчук*

*МГУ им М.В. Ломоносова, геологический факультет,
Воробьевы горы ГСП-1, Москва, 119991 Россия*

**E-mail: slaurum@aol.com*

Поступила в редакцию 01.10.2023 г.

Подписана в печать 04.11.2023 г.

Принята к публикации 06.11.2023 г.

Наличие повышенных содержаний золота (0.1–1 г/т) в порфировых системах Северной Евразии делает их конкурентоспособными с Андами, несмотря на обычно меньшие объемы руды и более низкие содержания меди. Делается вывод, что порфировые системы Северной Евразии формировались в островодужных обстановках так же, как и порфировые системы западной части Тихого океана, в противовес окраинно-континентальным магматическим поясам Анд. Рассматриваются особенности структурного и тектонического контроля порфировых кластеров и трендов Северной Евразии, а также практические аспекты оценки эрозионного среза порфировых систем.

Ключевые слова: порфировые системы, золото, медь, молибден, Северная Евразия

DOI: 10.31857/S0016777024010021, **EDN:** zzeurt

ВВЕДЕНИЕ

Согласно статистике, порфировые месторождения содержат от 50 миллионов до нескольких миллиардов тонн прожилково-вкрапленных и брекчиевых руд при средних содержаниях 0.2–1.5% Cu, <0.01–0.3% Mo и <0.01–1 г/т Au (Dilles, John, 2021). Рудная минерализация сосредоточена как в гранитоидных интрузиях штокообразной или дайковой формы, так и во вмещающих породах. По соотношению металлов рудные системы делятся на медные, медно-молибденовые и молибденовые. При этом золото является важным металлом примерно в 25% систем. Несколько процентов порфировых систем также содержат олово и вольфрам. В качестве попутных продуктов иногда извлекаются серебро, свинец, селен и палладий (John, Taylor, 2016). С порфировыми интрузиями также связаны эпитермальные и скарновые месторождения (Sillitoe, 2010), получившие в российской литературе аббревиатуру ПЭРС (e.g., Плотинская, 2017).

Медно-порфировые рудники обеспечивают до 70% мировой добычи меди, включая самый крупный в мире медный рудник на базе медно-порфирового месторождения Эскондида в Чили. В 2020 году он произвел свыше 1 млн т

меди (Якубчук, 2022), что эквивалентно примерно 5% мирового рудничного производства меди или всему годовому производству рафинированной меди России в 2020 г. (Государственный ..., 2021). Из порфировых месторождений добывается почти весь мировой молибден, около 20% мирового золота, 80% рения, почти весь теллур и значительное количество серебра и цинка (Sillitoe, 2010; John, Taylor, 2016).

Всего в мире на 2022 г. известно свыше 1200 порфировых систем, данные о большинстве из которых опубликованы в открытой базе данных Геологической Службы США (Singer et al., 2008). В этой базе данных сделано много допущений, особенно в отношении региона Северной Евразии. Так, к порфировым месторождениям отнесено золоторудное в связи с гранитоидами Васильковское месторождение в Казахстане, а также Тарор и Джилау в Таджикистане и золоторудное месторождение Мокрско в Чехии, а на Камчатке предполагается наличие порфировой системы в районе эпитермального месторождения Кумроч. Кроме того, в базе данных учтены некоторые медные скарны и молибден-кварцевые жилы как потенциальные индикаторы порфировых систем.

Тем не менее эта база данных была мною принята за основу, постоянно обновляется, корректируется и дополняется на протяжении многих лет. В последнее время пополнение происходит за счет публикации информации из Северо-Восточного Китая, Внутренней Монголии и Сихотэ-Алиня. Всего в базе данных для Северной Евразии учтено 235 объектов, или около 18% от общего числа.

Наибольшее количество порфировых систем обнаружено в Андах и Кордильерах (фиг. 1), где они имеют преимущественно мезозойско-кайнозойский возраст (Seedorf et al., 2005). Там же располагаются все известные 15 супергигантов с ресурсами руды свыше 5 млрд т. При этом 5 из них с ресурсами свыше 10 млрд т обнаружены в Чилийских Андах. Геодинамически они приурочены к активной континентальной окраине обеих Америк, так или иначе формирующейся за счет субдукции океанических плит, расположенных к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия и его продолжения на север.

На западной активной окраине Тихоокеанской плиты сформировались порфировые месторождения меньшего размера, среди которых присутствуют гиганты свыше 1 млрд т (во всей базе их 102) кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста. Палеозойские системы обнаружены в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса и на пока еще плохо обследованном Таймыре. Известны они и на востоке Австралии в Лахланском складчатом поясе (Singer et al., 2008). Кроме того, фанерозойские медно-золото-порфировые месторождения встречаются в поясе Тетис и варисцидах Европы.

Особенностью этих месторождений является приуроченность к юным и зрелым островным дугам, которые вошли в состав Евразии и Австралии, а не к окраинно-континентальным магматическим поясам андийского типа. Эти месторождения имеют меньшие объемы руды, чем на востоке Тихого океана, но более высокие содержания золота, что делает их конкурентоспособными.

Архейские и палеопротерозойские порфировые системы мало распространены, но они известны на каждом континенте (всего около 60). При этом в Африке известно наименьшее количество порфировых систем вообще. Среднепротерозойской паузе длительностью в сотни миллионов лет частично соответствуют железоксидно-медно-золоторудные месторождения (IOCG), которые некоторыми исследователями (Skirrow, 2022) рассматриваются как среднепротерозойские аналоги порфировых систем. Наиболее известными отрабатываемыми докембрийскими порфировыми

системами являются архейский золото-порфировый Боддингтон в Австралии (Turner et al., 2020) и палеопротерозойский Айтик (Singer et al., 2008) в Швеции, рудные ресурсы в каждом из которых превышают 1 млрд т.

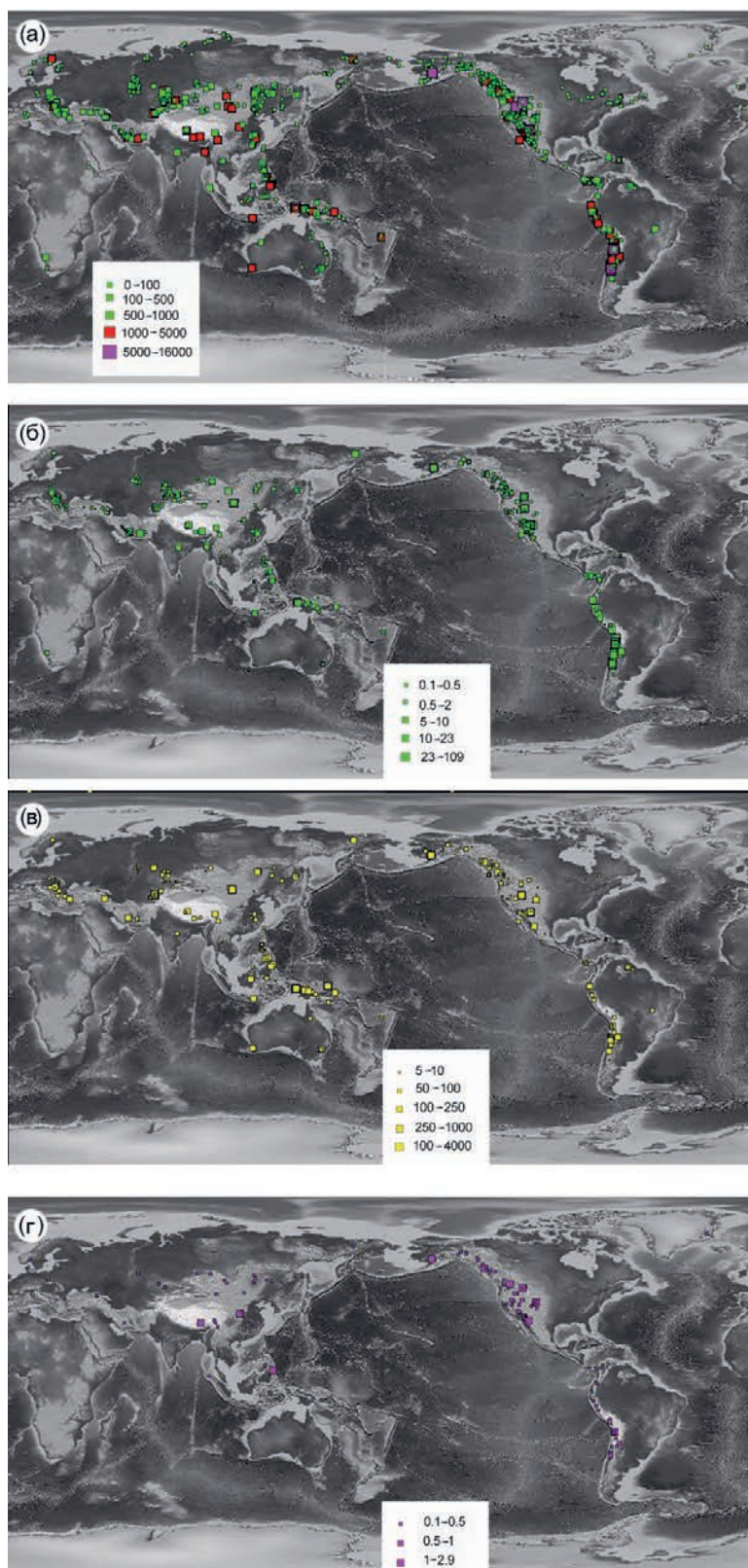
Таким образом, по совокупному количеству руды и металлов главными фанерозойскими порфировыми провинциями мира (в порядке значимости) являются Анды, Кордильеры, Индонезия-Филиппины, Центральная Азия, Западный Тетис и восточная Австралия. Каждая из них содержит хотя бы одно месторождение или проявление с ресурсами более 1 млрд т.

В СССР были найдены и частично разведаны многие порфировые месторождения и проявления. Однако добыча из таких месторождений была запущена в основном в Средней Азии и Закавказье. В Российской Федерации в советское время в разработку было запущено только Сорское порфировое месторождение в Кузнецком Алатау (в 1953 г.), где главным продуктом является молибден, а медь добывается в небольших количествах (Государственный ..., 2021).

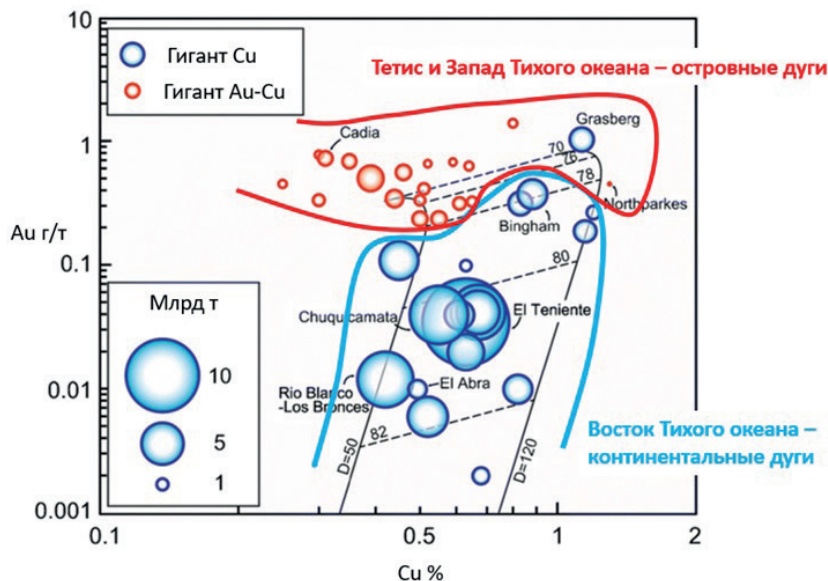
В России в советское время порфировые месторождения в силу их относительной бедности (~0.4% Cu) не выдерживали конкуренции с колчеданными и медно-никелевыми сульфидными месторождениями (>1% Cu) и после их открытия не продвигались до стадии добычи. По содержаниям меди порфировые системы бывшего СССР значительно уступают андийским. Однако в них, как и в порфировых системах западной части Тихого океана, присутствует золото с содержаниями 0.2–2 г/т, что и делает их экономически конкурентоспособными.

Содержания золота в порфировых системах на восточной активной окраине Тихого океана, как правило, составляют 0.01–0.1 г/т, что оказывается значимым только в медном концентрате при больших объемах переработки рудной массы. Таким образом, общее количество золота и на восточной, и на западной окраинах Тихого океана, включая Центральную Азию, может быть сопоставимым, но существенно различается по содержаниям (фиг. 2). Анализ закономерностей распределения трех главных полезных компонентов в порфировых системах показывает, что главным контролирующим фактором концентрации золота и меди является щелочность и кремнеземистость магм (Hollings et al., 2004; Cooke et al., 2005).

В данной статье рассматриваются порфировые системы Северной Евразии от Урала до Тихого океана, тектонически располагающиеся к востоку от Восточно-Европейского кратона и к северу от картонов Тарима и Северного Китая (Yakubchuk



Фиг. 1. Глобальное распределение медно-золото-порфировых месторождений и проявлений по: а — количеству руды (млн т), б — по количеству меди (млн т), в — по количеству золота (т) и г — по количеству молибдена (млн т). Составил А.С. Якубчук с изменениями по (Singer et al., 2008).



Фиг. 2. Содержания золота и меди в некоторых порфировых системах континентальных дуг востока Тихого океана и островных дуг запада Тихого океана (изменено по (Cooke et al., 2005, 2007)).

et al., 2005, 2012; Seltmann et al., 2014). Большинство из них содержит как медь, так и золото, по соотношению которых выявляется две группы — более богатые и менее богатые обоими металлами (фиг. 3). На основе месторождений первой группы рудники были запущены до 2000 г. На основе второй это стало возможным только после 2010 г., после роста цен на медь и золото, хотя многие системы (Бозшаколь, Актогай) известны более 50 лет. Многие системы являются молибден-порфировыми.

Важной особенностью порфировых систем является наличие или отсутствие зон вторичного гипергенного обогащения как сульфидным материалом, так и медными окислами, которые особенно хорошо развиваются в условиях пустынного климата (Grimhall et al., 1985). Однако в порфировых системах Северной Азии наиболее крупные запасы этого типа (свыше 1 млн т извлеченной меди) обнаружены только в порфировых системах Коунрада (Казахстан) и Эрденета (Монголия). Зоны вторичного обогащения/окисления меньшего размера обнаружены в крупных порфировых системах Алмалыкской группы (Узбекистан), Актогая (Казахстан) и Ою-Толгой (Монголия), где они присутствуют, но не имеют определяющего экономического значения.

В статье будут рассмотрены региональная зональность и практические аспекты морфологии и структурного контроля порфировых кластеров. Уровень эрозионного среза порфировых систем

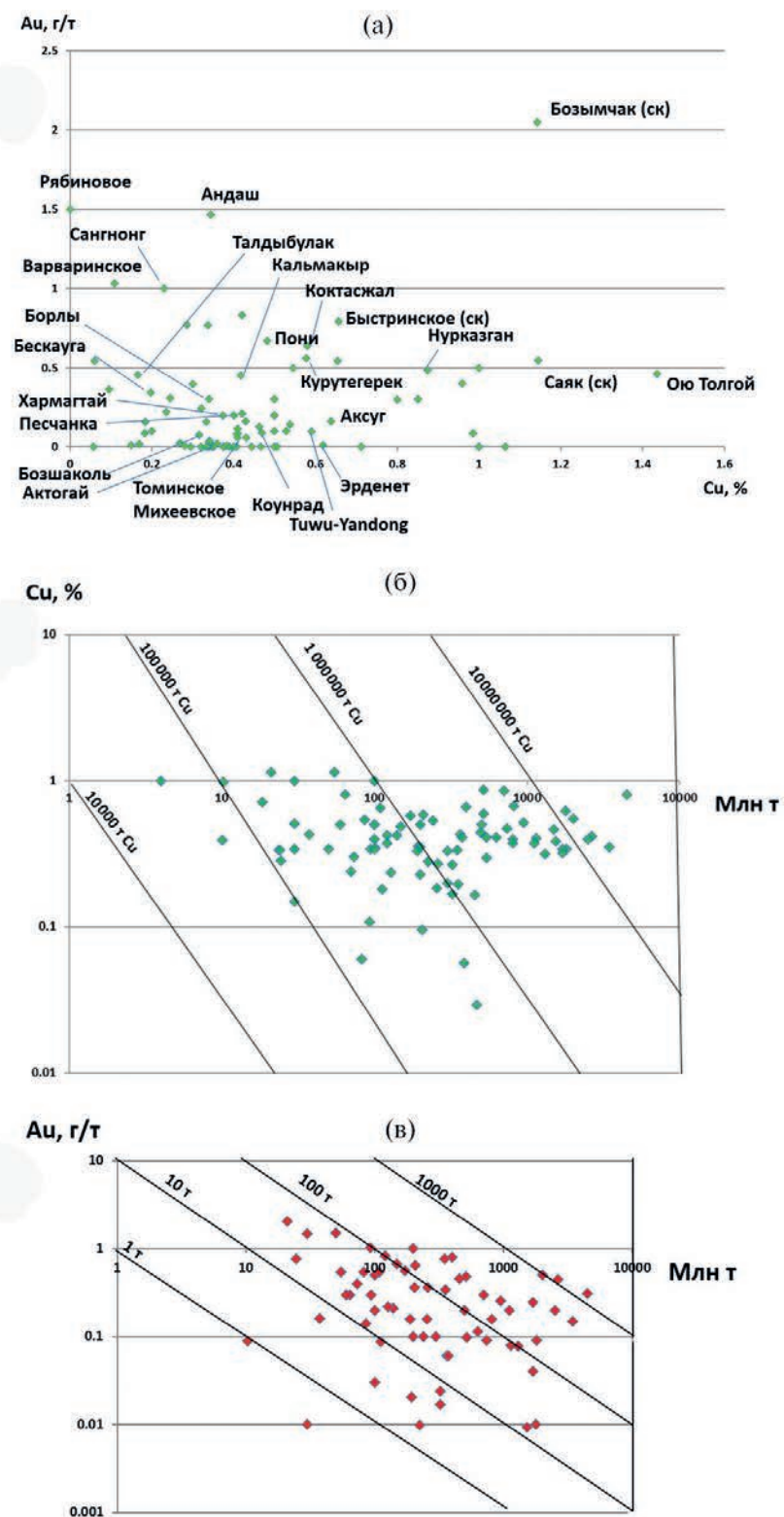
(ПЭРС) будет оцениваться по модели Ричарда Силлитое (Sillitoe, 2010).

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

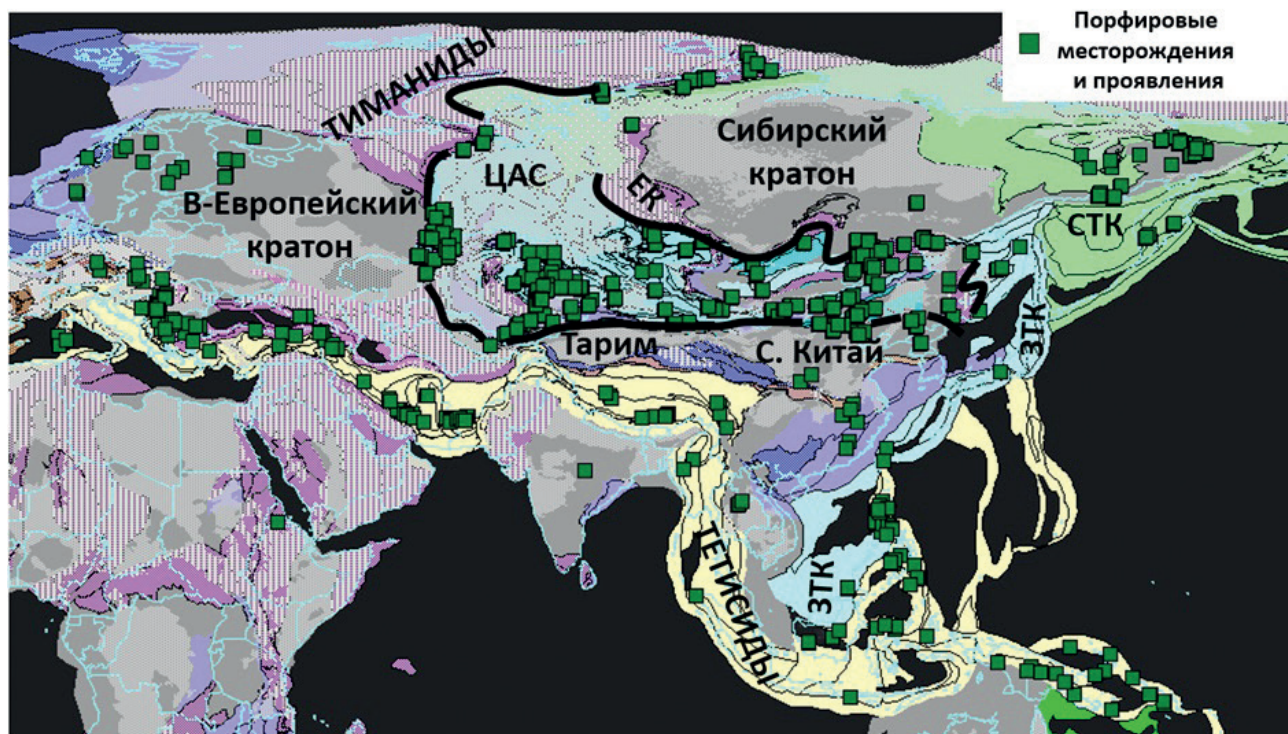
Порфировые месторождения Северной Евразии располагаются в Центральном-Азиатском (ЦАС), Западно- и Северо-Тихоокеанском орогенных коллажах (фиг. 4), а также на Таймыре, разные части которого рассматриваются как продолжение Тиманид и Верхоянского складчатого пояса (Никишин и др., 2020). Практически все известные месторождения и проявления Северной Евразии приурочены к островодужным террейнам и запечатывающим их магматическим дугам, причлененным к Сибирскому и Восточно-Европейскому кратонам и находящимся внутри коллажей, а не к континентальным дугам андийского типа. Порфировые системы Таймыра находятся на ранней стадии изучения и рассматриваются как раннемезозойские образования, наложенные на более древние орогенные пояса и север Сибирского кратона.

Порфировые месторождения Центрально-Азиатского суперколлажа

В ЦАС выделяется 10 порфировых провинций, увязанных с вмещающими тектоническими элементами и повторяющих очертания гигантских ороклинов, которые являются главной



Фиг. 3. Порфировые системы Северной Евразии: а — соотношение меди и золота; б — соотношение ресурсов руды и содержаний меди; в — соотношение ресурсов руды и содержаний золота. СК — скарн.



Фиг. 4. Орогенные коллажи и порфи́ровые месторождения и проявления Азии. Коллажи: ЕК — Енисейский, ЗТК — Западно-Тихоокеанский, СТК — Северо-Тихоокеанский, ЦАС — Центрально-Азиатский.

особенностью строения ЦАС (фиг. 5). Замковые части ороклинов обнажены в Алтае-Саянской области, Казахском нагорье и Центральной Монголии.

Самые древние порфиры ЦАС (возрастом около 505–510 млн лет) зарегистрированы в Алтае-Саянской провинции в Кузнецком Алатау (Сорское; Берзина и др., 2011; Soloviev et al., 2022) и в приамурской части Западно-Саянского ороклина (Аксуг и Кызык-Чадр; Yakubchuk et al., 2012). По возрасту с ними может конкурировать предположительно позднерифейское порфи́ровое проявление Лекын-Талбей в Тименидах Полярного Урала (Плотинская, 2017), но его датировки требуют подтверждения.

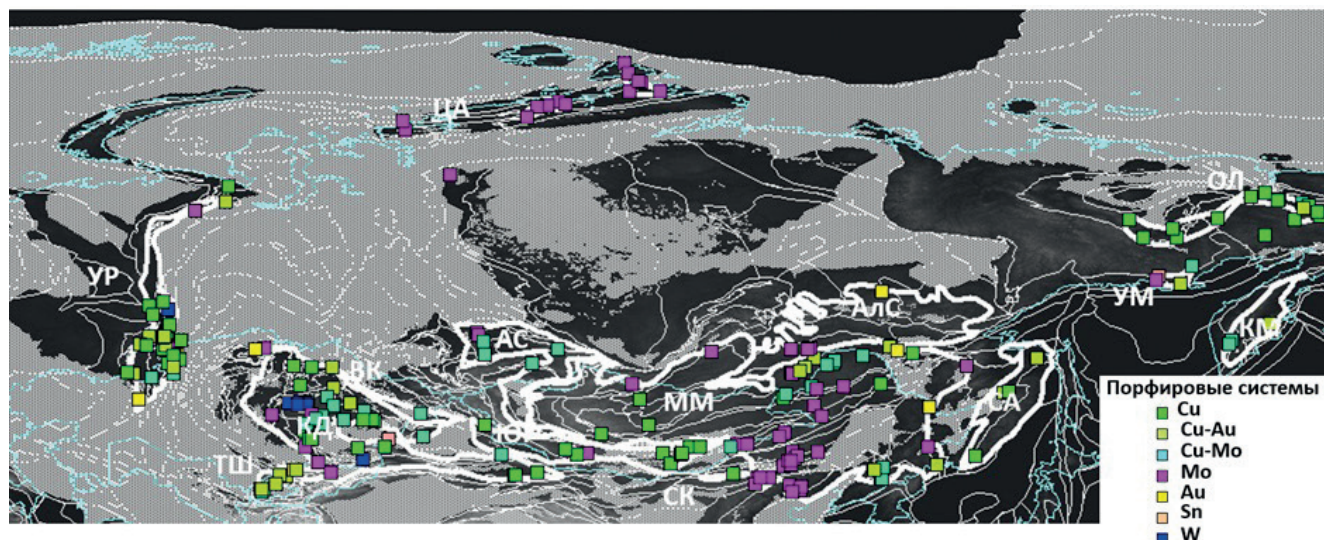
Для Казахстана-Джунгарской провинции регистрируется наибольшая концентрация порфи́ровых месторождений, что отражает ее лучшую изученность. В эту провинцию также включены порфиры Северного Тянь-Шаня. Возраст порфи́ров омолаживается к центру Казахского ороклина от раннего палеозоя (491 млн лет) на северо-западе до позднего палеозоя (320 млн лет) на юго-востоке (Shen et al., 2016).

Восточное продолжение южного фланга Казахстана-Джунгарской провинции надежно не прослеживается. Однако на северной окраине

Северо-Китайского кратона известно медно-порфи́ровое месторождение Байнаймао (458 млн лет; Li et al., 2012), которое можно по тектонической позиции условно рассматривать как аналог Казахстана-Джунгарской провинции.

Южно-Гобийская провинция располагается на восточном продолжении северного крыла Казахстана-Джунгарской. В 1970-е гг. в ее пределах были открыты относительно небольшие порфи́ровые объекты (Цаган-Суварга, Хармагтай). Повышенное внимание провинция получила после открытия слепой порфи́ровой системы Ою-Толгой в конце 1990-х гг. К 2012 г. были разведаны ее гигантские масштабы как крупнейшего порфи́рового объекта Евразии (Crane, Kavalieris, 2012). Это открытие стимулировало повышенное внимание к Южно-Гобийской провинции и открытию молибден-порфи́рового Зуун Мод и прилегающих эпitherмальных месторождений (Roma, 2020), а также к доразведке и раскрытию крупного потенциала Хармагтая (Xanadu Mines, 2022).

В Тянь-Шаньской, Уральской и Восточно-Казахстанской провинциях порфи́ровые кластеры располагаются в линейных орогенах, но и они по существу являются лишь внешними частями гигантского Казахского ороклина, разобнесенного мезозойско-кайнозойскими осадочными бассейнами.



Фиг. 5. Порфировые провинции и месторождения на фоне границ террейнов Северной Евразии. Провинции: АС — Алтае-Саянская, АлС — Алдан-Становая, ВК — Восточно-Казахстанская, КД — Казахстано-Джунгарская, КМ — Камчатская, ММ — Монголо-Маньчжурская, ОЛ — Олойская, СА — Сихотэ-Алиньская, СК — Северо-Китайская, ТШ — Тянь-Шаньская, УМ — Удско-Мургальская, УР — Уральская, СА — Центрально-Арктическая, ЮГ — Южно-Гобийская.

В Уральской провинции установлен широкий возрастной спектр ПЭРС (Грабежев, 2012; Плотинская, 2023) от силура (427 млн лет) до позднего карбона (300 млн лет), почти как в Казахстане, отражая сложную миграцию между террейнами Урала и Зауралья в соответствии с их геодинамической эволюцией (Плотинская, 2023). В Тянь-Шаньской и Восточно-Казахстанской провинциях развиты порфиры и/или скарны позднекаменноугольно-раннепермского возраста (Алмалык, Куру-Тегерек и другие в Тянь-Шане (Seltmann et al., 2014; Soloviev et al., 2018); Кызылкаин и другие в Восточном Казахстане).

В Монголо-Маньчжурской провинции самые древние порфиры имеют раннепалеозойский (Дубоашань — 484 млн лет; Zhao et al., 2018) и позднепалеозойский (Саран Уул — 327 млн лет; Guide ..., 1996) возраст. Но в восточной части палеозойские островодужные террейны большей частью скрыты под сшивающими дугами. Гораздо большее распространение имеют мезозойские вулканиты с наиболее продуктивными порфирами триасового (Эрденет — 240 млн лет, Баян Уул — 220 млн лет; Gerel et al., 2005) возраста в Центральной Монголии, но они полностью отсутствуют в замковой части орогена, возможно, из-за глубокого эрозионного среза. Еще более многочисленными являются юрско-меловые порфиры в восточной части провинции на территории Северо-Восточного Китая и Российского Забайкалья — Верхнего Приамурья. Они приурочены к сшивающей магматической

дуге Большого Хингана и его обрамления. Их возраст меняется от 185 до 111 млн лет (Сотников и др., 2007; Sun et al., 2022), обнаруживая сложную миграцию во времени и пространстве, которая увязывается с движением к северу Китайского кратона и закрытием Монголо-Охотского океана. По северной периферии провинции развиты юрско-раннемеловые медно-золото-порфировые (Лугоканское — 162 млн лет, Боргуликан — 123 млн лет), медно-золото-скарновые (Быстринское — 160 млн лет), медно-молибден-порфировые (Вулугету — 185 млн лет, Вунугетушань — 183 млн лет, Фукешань — 149 млн лет) и молибден-порфировые (Шахтаминское — 155 млн лет, Шинга — 130 млн лет) объекты.

В Алдано-Становой провинции, занимающей юго-восток Сибирского кратона, развит жильно-молибденовый пояс (Жирекен и Давенда — 160 млн лет), выделенный С.С. Смирновым (Смирнов, 1961). В его пределах можно ожидать открытие медно-порфировых месторождений. В настоящее время доказанным порфировым объектом считается Рябиновое месторождение золота (130 млн лет; Анисимова и др., 2017; Шатова и др., 2019) в центре провинции.

Порфировые месторождения Западно-Тихоокеанского коллажа

В Сихотэ-Алиньской провинции Западно-Тихоокеанского орогенного коллажа попытки обнаружить крупные медно-порфировые системы

предпринимались в российской части с 1990-х гг., исходя из потенциально благоприятной геологической ситуации и наличия эпитеpmальных месторождений (Белая Гора, Многовершинное). Реализовано это было в 2000-е годы открытием месторождения Малмыж (98 млн лет), а затем и осознанием потенциала близлежащего По-нийского (90 млн лет) порфиrowого проявления (Soloviev et al., 2019; Петров и др., 2020). Оба месторождения увязываются с косо́й тектонической трансляцией к северу и ороклинным изгибанием Сихотэ-Алиньских террейнов после формирования Монголо-Охотской сутуры. С косо́й тектонической трансляцией связаны и менее крупные медно-порфиrowые проявления в других частях Сихотэ-Алинской провинции (Soloviev et al., 2019). В китайской части провинции присутствуют несколько более древние медно- и молибден-порфиrowые проявления (112–111 млн лет). На Северном Сихотэ-Алине также развиты эпитеpmальные системы палеоценового возраста (Многовершинное, Белая Гора). Эндогенное металлогеническое развитие провинции прервалось после раскрытия Японского моря.

Порфиrowые месторождения Таймыра

Молибден-порфиrowые системы Таймыра стоят особняком, располагаясь в Норильском районе Сибирского кратона (Болгохтох — ~250 млн лет; Туровцев, 2002) и в неопротерозойском орогене к северу от него (возраст минерализации 343, 255–250 и 241 млн лет; Проскурнин и др., 2021).

Триасовые датировки отвечают времени формирования сразу после траппов Тунгусской синеклизы, возможно, когда те были деформированы. Более древние датировки требуют своего объяснения. В любом случае их позиция относительно таймырских траппов нуждается в дальнейшей проработке.

Порфиrowые месторождения Северо-Тихоокеанского коллажа

В Северо-Тихоокеанском орогенном коллаже, протягивающемся на Северо-Восток России из богатых порфирами орогенов Аляски и Кордильер, наибольшую известность получили раннемеловые порфиrowые системы Баимского рудного района (Песчанка — 135 млн лет, Находка — 140 млн лет), открытые и осознанные как крупные объекты еще в 1970-е гг., но детально разведанные и оцененные лишь после 2008 г. (Звездов и др., 2011; Читалин и др., 2016). Они являются частью Олойского порфиrowого района (Volkov et al., 2006), который потенциально может дать новые открытия в этом

географически удаленном районе, в том числе в пределах Уяндино-Ясачненской дуги (проявления Невидимка, Опыт, Кунаревское, Агынджа; Петров и др., 2019).

Бликие по возрасту порфиrowые проявления известны на полуострове Тайгонос (Лора — 136 млн лет) и в континентальной части юрско-раннемеловой Удско-Мургалской магматической дуги (Volkov et al., 2006). В пределах более молодого мел-палеоценового Охотско-Чукотского пояса, магматический фронт которого отступил в сторону континента, так же как и в Андах (Zonenshain et al., 1990), не известно порфиrowых проявлений соответствующего возраста на протяжении 3000 км, хотя известны золото-серебряные эпитеpmальные месторождения. Этот факт требует объяснения. Возможной причиной может быть слишком раннее прекращение субдукции после коллизии с Курило-Камчатской магматической дугой. Однако возможно, что мел-палеоценовые порфиrowые системы еще не вскрыты эрозией.

В Курило-Камчатской магматической дуге уже давно прогнозируются кайнозойские порфиrowые системы при обильном развитии неоген-четвертичных эпитеpmальных месторождений. Все попытки подтверждения порфиrowых объектов за последние 30 лет (Кирганик, Кумроч, Тымлат и др.) не привели к открытию месторождений (Soloviev et al., 2021).

Пространственно-временные закономерности

Таким образом, порфиrowые системы Северной Евразии формировались на протяжении 400 млн лет с раннего палеозоя до конца мезозоя и, возможно, кайнозоя на Камчатке, что тогда превысит 500 млн лет. Их пространственная позиция отражает общее омоложение вмещающих магматических дуг в направлении Тихого океана, за исключением Уральских, Тянь-Шаньских и Восточно-Казахстанских порфиrowых систем. Интересно, что порфиrowые системы не развиты в неопротерозойских орогенах на периферии ни Сибирского, ни Восточно-Европейского, ни Таримского или Северо-Китайского кратонов. Они также достоверно не известны в еще формирующихся кайнозойских орогенах на северо-западной активной окраине Тихоокеанской плиты.

Имеющиеся геохронологические датировки показывают, что формировались порфиrowые месторождения Северной Евразии пульсационно (фиг. 6). Периоды формирования в раннем палеозое охватывают до 100 млн лет, затем проявляясь в узком, но очень продуктивном интервале длительностью около 20 млн лет в среднем палеозое

и еще более продуктивном периоде длительностью около 50 млн лет в позднем палеозое. Последний приходится на начало сбора суперконтинента Пангея.

Общим в тектонической позиции всех рассмотренных порфировых систем Северной Евразии является их приуроченность к островодужным террейнам и сшивающим магматическим дугам, включая их пост-коллизийное развитие, а не к континентальным магматическим дугам Андийского типа. Даже если порфировые системы рассматриваемого региона и формировались на древней континентальной коре, часто классифицируемой как микроконтинент (например, Алмалык), все равно последняя входила в фундамент более зрелых дуг, а не являлась частью крупных континентов типа Южной Америки. Ороклины являются характерной чертой всех неопротерозойско-палеозойских и мезозойско-кайнозойских островных дуг и ЦАС, и Северо- и Западно-Тихоокеанского орогенных поясов. Этапность ороклинных изгибов фиксируется хорошо поверхностями несогласий, а также миграцией сшивающих островодужных комплексов во времени. Форма некоторых островных дуг западной части Тихого океана свидетельствует, что ороклинное изгибание может начинаться еще на стадии магматической активности островных дуг.

Морфология порфировых систем, их кластеризация и оценка их деформированности

Порфировые интрузии Северной Евразии имеют как классическую штокообразную (Коунрад в Казахстане, Талдыбулак в Кыргызстане), так и дайкообразную (Михеевское на Урале в России, Коктасжал в Казахстане) морфологию. Как правило, порфировые интрузии формируют кластеры. Причем кластеры, в том числе крупные (>500 млн т руды), тоже имеют разную форму, подчиняющуюся структурному контролю. Расшифровка такого контроля имеет большое значение для обнаружения новых порфировых интрузий в уже открытом рудном кластере, так как статистически отдельные порфиры располагаются в кластере в пределах нескольких километров друг от друга (Sillitoe, 2010).

Новые открытия, однако, часто ведут к смене поисковой парадигмы и, как правило, к приросту ресурсов, часто на порядок. Интерпретация формы систем и кластеров зависит от соотношений с разломами и расшифровки их кинематики как при формировании, так и при последующей пострудной истории. Наиболее ярко это произошло, например, при разведке гигантских

месторождений группы Ою-Толгой в Монголии (Crane, Kavalieris, 2012), Пиббл на Аляске (Lang et al., 2012) и Чукару Пеки в Сербии (Goddard et al., 2017).

Площадные кластеры

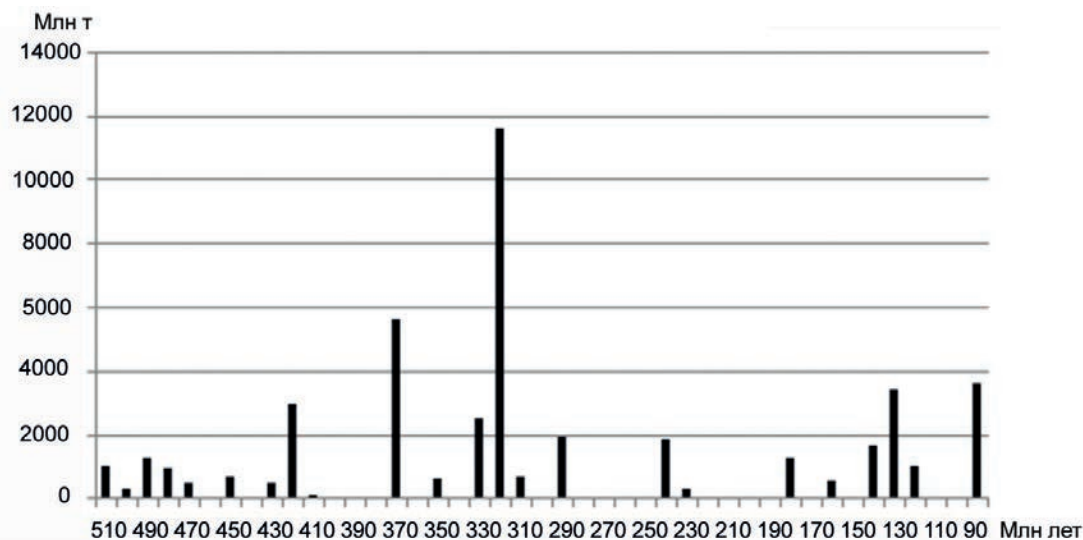
Площадные кластеры долгое время считались наиболее распространенными. Они характерны, например, для типовых порфировых систем на юго-западе США или в Чили (Sillitoe, 2012), т.е. в континентальных магматических дугах восточной части Тихого океана. Такие кластеры содержат очень крупные и сверхкрупные ресурсы руды. Так, общие запасы месторождений кластера Эскондида превышают 144 млн т меди (Herve et al., 2012).

В Северной Евразии к площадным можно отнести крупные порфировые кластеры Малмыжской группы месторождений мелового возраста, занимающих площадь 15×8 км в Хабаровском крае России (общие ресурсы 12.09 млн т Cu, 478 т Au; Фиг. 7А; Soloviev et al., 2019), и Актогайского рудного узла каменноугольного возраста площадью 10×3 км в Казахстане (>12.5 млн т Cu, >140 тыс. т Mo, >80 т Au; Фиг. 7Б; Yakubchuk et al., 2012). В Малмыжском кластере, имеющем вытянутую форму, отдельные порфиры не образуют четкого линейного тренда.

Алмалыкская группа порфиров также на первый взгляд обнаруживает площадное распределение. Ее общие ресурсы свыше 10 млн т меди и более 2000 т золота публиковались для Кальмакыра и Дальнего (Golovanov et al., 2005; Звездов и др., 2018). Эта медно-золото-порфировая система была крупнейшей в Евразии до открытия Ою-Толгой и остается одной из крупнейших в мире порфировых систем по количеству разведанного в ней золота.

Алмалыкский кластер (5×2 км) состоит из нескольких сближенных порфировых интрузий (Кальмакыр, Дальнее, Карабулак, Северо-Западный Балыкты, фиг. 7в; Golovanov et al., 2005; Звездов и др., 2018), чьи минерализованные оболочки первоначально сливались, но в современной структуре они смещены по пострудным разломам с кажущимся смещением около 1 км и более. Тем не менее, они обнаруживают четкую северо-западную вытянутость.

В 6 км к юго-востоку от Алмалыкского располагается Саукбулакский порфировый кластер (Звездов и др., 2018) площадью 3×1 км (Кызата, Нижнекаульдинское, Сарычеку; фиг. 7в), части которого также смещены по пост-рудным разломам. Эти два кластера образуют тренд северо-западной ориентировки длиной около 12 км,



Фиг. 6. Возрасты и тоннаж минерализованной массы порфировых систем Северной Евразии.

который совпадает с пониженными значениями магнитного поля той же ориентировки, т.е. весь кластер имеет уже линейный характер. Подобный линейный характер имеет порфировый кластер Чукикаматы, протягивающийся более чем на 20 км (Rivera et al., 2012). Сама Чукикамата считается классическим порфировым объектом.

Линейные тренды и кластеры

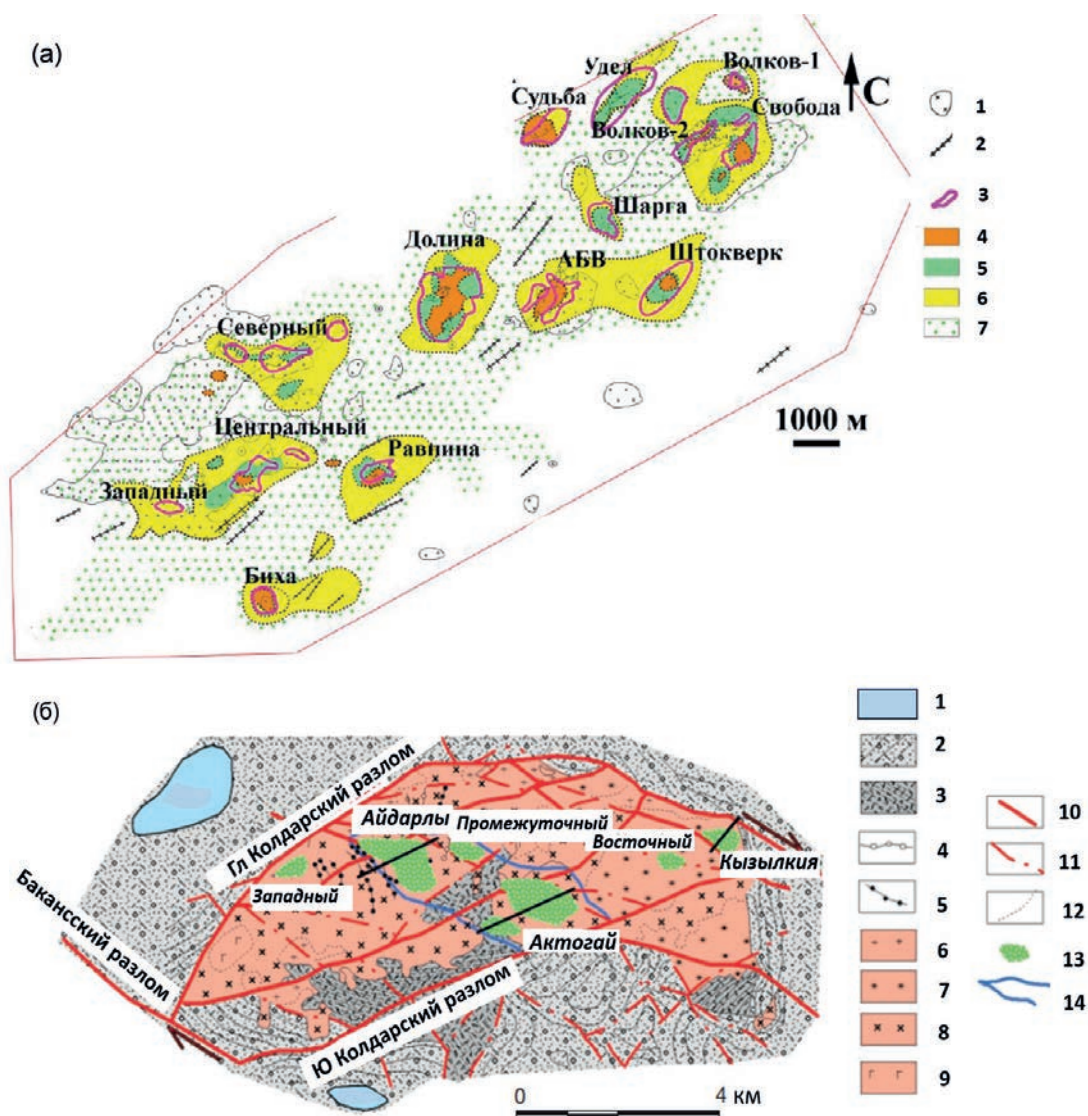
Среди них можно выделить региональные линейные тренды и локальные кластеры. Для региональных трендов характерно линейное распределение классических изолированных порфиров, как это регистрируется в случае уже упомянутой Чукикаматы (Rivera et al., 2012). В локальных кластерах порфировые интрузии сближены настолько, что их рудные оболочки сливаются в линейную систему. И тренды, и кластеры могут иметь как продольное, так и секущее положение по отношению к вмещающим террейнам или сшивающим магматическим дугам.

В Северной Евразии к линейным региональным трендам можно отнести протяженный тренд (170 км), включающий каменноугольные порфировые месторождения и проявления Северного Прибалхашья (Приозерное, Коунрад, Борлы-Карabas и Жанет; фиг. 8; Yakubchuk et al., 2012).

Рассмотрение региональных данных позволяет считать, что для позднепалеозойских порфировых трендов Центрального Казахстана можно выявить наиболее четкий структурный и тектонический контроль. Так, Коунрадский тренд контролируется северо-восточной границей Актау-Моинтинского

метаморфического террейна с окружающими ранне- и среднепалеозойскими аккреционными террейнами, почти полностью перекрытой сшивающей Балхаш-Илийской магматической дугой позднепалеозойского возраста (фиг. 8). Примерно в 90–100 км к юго-западу от Коунрада располагается кажущийся изометричным порфировый кластер (Сокуркой, Каратас IV, Каратас Северный) такого же возраста, а в 170 км к юго-западу от Коунрада находится еще один кажущийся изометричным порфировый кластер (Восток, Каскымыс и др.), полностью скрытый кайнозойскими отложениями Илийской впадины. Эти два кластера располагаются на противоположных берегах озера Балхаш. Поиски регионального тектонического контроля показывают, что они располагаются вдоль юго-западной границы Актау-Моинтинского террейна в фундаменте Балхаш-Илийской дуги, т.е. в целом аналогично Коунрадскому.

В 50 км к востоку от Коунрада известно несколько медно-порфировых проявлений (Каскырказган, Кепчам и др.), которые образуют тренд ССЗ простирания длиной 35 км. На его северном продолжении располагается несколько проявлений эпитермального золота среди вулканитов Балхаш-Илийского пояса, а на северной периферии пояса — еще один кластер каменноугольных медных порфиров (Алмалы, Байназар, Батыстау) и далее крупная вольфрам-порфировая система Верхнего Кайракты (Yakubchuk et al., 2012). Таким образом, общая длина этого тренда составляет около 220 км с постепенной сменой рудной специализации от медной на юго-востоке на

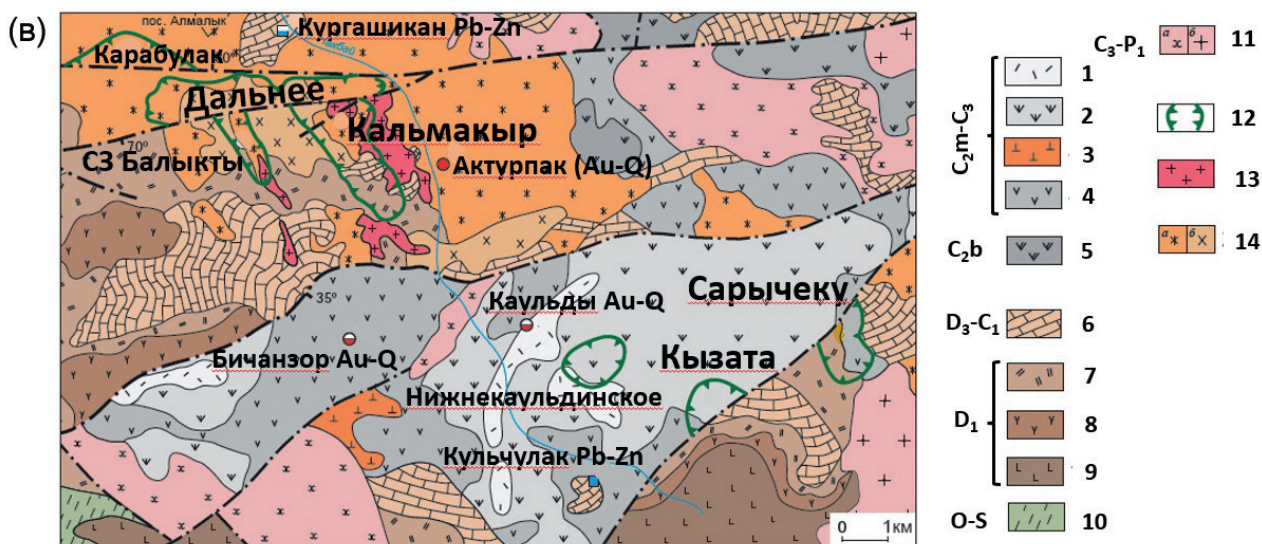


Фиг. 7. Схема геологического строения Малмыжского, Актогайского и Алмалык-Саукбулакского порфировых кластеров.

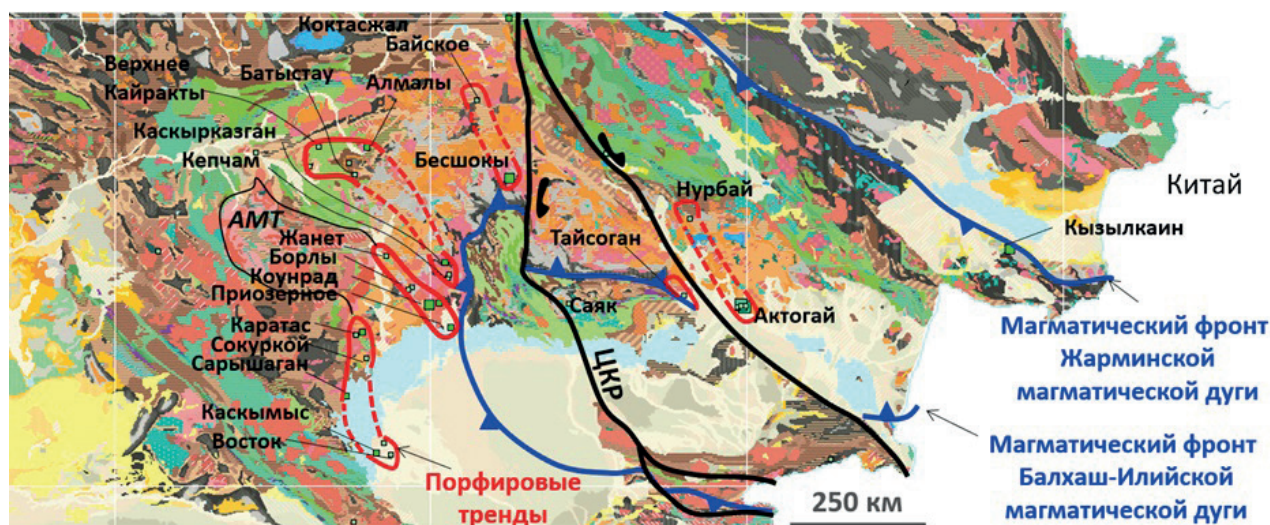
а — Малмыжский кластер (по Е.К. Игнатьеву и др., из Буханова, 2020). 1–2 — диоритовые порфириты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты в штоках (1) и дайках (2); 3 — кварц-сульфидные штокверки; 4–7 — гидротермальные изменения: калиевые (4), кварц-серицит-хлоритовые (5), кварц-серицитовые (6), пропилиты (7).

б — Актогайский кластер (цитируется по Yakubchuk et al., 2012). 1 — юрские терригенные образования; 2 — верхнекаменноугольно-нижнепермские обломочные породы, туфы, игнимбриты; 3 — средне- и верхнекаменноугольные дацитовые туфы и игнимбриты; 4 — пострудные гранодиорит-порфировые дайки; 5 — плагิโอгранит-порфиры; 6 — биотитовые гранит-порфиры; 7 — гранодиорит-порфиры; 8 — кварцевые порфиры; 9 — габбро-диориты; разломы главные (10) и второстепенные (11); 12 — фациальные границы интрузий; 13 — меднопорфировые месторождения и проявления; 14 — пиритовый ореол.

в — Алмалык-Саукбулакский кластер (упрощенно по Звездов и др., 2018). 1–4 — средне-(московский ярус)-позднекаменноугольные (C_2m-C_3) вулканы: 1–2 — андезит-дациты, 3 — экструзивные андезит-дациты, 4 — андезит; 5 — среднекаменноугольные (башкирский ярус) трахибазальт-трахиандезит-дацит-риолиты (C_2b); 6 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные (D_3-C_1) доломиты и известняки; 7–9 — нижнедевонские: 7 — риодациты, 8 — дациты, 9 — андезито-базальты; 10 — ордовикско-силурийские терригенные и вулканогенно-терригенные породы; 11 — позднекаменноугольно-раннепермские габбро-монцидиориты (а), гранодиорит-адамеллиты (б); 12 — рудные штокверки; 13 — средне (московский ярус)-позднекаменноугольные рудоносные гранодиорит-порфиры и кварцевые монционит-порфиры; 14 — среднекаменноугольные сиенит-диориты главной фазы (а) и диориты (б).



Фиг. 7. Окончание



Фиг. 8. Металлогенические тренды порфировых месторождений в Балхаш-Илийской магматической дуге Казахстана. АМТ — Актау-Моинтинский террейн, ЦКР — Центрально-Казахстанский разлом. Геологическая основа по (Seltmann et al., 2009).

медно-молибденовую в центре и вольфрамовую на северо-востоке.

Еще в 120 км восточнее в Балхаш-Илийской магматической дуге известны порфировые проявления (Байское, Безшоковы), располагающиеся в 100 км друг от друга, но контролируемые региональным разломом ССЗ простирания. На юго-востоке тренд срезается меридиональным Центрально-Казахстанским сдвигом мезозойского возраста с правосторонним смещением на 70 км (Зайцев, 1984; Читалин, 2018).

В 75 км восточнее располагается еще один тренд СЗ простирания длиной 170–180 км. Он представлен большей частью золото-эпитермальными и бедными медно-порфировыми проявлениями, среди которых особо следует отметить проявления группы Жарык-Тайсоган на крайнем юго-востоке. Учет смещения по Центрально-Казахстанскому разлому может добавить к этому тренду медно-золото-порфировое месторождение Коктасжал, располагающееся к западу от разлома.

Наконец, еще в 70 км восточнее Тайсогана находится уже рассмотренный выше кластер порфировых месторождений Актогая. Геологические и геофизические (магнитные) данные позволяют полагать, что Нурбайское медно-порфировое проявление в 120 км на северо-запад от Актогая может находиться на одном тренде с последним.

Все эти тренды разной степени достоверности располагаются как вблизи замковой части, так и на крыльях Казахского ороклина с неравномерным шагом 50–70–120 км. Секущее положение трендов по отношению к Балхаш-Илийскому поясу указывает на их формирование при изгибании ороклина. При этом часть трендов контролируется в том числе и границами разнородных террейнов в фундаменте Балхаш-Илийского пояса, а самые крупные и лучше минерализованные порфировые системы, на базе которых были созданы горнодобывающие предприятия (Коунрад, Борлы, Актогай и Коктасжал), располагаются на крыльях ороклина.

Для среднепалеозойских и раннепалеозойских медно-порфировых систем Центрального Казахстана структурные тренды такого же масштаба, как для позднего палеозоя, не выявляются, но локальный контроль присутствует.

В масштабе всего Центрального Казахстана можно утверждать, что для его западной части, где преобладают докембрийские метаморфические террейны, порфировые системы не характерны, тогда как в восточной “бездокембрийской” части, где развиты островодужные террейны и сшивающие их магматические дуги, они, наоборот, широко развиты. Однако самые крупные по минерализованной массе медно-порфировые месторождения (Бозшаколь, Нурказган и Коунрад), независимо от возраста, располагаются непосредственно или в относительной близости к восточной границе докембрийских метаморфических террейнов.

На Урале, восточный склон которого обнажен фрагментарно (Puchkov, 2017), порфировые кластеры более-менее хорошо выражены для систем возрастом 435–405 млн лет в структурном тренде длиной 140 км (Зеленый Дол, Томинское, Алапаевск) в восточной части Тагило-Магнитогорского островодужного террейна параллельно его вытянутости. Восточнее, в Валериановской магматической дуге, располагаются несколько порфировых и скарновых объектов возрастом 335–320 млн лет (Бенкала, Баталы, Варваринское; Плотинская, 2023), которые также располагаются вдоль меридионального тренда параллельно дуге. Последняя является непосредственным продолжением Кураминской дуги, в которой находится Алмалыкский порфировый кластер.

На Алтае порфировые системы развиты (или выявлены?) ограниченно. Имеющиеся данные позволяют говорить о субмеридиональном тренде длиной около 230 км от раннепалеозойского Сорского Мо-порфирового месторождения до Агаскыра в Кузнецком Алатау, а близкие им по возрасту медно-золото-порфировые системы Аксуга и Казык-Чадра пока выглядят изолированно. Монгольская часть вмещающей Кузнецко-Хамсаринской дуги слабо изучена.

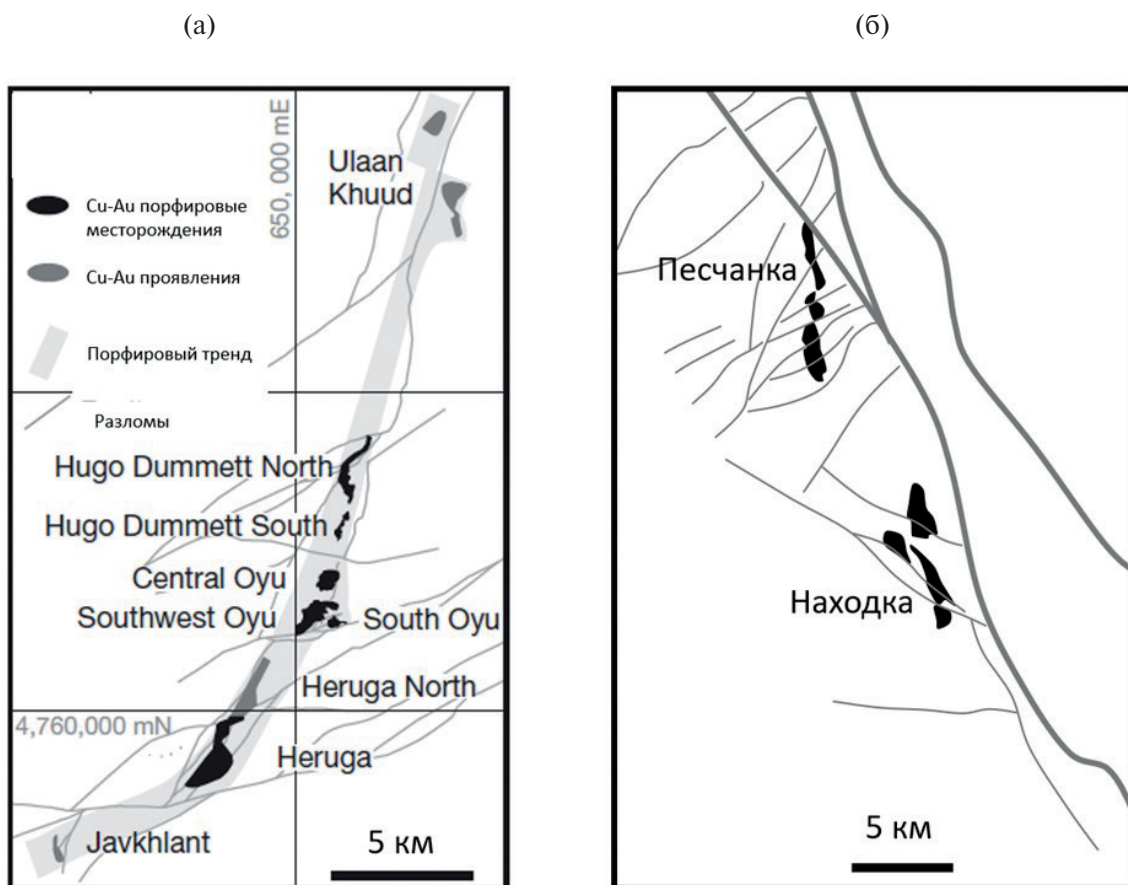
Сходную линейную позицию имеют скарновые и порфировые тренды Южного Забайкалья.

К локальным линейным кластерам относится гигантская система Ою-Толгой, являющаяся частью СВ тренда длиной более 225 км, тянущегося к месторождению Цаган-Суварга в секущем положении по отношению к широтной ориентировке островодужного террейна Гурван-Сайхан (Crane, Kavalieris, 2012).

Ою-Толгой — самая крупная по количеству содержащейся меди порфировая система Евразии (36 млн т Cu, 1400 т Au; Crane, Kavalieris, 2012). Она состоит из серии небольших порфировых штоков диаметром около 200 м, но располагающихся на протяжении >10 км так, что их минерализованные оболочки сливаются, образуя линейную систему северо-северо-восточного простирания. При этом рудный кластер Херуга смещен от Ою-Толгой по пострудным разломам (фиг. 9а).

Сходную линейную позицию можно выявить для ряда других порфировых кластеров Северной Евразии, таких как Боргуликан в Амурской области (Петров и др., 2019). В нем пока не выявлено больших объемов экономически значимых содержаний (Пересторонин и др., 2017).

Наибольшее структурное сходство с Ою-Толгой можно отметить для Баимского порфирового кластера протяженностью более 15 км (фиг. 9б), самого крупного в России по запасам порфировой меди. Для его меридиональной ориентировки на основе анализа прожилковой минерализации и разломной тектоники указывается право-сдвиговый контроль на стадии формирования штокверков (Читалин и др., 2016) в пределах Олойского островодужного террейна. Вместе с тем магнитные и структурные данные указывают, что структурный рисунок скорее соответствует пострудному левостороннему смещению, которое и обеспечивает сегментацию порфира или порфиров Песчанки не столько по разломам северо-восточного, сколько по пострудным левосторонним сдвигам северо-западного простирания, образовавшимся при сутурировании Южно-Ануйской зоны за



Фиг. 9. Линейное расположение порфириковых месторождений в кластере Ою-Толгой в Монголии (а) протяженностью свыше 10 км (Crane, Kavalieris, 2012) и Баимки на Чукотке (б) составлено с использованием разномасштабных данных (Читалин и др., 2016).

счет приспособления к выступам на северной окраине Омолонского кратонного террейна.

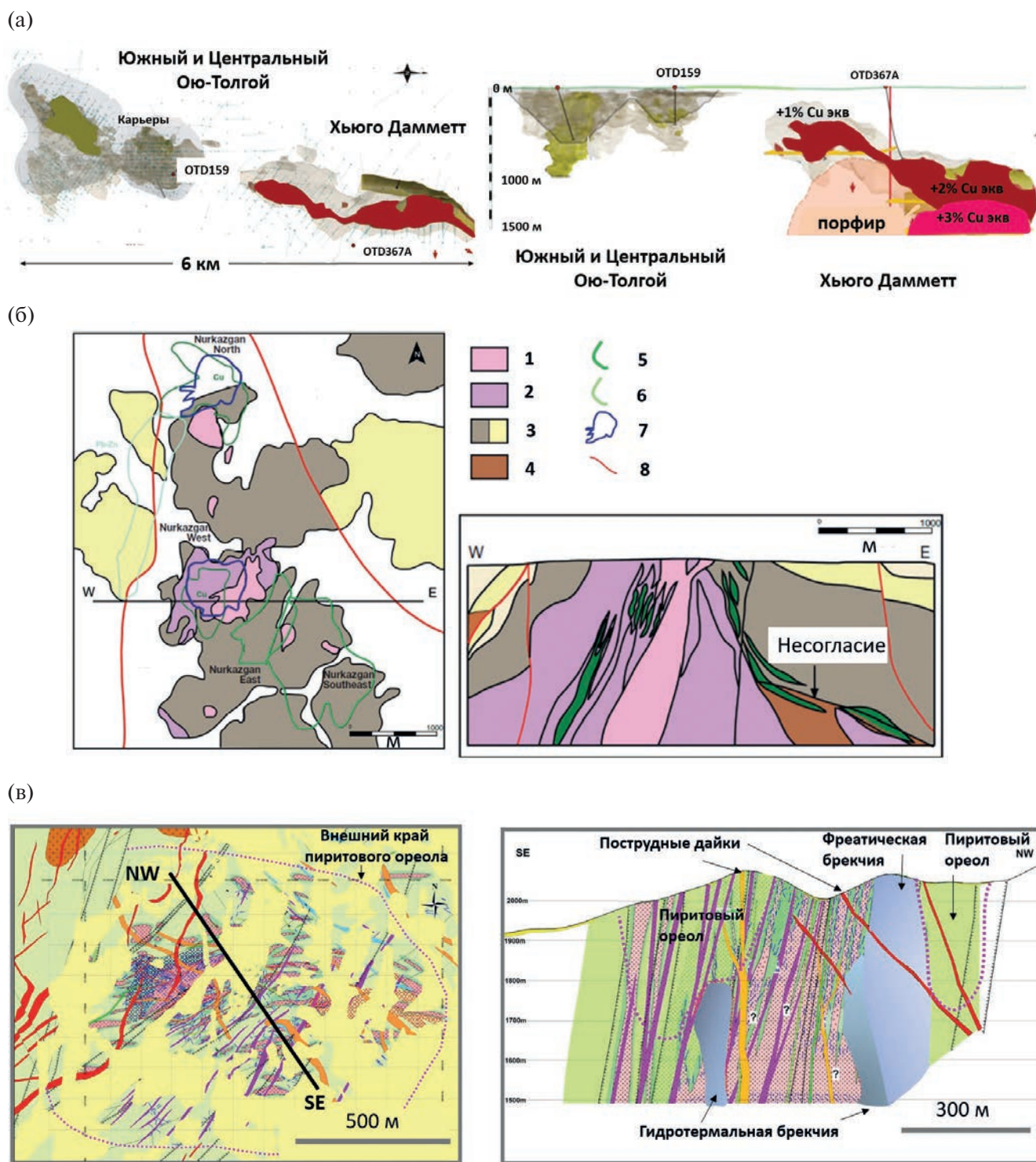
Оценка эрозионного среза

Оценка глубины эрозионного среза имеет ключевое значение для интерпретации поискового потенциала как конкретных порфириковых интрузий, так и их кластеров. Для этого требуется расшифровка гидротермальной и породной зональности и сравнение с моделью (например, Sillitoe, 2010). При этом каждое месторождение и проявление несет индивидуальные черты, которые могут иметь существенные отклонения от модели, в том числе за счет неполного развития порфириковой системы. Однако общая гидротермальная зональность, наличие штокверка и последовательность формирования прожилков нескольких генераций в минерализованных порфирах носят достаточно универсальный характер, т.к. контролируются *PT*-условиями остывающей порфириковой интрузии (Sillitoe, 2010). Неправильная

оценка гидротермальной зональности, особенно затушеванной гипергенными процессами, может привести к недооценке или переоценке ресурсного потенциала.

Как было показано в предыдущем разделе, оценка эрозионного среза также зависит от совокупности таких факторов, как быстрое захоронение и сохранение магматической дуги и ее рудных систем под более молодыми отложениями, как это случилось в Казахском нагорье. Как было показано выше, учет пострудных тектонических перемещений может помочь в расшифровке современной структуры порфириковых систем.

В Северной Евразии наиболее ярким примером является недавняя история открытия полуслепых месторождений группы *Ою-Толгой* и *Херуга* в Монголии. Детальное описание событий отражено в книге одного из первооткрывателей (Diakov et al., 2018). Ключевым перед первым полевым посещением Ою-Толгой явилось выявление иллитовой аномалии на спектрональном спутниковом снимке. При полевым посещении



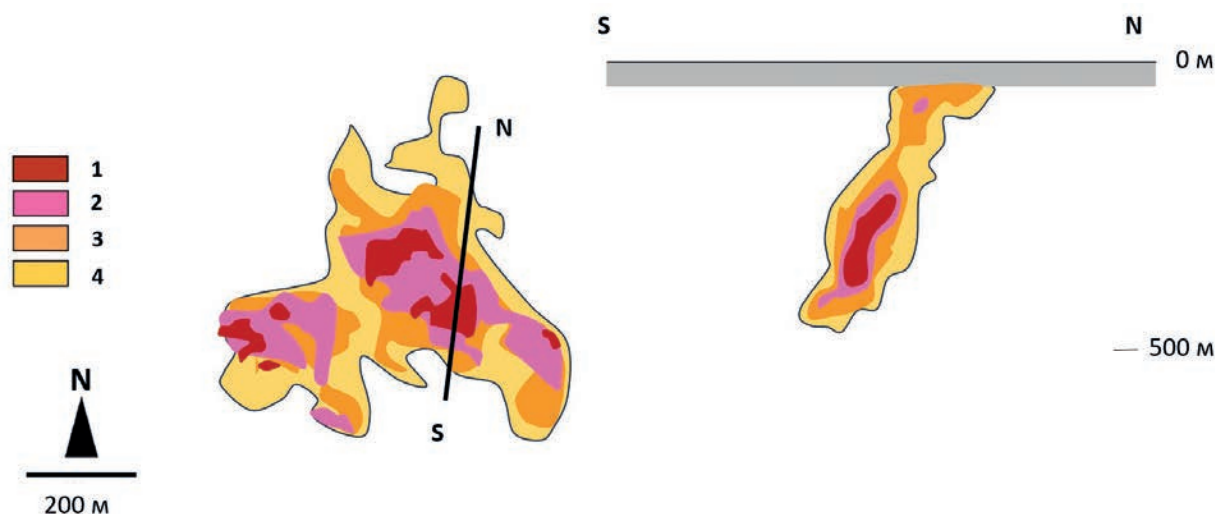
Фиг. 10. а — конфигурация медно-золотых оболочек кластера Ою-Толгой в плане и на разрезе до открытия месторождения Херуга (Crane, Kavalieris, 2012).

б — геологическая схема и разрез месторождения Нурказган (Yakubchuk et al., 2012). 1 — диоритовый порфир; 2 — гранодиорит; 3 — среднепалеозойские вулканогенно-осадочные породы; 4 — ордовикско-нижнесилурийские турбидиты; 5 — контуры медной минерализации; 6 — контуры полиметаллической минерализации; 7 — карьеры; 8 — главные разломы.

в — геологическая схема и разрез порфировой системы Талдыбулак (по данным К. В. Лобанова 2013 г.).

г — распределение содержаний меди в плане и на разрезе месторождения Бескауга (Underwood, Dumala, 2022). 1 — >0.75% Cu, 2 — >0.5% Cu, 3 — >0.4% Cu, 4 — >0.3% Cu.

(г)



Фиг. 10. Окончание

было обнаружено наличие небольшого холма (по-монгольски “толгой”), сложенного вторичными кварцитами среди впадины, заполненной рыхлыми отложениями мелового возраста. Одним из геологов вторичные кварциты было предложено считать бесперспективными на наличие продуктивной минерализации, а другой предположил, что они являются шляпой гипергенного выщелачивания порфировой системы, ниже которой возможно выявление зоны вторичного обогащения. Последующие геофизические и буровые работы показали наличие относительно небольшой зоны вторичного обогащения, а сама система в ее северной части оказалась слабоэродированной (фиг. 10а) и в некоторых ее частях сохранились все элементы вертикальной и латеральной зональности, осложненной пострудными разломными перемещениями. Кроме того, рудная система оказалась несколько наклоненной (tilted) за счет пострудных тектонических движений.

В Казахстане подобная ситуация имела место на группе месторождений Нурказган вблизи Караганды в пределах Среднепалеозойского пояса. Первоначальные работы в 1990-е гг. были сфокусированы на оценке медно-золотых ресурсов брекчиевой трубки (213 млн т с 0.82% Cu и 0.23 г/т Au; Yakubchuk et al., 2012), выходящей на поверхность среди слабоизмененных среднепалеозойских вулканитов. Этих ресурсов было достаточно для запуска карьерной добычи. Последующие геолого-разведочные работы в 2010 г., нацеленные на прослеживание трубки на глубину более 300 м, выявили наличие питающей порфировой

системы (фиг. 10б) с гораздо большими ресурсами (525 млн т с 0.78% Cu и 0.45 г/т Au; Yakubchuk et al., 2012), содержания металлов в которых позволили обеспечить подземную отработку.

Сопоставление с порфировой моделью Sillitoe (Sillitoe, 2010) дает противоречивые результаты. С одной стороны, минерализованные брекчиевые трубки хорошо вписываются в модель и означают довольно слабую эродированность системы. С другой стороны, обнаруженная порфировая минерализация распространена вдоль несогласия в основании вулканогенной толщи, имея, по существу, субстратиформное залегание. Как бы то ни было, важным конечным результатом является обнаружение крупных скоплений меди и попутного золота, которые пригодны к промышленной отработке.

В случае раннепалеозойского месторождения Талдыбулак в Кыргызстане порфировая система была закартирована на поверхности еще в 1967 г. Однако низкие средние содержания меди (0.2%) при высоких содержаниях золота (около 1 г/т), оцененные в 1977–1980 гг. в целом неглубоким бурением, не привлекли внимание к ее потенциалу. Дальнейшие работы в 1990-е гг. были сосредоточены на зоне окисления. Бурение 2006 г. также было в основном неглубоким. Полевое посещение выявило наличие всех признаков развитой порфировой системы, включая наличие исключительно серицитовых изменений на поверхности и калиевых изменений в некоторых скважинах на глубине. Это послужило основанием для бурения более глубоких разведочных скважин и выявления

значительных ресурсов (12 млн унций золотого экв. с содержанием 1 г/т золотого эквивалента; Yakubchuk et al., 2012). Дополнительной сложностью для понимания системы являлось широкое развитие разнообразных брекчий и пострудных даек, количество которых первоначально противоречиво недооценивалось или переоценивалось, особенно в косых сечениях. Учет этих факторов позволил проследить порфировую систему до глубины свыше 600 м и опуститься ниже зоны серицитовых изменений в калиевую зону с более высокими содержаниями меди (фиг. 10в).

На раннепалеозойском месторождении Бескауга в Казахстане (Underwood, Dumala, 2022) препятствием для прямого картирования системы служили рыхлые отложения. Поэтому ключевую помощь оказала электроразведка, которая выявила наличие зоны высокой поляризуемости, отвечающей калиевым изменениям. Эта зона с высокими содержаниями меди и золота в осевой части и более низкими на периферии (всего 203.8 млн т с 0.28% Cu, 0.5 г/т Au; Underwood, Dumala, 2022) оказалась наклонной при значительной вертикальной вытянутости (фиг. 10г) и, следовательно, большем ресурсном потенциале, чем изначально считалось.

Похожий подход, нацеленный на выявление базовой гидротермальной зональности и штокверкового оруденения, был применен при полевой оценке перспектив проявления Малмыж в Хабаровском крае. Плохая обнаженность в условиях таежной местности препятствовала прямому картированию системы. Однако наличие породных развалов с видимым штокверком позволило посчитать участок перспективным и применить магнитные и ВП методы, которые и выявили несколько перспективных поисковых участков, где затем были разведаны минеральные ресурсы.

ВЫВОДЫ

Рассмотрение порфировых систем Северной Евразии показало, что почти все они образовались в юных и зрелых островных, а не в континентальных магматических надсубдукционных поясах на краю крупных континентальных масс типа Южной или Северной Америки. По этому параметру порфировые системы ЦАС сходны с Западно-Тихоокеанским и частью Северо-Тихоокеанского орогенного коллажа. И в тех, и в других для них характерны в целом невысокие содержания меди (0.4–0.5%) при повышенных содержаниях золота (0.3–0.5 г/т).

Приведенные примеры демонстрируют, что палеозойские порфиры развиты шире, чем это

задокументировано в других орогенах мира. Формирование порфировых систем Северной Евразии происходило пульсационно, начиная с раннего палеозоя до конца мезозоя. Достоверных кайнозойских систем на данный момент не выявлено. Отсутствуют и неопротерозойские порфиры. Наибольшая рудная масса в порфировых системах Северной Евразии и их наибольшее количество сформировалось в конце палеозоя около 320 млн лет назад на начальных стадиях сбора суперконтинента Пангея.

В Северной Евразии преобладают линейные кластеры, хотя проявлены и площадные. Такая организация систем обнаруживается как в региональных трендах (100–200 км), так и в локальных (20 × 5 км) кластерах.

Проведенный анализ показывает, что порфировая модель (Sillitoe, 2010) в целом хорошо “работает” применительно к разновозрастным и морфологически разнообразным порфировым системам Северной Евразии. Очевидно, что в каждом конкретном случае требуется решать вопросы о степени эродированности системы, какие гидротермальные процессы отражают те или иные геофизические поля, а учет пострудной тектоники и перекрывающих комплексов позволяет выявить возможные неоткрытые порфиры в них. Успешное решение этой задачи возможно путем комплексирования и совмещения разных данных между собой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золото-редкометальное (Au-Mo-Te-Bi) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района (Южная Якутия) // Отечественная геология. 2017. № 5. С. 12–22.
- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Сорское медно-молибден-порфировое месторождение (Кузнецкий Алатау): магматизм, влияние мантийного плюма на развитие рудно-магматической системы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1974–1986.
- Буханова Д.С. Минералого-геохимические особенности Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения, Хабаровский край: дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Петропавловск-Камчатский, 2020. 200 с.
- Грабежьев А.И. Рениеносные медно-порфировые системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность // Литосфера. 2012. № 4. С. 190–207.
- Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей. М.: Недра, 1984. 208 с.
- Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 13–21.

- Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Минина О.В.* Морфологические типы медно-порфировых штокверков и обстановки их формирования // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 37–53.
- Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фулджер Дж., Глумов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Дороница М.С., Никишин В.А., Сколотнев С.Г., Черных А.А.* Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М.: ГЕОС, 2021. 156 с.
- Пересторонин А.Е., Вьюнов Д.Л., Степанов В.А.* Месторождения золото-медно-молибден-порфировой формации Приамурской золотоносной провинции // Региональная геология и металлогения. 2017. № 70. С. 78–85.
- Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2020 году. Петров Е.И. и Тетенькин Д.Д. (ред.). М.: Министерство Природных Ресурсов РФ, 2021. С. 165–186.
- Петров О.В., Киселёв Е.А., Шпикерман В.И., Змиевский Ю.П.* Прогноз размещения месторождений золото-меднопорфирового типа в вулcano-плутонических поясах восточных районов России по результатам работ составления листов Госгеолкарты-1000/3 // Региональная геология и металлогения. 2019. № 80 С. 50–74.
- Петров О.В., Ханчук А.И., Иванов В.В., Киселёв Е.А., Шатов В.В., Змиевский Ю.П., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А.* U-Pb SIMS геохронология рудносных магматических пород золото-меднопорфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье) // Региональная геология и металлогения. 2020. № 83. С. 41–56.
- Плотинская О.Ю.* Порфиновые месторождения Урала: закономерности размещения, возраст, геотектонические обстановки // Металлогения древних и современных океанов, 2017. С. 54–57.
- Плотинская О.Ю.* Порфиново-эпитеральные системы Урала: источники вещества, эволюция и зональность: дисс. ... д-ра. геол.-мин. наук. Москва: ИГЕМ, 2023. 266 с.
- Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Романов А.П., Курбатов И.И., Гавриш А.В., Проскурнина М.А.* Центрально-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс // Региональная геология и металлогения. 2021. № 85. С. 31–49.
- Смирнов С.С.* Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 508 с.
- Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Гумон В.О., Сорокин А.П.* Возраст Cu -Mo-(Au)-порфирового орудения и магматических комплексов Боргуликанского рудного поля (Верхнее Приамурье) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 2. С. 229–237.
- Туровцев Д.М.* Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.
- Читалин А.Ф.* Структурная эволюция Спасской меднорудной зоны, Центральный Казахстан. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2018. 232 с.
- Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Бакшеев И. А. и др.* Порфиново-эпитеральные системы Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Смирновский сборник. М.: Макс-Пресс, 2016. С. 82–115. http://www.geol.msu.ru/news/smirnov_2016.pdf.
- Шатова Н.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Дворник Г.П., Леонтьев В.И.* Рябиновое медно-золото-порфиговое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения // Региональная Геология и металлогения. 2019. № 77. С. 75–97.
- Якубчук А.С.* Российская добыча меди – 30 лет. 2022. <https://gold.1prime.ru/reviews/20220112/438608.html>
- Brimhall G.H., Alpers C.N., Cunningham A.B.* Analysis of supergene ore-forming processes and ground-water solute transport using mass balance principles // Econ. Geol. 1985. V. 80. № 5. P. 1227–1256. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.5.1227>
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.* Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls // Econ. Geol. 2005. 100. № 5. P. 801–818. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801>
- Cooke D.R., Harris A.C., Braxton D.P., Simpson K.A.* Basins, breccias and basement – Diverse settings for porphyry deposits // Andrew CJ, et al. (ed.) Digging Deeper: Proceedings of the 9th Biennial SGA Meeting Dublin, Ireland. Irish Association for Economic Geology. 2007. P. 395–398.
- Crane D., Kavalieris I.* Geologic overview of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au-Mo deposits, Mongolia. SEG Spec. Publ. 16. 2012. P. 187–214.
- Diakov S., Sanjdorj S., Jamsrandorj G.* Discovery of Oyu Tolgoi. A Case Study of Mineral and Geological Exploration. Elsevier? 2018. 272 p.
- Dilles J.H., John D.A.* Porphyry and Epithermal Mineral Deposits // D. Alderton and S.A. Elias (Eds). Encyclopedia of Geology (Second Edition), V. 5. 2021. P. 847–866.
- Gerel O., Dandar S., Amar-Amgalan S., Javkhlanbold D., Myagamarsuren Se., Myagamarsuren Sa., Munkhsengel B., Soyolmaa B.* Geochemistry of granitoids and altered rocks of the Erdenet porphyry copper-molybdenum deposit, central Mongolia // Mao J. and Bierlein F.P. (Eds) Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting, Beijing, China, 2005. P. 18–21.
- Goddard R., Pittuck M., Stenhouse P.* Geological observations, 3D interpretation and mining-economic considerations for estimating and reporting the mineral resource at Cukaru Peki. Applied Earth Science. 2017. V. 126. № 2. P. 59.

- Golovanov I.M., Seltmann R., Kremenetsky A.A.* The Porphyry Cu-Au/Mo deposits of Central Eurasia; 2. The Almalyk (Kalmakyr-Dalnee) and Saukbulak Cu-Au porphyry systems, Uzbekistan // Porter T.M. (Ed.). Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective. Adelaide: PGC Publishing, 2005. V. 2. P. 513–523.
- Hervé M., Sillitoe R.H., Wong C., Fernández P., Crignola F., Ipinza M., Urzúa F.* Chapter 3: Geologic Overview of the Escondida Porphyry Copper District, Northern Chile. SEG Special Publication 16, 2012. P. 55–78.
- Hollings P., Cooke D.R., Walshe J.* The characteristics, distribution and controls of giant porphyry Cu deposits. Gangue. 2004. 82 p.
- Guide to the geology and mineral resources of Mongolia. Jargalsaihan D., Kaziner M., Baras Z., Sanjaadorj D. (eds). Ulaanbaatar, Geological Exploration, Consulting and Services Co., 1996. 329 p.
- John D.A., Taylor R.D.* By-products of porphyry copper and molybdenum deposits // Verplanck P.L. and Hitzman M.W. (Eds). Rare Earth and Critical Elements in Ore Deposits. Reviews In Economic Geology 18, 2016. Society of Economic Geologists. P. 137–164.
- Lang J.R., Gregory M.J.* Chapter 8: magmatic-hydrothermal-structural evolution of the giant pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit with implications for exploration in Southwest Alaska. Special Publication 16, 2012. P. 167–185.
- Li W., Zhong R., Xu C., Song B., Qu W.* U-Pb and Re-Os geochronology of the Bainaimiao Cu-Mo-Au deposit, on the northern margin of the North China Craton, Central Asia Orogenic Belt: Implications for ore genesis and geodynamic setting // Ore Geol. Rev. 2012. V. 8. P. 139–150.
- Puchkov V.N.* General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 4–29.
- Rivera S.L., Alcota H., Proffett J., Díaz J., Leiva G., Vergara M.* Update of the Geologic Setting and Porphyry Cu-Mo Deposits of the Chuquicamata District, Northern Chile. SEG Special Publication 16, 2012. P. 19–54.
- Roma Mining and Associates Limited. Bayan Khundiy gold project feasibility study, Bayankhongor province, Mongolia // NI43-101 technical report for Erdene Resource Development Corporation. 2020. 302 p.
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett Jr., J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D.* Porphyry deposits – Characteristics and origin of hypogene features. Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, 2005. P. 251–298.
- Seltmann R., Porter T.M., Pirajno F.* Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: A review // J. Asian Earth Sciences. 2014. V. 79. P. 810–841.
- Seltmann R., Shatov V., Yakubchuk A.* Mineral deposits database and thematic maps of Central Asia: London, Natural History Museum, Centre for Russian and Central Eurasian Mineral Studies (CERCAMS), 2009. 143 p.
- ArcGIS 9.2, ArcView 3.2 and MapInfo 6.0 (7.0) GIS packages, scale 1:1,500,000, CD-ROM.
- Shen P., Pan H., Seitmuratova E., Jakupova S.* U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf-O isotopic constraints on age and origin of the ore-bearing intrusions from the Nurkazgan porphyry Cu-Au deposit in Kazakhstan // J. Asian Earth Sciences. 2016. V. 116. P. 232–248.
- Sillitoe R.H.* Porphyry-copper systems // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H.* Chapter 1: Copper Provinces. SEG Special Publication 16, 2012. P. 1–18.
- Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C.* Porphyry Copper Deposits of the World: Database and Grade and Tonnage Models, 2008. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1155, version 1.0
- Skirrow R.G.* Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification // Ore Geol. Rev. 2022. V. 140. Paper 104569.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, and fluid inclusion study of the Kuru-Tegerek Au-Cu-Mo skarn deposit in the Middle Tien Shan, Kyrgyzstan // Mineralium Deposita. 2018. V. 53. № 2. P. 195–223.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Vasyukov V.E., Shumilin D.A., Voskresensky K.I.* The superlarge Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics // Ore Geol. Rev. 2019. V. 113. Paper 103112.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Avilova O.V., Andreev A.V., Girfanov M.M., Starostin I.A.* The Lazurnoe deposit in the Central Sikhote-Alin, Eastern Russia: Combined shoshonite-related porphyry Cu-Au-Mo and reduced intrusion-related Au mineralization in a post-subduction setting // Ore Geol. Rev. 2019. V. 112. Paper 103063.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Shapovalenko V.N., Collins G.S., Dvurechenskaya S.S., Bukhanova D.S., Ezhov A.I., Voskresensky K.I.* The Kirganik alkalic porphyry Cu-Au prospect in Kamchatka, Eastern Russia: A shoshonite-related, silica-undersaturated mineralized system in a Late Cretaceous island arc setting // Ore Geol. Rev. 2021. V.128. Paper 103893.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Semenova D.V., Kalinin Y.A., Dvurechenskaya S.S., Sidorova N.V.* Geology, mineralization, igneous geochemistry, and zircon U-Pb geochronology of the early Paleozoic shoshonite-related Julia skarn deposit, SW Siberia, Russia: Toward a diversity of Cu-Au-Mo skarn to porphyry mineralization in the Altai-Sayan orogenic system // Ore Geol. Rev. 2022. V. 142. Paper 104706.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104706>
- Sun Y.-G., Li B.-L., Zhao Zhong-H., Sun F.-Y., Ding Q.-F., Chen X.-S., Li J.-B., Qian Y., Li Y.-J.* Age and petrogenesis of late Mesozoic intrusions in the Huoluotai porphyry Cu-(Mo) deposit, northeast China: Implications for

- regional tectonic evolution. *Geoscience Frontiers*. 2022. V. 13. Paper 101344.
- Turner S.J., Reynolds G., Hagemann S.G.* Boddington: An Enigmatic Giant Archean Gold-Copper (Molybdenum-Silver) Deposit in the Southwest Yilgarn Craton, Western Australia. *SEG Special Publications*, no. 23, 2020. P. 275–288.
- Underwood D., Dumala M.* Beskauga copper-gold project, Pavlodar Province, Republic of Kazakhstan // Amended & Restated NI 43-101 Technical Report. Prepared for Araras Minerals Corporation. 2022. 135 p.
- Volkov A.V., Savva N.E., Sidorov A.A., Egorov V.N.* Spatial distribution and formation conditions of Au-bearing porphyry Cu-Mo deposits in the Northeast of Russia // *Geology of Ore Deposits*. 2006. V. 48. № 6. P. 448–472.
- Xanadu Mines. Kharmagtai Copper-Gold Project. Scoping Study. 2022. 59 p.
- Yakubchuk A.S., Shatov V.V., Kirwin D. et al.* Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic supercollage. *Economic Geology*. 2005. 100th Anniversary Volume. P. 1035–1068.
- Yakubchuk A., Degtyarev K., Maslennikov V., Wurst A., Stekhin A., and Lobanov K.V.* Tectonomagmatic settings, architecture, and metallogeny of the Central Asian copper province. *Society of Economic Geologists Special Publication* 16, 2012. P. 403–432.
- Zhao C., Qin K., Song G., Li G., Li Z., Pang X., Wang L.* Petrogenesis and tectonic setting of ore-related porphyry in the Duobaoshan Cu deposit within the eastern Central Asian Orogenic Belt, Heilongjiang Province, NE China // *J. Asian Earth Sciences*. 2018. V. 165. P. 352–370.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* *Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis*. Washington, DC, American Geophysical Union, 1990. 242 p.

УДК 553.432

МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ И ЭПИТЕРМАЛЬНАЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА, РОССИЯ

© 2024 г. А. Ф. Читалин^{а, *}, И. А. Бакшеев^{б, **}, Ю. Н. Николаев^{б, ***}

^аООО “Институт геотехнологий”, Ленинские горы, вл. 1, стр. 77, Москва, 119234 Россия

^бМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, ГСП-1, Воробьевы горы, Москва, 119991 Россия

*E-mail: a.chitalin@igeotech.ru

** E-mail: baksheev@geol.msu

*** E-mail: nikolaev@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 24.07.2023 г.

Подписана в печать 26.10.2023 г.

Принята к публикации 28.10.2023 г.

Обобщены результаты исследований Баимской рудной зоны (БРЗ) на Западной Чукотке, полученные при проведении поисково-оценочных и разведочных работ в 2008–2016 гг., и показаны основные особенности ее строения и развития. Формирование рудной минерализации порфировых и эпиптермальных рудных систем БРЗ происходило в раннемеловое время в зоне глубинного правого сдвига северо-западного простирания. Меридиональные структуры растяжения и диагональные сколы в зоне сдвига контролировали позицию и морфологию интрузивных тел монцонитоидов и парагенетически связанных с ними рудных штокверков с медно-порфировой и золото-серебряной эпиптермальной минерализацией. Рудные штокверки прослеживаются бурением на глубину до 700 м и прогнозируются глубже по геофизическим данным. Описана зональность аномальных геохимических полей вторичных ореолов и первичная геохимическая зональность месторождения Песчанка и Находкинского рудного поля (НРП). Эрозионный срез месторождений и проявлений различный. Для месторождения Песчанка установлен верхне-среднерудный срез, для проявлений НРП эрозионный срез изменяется от верхнерудного до нижнерудного. Выявлены новые перспективные участки в пределах БРЗ, где прогнозируется промышленное медно-порфировое и золото-серебряное эпиптермальное оруденение.

Ключевые слова: Баимская рудная зона, зона сдвига, рудные штокверки, медно-порфировая минерализация

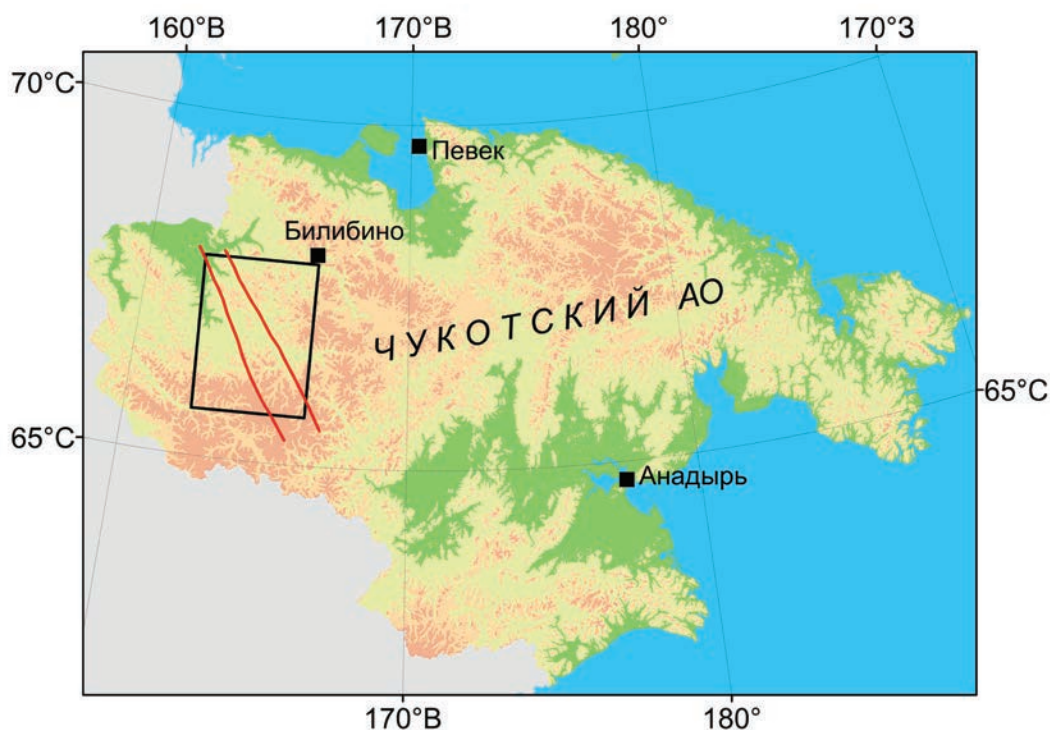
DOI: 10.31857/S0016777024010037, **EDN:** zyldoo

ВВЕДЕНИЕ

Баимская рудная зона (БРЗ) расположена на западе Чукотского АО в юго-восточной части Анюйского нагорья, в пределах низкогорья, расчлененного водотоками водосборного бассейна среднего течения р. Большой Анюй, в 180 км юго-западнее г. Билибино (фиг. 1). Она протягивается в север-северо-западном направлении более чем на 150 км при ширине 30–50 км и включает медно-порфировые и эпиптермальные золото-серебряные месторождения и проявления. Наиболее изученным является золото-молибден-медно-порфировое месторождение Песчанка, входящее в список крупнейших медно-порфировых месторождений мира.

В 1960–1990 гг. БРЗ изучалась многими специалистами (Волчков и др., 1982; Гулевич, 1974; Каминский, 1987, 1989; Мигачев и др., 1984, 1995; Мигачев, Шишаков, 1988; Шавкунов, 1973; Шаповалов, 1985, 1990). Были открыты промышленные россыпи золота, выявлены крупные медно-порфировые объекты Песчанка и Находка, эпиптермальное золото-серебряное месторождение Весеннее, установлены перспективные поисковые участки.

В 2008 г. компания ООО “ГДК Баимская” возобновила поисково-оценочные и разведочные работы в Баимской рудной зоне. Месторождение Песчанка было доразведано, его запасы поставлены на госбаланс; проведена доразведка Находкинского рудного поля, выявлены новые



Фиг. 1. Географическое положение Баимской рудной зоны. Красными линиями показан контур БРЗ, черный прямоугольник — контур геологической схемы на фиг. 2.

перспективные участки (Читалин и др., 2013; Читалин, Николаев, 2014).

Авторы настоящей статьи непосредственно участвовали в поисковых, поисково-оценочных и разведочных работах на месторождении Песчанка, Находкинском рудном поле и других участках Баимской зоны в период 2008–2016 гг. Собранный вместе с коллегами новый огромный фактический материал был проанализирован и отражен в отчете о поисково-оценочных работах (Читалин, Николаев, 2014), трех кандидатских диссертациях и многочисленных публикациях. По результатам проведенных поисково-оценочных работ ресурсный потенциал центральной части Баимской рудной зоны по категориям $C_1+C_2+P_1+P_2+P_3$ был оценен в 22.9 млн т меди, 1976.6 т золота, 9124 т серебра, 325.3 тыс. т молибдена (Читалин, Николаев, 2014; Читалин и др., 2016).

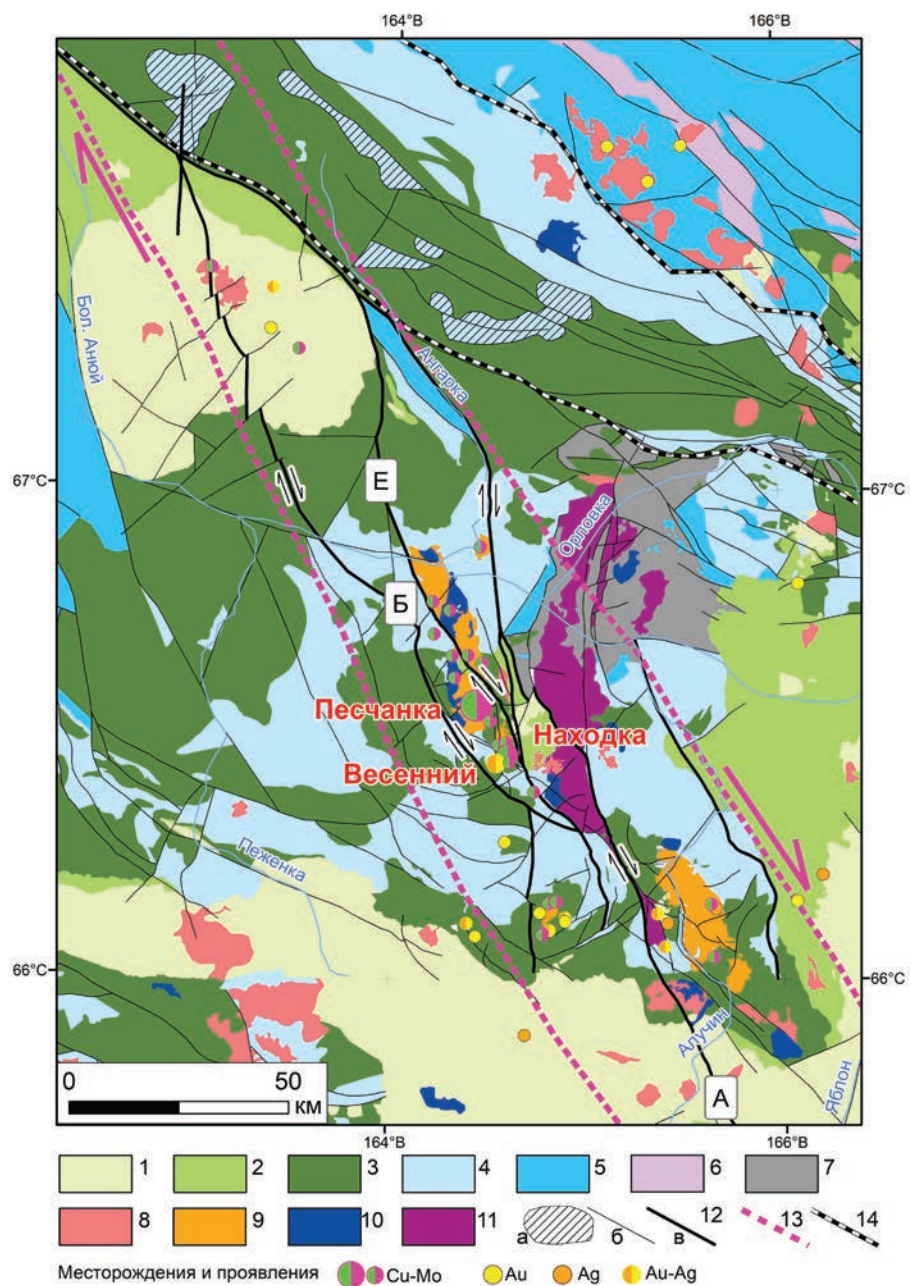
В 2019 г. Баимская лицензионная площадь была приобретена компанией KAZ Minerals, которая завершила разведку месторождения Песчанка и готовит его к обработке.

В настоящей статье обобщены результаты многолетних исследований Баимской рудной зоны и показаны основные особенности ее строения и развития.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ

Баимская рудная зона принадлежит Олойской структурно-фациальной зоне Алазейско-Олойской складчатой области (Волков и др., 2006). Олойская зона сложена островодужными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями триаса-нижнего мела, смятыми в линейные и брахиморфные складки северо-западного и субширотного простирания. Сложный рисунок складок в плане обусловлен перекрестной складчатостью двух этапов деформации. Эта складчатая структура образует раннемезозойский комплекс, в составе которого выделяются блоки деформированных палеозойских вулканогенных и терригенных отложений и позднепалеозойских офиолитов (гипербазиты, базиты и плагиограниты). Разрывы относятся к разным типам и генерациям — взбросы, надвиги, сбросы и сдвиги.

Возраст складчато-разрывной структуры раннемезозойского структурного комплекса — позднеюрско-неокомовый (предальбский). В его составе по угловым несогласиям выделяются структурные этажи, соответствующие отдельным эпизодам складчатого этапа деформации. Складки прорваны гипабиссальными и субвулканическими интрузивами поздней юры — раннего мела; отдельные



Фиг. 2. Схематизированная геологическая карта Байкальской рудной зоны и ее обрамления. 1 — верхнеальбские вулканы; 2 — верхнеаптские–нижнеальбские угленосные терригенные отложения; 3 — вулканогенно-терригенные отложения титона–неокома; 4 — вулканогенно-терригенные отложения средней–верхней юры; 5 — терригенные отложения верхнего триаса–нижней юры; 6 — терригенные отложения нижнего–среднего триаса; 7 — вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения среднего девона–перми; 8 — раннемеловые (неокомовые) интрузивы егдыгкычского и весеннинского комплексов; 9 — позднеальбские гранитоиды; 10 — позднеюрские и меловые габброиды; 11 — позднепалеозойские офиолиты (ультрамафиты, габброиды, плагиограниты); 12 — разрывные нарушения: а — аллохтоны тектонических покровов; б — разрывы разной кинематики; в — крупные правые сдвиги Байкальской сдвиговой зоны: в прямоугольниках указаны названия сдвигов А — Алучинский, Б — Байкальский, Е — Егдыгкычский; 13 — контур Байкальской право-сдвиговой зоны (полустрелками показана кинематика сдвигов); 14 — контуры Южно-Ануйской зоны.

интрузивы залечивают складчатые разрывы. С раннемеловыми штоками монцонит-порфиров, диорит-порфиринов, гранодиорит-порфиринов ассоциируют проявления меди, золота и полиметаллов. Складчато-разрывная структура и рудоносные интрузивы с разрывом и структурным несогласием перекрываются континентальными терригенными угленосными и вулканогенными отложениями верхнеаптского—нижнеальбского возраста, выполняющими наложенные впадины внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Раннемезозойский комплекс и наложенные структуры прорваны многочисленными штоками позднеальбских гранитоидов и осложнены разрывами преимущественно сдвиговой кинематики (фиг. 2).

БРЗ приурочена к системе крупных разломов северо-западного простирания преимущественно право-сдвиговой кинематики раннемелового возраста, которые отражают зону глубинного сдвига шириной 20–50 км. Сопряженными с главными сдвигами являются меридиональные сбросы и отрывы, контролируемые рудные штокверки медно-порфировых месторождений, левые сдвиги и сбросо-сдвиги северо-восточного простирания, а также пологие надвиги (Читалин и др., 2013₁, 2016).

Баимская сдвиговая зона на севере под углом 20° пересекает Южно-Аньюйскую зону покровно-складчато-надвигового строения с наложенными право-сдвиговыми деформациями. Эта коллизионно-офиолитовая зона (сутура) маркирует зону субдукции позднеюрского-раннемелового океанического бассейна и раннемеловой коллизии Колымо-Омолонского и Аньюйско-Чукотского террейнов (Соколов и др., 2015). В южном направлении правые сдвиги Баимской зоны затухают в пределах ОЧВП.

ГЕОЛОГИЯ БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ

БРЗ с медно-порфировым и эпитемальным золото-серебряным оруденением контролируется глубинным разломом полихронного развития, который на рудном этапе в раннемеловое время являлся правым сдвигом. Зона глубинного Баимского правого сдвига впервые выделена нами на основании анализа региональных геологических и геофизических карт и детального изучения ее структуры при поисках, оценке и разведке рудных объектов. Основанием для выделения региональной сдвиговой зоны являлось наличие системы протяженных кулисных правых сдвигов СЗ-простирания (система сдвигов Риделя R) и сопряженных с ними поперечных коротких левых

сдвигов СВ простирания (система R'); кулисное расположение субмеридиональных линейных раннемеловых интрузивов и приуроченных к ним линейных медно-порфировых штокверков преимущественно меридионального простирания, которые маркировали участки локального горизонтального широтного растяжения в право-сдвиговой зоне на рудном этапе (Chitalin et al., 2012; Читалин и др., 2013₁).

Раннемеловой сиенит-монцонитовый егдыкычский плутонический комплекс сформировался в условиях островной вулканической дуги позднеюрского-раннемелового возраста (Волков и др., 2006). Комплекс сложен породами трех фаз внедрения: 1) монцодиориты, 2) монцодиорит-порфиры и кварцевые монцодиорит-порфиры, 3) сиениты, кварцевые сиениты. Молибден-меднопорфировое оруденение пространственно связано со штоками и крупными дайками второй и третьей фазы (Волчков и др., 1982; Каминский, 1987; Мигачев и др., 1995; Читалин, Николаев, 2014).

По петрогеохимическим и минералогическим характеристикам монцонитоиды Баимской рудной зоны сформировались из водонасыщенных высококальциевых известково-щелочных — шошонитовых магм с высокой степенью окисления (Соловьев, 2014). Это доказывается обильным содержанием в монцонитоидах магматического и гидротермального магнетита, наличием многочисленных гипсовых и ангидритовых жил и прожилков в рудных штокверках, высокими значениями отношения Fe_2O_3/FeO и V/Sc в породах — до 1.27 и до 21.9 соответственно. Отношения $Eu/Eu^* \geq 1$ также характеризуют калиевые расплавы с высокими степенями окисления. Обильные вкрапленники амфибола и биотита, а также высокие отношения Sr/Y до 225 в породе свидетельствуют о значительной водонасыщенности родоначальной магмы (Chitalin et al., 2021).

Радиометрический возраст рудоносных диорит-порфиринов весеннинского и монцонитоидов егдыкычского комплексов, по данным U/Pb датирования циркона, составляет 139–143 млн лет (Комарова и др., 2015). Радиометрические возрасты околорудных метасоматитов и молибденита из кварцевых прожилков и жил, определенные Rb/Sr и Re/Os методами соответственно, лежат в пределах 137–142 млн лет (Moll-Stalcup, 1995; Котова и др., 2012; Комарова и др., 2014, 2015; Бакшеев и др., 2014). Полученные датировки соответствуют интервалу времени от позднего берриасса до раннего валанжина включительно. Очевидно, это время проявления и синрудных право-сдвиговых деформаций в зоне Баимского глубинного разлома,

выраженных меридиональными кулисными структурами локального горизонтального широтного растяжения. В этих структурных ловушках локализовались интрузивные тела и формировались линейные рудные штокверки. Кристаллизация и остывание штоков порфиroidных диоритов и монцонитов в условиях сдвига сопровождалось формированием магматических брекчий, а также зон бластомилонитов — вязких “горячих” тектонитов (Читалин, 2019₁).

Ширина Баймской сдвиговой зоны увеличивается от 20 км на севере до 50 км на юге. На юго-востоке она перекрывается верхнемеловыми вулканидами ОЧВП и интрузируется комагматичными им телами. Отдельные малоамплитудные правые сдвиги СЗ-простираения смещают позднемеловые вулканиды и интрузивы, что свидетельствует об активизации глубинного сдвига в позднем мелу (см. фиг. 2).

Рудоносные интрузивы раннемеловых весеннинского и егдыкычского комплексов прорывают смятые в складки вулканогенно-осадочные отложения верхней юры — нижнего мела. Позднеаптская терригенная угленосная айнахургенская свита на северном фланге месторождения Песчанка несогласно, с базальными конгломератами в основании, залегает на размытых оруденелых монцодиоритах и монцодиорит-порфиритах Егдыкычского плутона (Читалин, Николаев, 2014^{ф1}).

На северо-западе в пределах Баймской зоны расположена Мангазейская вулканоплутоновая структура альбского возраста, к которой также приурочены рудопроявления медно-порфирового типа и эпиптермальное золото-серебряное проявление.

В коренных обнажениях в пределах БРЗ выявлены разновозрастные структурные парагенезы левого и правого сдвига, которые сформировались на разных этапах деформации. Ранний дорудный лево-сдвиговый парагенез отрывов и сопряженных сколов-сдвигов, выполненных кварцевыми прожилками, установлен в кливажированных верхнеюрских алевролитах в южной части Баймской зоны в зоне Анюйско-Алучинского разлома на золоторудном участке Люкс. Там же выделен более поздний право-сдвиговый парагенез отрывов и сколов, залеченных золотоносными

кварц-карбонатными прожилками. Эти прожилки пересекают дайки раннемеловых диоритовых порфиритов и андезитов.

В шовных зонах крупных правых сдвигов СЗ-простираения отмечены складки волочения с вертикальными шарнирами — в складки изогнута сланцеватость и связанные с ней вязкие SC-тектониты, образовавшиеся при левом сдвиге (Читалин, 2019₁).

Развитие позднеюрского левого сдвига вдоль Егдыкычского разлома СЗ-простираения доказывается также разрывом и смещением по разлому в плане интенсивной линейной магнитной аномалии и вызвавшей ее линейного интрузива габброидов баймского позднеюрского комплекса. Левый сдвиг был затем залечен раннемеловой егдыкычской линейной интрузией монцодиоритов, а позже — на рудном этапе в раннем мелу — был активирован как правый сдвиг, смещающий эту интрузию (Читалин, 2019₂).

В зоне Егдыкычского сдвига при бурении на участке Егдыкыч (непосредственно севернее месторождения Песчанка) выявлен пологий надвиг углисто-терригенных отложений послерудной айнахургенской свиты на рудоносные монцодиориты. Надвиг с глубиной выкручивается и сопрягается с вертикальным правым сдвигом. В швах разломов отмечены относительно разновозрастные тектониты — вязко-пластичные бластомилониты и хрупкие катаклазиты (Читалин, 2019₂).

Таким образом, крупные разломы СЗ-простираения Баймской сдвиговой зоны являются полихронными — они сформировались при складчатости на дорудном этапе как левые сдвиги или взбросо-сдвиги, а на рудном и пострудном этапах были активизированы в реверсном режиме как правые сдвиги.

К рудоконтролирующим сбросам и сдвиго-сбросам субмеридионального простираения (Песчанкинский разлом) приурочены мощные зоны дробления и смятия, субвулканические и гидротермальные образования: штокверки, жилы, небольшие тела флюидогенных (эксплозивно-гидротермальных) брекчий. Зоны повышенной трещиноватости, примыкающие к этим разломам, вмещают линейные Cu—Mo-порфировые штокверки.

На участках Находка и Прямой Находкинского рудного поля при бурении выявлены субгоризонтальные мощные зоны (до 50—100 м) неминерализованных “сухих” катаклазитов и какиритов, ассоциирующих с горизонтальными кулисными прожилками гипса по трещинам отрыва (Читалин и др., 2016). Эти пологие зоны катаклаза и прожилкования пересекают меднорудные штокверки,

¹ Читалин А. Ф., Николаев Ю. Н. Отчет по результатам поисково-оценочных работ на медь и золото в пределах Баймской перспективной площади (Чукотский АО), проведенных в 2009—2014 гг. с оценкой запасов и прогнозных ресурсов / Росгеолфонд; ЧТФГИ по Чукотскому АО; ООО “ГДК Баймская”; ООО “Геохимпоиски СВ”. М.: 2014ф.

линейные тела минерализованных гидротермальных брекчий, эпитермальные золотоносные жилы и связаны, вероятно, с развитием надвигов кайнозойского (?) возраста.

Структурная эволюция Баймской сдвиговой зоны была смоделирована на аналоговой тектонофизической модели с неоднородностями в виде продольных сдвигов и интрузивных тел (Фролова и др., 2019). Моделирование позволило выявить происхождение и распределение на площади потенциально флюидопроницаемых зон растяжения и декомпрессии. Сравнение модели с геологической картой Баймской зоны показало, что участки растяжения на модели хорошо соответствуют известным месторождениям и рудопроявлениям меди, золота, а также перспективным участкам в зонах сочленения разломов, перекрытым аллювиальным чехлом крупных долин. В долинах известны россыпи золота, а в коренных обнажениях на склонах долин выявлены участки метасоматического изменения пород и проявления медно-порфировой и золото-полиметаллической минерализации. Эти участки долин заслуживают проведения поисковых работ на выявление перекрытой аллювием рудной минерализации (Фролова и др., 2019).

РУДНЫЕ ШТОКВЕРКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕСЧАНКА И НАХОДКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Рудные тела месторождения Песчанка и Находкинского рудного поля (НРП) локализованы в меридиональных линейных кварц-сульфидных штокверках — структурах горизонтального широтного растяжения в зоне Баймского глубинного сдвига. Положение штокверков контролируется системой меридиональных разрывов сбросовой и право-сдвиговой кинематики. Штокверки косо пересекаются протяженными правыми сдвигами СЗ-простираания и сопряженными с последними короткими левыми сдвигами и сбросо-сдвигами СВ-простираания. Более поздние эпитермальные золотоносные кварц-карбонатные жилы и линейные штокверки НРП образуют кулисные ряды в сопряженных меридиональных и широтных сдвиговых зонах (фиг. 3).

Гидротермальное рудоотложение в пределах БРЗ происходило в широком интервале температур (594–104°C) и давлений (1200–170 бар) из водных флюидов с сильно менявшейся соленостью: медно-порфировой — на глубинах 0.8–4.4 км, субэпитермальной — на глубинах 1.0–1.7 км, а эпипитермальной — на глубине около 0.7 км (Николаев и др., 2016₂).

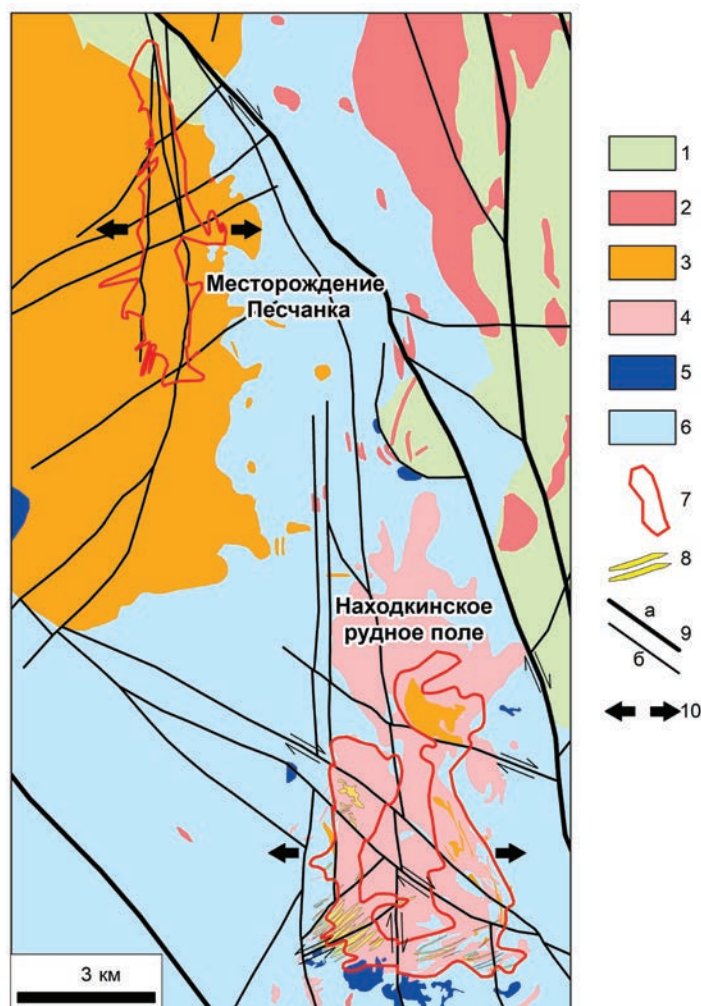
МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПЕСЧАНКА

Золото-молибден-медно-порфировое месторождение Песчанка представляет собой линейный полихронный штокверк протяженностью 7 км и шириной до 1 км, разобренный на 3 части (Главный, Центральный и Северный штокверки) пострудными сбросо-сдвигами. Минеральные ресурсы JORC Песчанки (после завершения детальной разведки месторождения в 2017 г.) составили 9.9 млн тонн меди при среднем содержании 0.39% и 16.6 млн унций (516 т) золота при среднем содержании 0.21 г/т (<https://www.kazminerals.com>). Месторождение Песчанка по запасам сопоставимо с недавно выявленным в Хабаровском Крае крупным золото-медно-порфировым месторождением Малмыж (балансовые запасы 8.3 млн т, золота 347.4 т, <https://www.rosnedra.gov.ru/>), расположенным в зоне динамического влияния Центрально-Сихоте-Алинского сдвига (Читалин и др., 2013₂; Soloviev et al., 2019; Читалин, 2021; Петров и др., 2023).

Рудный штокверк (прожилково-вкрапленная кварц-сульфидная минерализация) сформировался по метасоматически измененным монцоидоритам первой фазы и монцоидорит-порфирам второй фазы (Марущенко и др., 2015; Chitalin et al., 2021, фиг. 4). Рудные тела имеют форму мощных пластин крутого западного и восточного падения, которые на отдельных разрезах смыкаются в виде арки в осевой части месторождения. Ниже зоны окисления (30–150 м) и внутри нее выделяется слабо проявленная зона вторичного сульфидного обогащения (халькозин, ковеллин).

По данным глубинной геофизики (аудио-магнитно-теллурическое зондирование), рудный штокверк месторождения Песчанка прослеживается до глубины 1 км, что подтвердилось глубоким бурением. Рудный штокверк картируется интенсивной аномалией вызванной поляризации и аномалией низкого кажущегося сопротивления, отрицательной аномалией магнитного поля. Магнитный минимум обусловлен демагнетизацией пород — замещением гематитом первичного магматического и вторичного гидротермального магнетита (Читалин, Николаев, 2014).

На месторождении Песчанка установлена классическая рудная зональность, от центра к периферии выделяется: богатое борнитовое ядро, промежуточная халькопиритовая зона и внешняя пиритовая оболочка, совпадающая с пропилитами (фиг. 5). Соотношение зон метасоматоза и рудной минерализации в плане (по стадиям развития) показано на фиг. 6. Рудная минерализация находится в контуре биотит-калишпат-кварцевых метасоматитов, которые на флангах месторождения

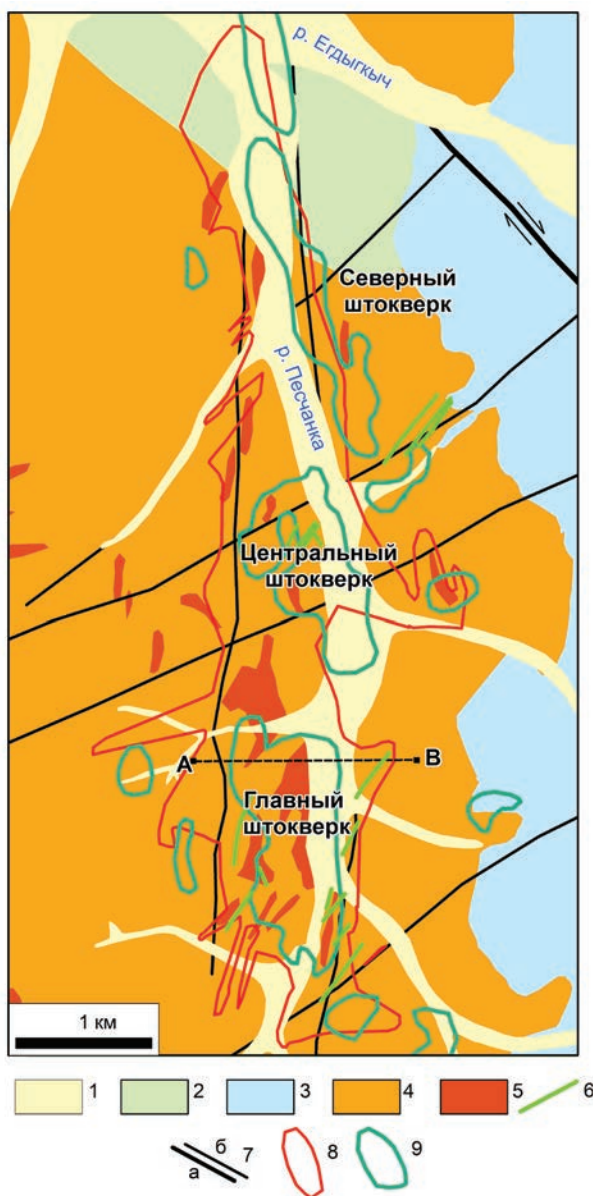


Фиг. 3. Структурное положение месторождения Песчанка и Находкинское рудное поле в Байкальской сдвиговой зоне (по Chitalin et al., 2022, с изменениями). 1 — пострудные угленосные терригенные отложения айнахургенской свиты; 2–4 — раннемеловые интрузивные образования: 2 — позднеальбские гранитоиды, 3 — монцититоиды егдыгкычского комплекса, 4 — диоритовые порфириды весеннинского комплекса; 5 — позднеюрские габброиды баимского комплекса; 6 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения; 7 — проекция контура медной минерализации; 8 — линейные штокверки и жилы эпитеpмальной золото-серебряной минерализации; 9 — сдвиги, сбросо-сдвиги и сдвиго-сбросы: а — крупные; б — прочие; полустрелками показана кинематика сдвигов; 10 — направление горизонтального растяжения в Байкальской сдвиговой зоне на этапе формирования медно-порфировых штокверков.

сменяются эпидот-хлорит-актинолитовыми пропилитами по монцитиоритам и вмещающим их ороговикованным вулканогенно-осадочным породам верхней юры.

Согласно данным предшественников и нашим наблюдениям (Chitalin et al., 2012), многочисленные разномасштабные линейные зоны (D-veins) кварц-серицитовых метасоматитов, несущих рудную минерализацию, образуют метасоматический штокверк, наложенный на биотит-калишпат-кварцевые метасоматиты и частично на пропилиты. В штокверке преобладают крутопадающие зоны СВ-простираания и, в меньшем количестве,

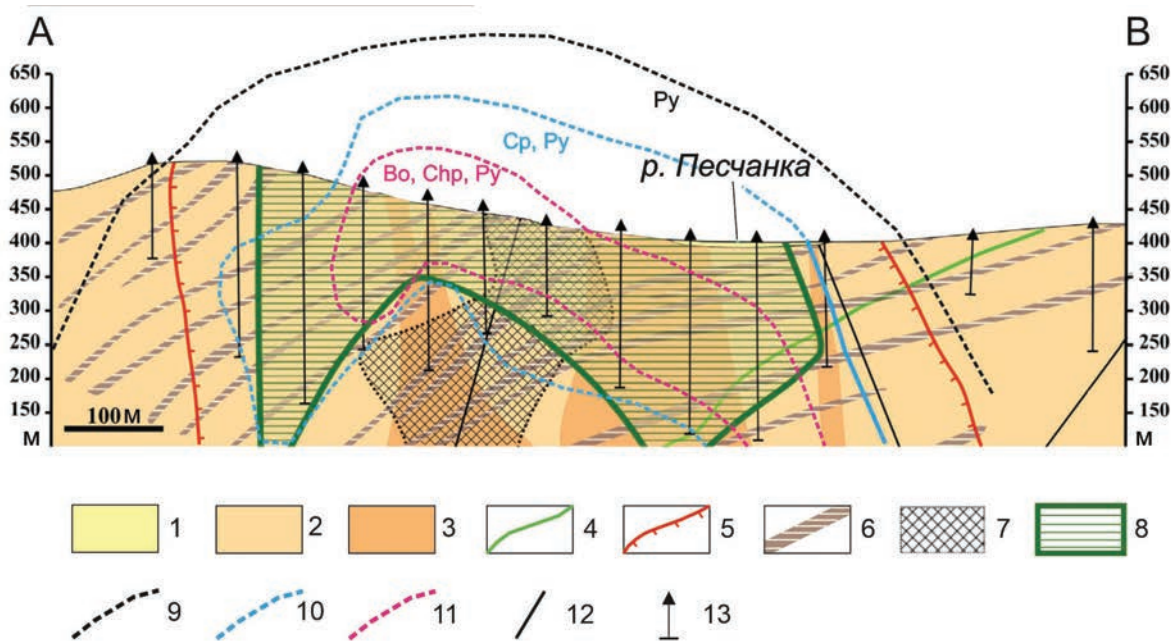
СЗ-простираания; редко отмечаются пологие зоны. Зоны кварц-серицитовых пород обладают деформационно-метасоматической полосчатостью; они развивались как трещины скалывания сдвигового типа, которые сначала контролировали раннюю калишпатизацию, а затем более поздний кварц-серицитовый метасоматоз и рудную прожилково-вкрапленную минерализацию. На флангах месторождения, в пиритовой оболочке отмечены зоны кварц-серицитовых метасоматитов только с пиритом или вовсе не содержащие рудных минералов. Наличие безрудных метасоматитов, вероятно, свидетельствует об их образовании до



Фиг. 4. Схематизированная геологическая карта месторождения Песчанка (по Chitalin et al., 2021; Джеджея, Сидорина, 2019, с изменениями и дополнениями). 1 — четвертичный аллювий; 2 — нижнемеловые угленосные терригенные отложения айнахургенской свиты; 3 — вулканогенно-терригенные отложения верхней юры; 4–5 — интрузивные породы егдыгкычского комплекса: 4 — монцодиориты первой фазы, 5 — кварцевые монзонит-порфиры и кварцевые монцодиорит-порфиры второй фазы и кварцевые сиенит-порфиры третьей фазы; 6 — позднемеловые дайки андезитов; 7 — разрывные нарушения: а — Егдыгкычский правый сдвиг; б — сдвиги и сбросо-сдвиги; 8 — проекция контура медной минерализации; 9 — ядерные части аномальных геохимических полей. Пунктирной линией показана линия разреза на фиг. 5.

отложения рудных минералов. Нередко в зонах кварц-серицитовых метасоматитов отмечены более поздние тектонические брекчии с каолиновым цементом, в котором отмечаются крупные недеформированные кубические кристаллы пирита поздней стадии минерализации. В осевой части штокверка в кварц-серицитовых метасоматитах локально отмечены линзы полнопроявленных кварцевых метасоматитов (“вторичных кварцитов”).

Кварц-серицитовые и биотит-калишпат-кварцевые метасоматиты пересекаются кварцевыми и сульфидно-кварцевыми прожилками выполнения, также образующими штокверк. Кварц в прожилках светло-серый, иногда тонкополосчатый темно-серый за счет пылевидных скоплений молибденита. Сульфиды (борнит, халькопирит, пирит, молибденит, блеклая руда) наложены на кварцевые прожилки, концентрируясь в их зальбандах,



Фиг. 5. Схематический геологический разрез Главного штоковерка месторождения Песчанка (по Chitalin et al., 2021, с изменениями). Линия разреза показана на фиг. 4. 1 — четвертичный аллювий; 2 — монцодиориты первой фазы; 3 — кварцевые монцит-порфиры и кварцевые монцодиорит-порфиры второй фазы; 4 — позднемеловые дайки андезитов; 5 — контур биотит-калишпат-кварцевых метасоматитов; 6 — субвертикальные зоны кварц-серицитовых метасоматитов (пологое залегание зон — кажущееся за счет косого сечения); 7 — кварцевый штоковерк; 8 — область медной минерализации по борту 0.2% условной меди, 9–11 — контуры минеральных зон рудной зональности: 9 — пиритовой (Py), 10 — халькопиритовой (Cp), 11 — борнитовой (Bo); 12 — разрывные нарушения; 13 — разведочные скважины.

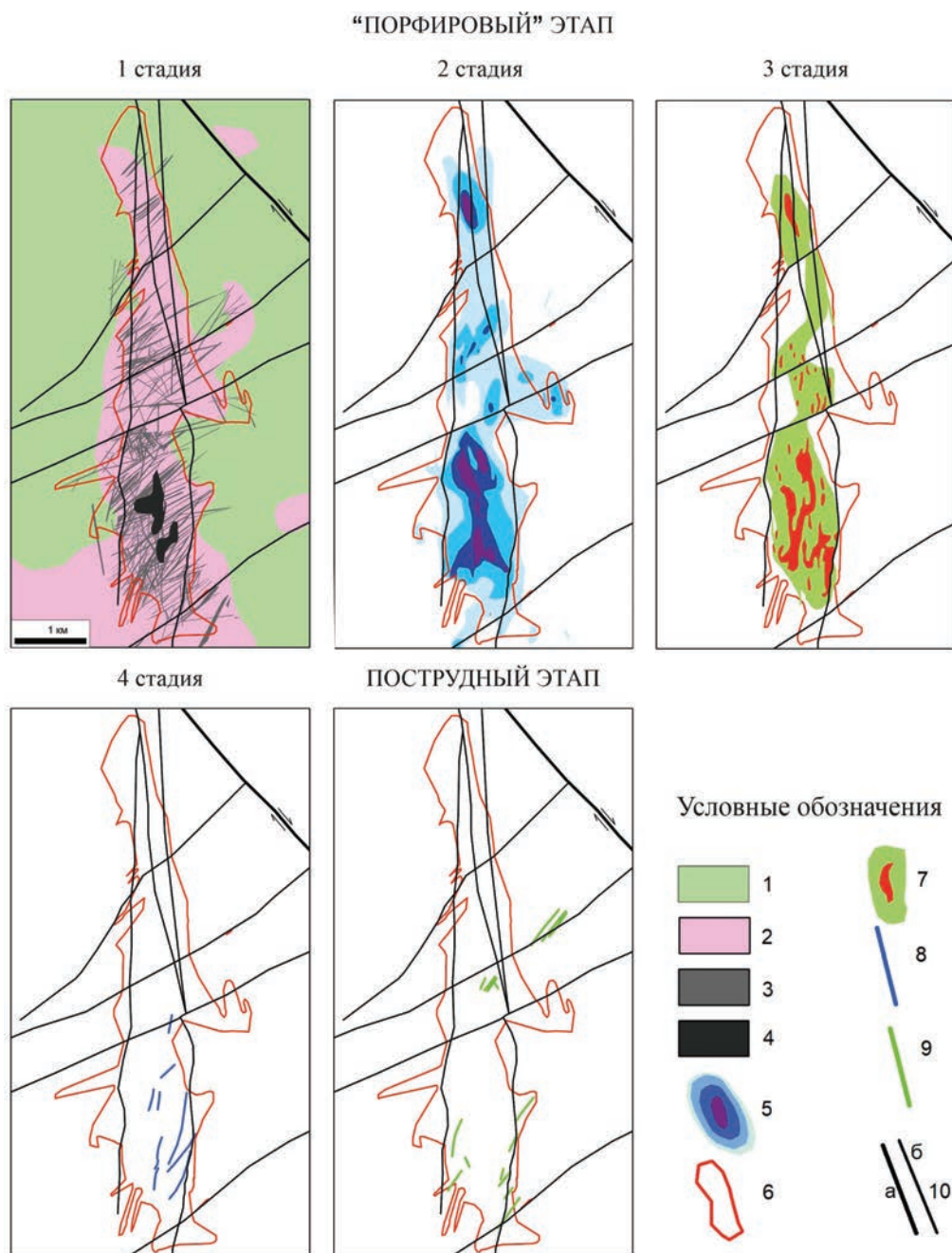
а также в секущих жильный кварц и вмещающие породы трещинах и микрозонках дробления, где часто ассоциируют с более поздним белым кварцем, цементирующим обломки серого кварца.

По объемному количеству жильного кварца в кварцевом штоковерке выделяются линзовидные ядерные части, где мощность прожилков кварца достигает нескольких сантиметров, а суммарный объем кварцевых прожилков — 10% и более. Как правило, ядерные части кварцевого штоковерка не несут сульфидной минерализации, или она крайне убогая. Выделяется до четырех систем кварцевых прожилков одной генерации, образующих сетчатый каркас штоковерка; редко отмечаются секущие их кварцевые прожилки второй генерации. Преобладают меридиональные вертикальные прожилки, заполняющие извилистые трещины отрыва. Участки обильного содержания борнита и халькопирита в таких прожилках распределены в объеме штоковерка неравномерно и образуют богатые медью зоны и линзы, как правило, крутопадающие и часто кулисные в плане.

Наиболее поздними являются меридиональные крутопадающие золотоносные (до 5 г/т) сульфидные жилы, которые в осевой зоне штоковерка выполняют трещины отрыва. Вероятно, эти жилы возникли на

субэпитептермальной стадии развития рудной системы. Стадии развития рудного штоковерка месторождения Песчанка показаны на фиг. 6.

В течение “порфирового” этапа на первой стадии развивались метасоматиты — на флангах структуры — пропилиты, в ядре — биотит-калишпат-кварцевые, кварц-серицитовые и полнопроявленные кварцевые метасоматиты (“вторичные кварциты”). На втором этапе был сформирован кварцевый штоковерк, в структуре которого преобладают меридиональные субвертикальные прожилки по трещинам отрыва. На третьей, собственно рудной, стадии сформировалась полихронная сульфидная минерализация прожилково-вкрапленного типа, наложившаяся на дорудные метасоматиты и кварцевые прожилки. Меридиональные крутопадающие зоны богатой борнит-халькопиритовой минерализации наследуют зоны интенсивного и обильного кварцевого прожилкования в структурах горизонтального растяжения, а также образуют кулисные локальные структуры в зонах сдвиговых деформаций внутри штоковерка. На четвертой (позднерудной) стадии в осевой части штоковерка сформировались золотоносные сульфидно-кварцевые жилы субэпитептермального типа. На пострудном этапе



Фиг. 6. Основные стадии развития рудного штокверка месторождения Песчанка (по Читалину, 2021, с изменениями). Пояснения в тексте. Условные обозначения: 1–4 метасоматиты: 1 — пропилиты, 2 — биотит-калишпат-кварцевые, 3 — кварц-серицитовые, 4 — кварцевые полнопроявленные; 5 — объемный процент жильного кварца в штокверке (изолинии 0.1, 1, 5, 10%); 6 — проекция контура медной минерализации; 7 — рудное тело по борту 0.2% условной меди (зеленый цвет) и богатые рудные линзы по борту 0.6% меди (красный цвет); 8 — золотоносные сульфидные жилы; 9 — пострудные дайки андезибазальтов; 10 — разрывные нарушения: а — Егдыкычский правый сдвиг, б — сдвиги и сбросо-сдвиги.

внедрялись дайки андезитов позднемелового(?) возраста, которые залечивали трещины и разрывы ранних стадий.

Структурно-кинематическая модель месторождения Песчанка (Chitalin et al., 2012, 2020; Читалин, 2019_{1,2}) отражает длительную структурную

эволюцию минерализованного линейного штокверка. Меридиональный линейный штокверк представляет собой структуру горизонтального растяжения в зоне крупного Песчанкинского разлома, кинематически являвшегося правым сдвиго-сбросом. Рудолокализирующими в штокверке

являются дорудные структуры: зоны кварц-серицитового метасоматоза по трещинам скальвания преимущественно СВ-простираения (левые сдвиги), а также кварцевые жилы и прожилки, выполняющие трещины отрыва преимущественно меридионального простираения. Меридиональное простираение имеют и линзовидные зоны богатой медной минерализации в штокверке, локализованные в структурных ловушках — крутопадающих структурах растяжения. Рудный штокверк и ассоциирующие с ним сдвиги-сбросы и сбросо-сдвиги сформировались в обстановке широтного горизонтального растяжения и меридионального горизонтального сжатия в зоне правого сдвига вдоль Баимского глубинного разлома (см. фиг. 3).

НАХОДКИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Находкинское рудное поле (НРП) находится на западном фланге одноименной крупной порфирово-эпитеpmальной системы с эродированным золото-серебряным эпитеpmальным оруденением в центральной части и неэродированным на флангах.

На участках **Находка**, **Прямой** и **3-й Весенний** Находкинского рудного поля запасы и ресурсы медно-порфировых руд участков по состоянию на 1.01.2014 г. составили: запасы категории C_2 —4.7 млн т меди, 75.6 тыс. т молибдена, 345 т золота, 1576 т серебра; ресурсы категорий P_1+P_2 —1.6 млн т меди, 36.1 тыс. т молибдена, 121 т золота, 512 т серебра (Читалин, Николаев, 2014).

НРП включает южную часть слабо эродированного Верхне-Баимского гипабиссального штока диорит-порфиритов раннемелового весеннинского комплекса. Шток интродуцирует вулканогенно-осадочные отложения верхней юры и позднеюрские габброиды и нарушен сдвигами и сбросо-сдвигами с амплитудами смещений до 1 км (фиг. 7).

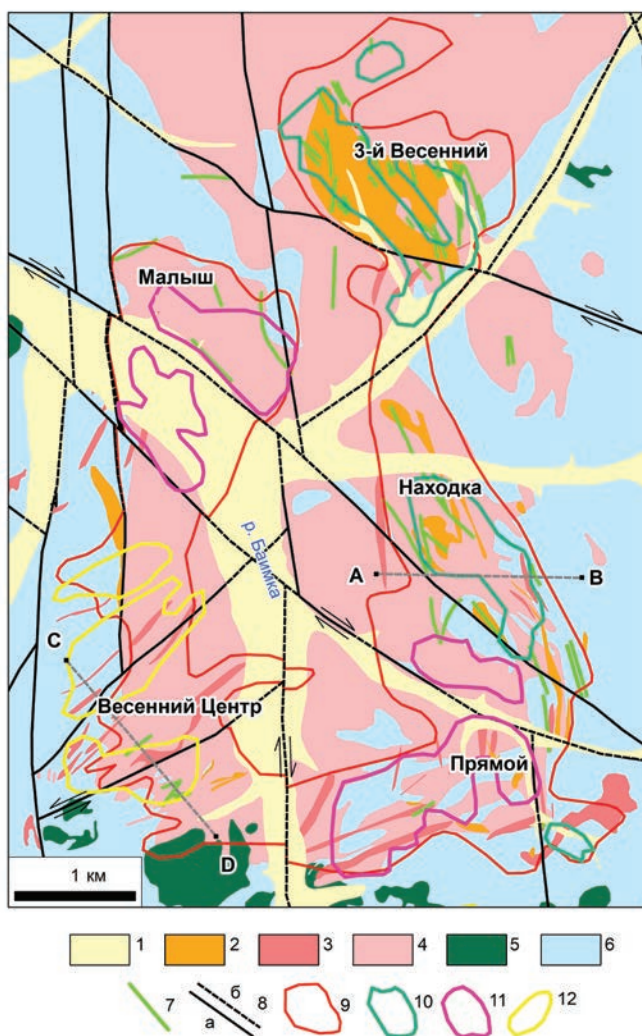
Верхне-Баимский шток сложен среднезернистыми диорит-порфиритами первой фазы, прорванными дайкообразными телами крупнопорфировых диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов второй фазы. Породы обеих фаз интродуцированы небольшими телами раннемеловых монцонитоидов егдыгкычского комплекса, с которыми ассоциирует медно-порфировая минерализация. U-Pb возраст циркона кварцевых диорит-порфиритов и монцодиорит-порфиров одинаковый — 139–141 млн лет (Нагорная, 2013; Читалин и др., 2013₁, 2016, 2019). Этот факт позволяет предположить, что диоритовые порфириты могут быть отнесены не к весеннинскому комплексу, а к егдыгкычскому.

Проекция на дневной поверхности площади прожилково-вкрапленной золото-молибден-медной минерализации соответствует в целом эндоконтактной зоне Верхне-Баимского штока. Промышленное оруденение в виде сближенных протяженных линейных штокверков минерализованных кварцевых прожилков и гидротермальных брекчий, как и на Песчанке, развито в кварц-серицитовых метасоматитах — преимущественно в восточной части штока, где диоритовые порфириты интродуцированы мелкими линейными телами монцодиоритов егдыгкычского комплекса. Здесь выделяется три участка (3-й Весенний, Находка и Прямой), в пределах которых разведочным бурением глубиной до 600 м оконтурено несколько субмеридиональных линзовидных кулисообразных рудных тел крутого падения и мощностью до 150 м. На участке Находка медная минерализация не оконтурена полностью ни на глубину, ни на флангах, поэтому в пределах рудного штокверка возможно выявление новых рудных тел.

В меднорудных штокверках НРП, помимо крутопадающих рудных прожилков, отмечаются пологие и субгоризонтальные прожилки, выполняющие контракционные (?) трещины, которые при горизонтальном сжатии были приоткрыты и минерализованы. Поэтому в штокверках присутствуют не только субвертикальные, но и субгоризонтальные зоны богатой гипогенной медной минерализации (Читалин и др., 2016, 2019).

Установлено, что самой ранней является медно-молибден-порфировая минерализация, выявленная на участке Малыш и на западном фланге — на участке Прямой. Она предшествует продуктивной золото-медно-порфировой минерализации. Re-Os возраст молибденита 137.9 ± 0.3 млн лет согласуется с U-Pb возрастом магматического циркона и подтверждает парагенетическую связь гидротермальной минерализации с монцонитоидами егдыгкычского комплекса (Нагорная, 2013).

Контур медной минерализации имеет очертания подковы (незамкнутого на севере параллелограмма, стороны которого соответствуют осям линейных рудных штокверков). В пределах штокверков широко развиты дорудные зоны интенсивного кварц-серицитового метасоматоза (филлизитов), преимущественно северо-западного и северо-восточного простираения, реже широтного или меридионального. В метасоматитах развита полосчатость, вероятно, деформационного происхождения, по которой отмечаются зеркала скольжения сдвигового типа. Протяженность зон филлизитов варьирует от десятков до сотен метров, а мощность — от нескольких сантиметров



Фиг. 7. Схематическая геологическая карта Находкинского рудного поля (по Chitalin et al., 2022; Сидорина, 2015, 2016, с изменениями). 1 — четвертичный аллювий, 2–4 — раннемеловые интрузии: 2 — монцодиориты и кварцевые монзонит-порфиры егдыгычского комплекса, 3 — кварцевые диоритовые порфиры второй фазы весеннинского комплекса, 4 — кварцевые диоритовые порфиры первой фазы весеннинского комплекса; 5 — позднеюрские габбродиориты; 6 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения; 7 — позднемеловые дайки андезитов; 8 — разрывы: а — достоверные; б — предполагаемые под четвертичными отложениями; 9 — проекция контура медной минерализации на дневной поверхности; 10–12 — ядерные части аномальных геохимических полей: 10 — медно-порфировых, 11 — медно-молибден-порфировых, 12 — золото-серебряных. А-В, С-Д — линии разрезов, показанных на фиг. 8 и фиг. 9.

до первых метров. Зоны филлизитов развиты как в интрузивных породах, так в пропилитизированных вмещающих вулканогенно-осадочных породах. В осевых частях мощных зон филлизитов нередко развиты тектонические брекчи, состоящие из остроугольных или слабо оглаженных обломков филлизитов, сцементированных каолинитом. В этом цементе встречаются недеформированные крупные кристаллы позднего пирита.

В пределах НРП в контуре медной минерализации откартированы многочисленные линейные тела (линзы) полнопроявленных кварцевых

метасоматитов (“вторичных кварцитов”), которые образовались раньше зон филлизитов и кварцевых штокверков. Линзы кварцевых метасоматитов имеют преимущественно меридиональное, реже северо-восточное простирание, они залечивают небольшие разрывы и трещины. “Вторичные кварциты” являются весьма плотными малопроницаемыми породами и практически не содержат рудных минералов, за исключением участков пересечения их более поздними минерализованными трещинами и прожилками.

Гидротермальные брекчии, часто рудоносные, широко развиты в пределах всего НРП. Они образуют линзовидные тела преимущественно меридионального простирания, часто наследуют линейные зоны филлизитов. Брекчии содержат в основном обломки вмещающих метасоматически измененных интрузивных пород, нередко рассеченных кварц-сульфидными прожилками; реже встречаются обломки аллохтонных пород — андезибазальтов. Цемент брекчий представлен гидротермальными минералами: кварцем, карбонатом, гематитом, магнетитом, сульфидами (халькопирит, пирит, борнит). Установлены текстуры “обломок в обломке”, что свидетельствует о многоактном формировании гидротермальных брекчий. Иногда гидротермальные брекчии наследуют интрузивные брекчии в диоритовых порфиритах. Согласно классической модели (Sillitoe, 2010), гидротермальные брекчии характерны для верхнего уровня медно-порфировой системы. Гидротермальные брекчии пересекаются эпитеpmальными кварц-карбонатными жилами и прожилками, а также пострудными дайками андезитов.

На участке Находка Cu-Au±Mo штокверк имеет ширину до 600 м и вытянут в ССЗ направлении на 2000 м. Установлена рудная зональность, свойственная медно-порфировым месторождениям (Lowell, Guilbert, 1970): борнитовое ядро с богатыми рудами окаймляется халькопиритовой зоной и затем пиритовой оболочкой. На Находке выделяется два сближенных борнитовых ядра (фиг. 8), состоящих из зон с богатой минерализацией, имеющих меридиональное простирание и располагающихся в плане кулисно. Эти зоны совпадают с линейными кварцевыми штокверками, в которых объем прожилков достигает 10% и более. Медно-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация наложена на кварцевые прожилки и вмещающие их более ранние метасоматиты. Кварц-сульфидные линейные штокверки являются структурами горизонтального широтного растяжения.

Западная и южная части Находкинского рудного поля характеризуются интенсивной эпитеpmальной золото-серебряной минерализацией жильно-прожилкового типа, наложенной на сильно метасоматически окварцованные диоритовые порфириды и вмещающие их верхнеюрские андезиты и их туфы. Золотоносные полосчатые кварц-карбонатные прожилки и жилы пересекают кварц-медносульфидные прожилки и гидротермальные брекчии медно-порфирового этапа.

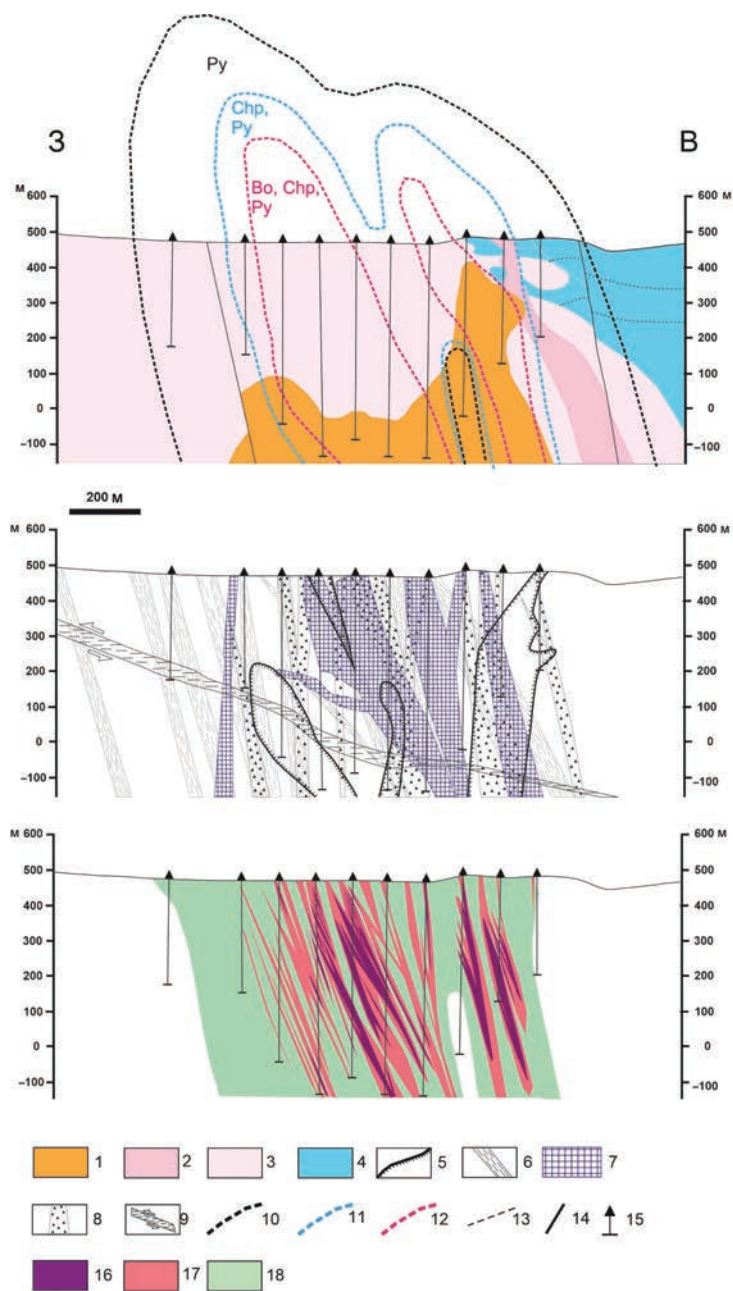
На участке Весенний, где предшествениками выявлено одноименное жильное

золото-серебряное месторождение, в результате наших работ установлено крупнообъемное штокверковое оруденение с бедными рудами. Суммарные ресурсы P_2+P_1 крупнообъемной эпитеpmальной жильно-штокверковой минерализации оцениваются в 359 т золота и 3099 т серебра. Ресурсная база участка Весенний может составить не менее 500–600 т золота при средних содержания 1.0–1.5 г/т (Читалин и др., 2019).

По данным поисково-оценочных горно-бу-ровых работ, ленточные крутопадающие рудные тела представлены минерализованными зонами, включающими участки брекчирования с жилородными образованиями типа линз кварцевых метасоматитов (“вторичных кварцитов”) и родохрозит-кварцевых жил выполнения. Повышенное содержание золота приурочено к катаклазированным кварц-серицитовым метасоматитам и “вторичным кварцитам”, которые пересечены гидротермальными брекчиями с сульфидно-кварц-карбонатным цементом, карбонатно-кварцевыми жилами, зонами прожилкового окварцевания. Рудные тела в кварц-карбонатных штокверках и жилах оконтуриваются по данным отпробования и имеют в плане форму линз северо-восточного простирания. Длина рудных тел превышает 800 м, ширина достигает 80 м (фиг. 9). Эпитеpmальные жилы и штокверки пересекают минерализованные структуры медно-порфирового этапа — зоны кварц-серицитовых метасоматитов, кварц-сульфидные штокверки и гидротермальные брекчии. В керне скважин видно, что эпитеpmальные полосчатые жилы пересекают и “съедают” сульфидно-кварцевые прожилки.

Эпитеpmальная минерализация сформировалась в результате неоднократных тектонических подвижек и приоткрывания трещинных структур, ранних прожилков. Для многих жил характерно сложное внутреннее строение со следами неоднократного выполнения. Структурные стереограммы полюсов трещин и мелких разрывов, зон филлизитов и кварцевых прожилков, построенные по данным документации канав геологами ЗАО “Сибгеоконсалтинг”, показывают преобладание на участке Весенний крутопадающих структур СВ-простирания, для которых установлена лево-сдвиговая кинематика смещений (Читалин и др., 2016).

Объемная модель выявленных рудных залежей Находкинского рудного поля показана на фиг. 10. Отмечается смещение молибден-порфировой минерализации к внутренней зоне медного штокверка и наложение эпитеpmальных золото-серебряных линейных штокверков на молибденовый

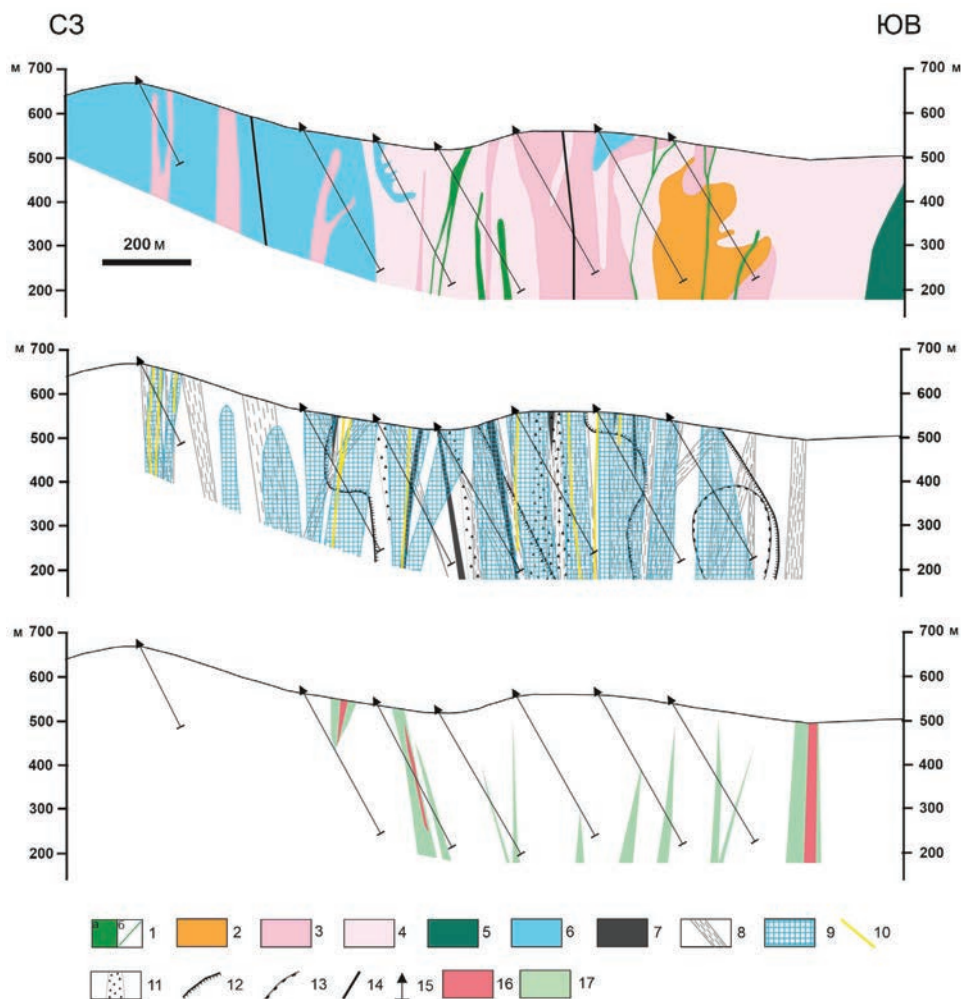


Фиг. 8. Геологический разрез участка Находка (по Chitalin et al., 2022, с изменениями). Линия разреза А–В показана на фиг. 7.

1 — монцодиориты, кварцевые монзонит-порфиры егдыкычского комплекса; 2–3 —весеннинский интрузивный комплекс: 2 — кварцевые диорит-порфиры второй фазы, 3 — кварцевые диорит-порфиры первой фазы; 4 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения; 5 — контур калишпатизации; 6 — зоны интенсивного кварц-серичитового метасоматоза; 7 — кварцевый штокверк; 8 — гидротермальные брекчии; 9 — пострудные надвиговые зоны с горизонтальными гипс-кальцитовыми прожилками по трещинам отрыва; 10–12 — контуры минеральных зон рудной зональности: 10 — пиритовой (Py), 11 — халькопиритовой (Ср), 12 — борнитовой (Во); 13 — слоистость; 14 — разрывные нарушения; 15 — разведочные скважины; 16–18 — рудные зоны с содержаниями меди: 16 — более 0.5%, 17–0.3–0.5%, 18–0.1–0.3%.

и медно-порфировый штокверки. “Пустой” западный фланг НРП на модели объясняется его слабой изученностью бурением. По геолого-структурным и минералого-геохимическим данным нами прогнозируется обнаружение на северном фланге

участка Весенний промышленных эпитермальной и медно-порфировой (на глубине) минерализации. Поисково-заверочные скважины на некоторых вторичных золотых аномалиях пересекли крутопадающие золотоносные эпитермальные



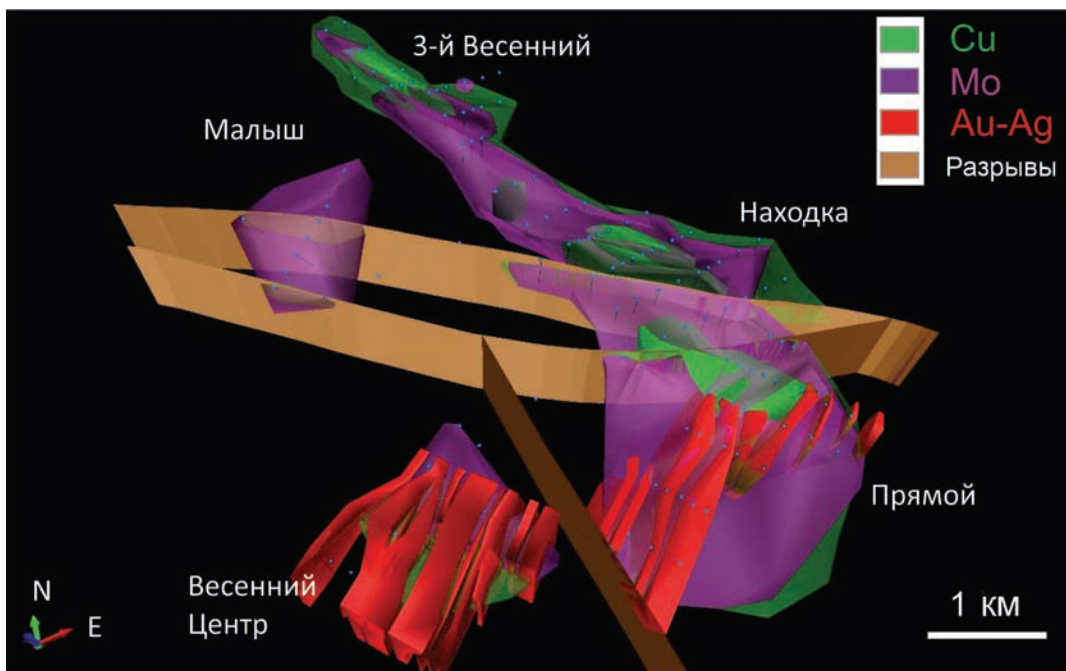
Фиг. 9. Геологический разрез участка Весенний (по Chitalin et al., 2022, с изменениями). Линия разреза С—D показана на фиг. 7.

1 — субвулканические тела (а) и дайки (б) позднемеловых андезитов; 2 — монцодиориты, кварцевые монцонит-порфиры егдыгкычского комплекса; 3–4 весеннинский интрузивный комплекс: 3 — кварцевые диорит-порфиры второй фазы, 4 — кварцевые диорит-порфиры первой фазы; 5 — габброиды позднеюрского баимского комплекса; 6 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения; 7 — полнопроявленные кварцевые метасоматиты (“вторичные кварциты”); 8 — зоны интенсивного кварц-серицитового метасоматоза; 9–10 — эпитермальные золотоносные кварц-карбонатные штокверки (9) и жилы (10); 11 — гидротермальные брекчии; 12 — контур калишпатизации, 13 — контур биотитизации; 14 — разрывные нарушения; 15 — разведочные скважины, 16–17 — рудные зоны с содержаниями меди: 16–0.3–0.5%, 17–0.1–0.3%.

кварц-карбонатные жилы и линейные штокверки, которые выполняют структуры растяжения — трещины отрыва и приоткрытые сколы (Сидорина, 2015, 2016; Николаев и др., 2011, 2013; Читалин и др., 2016, 2019). Стадии эволюции Находкинского рудного поля показаны на фиг. 11.

Штокверковая минерализация мезотермального “порфирового” этапа развивалась в три стадии (1 — метасоматоз, 2 — кварцевый штокверк, 3 — сульфидная минерализация), которые в целом совпадают с таковыми на месторождении Песчанка. На НРП широко проявлена также 4-я

стадия — гидротермальных брекчий, завершающая собственно “порфировый” этап. Отдельно выделяется этап золото-серебряной эпитермальной минерализации. Пострудный этап характеризуется внедрением пострудных даек андезитов позднемелового (?) возраста, образованием сопряженных левых и правых сдвигов, активизацией дорудных и синрудных разрывов. Предположительно в кайнозойе образовались пологие надвиги, сопровождаемые “сухими” катаклазитами (какиритами) и субгоризонтальными кулисными гипс-ангидритовыми прожилками по трещинам отрыва.



Фиг. 10. Объемная модель рудных залежей Находкинского рудного поля (Читалин и др., 2016, изменено). Пояснения в тексте.

Согласно разработанным структурно-кинематическим моделям медно-порфировой и эпитеpmальной минерализации НРП, зоны метасоматитов, кварц-сульфидные штокверки и гидротермальные брекчии порфирового этапа сформировались в локальных меридиональных структурах горизонтального широтного растяжения и в сдвиговых структурах — правосторонних СЗ-простираения и левосторонних СВ-простираения. Этот парагенез рудоконтролирующих структур образовался в зоне глубинного правостороннего Баимского сдвига. Формирование более поздней жильно-штокверковой Au-Ag минерализации эпитеpmального типа контролировалось эшелонированными сдвиговыми структурами меридионального и широтного простираения (Читалин, 2019; Читалин и др., 2016, 2019; Chitalin et al., 2012, 2022).

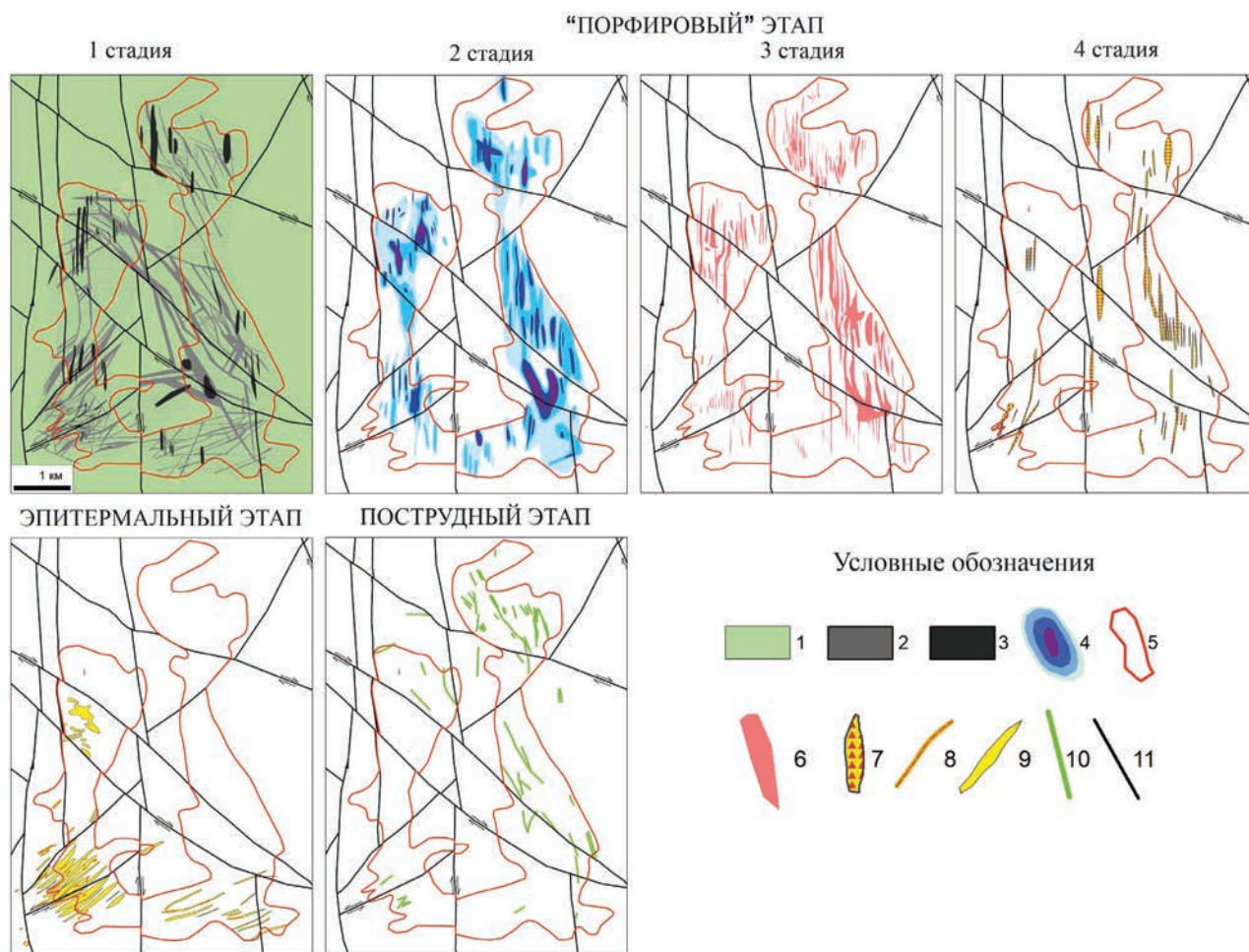
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

В процессе геохимических поисков был собран обширный фактический материал по геохимии вторичных ореолов рассеяния, образующих аномальные геохимические поля (АГХП) в центральной части БРЗ (фиг. 12). Этот материал дополнен результатами ICP-OES анализа керновых проб и минералогическим описанием керна скважин месторождения Песчанка и НРП (выполненного геологами ОАО “Сибгеоконсалтинг”). Полученные данные позволили выявить геохимическую

зональность рассматриваемых объектов. Поскольку установленные закономерности геохимической зональности подробно рассмотрены в работах (Джеджея, Сидорина, 2018; Джеджея, 2019; Николаев и др., 2011, 2013, 2014, 2016₁, 2016₂; Сидорина, 2015, 2016; Читалин и др., 2013, 2016, 2019; Читалин, Николаев, 2014), то здесь ограничимся лишь основными выводами.

АГХП состоят из ядерной, промежуточной и внешней зон, отражающих геохимические ассоциации разной интенсивности. В контурах АГХП большинство вторичных геохимических аномалий меди, молибдена, золота и других элементов имеют в основном линейные очертания и вытянуты в меридиональном, северо-западном и северо-восточном направлениях, вдоль рудоконтролирующих разрывов. Наиболее интенсивные и крупные аномалии совпадают с меридиональными разрывами растяжения — сбросами и сдвиго-сбросами, которые контролируют рудные штокверки. Аномалии СВ- и СЗ-простираения совпадают с разрывами и зонами трещиноватости сдвигового типа. Контурные разведанных медно-порфировых штокверков месторождения Песчанка, НРП и более мелких рудопоявлений совпадают с контурами ядерных и промежуточных зон АГХП.

В БРЗ медно-порфировое и ассоциирующее с ним эпитеpmальное оруденение формируют порфирово-эпитеpmальные рудные системы (ПЭС) (см. фиг. 12). Основные особенности строения



Фиг. 11. Этапы и стадии развития рудной минерализации Находкинского рудного поля (по Читалин и др., 2019; Chitalin et al., 2022), с изменениями). Пояснения в тексте. Условные обозначения: 1–3 — метасоматиты: 1 — пропитанность, 2 — кварц-серпичитовые, 3 — кварцевые полнопроявленные; 4 — объемный процент жильного кварца в штокверке (изолинии 0.1, 1, 5, 10%); 5 — проекция контура медной минерализации; 6 — богатые рудные линзы по борту 0.6% меди; 7 — гидротермальные брекчии; 8–9 — эпитеpмальные золотоносные карбонат-кварцевые образования: 8 — жилы, 9 — штокверки; 10 — пострудные дайки андезибазальтов; 11 — сдвиги и сбросо-сдвиги (полустрелками показана кинематика).

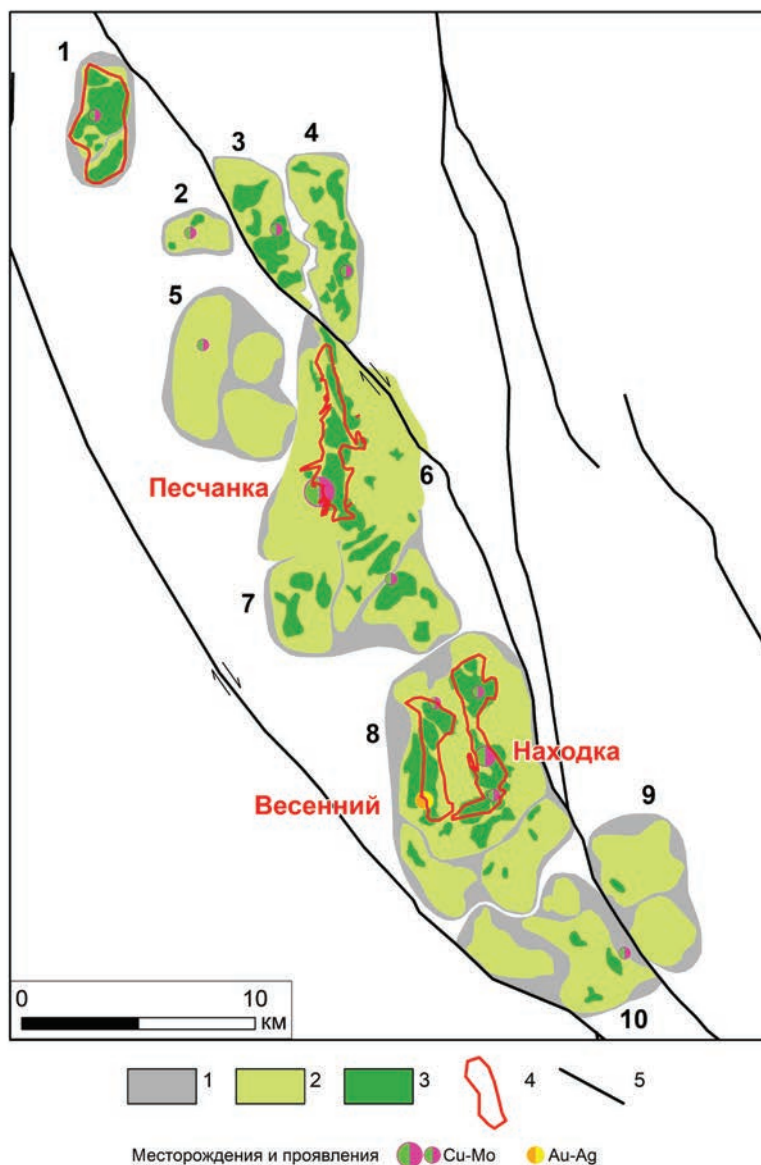
ПЭС согласуются с “классической” моделью порфировой системы, в ядре которой локализуется Cu-порфировая минерализация, в верхней части — Au ± Ag ± Cu руды, а на периферии Zn-Pb-Ag-Au жильные системы (Sillitoe, 2010). Указанные типы по-разному сочетаются в ПЭС Баймской зоны, что находит отражение в составе и строении их АГХП.

По геохимическим данным месторождение Песчанка является слабо эродированным (Джеджева, 2019). Перспективы продолжения оруденения на глубину наиболее высокие для Главного штокверка, умеренные — для Северного и Центрального штокверков. Эти выводы подкрепляются результатами исследований флюидных включений в кварце из разных минеральных ассоциаций рудных прожилков и флюорите поздних прожилков месторождения Песчанка (Николаев

и др., 2014). Глубокие разведочные скважины на Главном штокверке пересекли промышленную минерализацию на глубине 700 м (Читалин, Николаев, 2014).

В пределах Находкинского рудного поля эрозионный срез проявления Находка среднерудный. Для проявления Прямой предполагается верхнее-среднерудный срез. Наименее сохранилась порфирово-эпитеpмальная система в районе проявления III Весенний, эрозионный срез которого соответствует нижнерудному. На месторождении Весеннее, напротив, широко проявлена верхняя часть порфирово-эпитеpмальной системы (Сидорина, 2015, 2016).

Южнее НРП, в пределах Светлинской ПЭС (см. фиг. 12), выявлены новые перспективные участки,



Фиг. 12. Аномальные геохимические поля центральной части Байкальской рудной зоны (по Сидориной, 2016; Дездея, 2019, с изменениями и дополнениями). 1 — Порфирово-эпитеpмальные системы; 2 — АГХП — внешняя зона; 3 — АГХП — промежуточная и ядерная зоны объединенные; 4 — контуры медно-порфиpовых штокверков по результатам ГРР; 5 — крупные правые сдвиги Байкальской сдвиговой зоны (полустрелками показана кинематика). Цифрами обозначены порфиpово-эпитеpмальные системы: 1 — Юряхская, 2 — Топь, 3 — Егдыгкычская, 4 — Курстовская, 5 — Западно-Песчанкинская, 6 — Песчанкинская, 7 — Таллахская, 8 — Находкинская, 9 — Омчакская, 10 — Светлинская.

где вероятно обнаружение слабо эродированной промышленной минерализации медно-порфиpового и золото-серебряного эпитеpмального типов. Одним из таких участков является проявление Правое Светлое, где выявлены комплексные литогеохимические аномалии меди, молибдена, золота, а в плотике золотой россыпи обнаружен медно-порфиpовый штокверк с богатыми и рядовыми рудами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование полихронной рудной минерализации Байкальской рудной зоны происходило в раннемеловое время в зоне глубинного правого сдвига северо-западного простирания. Сдвиговый характер рудной зоны определил меридиональную ориентировку и кулисное расположение линейных штокверков и богатых рудных линз

месторождений и проявлений в медно-порфировых и порфирово-эпитеpмальных рудных системах.

Кулисные зоны растяжения в сдвиговых зонах обычно имеют субвертикальное залегание и могут прослеживаться на большую глубину. На месторождении Песчанка промышленное оруденение прослежено до глубины 700 м и по комплексу структурно-геологических, геохимических и геофизических данных прогнозируется до глубины 1 км. На Находкинском рудном поле не исключено обнаружение промышленных рудных тел в слепом залегании, что доказывается как строением первичных геохимических ореолов, так и зональностью аномальных геохимических полей, а также наличием слепых аномалий проводимости, которые могут быть связаны с рудными штокверками.

Гидротермальное рудоотложение в пределах БРЗ происходило в широком интервале температур (594–104°C) на разных глубинах: медно-порфировой 4.4–0.8 км, субэпитеpмальной 1.0–1.7 км, а эпитеpмальной ~0.7 км.

Эрозионный срез месторождений и проявлений различный. Для месторождения Песчанка установлен верхне-среднерудный срез, для проявлений НРП эрозионный срез изменяется от верхнерудного до нижнерудного. Совмещение на одном глубинном уровне минерализации медно-порфирового и эпитеpмального типов (участок Прямой и Весенний Находкинского рудного поля) свидетельствует, вероятно, о поднятии территории и эрозии верхней части рудной системы в процессе ее эволюции.

Перспективы обнаружения новых залежей медно-порфировых руд связаны с недостаточно изученными участками южного фланга центральной части БРЗ, где в пределах Светлинской ПЭС (см. фиг. 12) вероятно обнаружение слабо эродированной промышленной минерализации медно-порфирового и золото-серебряного эпитеpмального типов.

Заслуживают проведения поисковых работ участки сочленения крупных сдвигов в центральной части БРЗ, перекрытые аллювиальным чехлом речных долин. Согласно аналоговой тектонофизической модели Баймской зоны, на участках сочленения сдвигов развиваются зоны растяжения и декомпрессии, в которых могут формироваться рудные штокверки.

К северу от месторождения Песчанка на участках Топь, Егдыгкыч, Куст, Лучик по данным буровых поисково-оценочных работ установлена лишь убогая и бедная медная минерализация в линейных штокверках (Читалин, Николаев, 2014). Однако на участках Топь и Лучик, где установлена

золото-серебряная эпитеpмальная минерализация, на глубине возможно обнаружение промышленной медно-порфировой минерализации (Юсупова и др., 2020).

Баймская рудная зона сопоставима с известными медно-порфировыми зонами (трендами) в сдвиговых структурах: Ою Толгой и Эрденет в Монголии, Пеббл на Аляске, Керман в Иране, Среднегорья в Болгарии и др., в пределах которых сосредоточены крупные, гигантские и супергигантские золото-молибден-медно-порфировые месторождения. В линейной зоне динамического влияния Центрально-Сихоте-Алинского сдвига находится и упомянутое выше недавно выявленное в северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса крупное золото-медно-порфировое месторождение Малмыж, сопоставимое по запасам с месторождением Песчанка.

Представляется, что именно наличие глубинного сдвига способствовало формированию крупных медно-порфировых и порфирово-эпитеpмальных систем. Глубоко проникающие вертикальные кулисные структуры растяжения и сдвига в сочетании с поперечными сдвигами являются каналами — структурными ловушками для магм и рудных гидротерм, определяют положение и форму полихронных рудных штокверков. Согласно некоторым геодинамическим моделям, крупные и гигантские медно-порфировые месторождения и эпитеpмальные месторождения золота, ассоциирующие с высококалийевыми магмами, контролируются внутрикоровыми сдвигами, образовавшимися на этапе постсубдукционного или постколлизийного растяжения литосферы. Месторождения обычно группируются в линейные пояса (тренды) поперечные или косые к зоне субдукции-коллизии и к простиранию магматического пояса (Richards, 2009; Sillitoe, 2010; Farrar et al., 2023).

Баймская рудоконтролирующая сдвиговая зона сформировалась в обстановке завершения раннемеловой субдукции и коллизии Колымо-Омолонского и Анюйско-Чукотского террейнов. Совместно с Южно-Аньюйской сутурой она образует структурный парагенез СВ-ЮЗ горизонтального сжатия.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны анонимным рецензентам за замечания и предложения к рукописи, которые способствовали, несомненно, ее улучшению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Марущенко Л.И., Нагорная Е.В., Читалин А.Ф., Сидорина Ю.Н., Калько И.А.* Золото-молибден-медно-порфиново-эпитермальная система Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // *Металлогения древних и современных океанов 2014: Матер. 20-й науч. молодежной школы.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 108–112.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Егоров В.Н., Шаповалов В.С., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е.* Закономерности размещения и условия формирования Au-содержащих Cu-Mo-порфириновых месторождений Северо-Востока России // *Геология руд. месторождений.* 2006. Т. 48. № 6. С. 512–539.
- Волчков А.Г., Сокиркин Г.И., Шишаков В.Ф.* Геологическое строение и состав Анюйского медно-порфиринового месторождения Северо-Востока СССР // *Геология руд. месторождений.* 1982. № 4. С. 89–94.
- Гулевич В.В.* Субвулканические образования и оруденение в бассейне р. Баимка // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР.* Магадан, 1974. Вып. 21. С. 108–116.
- Джеджева Г.Т.* Геохимическая зональность месторождения Песчанка и критерии оценки уровня эрозионного среза медно-порфириновых объектов в Баимском меднорудном районе (Западная Чукотка): дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2019. С. 181.
- Джеджева Г.Т., Сидорина Ю.Н.* Геохимическая зональность порфиново-эпитермальной системы месторождения Песчанка (Западная Чукотка) // *Вестник Московского университета.* 2018. Сер. 4. Геология. № 2. С. 40–47.
- Каминский В.Г.* Медно-порфириновое оруденение центральной части Баимской металлогенической зоны // *Советская геология.* 1987. № 6. С. 49–54.
- Каминский В.Г.* Комплексная геолого-поисковая модель медно-порфиринового месторождения Баимской зоны // *Советская геология.* 1989. № 11. С. 46–56.
- Комарова Я.С., Костицын Ю.А., Николаев Ю.Н.* Возраст молибден-медно-порфиринового оруденения месторождения Песчанка, Чукотка // *VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов): Матер. конф.* Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. С. 138–139.
- Комарова Я.С., Аносова М.О., Костицын Ю.А., Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А.* U-Pb возраст магматических комплексов Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // *Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: Матер. VI Российской конф. по изотопной геохронологии.* 2–5 июня 2015 г., Санкт-Петербург. ИГГД РАН. СПб: Sprinter, 2015. С. 116–118.
- Котова М.С., Нагорная Е.В., Аносова М.О., Костицын Ю.А., Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Калько И.А.* Датирование метасоматического процесса и рудоносных гранитоидов медно-порфириновых месторождений Находкинского рудного поля (Западная Чукотка) // *Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Матер. V Российской конф. по изотопной геохронологии.* 4–6 июня 2012 г. Москва. ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 181–184.
- Марущенко Л.И., Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Калько И.А., Прокофьев В.Ю.* Кварц-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты Au-Mo-Cu месторождения Песчанка (Чукотка) // *Геология руд. месторождений.* 2015. Т. 57. № 3. С. 239–252.
- Мигачев И.Ф., Шишаков В.Б.* Геолого-поисковая модель медно-порфиринового месторождения // *Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов. Труды.* 1988. № 223: Геолого-поисковые модели месторождений цветных металлов. С. 47–53.
- Мигачев И.Ф., Шишаков В.Б., Сапожников В.Г., Каминский В.Г.* Рудно-метасоматическая зональность медно-порфиринового месторождения на Северо-Востоке СССР // *Геология руд. месторождений.* 1984. № 5. С. 91–94.
- Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М., Шишаков В.Б.* Медно-порфириновое месторождение Песчанка // *Руды и металлы.* 1995. № 3. С. 48–58.
- Нагорная Е.В.* Минералогия и зональность молибден-медно-порфиринового рудного поля Находка, Чукотка: дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М. 2013. С. 171.
- Николаев Ю.Н., Читалин А.Ф., Калько И.А., Бакшеев И.А., Сидорина Ю.Н., Нагорная Е.В.* Новые данные по геологии, минералогии и геохимии Находкинской золото-молибден-медно-порфириновой системы // *Электронный сборник материалов Международного молодежного научного форума “ЛОМОНОСОВ-2011”.* <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1186049&uri=nikolaev.html>
- Николаев Ю.Н., Сидорина Ю.Н., Калько И.А., Аплеталин А.В., Прокофьев В.Ю., Читалин А.Ф.* Геохимические поля порфиново-эпитермальных систем, их интерпретация и оценка на основе современных геологических и генетических представлений // *Разведка и охрана недр.* 2013. № 8. С. 45–50.
- Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Бакшеев И.А., Читалин А.Ф., Марущенко Л.И., Калько И.А.* Первые данные о зональном распределении флюидных включений в рудообразующей системе медно-порфиринового месторождения Песчанка (Северо-Восток России) // *ДАН.* 2014. Т. 459. № 6. С. 738–741.
- Николаев Ю.Н., Джеджева Г.Т., Сидорина Ю.Н., Калько И.А.* Геохимическая зональность Песчанкинской порфиново-эпитермальной системы (Западная Чукотка) // *Разведка и охрана недр.* 2016. № 11. С. 41–46.
- Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Читалин А.Ф., Калько И.А.* Au-Ag минерализация

- порфиново-эпитеpmальных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия) // Геология руд. месторождений. 2016₂. Т. 58. № 4. С. 319–345.
- Петров О.В., Шатов В.В., Ханчук А.И., Иванов В.В., Змиевский Ю.П., Шпикерман В.И., Петров Е.О., Снежко В.В., Шманяк А.В., Молчанов А.В., Халенев В.О., Шатова Н.В., Родионов Н.В., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А.* О перспективах открытия новых золото-медно-порфировых месторождений малмыжского типа на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток, Россия) // Регион. геология и металлогения. 2023. № 94. С. 75–112.
- Сидорина Ю.Н.* Геохимическая зональность Находкинской порфиново-эпитеpmальной системы (Западная Чукотка) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2015. № 2. С. 77–83.
- Сидорина Ю.Н.* Геохимические критерии выявления и оценки медно-порфирового оруденения в Баимской меднорудной зоне (Западная Чукотка): дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2016. С. 175.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Анхойской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- Соловьев С.Г.* Металлогения шохонитового магматизма. М.: Научный мир, 2014. Т. 1. 528 с. Т. 2. 472 с.
- Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф.* Физическое моделирование сдвиговых зон различной сложности для выявления участков повышенной флюидопроницаемости // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. 2019. № 1. С. 29–47.
- Читалин А.Ф.* Структурные парагенезы и рудная минерализация Баимской сдвиговой зоны, Западная Чукотка // Российская тектонофизика. К 100-летию юбилею М.В. Гзовского. Апатиты: РИО КНЦ РАН, 2019₁. С. 333–349.
- Читалин А.Ф.* Геолого-структурная интерпретация геофизических и геохимических аномалий Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Сборник тезисов Международной геолого-геофизической конференции и выставки “ГеоЕвразия 2019₂. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии” [сборник]. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”. 2019₂. С. 961–966.
- Читалин А.Ф.* Структура штокверков медно-порфировых систем // Труды IV Международной геолого-геофизической конференции и выставки “ГеоЕвразия-2021. Геологоразведка в современных реалиях” Том I (II) [сборник]. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”, 2021. С. 171–176.
- Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В.* Баимская рудная зона — кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013₂. № 6. С. 68–73.
- Читалин А.Ф., Воскресенский К.И., Игнатьев Е.К., Ефимов А.А., Колесников А.Г.* Малмыж — новая крупная золото-меднопорфировая система мирового класса в Сихоте-Алине (Хабаровский Край, Дальний Восток России) // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013₂. № 3. С. 65–69.
- Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Фомичев Е.В., Усенко В.В., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Джеджева Г.Т.* Порфиново-эпитеpmальные системы Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Смирновский сборник. М.: Макс-Пресс, 2016. С. 82–115. http://www.geol.msu.ru/news/smirnov_2016.pdf
- Читалин А.Ф., Агапитов Д.Д., Штенгелов А.Р., Усенко В.В., Фомичев Е.В.* Перспективы открытия крупнотоннажного золото-серебряного месторождения на участке Весенний Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2019. № 2. С. 22–29.
- Шавкунов Б.Н.* Использование геофизических и геохимических данных для оконтуривания рудных полей в пределах Баимского золотоносного узла // Геохимические методы поисков месторождений золота по вторичным ореолам рассеяния. Чита: Зап. Забайкал. фил. географ, об-ва СССР. 1973. Вып. 88.
- Шаповалов В.С.* Вещественный состав и условия формирования золото-серебряного и медно-молибденового оруденения Баимского района (Западная Чукотка): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Иркутский политехи, ин-т, 1985. 17 с.
- Шаповалов В.С.* Некоторые геохимические особенности руд Баимского узла // Рудные формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 162–170.
- Юсупова А.В., Бакшеев И.А., Кошлякова Н.Н.* Метасоматиты и рудная минерализация проявлений северного фланга Баимской рудной зоны (Западная Чукотка) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2020. 63(4). С. 27–37. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2020-63-4-27-37>
- Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Y.N., Djedjeya G.T., Khabibullina Yu.N., Müller D.* Porphyry Cu-Au±Mo mineralization hosted by potassic igneous rocks: implications from the giant Peschanka porphyry deposit, Baimka Trend (North East Siberia, Russia) // Krmiček, L. and Chalpathi Rao, N.V. (eds). Lamprophyres, Lamproites and Related Rocks: Tracers to Supercontinent Cycles and Metallogenesis. Geological Society, London, Special Publications, 2021. 513 p. <https://doi.org/10.1144/SP513-2020-178>.
- Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Y.N., Nagornaya E.V., Khabibullina Y.N., Nikolaeva I.Yu., Kalko I.A., Müller D.* Porphyry-epithermal Cu-Mo-Au-Ag mineralization in the Nakhodka ore field, Baimka Trend, Chukotka, Russia: a geological, mineralogical and geochemical perspective // Mineralium Deposita. 2022. V. 58. № 1. P. 287–306. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01122-2>
- Chitalin A., Fomichev E., Usenko V., Agapitov D., Shtengelov A.* Structural model of Peschanka porphyry Cu-Au-Mo deposit, Western Chukotka, Russia // Structural Geology

- and Resources-2012. Bulletin № 56-2012. Symposia 26–28 September 2012, KALGOORLIE WA.
- Farrar A.D., Cooke D.R., Hronsky Jon M.A., Wood D.G., Benavides S.B., Cracknell M.J., Banyard F., Gigola S., Ireland T., Jones S.M., and Jose Piquer J.* A Model for the Lithospheric Architecture of the Central Andes and the Localization of Giant Porphyry Copper Deposit Clusters // *Econ. Geol.* 2023. V. 118. № 6. P. 1235–1259.
- Lowell J.D., Guilbert J.M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // *Econ. Geol.* 1970. V. 65. P. 373–408.
- Moll-Stalcup E.J.* Geochemistry and U-Pb-geochronology of arc related magmatic rocks, northeastern Russia // Abstracts with programs GSA. 1995. V. 27. № 5. P. 65.
- Richards J.P.* Post-subduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits – Products of remelting of subduction modified lithosphere // *Geology.* 2009. V. 37. P. 247–250.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 3–41.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Vasyukov V.E., Shumilin D.A., Voskresensky K.I.* The superlarge Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, Eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 113. Paper 103112. P. 1–27.

УДК 552.3+550.42+553.43

ВОЗРАСТ И СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА ПЛУТОНА И МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ (СОРСКОЕ Cu-Mo-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ХАКАСИЯ)

© 2024 г. А. Н. Берзина^{а,*}, А. П. Берзина^а, В. О. Гимон^а

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*E-mail: berzina@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 25.07.2023 г.

Подписана в печать 01.11.2023 г.

Принята к публикации 02.11.2023 г.

Сорское Cu-Mo-порфировое месторождение расположено в Кузнецком Алатау, на северо-западе Алтае-Саянской складчатой области. Промышленное Cu-Mo оруденение тесно ассоциирует с малыми интрузиями (штоки, дайки) порфировых пород, локализованными в Уйбатском плутоне. Плутон и малые интрузии сложены породами габброидной, монцонитоидной и гранит/лейкогранитной ассоциаций. Однотипные породы плутона и малых порфировых интрузий близки по минеральному составу, металлогенической специализации, петрогеохимическим и изотопным характеристикам. Магматиты габброидной ассоциации являются производными плавления литосферной мантии, метасоматизированной субдукционными флюидами. Породы монцонитоидной ассоциации сформировались вследствие фракционной дифференциации мафической магмы и ассимиляции нижнекорового материала. Геохимические характеристики свидетельствуют об отсутствии генетической связи между породами повышенной основности и гранит/лейкогранитной ассоциации. По-видимому, породы гранит/лейкогранитной ассоциации кристаллизовались из расплава, сформировавшегося в результате частичного плавления ювенильной мафической коры под воздействием на нее тепла мафической магмы. Согласно U-Pb геохронологическим исследованиям, становление плутона произошло ~478, а внедрение малых интрузий от ~467 до ~457 млн лет назад. Предполагается, что породы плутона и малых интрузий генерировали расплавы разновозрастных средне-верхнекоровых очагов, формировавшиеся в связи с неоднократным поступлением магмы из глубинного крупнообъемного долгоживущего магматического резервуара. На месте раннего очага кристаллизовались породы Уйбатского плутона. Становление малых интрузий произошло на фоне многократного поступления магмы из позднего очага. На Сорском месторождении магматизм малых интрузий не является продолжением плутоногенного, как это часто отмечается на Cu-Mo-порфировых месторождениях. Связь магматизма плутона и малых интрузий опосредована через общий глубинный очаг. Внедрению малых интрузий предшествовало изменение тектонической обстановки, которое благоприятствовало подъему порфировой магмы, концентрированию и отделению флюидов и формированию богатого оруденения.

Ключевые слова: Сорское Cu-Mo-порфировое месторождение, Кузнецкий Алатау, источники магматизма, рудоносный магматизм

DOI: 10.31857/S0016777024010048, **EDN:** zxr1ko

ВВЕДЕНИЕ

В мире доминируют Cu-Mo-порфировые месторождения кайнозойского и мезозойского возраста. Менее распространены палеозойские месторождения, встречающиеся в основном в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса. В его северо-западном сегменте (Алтае-Саянской складчатой области), на территории Хакасии и Тувы, отмечается ряд Cu-Mo-порфировых месторождений и множество рудопроявлений. Наиболее крупное, Сорское, относится к существенно молибденовому

подтипу Cu-Mo-порфировых месторождений. Месторождение разрабатывается открытым способом с 1952 г. По состоянию на 2021 г. балансовые запасы молибдена составляли ~91 тыс. т (О состоянии ..., 2021).

Согласно многочисленным исследованиям, Cu-Mo-порфировые месторождения приурочены к центрам долгоживущего известково-щелочного магматизма (Titley, Beane, 1981; Сотников, Берзина, 1986; Villeneuve et al., 2001; Li et al., 2013; Chelle-Michou et al., 2014; D'Angelo et al., 2017; Liu et al., 2017). Рудная минерализация тесно ассоциирует

с малыми интрузиями порфировых пород, часто локализованными в крупных магматических телах (батолитах, массивах, плутонах). Для Cu-Mo порфировых месторождений, магматизм которых представлен только малыми интрузиями порфировых пород, предполагается залегание под ними крупнообъемных магматических камер (Redmond, Einaudi, 2010).

Некоторые батолиты, пространственно ассоциирующие с Cu-Mo-порфировыми месторождениями, — безрудные. Они предшествуют проявлению рудоносных порфиров и, по-видимому, не имеют с ними генетической связи (Hervé et al., 2012; Kobylinski et al., 2020). Вместе с тем исследователи часто рассматривают рудоносные порфиры как фазы, завершающие становление батолитов, предполагая генетическую связь между ними (Whalen et al., 2001; Li et al., 2013; D'Angelo et al., 2017 и др.). Рудоносные малые интрузии, размещенные в крупных массивах, значительно уступают им по объему, что и явилось, по-видимому, одним из оснований для отнесения рядом исследователей порфиров к поздним продуктам (последние фазы, остаточные расплавы и т.д.) развития раннего магматизма. Вместе с тем детальное изучение возможных генетических соотношений между гранитоидами крупных массивов и порфирами на некоторых Cu-Mo-порфировых месторождениях свидетельствует о правомочности и другого подхода к генезису порфиров, когда они рассматриваются в качестве магматических образований, имеющих определенную самостоятельность (Сидоренко, 1961; Сотников, Берзина, 1986).

Впервые этот вопрос был рассмотрен на примере Cu-Mo-порфирового Шахтаминского месторождения, Восточное Забайкалье (Сидоренко, 1961). При изучении пород Шахтаминского гранитоидного массива и локализованных в нем даек порфировых пород установлена идентичность геохимических характеристик, что послужило основанием для предположения о существовании глубинного очага и неоднократного продуцирования магмы, питавшей массив и малые интрузии. К такому заключению пришли также исследователи Cu-Mo-порфирового месторождения-гиганта Цуйлун (Qulong) (Тибет) и ассоциирующего с ним магматизма, представленного плутоном Жунмуцзола (Rongmuciuola) гранодиорит-монцогранитного состава и малыми интрузиями монцогранит-порфиров (Yang et al., 2009).

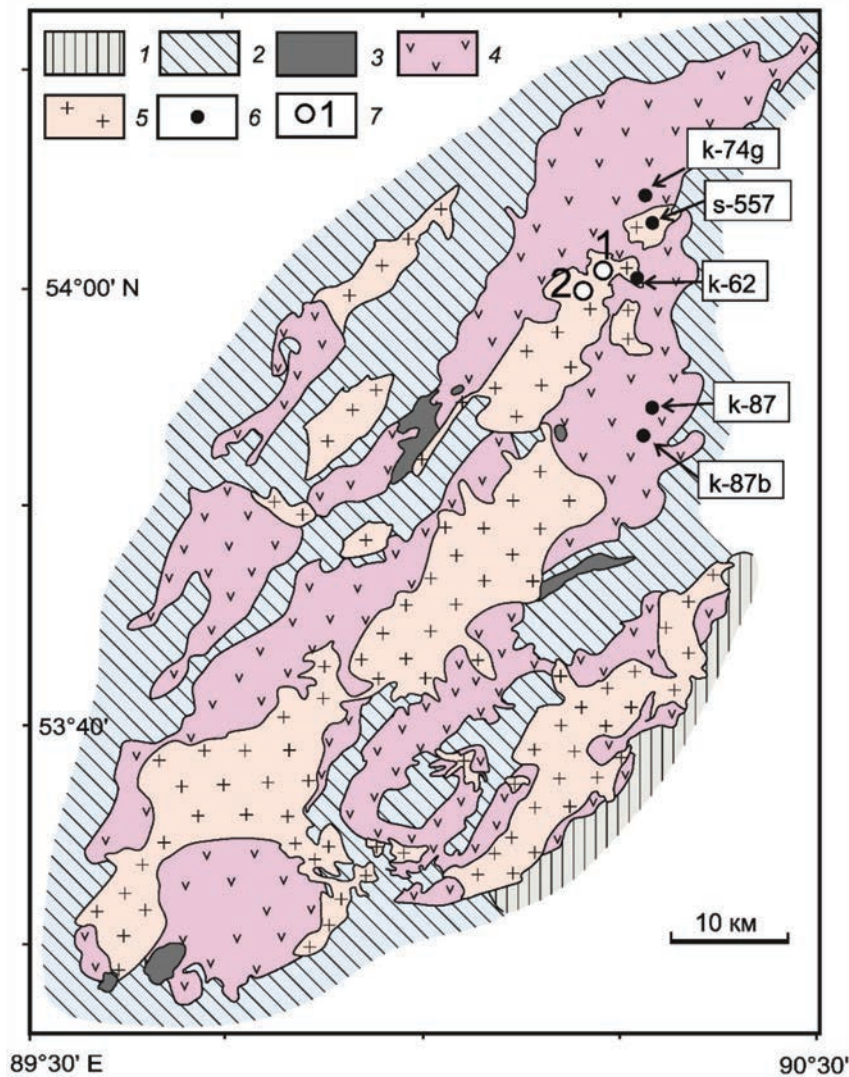
Сорское месторождение расположено в Уйбатском гранитоидном плутоне, вмещающем малые интрузии порфировых пород. Промышленное оруденение тесно ассоциирует с гранит-порфирами.

В настоящей статье анализируются данные, полученные при проведении геологических, U-Pb изотопно-геохронологических и петролого-геохимических исследований пород Уйбатского плутона и малых интрузий Сорского месторождения с целью выяснения связи в ряду плутонов — малые интрузии и оруденение.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА СОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В строении Кузнецкого Алатау принимают участие фрагменты позднерифейских-раннекембрийских офиолитовых ассоциаций, венд-кембрийские островодужные и карбонатно-терригенные образования, формировавшиеся в связи с развитием Палеоазиатского океана (Зоненшайн и др., 1990). В районе выделяются изометричные блоки карбонатных и карбонатно-кремнистых отложений и линейные зоны вулканогенных образований. Предполагается (Зоненшайн и др., 1990), что карбонатный разрез отвечает шельфу континентальной окраины (Томского микроконтинента). В начале среднего кембрия сформировалась аккреционная мозаика из осколков микроконтинента и Кузнецко-Алатауской островной дуги, а перед поздним кембрием произошло столкновение аккреционной мозаики с Сибирским континентом. Столкновение структур сопровождалось массовым становлением батолитов, в одном из которых (Уйбатском) локализовано Сорское месторождение. Широкое проявление раннепалеозойского батолитообразования обусловлено сочетанием аккреционно-коллизийной орогении и масштабной сдвиговой тектоники (Владимиров и др., 1999). В.В. Ярмолюк и В.И. Коваленко (Ярмолюк, Коваленко, 2003) связывают становление гранитоидных батолитов с воздействием мантийного плюма на литосферу каледонид.

На Сорском месторождении проявился магматизм, в развитии которого выделяются три этапа: субдукционный, коллизийный и постколлизийный (Берзина и др., 1994). Субдукционный этап представлен магматическими комплексами островной дуги. В это время на шельфе морского бассейна формировались карбонатные толщи. Совмещение карбонатных и вулканических блоков произошло вследствие надвигания островной дуги на Томский микроконтинент в среднем кембрии (Зоненшайн и др., 1990). Уйбатский плутон прорывает карбонатные породы венд-кембрийского возраста (фиг. 1). Он сформировался в позднем кембрии-ордовике на аккреционно-коллизийном этапе. На постколлизийном этапе в связи с изменением режима сжатия на



Фиг. 1. Схема геологического строения Уйбатского плутона. Составлена по материалам (Государственная..., 2002, 2018, 2019; Макаренко, Котельников, 2018) с упрощениями и дополнениями авторов.

1 — вулканогенно-осадочные отложения (D_1), 2 — карбонатные отложения (PR_3-e). Магматические комплексы: 3 — когтахский габбро-монцодиорит-сиенитовый (e_2), 4 — кашпарский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый (e_3-O_1), 5 — тигертышский гранитоидный (e_3-O_1), 6 — пункты U-Pb изотопного датирования по цирконам с номерами проб см. ESM_1 (электронное приложение); 7 — цифрами показано местоположение: 1 — Сорского месторождения, 2 — участка Сор-Герет.

режим растяжения внедрялись многочисленные дайки малых интрузий средне-позднеордовикского возраста, с которыми ассоциирует Cu-Mo-порфировая минерализация (Перфилова и др., 2004; Секретарев и др., 2015).

Уйбатский плутон (около 1500 км²) сложен породами разного состава от габброидов до гранитоидов. На ранней стадии изучения плутон относили к формации батолитов “пестрого состава” (Кузнецов и др., 1971). В настоящее время плутон рассматривается как сложное полихронное и полиформационное образование, сложенное преимущественно породами

трех комплексов: когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового (e_2), кашпарского габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитового (e_3-O_1), тигертышского гранитоидного (e_3-O_1) (Котельников, Макаренко, 2018; Котельников и др., 2018). В пределах плутона доминируют породы кашпарского комплекса. Менее распространены породы тигертышского и редки когтахского комплекса. Тигертышский комплекс двухфазный: первая фаза представлена биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, вторая — лейкогранитами. Доминируют граниты первой фазы.

Некоторые исследователи (Мусатов и др., 1961) вычленили дайки и мелкие штоки лейкогранитов в северо-восточной части Уйбатского плутона (Сорский рудный узел) из состава тигертышского комплекса и выделяли их в “самостоятельный сорский комплекс лейкократовых гранитов силура”. Другие исследователи относят дайки и штоки лейкогранитов и рудоносные интрузии гранит-порфиоров Сорского рудного узла к юлинскому комплексу условно средне-позднеордовикского возраста (Государственная ..., 2002, 2018).

Площадь месторождения сложена в основном породами Уйбатского плутона: по периферии монцодиоритами и монцонитами, в центре лейкогранитами (фиг. 2а). Габброиды (монцогаббро, габбро, монцогаббродиориты) встречаются в виде останцов до 4–5 км² среди монцонитоидов. Лейкограниты проявлены в виде многочисленных даек и ветвящихся тел, пронизывающих монцонитоиды.

Малые интрузии представлены штоками и дайками прерудных монцогаббро- и монцодиорит-порфиринов, рудоносных гранит-порфиринов и пострудных мелкозернистых гранитов. Прерудные дайки пересекают монцонитоиды и лейкограниты плутона и, в свою очередь, пересекаются дайками гранит-порфиринов. В центральной части месторождения расположено штокообразное тело гранит-порфиринов I. К северо-западу от него находится дайкообразное тело аналогичных по составу и структуре, но более поздних по времени внедрения гранит-порфиринов II. На расположенном юго-западнее от месторождения участке Сор-Герет (фиг. 2б) гранит-порфиры I полого перекрывают эродированную поверхность гранитов и диоритов (Покалов, Пастухова, 1961). Выше по склонам горы Сор-Герет гранит-порфиры I сменяются вулканической агломератовой брекчией, которая перекрывается гранит-порфирами II, переходящими в эффузивы. Эти исследователи предполагают, что внедрению порфиринов предшествовал подъем, денудация кровли и частично пород плутона. Пострудные дайки мелкозернистых гранитов проявлены за пределами месторождения. Самые молодые образования в рудном узле представлены многочисленными дайками диабазов и интрузией кварцевых монцонит-порфиринов, рассматриваемыми как подводные каналы нижнедевонских эффузивов, выполняющих впадины в соседних районах (Покалов, Пастухова, 1961).

Рудная минерализация, пространственно приуроченная к участку развития штоко- и дайкообразных тел порфириновых пород, проявилась в несколько этапов. Наиболее ранними являются крупные метасоматические кварц-биотит-калишпатовые

тела и зоны интенсивной калишпатизации с рассеянной вкрапленностью халькопирита и молибденита. Эти образования связываются с развитием лейкократового магматизма (Сотников и др., 1977). Основное оруденение, представленное брекчиевыми, прожилково-вкрапленными и жильными рудами, проявилось после внедрения умереннощелочных гранит-порфиринов I. Рудная минерализация сопровождается интенсивной калишпатизацией, альбитизацией и относительно более слабым проявлением серицитизации и окварцевания. Наиболее продуктивны прожилково-вкрапленные и брекчиевые руды.

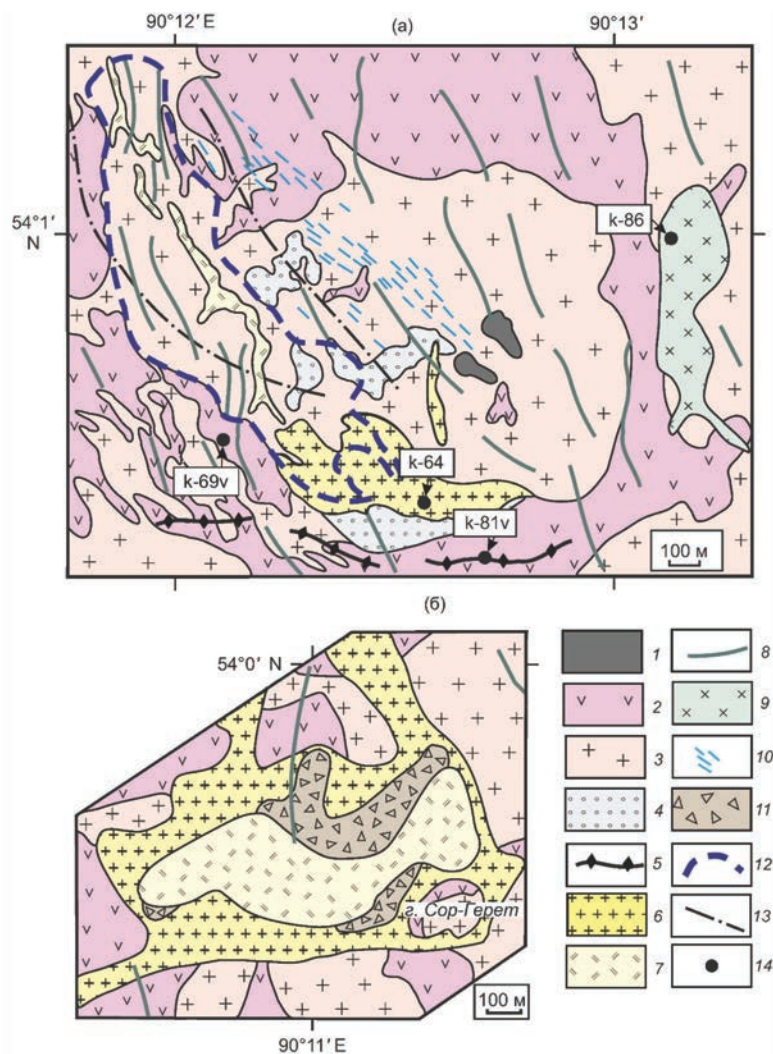
Брекчиевые руды представлены остроугольными обломками вмещающих пород (калишпатизированных и альбитизированных), сцементированными кварц-флюоритовыми агрегатами с молибденитом, пиритом и халькопиритом. Жилы мощностью более 0.5 м несут редкую вкрапленность молибденита. Завершается рудный процесс проявлением кварц-флюорит-галенит-сфалеритовой ассоциации, тяготеющей к зонам серицитизации.

Менее крупные месторождения медно-молибден-порфиринового типа в Кузнецком Алатау известны в Улень-Туимском рудном районе (Ипчульское, Агаскырское). Медно-молибденовое оруденение присутствует также в медно-молибден-вольфрамовых рудах скарновых месторождений (Юлия Медная, Глафиринское, Киялых-Узень, Туимское), которые формировались несколько ранее медно-молибден-порфириновых. В результате недавних геохронологических исследований (U-Pb, LA-ICPMS) установлен позднекембрийско-раннеордовикский возраст интрузий, вмещающих скарновое оруденение (Soloviev et al., 2021, 2022).

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

По ранее опубликованным результатам U-Pb геохронологических исследований пород Уйбатского плутона датировки (млн лет) составляют: габброиды и монцонитоиды когтахского комплекса — 470 ± 4 , 483 ± 4 , 489 ± 10 (Врублевский и др., 2018, Котельников и др., 2019), сиениты кашпарского комплекса — 483 ± 4 , 480 ± 2 (Макаренко, Котельников, 2018), гранитоиды тигертышского комплекса — 495 ± 8 , 493 ± 8 (Врублевский и др., 2016).

На Государственной геологической карте масштаба 1 : 200000 второго поколения (Государственная ..., 2002) малые интрузии Сорского месторождения отнесены к юлинскому комплексу. В соответствии с легендой Минусинской серии листов геологической карты РФ м-ба 1 : 200000 возраст юлинского сиенит-граносиенитового комплекса



Фиг. 2. Схемы геологического строения: а — Сорского месторождения, б — участка Сор-Герет по (Покалов, Пастухова, 1961) с упрощениями и дополнениями авторов.

Магматиты Уйбатского плутона (1–3): 1 — габброиды, 2 — монзонитоиды, 3 — лейкограниты; 4 — калищатовые метасоматиты; малые интрузии (5–7): 5 — предрудные дайки основного-среднего состава, 6 — гранит-порфиры I, 7 — гранит-порфиры II; интрузии раннего девона (8–9): 8 — дайки диабазов, 9 — шток кварцевых монзонит-порфиров; 10 — кварц-молибденитовые жилы; 11 — эксплозивные брекчии, 12 — контур брекчиевых руд; 13 — разломы; 14 — пункты изотопного U-Pb датирования по цирконам с номерами проб (см. электронное приложение ESM_1).

условно принят как средний-поздний ордовик (Махлаев, 2007). Однако результаты геологических и геохронологических исследований магматических пород Кузнецкого Алатау последних лет показали, что возраст интрузивов, относимых к юлиньскому комплексу, варьирует от кембрия до девона. Так, например, по Юлиньскому массиву, петротипу комплекса, недавно получены позднекембрийские датировки (U-Pb, LA-ICPMS) в интервале ~505–485 млн лет (Soloviev et al., 2022). Позднеордовикские датировки (от 455 до 449 млн лет, U-Pb, SHRIMP II) отмечаются по дайкам сиенитов на периферии и за пределами Сорского рудного

узла (Котельников и др., 2018). По ряду массивов, относимых ранее к юлиньскому комплексу в юго-западной части Уйбатского плутона и ее обрамлении, установлен раннесилурийский возраст (U-Pb, SHRIMP II) для гранитоидов Гольцового массива (429 млн лет), массива г. Кызель (432 млн лет), раннесилурийский–раннедевонский — для интрузий Карлыгановского массива (431, 425, 409, 402 млн лет) и раннедевонский — для магматитов Улугзасского массива (412 млн лет) (Врублевский и др., 2016; Котельников и др., 2019).

Опубликованные к настоящему времени геохронологические данные о возрасте рудоносных

интрузий и оруденения Сорского месторождения противоречивы. С учетом геологических данных В.Т. Покалов и Е.С. Пастухова (Покалов, Пастухова, 1961) относили рудоносные порфиры к позднему силуру или раннему девону. При изучении ряда минералов из карьера Сорского месторождения была получена Rb-Sr изохронная датировка 452 ± 9 млн лет (Рихванов и др., 1990). По калиевому полевому шпату определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст рудоносных порфировых интрузий ~ 390 млн лет (Травин, 1994; Сотников и др., 2001). По штокам граносиенитового состава Сорского рудного узла приводится U-Pb датировка по циркону 455 ± 7 млн лет (Руднев и др., 2004). А.Д. Котельников с соавторами (Котельников и др., 2018) выделяют в рудном узле интрузивные тела с U-Pb (циркон) возрастом 455 ± 3 млн лет, которые, наряду с рудоносными малыми интрузиями Сорского месторождения, они относят к юлинскому комплексу, развитому в ряде рудных узлов Кузнецкого Алатау (Перфилова и др., 2004).

При датировании Re-Os методом молибденита из руд Сорского месторождения (Berzina et al., 2003) были установлены следующие датировки. По крупночешуйчатым молибденитам из кварцевых прожилков и калишпатизированных пород получен возраст 468 ± 2 и 470 ± 2 млн лет соответственно. Эти Re-Os датировки с учетом погрешностей определения немного древнее U-Pb возраста (463 ± 2 млн лет) циркона из рудоносных гранит-порфиров, приводимого авторами далее в разделе "U-Pb геохронология по циркону". Более древний Re-Os возраст был получен по пробе мелковкрапленного молибденита из интенсивно калишпатизированных и серицитизированных гранитоидов. Два определения по одной этой пробе показали совпадающий с учетом погрешностей Re-Os возраст 502 ± 2 и 506 ± 2 млн лет (Berzina et al., 2003). Эти Re-Os датировки значительно древнее не только U-Pb возраста рудоносных гранит-порфиров, но также и вмещающих их магматитов плутона. Более древние Re-Os датировки молибденита относительно возраста вмещающих их магматитов отмечаются и на других месторождениях. При этом предполагается, что молибденит с более древними относительно вмещающих магматитов датировками был вынесен из пород нижних горизонтов (Li et al., 2013).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для геохронологических исследований были использованы мономинеральные фракции циркона из магматических пород в районе Сорского месторождения. Изучение цирконов проведено

в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург (аналитик Н.В. Родионов). Определения U-Pb изотопных составов выполнены по единичным зернам циркона на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). В качестве стандарта использованы цирконы TEMORA (Black et al., 2003) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программ SQUID и ISOPLOT (Ludwig, 2009, 2012). Погрешности единичных анализов приводятся на уровне 1σ , а рассчитанных конкордантных возрастов — на уровне 2σ . Катодоллюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S.

Содержания петрогенных, редких, редкоземельных элементов и изотопного состава Sr определены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Измерения петрогенных элементов выполнены рентгенофлюоресцентным методом на рентгеновском спектрометре ARL-9900XP (аналитик Н.Г. Карманова). Погрешности определения не превышают 5%. Концентрации редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Finnigan Element (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский). Пределы обнаружения микроэлементов и стандартное отклонение составляют 0.005–0.100 г/т и 2–7% соответственно. Измерения изотопных составов Rb и Sr выполнены на масс-спектрометре МИ 1201АТ с использованием стандартов ВНИИМ и ИСГ-1 с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением 0.70800 ± 7 и 0.71732 ± 10 соответственно (аналитики В.Ю. Киселева, Г.А. Докукина). Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ скорректированы на масс-фракционирование 0.1194. Погрешность отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ составляет менее 1%.

Изучение Sm-Nd изотопной системы проведено в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике (Баянова, 2004) (аналитики Т.Б. Баянова, П.А. Серов). Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512081 ± 13 ($N = 11$). Точность определений концентраций Sm, Nd и изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляет $\pm 0.2\%$ (2σ). При расчете ϵ_{Nd} и T_{Nd} (DM) использованы следующие значения современных изотопных отношений однородного хондритового резервуара

(CHUR) : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и деплетированной мантии (DM) : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ (Goldstein, Jacobsen, 1988).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИТОВ ПЛУТОНА И МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ

Минеральный состав

Минеральный состав габброидов и монцониитоидов плутона варьирует в широких пределах. В целом с увеличением содержания SiO_2 уменьшаются содержания пироксена, амфибола, магнетита, увеличивается количество плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, кварца. Характерны высокие содержания амфибола, часто составляющие около 50 об. %. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, циркон, апатит.

Среди гранитов выделяются крупнозернистые биотитовые граниты и среднезернистые до мелкозернистых лейкограниты. Породы сложены (об. %) альбит-олигоклазом (30–60), калиевым полевым шпатом (20–50), кварцем (20–30), биотитом (до 5–10 в крупнозернистых гранитах, 0–2 в лейкогранитах). Акцессорные минералы — апатит, гематитизированный магнетит, циркон. Отмечаются флюорит и пирит.

Предрудные дайки представлены мелкозернистыми габбро-, монцогаббро-, монцодиорит-порфирами, сложенными плагиоклазом и амфиболом, и монцонит-порфирами, содержащими приблизительно одинаковые количества плагиоклаза, калиевого полевого шпата и амфибола. Содержание амфибола в габбро-, монцогаббро-порфирах часто достигает 40–50%.

В рудоносных гранит-порфирах вкрапленники представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, размер которых варьирует от 0.3 до 2–3 мм. Их содержание, как и в породах плутона, часто составляет 40–60 об. %. Среди вкрапленников доминирует плагиоклаз, представленный альбитом. Калиевый полевой шпат иногда замещает плагиоклаз, но часто встречается с ним в виде гломеропорфировых сростаний. Акцессорные минералы — циркон, апатит, рутил. Присутствуют флюорит и пирит.

Пострудные мелкозернистые граниты сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем, которые присутствуют в породе примерно в равных количествах. Содержание биотита обычно не превышает 1 об.%. Апатит, магнетит, циркон присутствуют в незначительных количествах.

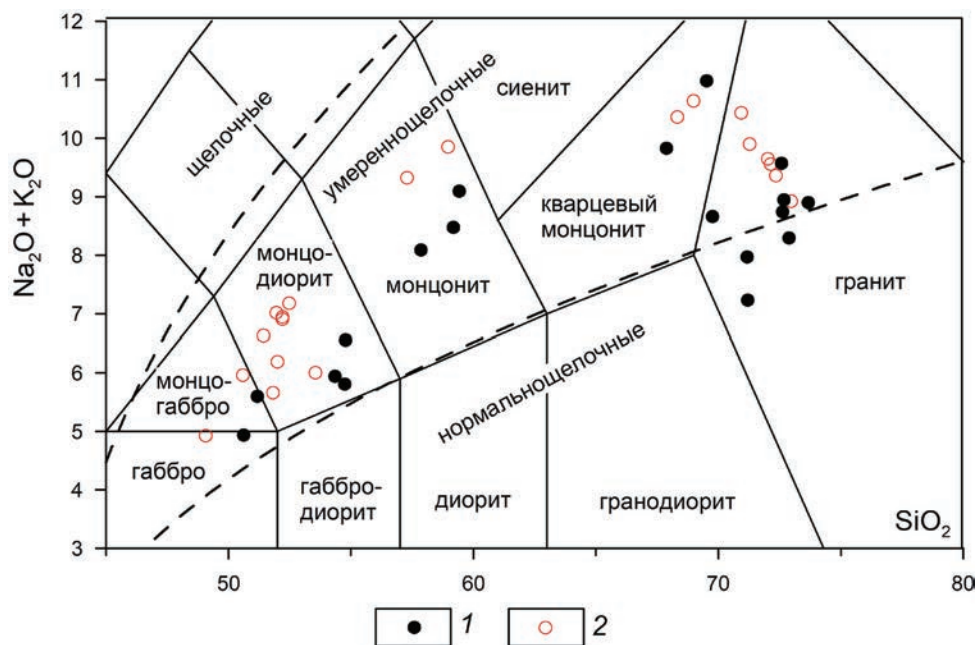
Петрохимический состав

Породы Уйбатского плутона и малых интрузий относятся по химическому составу преимущественно к умеренно-щелочной серии. На TAS диаграмме плутон и малые интрузии представлены самостоятельными рядами пород от габбро, монцодиоритов и монцонитов до гранитов (фиг. 3). В районе месторождения среди них доминируют монцодиориты, монцониты и граниты. Среди последних преобладают лейкограниты.

Для изотопно-геохимического изучения были отобраны образцы из наименее измененных пород с невысокими величинами потерь при прокаливании (<2–3%), которые предварительно изучались в прозрачных шлифах с целью установления степени наложенных гидротермальных изменений.

Содержания петрогенных оксидов и редких элементов в породах плутона и малых интрузий приведены в ESM_2 (электронное приложение) и на фиг. 4, 5. Содержание SiO_2 (мас. %) для габброидов и монцониитоидов плутона и малых интрузий составляет 48.53–58.16, а для гранитоидов 67.20–72.66. При этом содержания Al_2O_3 , MgO , FeO , TiO_2 , CaO , P_2O_5 уменьшаются, а Na_2O и K_2O возрастают с ростом содержания SiO_2 (фиг. 4). Породы в целом характеризуются повышенными содержаниями K_2O , по которым они относятся к высококалиевой известково-щелочной (фиг. 4) серии. По отношению щелочей породы плутона и малых интрузий характеризуются натриевым до калиево-натриевого типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ для габброидов составляет соответственно 2.2–3.4 и 2.1–2.5; для монцониитоидов 1.1–2.6 и 1.5–3.7; для гранитоидов 0.9–1.6 и 1.2–1.5). По железистости габброиды и монцониитоиды относятся к магнезиальному, а гранитоиды — к железистому типу (фиг. ба), по глиноземистости соответственно — к мета- и перглиноземистому типам (фиг. бб). По этим характеристикам лейкограниты и гранит-порфиры соответствуют гранитам I-типа.

В целом содержания редких элементов однотипных пород плутона и малых интрузий близки (фиг. 5, ESM_2 (электронное приложение)). Габброиды и монцониитоиды-плутона и малых интрузий характеризуются высокими содержаниями Sr и Ba и пониженными Rb. Общий интервал содержаний (г/т) Sr составляет 517–2333, Ba — 305–1498, Rb — 16–72. В лейкогранитах и гранит-порфирах содержания Sr не превышает 1000, Ba — 1380, а Rb повышается до 119 г/т. В целом содержания Zr, Hf и Nb в породах месторождения (за исключением образца k-87) варьируют (г/т) от 70 до 260, от 2.1 до 6.3 и от 4.5 до 19.9 соответственно, при этом их содержания в породах малых интрузий относительно



Фиг. 3. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (мас. %) для магматических пород Сорского рудного узла. 1, 2, магматические комплексы: 1 — плутогенный, 2 — малых интрузий. Штриховыми линиями показаны границы серий по (Middlemost, 1997). Содержания оксидов (мас. %) пересчитаны на 100% сухого остатка.

плутона несколько повышены. Содержания Ta (за исключением двух образцов к-87 и к-81b) и Pb в породах плутона и малых интрузий близки. Для пород плутона характерен более широкий интервал содержаний U, при этом в среднем они незначительно повышены в сравнении с породами малых интрузий. Габброиды и монцонитоиды относительно гранитоидов обогащены Y и обеднены Th.

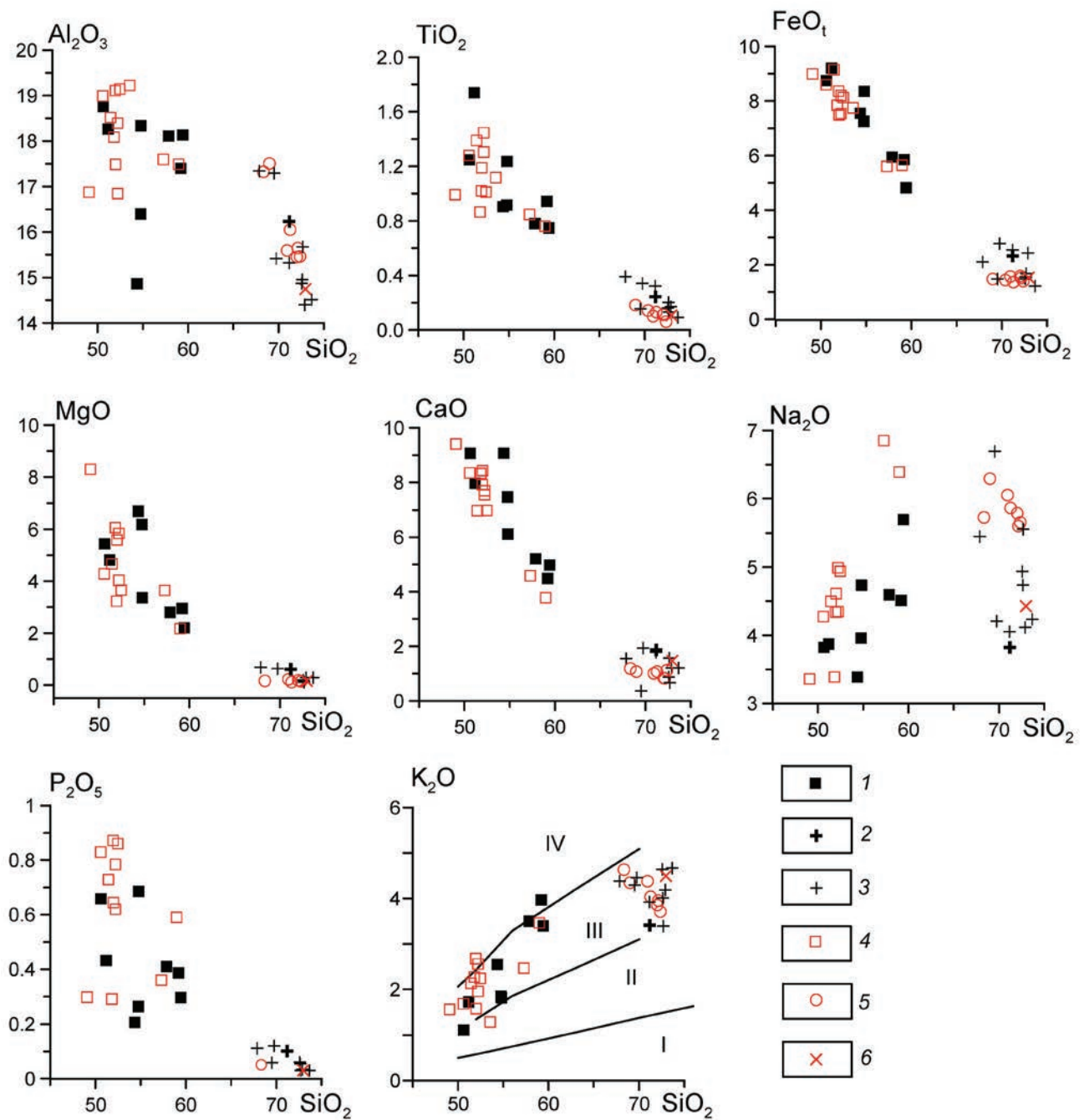
Мультиэлементные спектры габброидов плутона и малых интрузий (фиг. 7а) характеризуются низкими нормированными по примитивной мантии содержаниями высоkozарядных и тяжелых редких земель относительно крупноионных (Rb, Ba, Sr) и легких редкоземельных элементов (La, Ce) и отрицательными аномалиями Nb, Ta, Zr, Hf и Ti. Им аналогичны спектры монцонитоидов (фиг. 7б). На спектрах гранитоидов отсутствуют аномалии Ba и Th, но хорошо выражены положительные аномалии Zr и Hf (фиг. 7в).

В целом в породах содержания редкоземельных элементов (REE) умеренные до высоких. В габброидах их сумма варьирует (г/т) от 110 до 230, в монцонитоидах от 133 до 372, в гранитоидах от 65 до 169. Для пород характерны фракционированные спектры REE (фиг. 7а–в) с обогащением в легкой и обеднением в тяжелой части с отсутствующей или слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией. Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в габброидах варьирует от 6

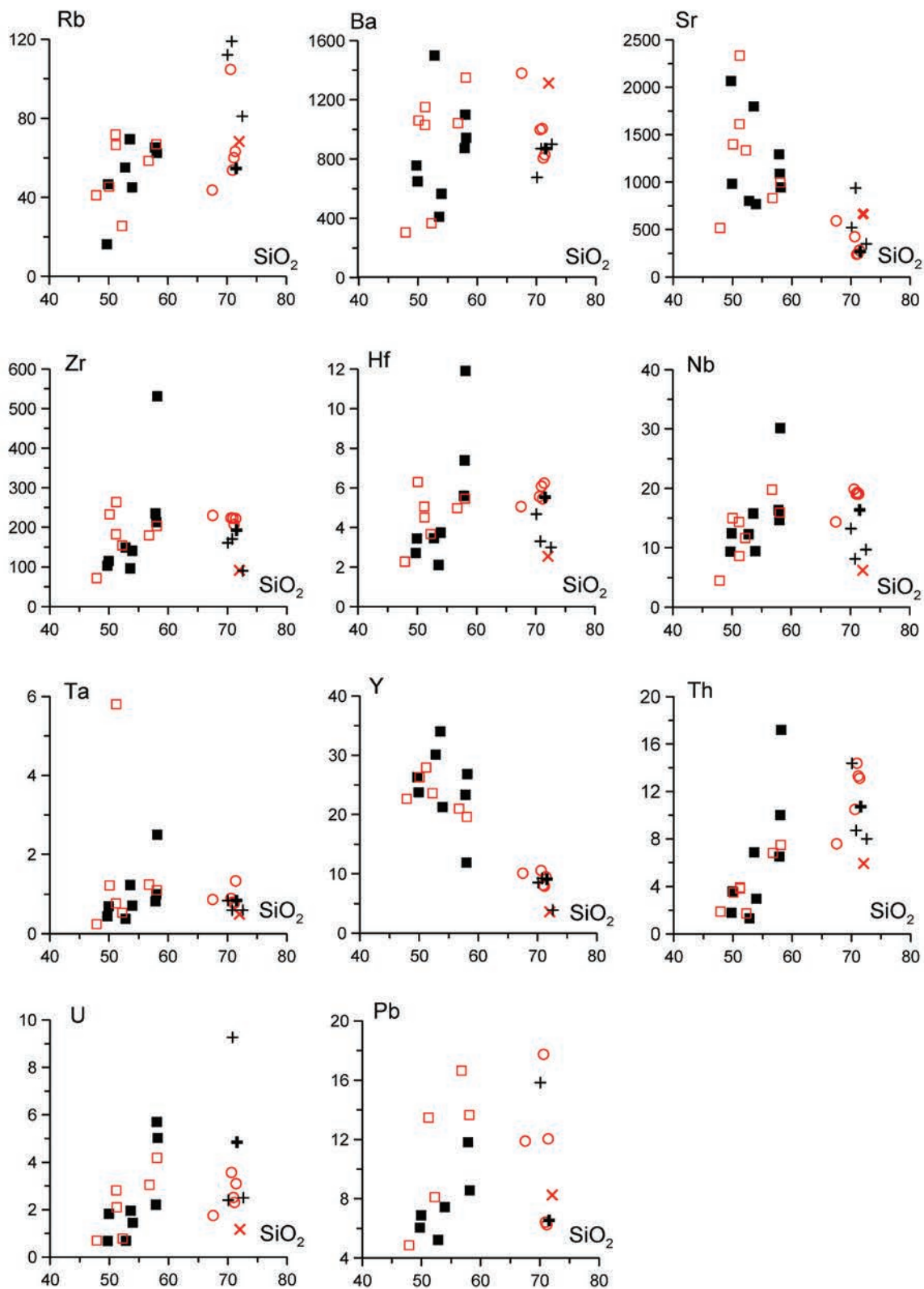
до 15, в монцонитоидах от 9 до 32, в гранитоидах от 18 до 32.

Nd-Sr ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

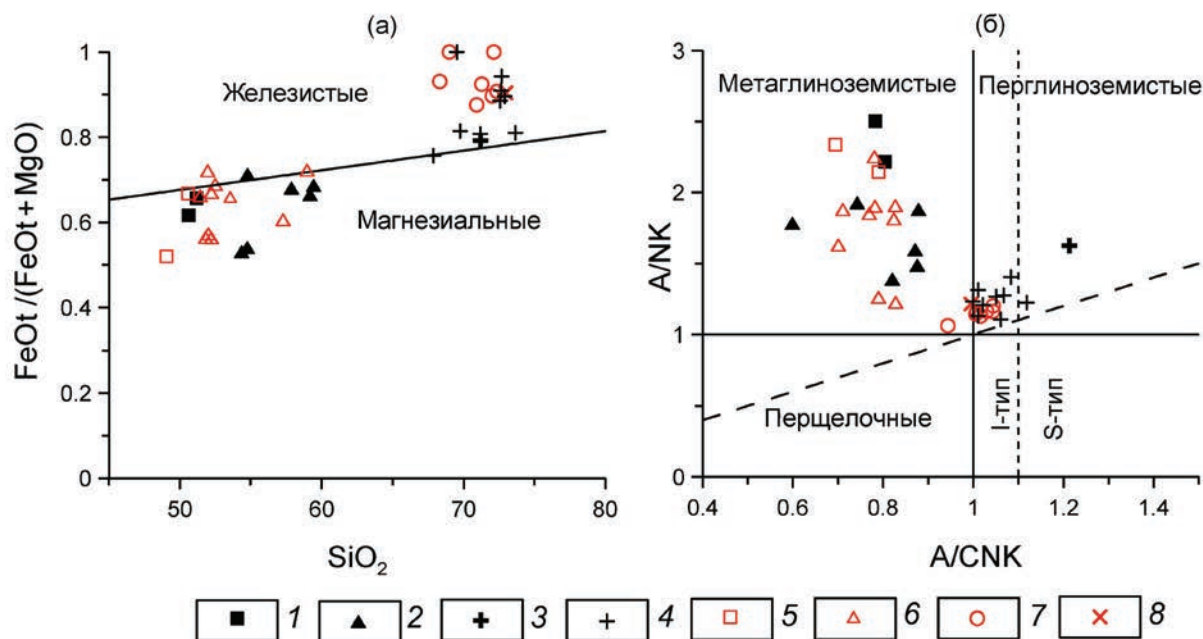
Данные по Nd-Sr изотопному составу пород плутона и малых интрузий приведены в табл. 1, 2 и на фиг. 8. Для магматитов Сорского месторождения характерны положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и низкие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. В однотипных породах плутона и малых интрузий отмечаются близкие интервалы значений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. В габброидах плутона и малых интрузий значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьируют от +2.2 до +4.5 и от +3.4 до +6.4, при этом отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ не превышают 0.7045, в монцонитоидах значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ составляют от +4.2 до +6.4 и от +1.1 до +4.5, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 0.7039–0.7041 и 0.7037–0.7043 соответственно. В гранитоидах плутона значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ составляют соответственно: в биотитовом граните +4.6 и 0.7039, лейкограните +1.7 и 0.7033; в рудоносных гранит-порфирах +1.8 — +4.8 и 0.7035–0.7053, в пострудном мелкозернистом граните +6.6 и 0.7043. В целом интервалы изотопных составов $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в породах плутона (+6.4 — +1.7 и 0.7033–0.7045) и малых интрузий (+6.6 — +1.1 и 0.7034–0.7052) близки. По распределению величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ среди магматитов Сорского рудного узла выделяются три группы пород: +1.1 — +2.2, +3.4 — +4.8 и +6.4 — +6.6. Им отвечают Nd модельные



Фиг. 4. Диаграммы SiO_2 — петрогенные оксиды (мас. %) для магматических пород Сорского рудного узла. Уйбатский плутон (1–3): 1 — габбро, монцогаббро, монцодиориты, монцониты, 2 — крупнозернистый биотитовый гранит, 3 — лейкограниты; малые интрузии (4–6): 4 — габбро-, монцогаббро-, монцодиорит-порфириды, монцонит-порфиры, 5 — гранит-порфиры, 6 — пострудный мелкозернистый гранит. На диаграмме SiO_2 — K_2O поля магматических серий приведены по (Rickwood, 1989): I — толеитовой, II — известково-щелочной, III — высоко-К известково-щелочной, IV — шощонитовой.



Фиг. 5. Диаграммы SiO_2 (мас. %) — микроэлементы (г/т) для магматических пород Сорского рудного узла. Усл. обозн. см. фиг. 4.



Фиг. 6. Диаграммы: а — SiO_2 (мас. %) — $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$, б — A/CNK — A/NK для магматических пород Сорского рудного узла.

Уйбатский плутон (1–4): 1 — габбро, монцогаббро, 2 — монцодиориты, монцониты, 3 — крупнозернистый биотитовый гранит, 4 — лейкограниты; малые интрузии (5–8): 5 — габбро-, монцогаббро-порфиры, 6 — монцодиорит-порфиры, монцонит-порфиры, 7 — гранит-порфиры, 8 — пострудный мелкозернистый гранит.

возрасты 1.03–0.87, 0.88–0.69 и 0.69–0.60 млрд лет соответственно.

U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПО ЦИРКОНУ

Для исследования были отобраны цирконы из девяти представительных образцов магматических пород в районе Сорского месторождения. Пять из них характеризуют наиболее распространенные магматиты Уйбатского плутона: монцодиориты (k-69v), монцониты (k-74g, k-87), крупнозернистые биотитовые граниты (k-62), лейкограниты (s-557), три представляют магматиты малых интрузий: предрудные дайки монцодиорит-порфиров (k-81v), рудоносные гранит-порфиры I (k-64), пострудные дайки мелкозернистых гранитов (k-87b) и один — девонские кварцевые монцонит-порфиры (k-86). Результаты изучения U-Pb изотопной системы цирконов из 9 проб магматитов плутона и малых интрузий приведены в ESM_1 (электронное приложение) и на фиг. 9, 10. Места отбора проб отмечены на схемах (фиг. 1, 2а).

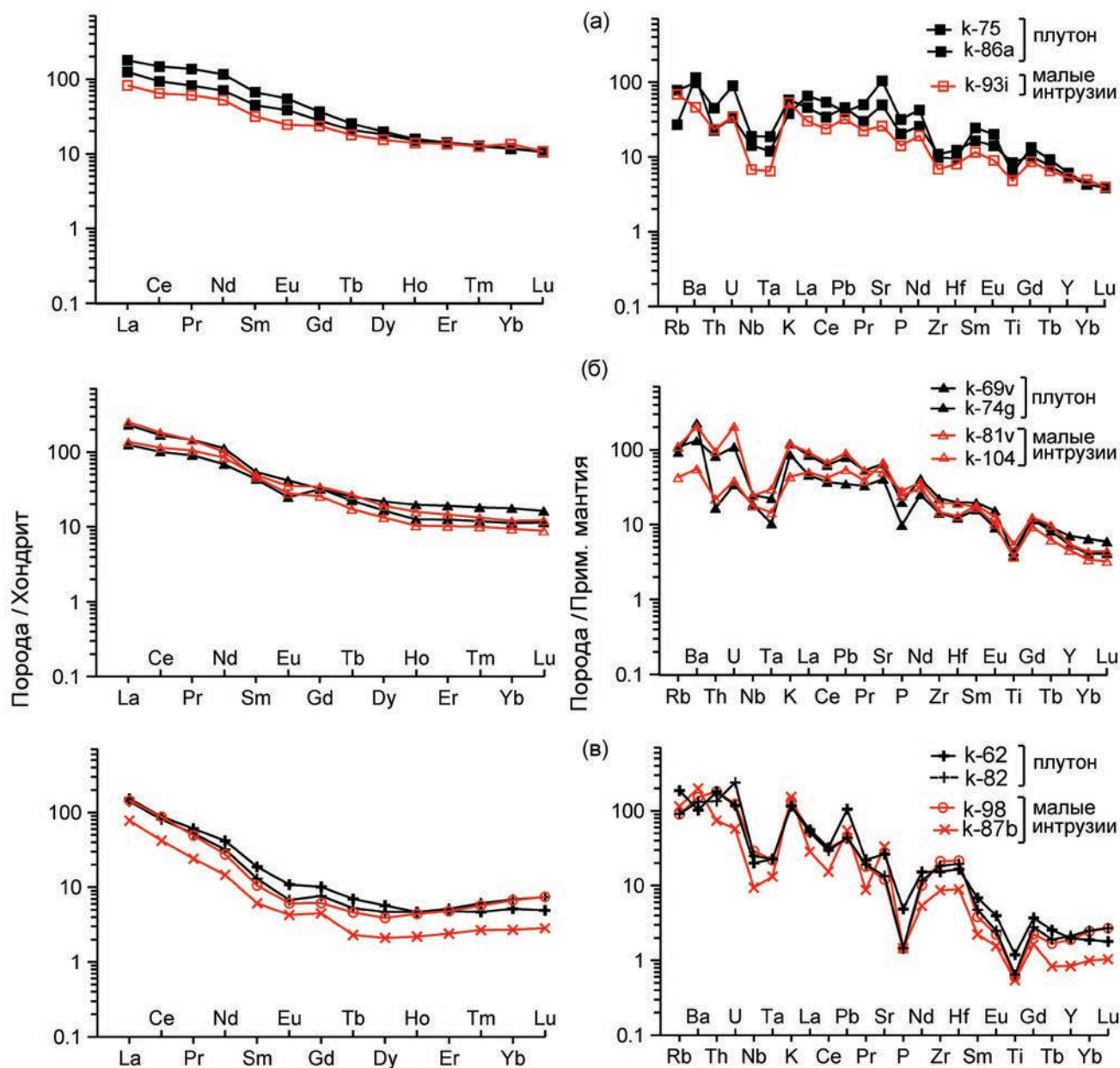
Уйбатский плутон

Монцонит (k-87) отобран в ~12 км к юго-востоку от карьера Сорского месторождения. Циркон представлен идиоморфными короткопризматическими

кристаллами или обломками кристаллов размером 250–500 мкм. Для внутреннего строения циркона характерна тонкая магматическая зональность (фиг. 9а). Вариации U в цирконе составляют 315–596 г/т, Th 144–554 г/т, Th/U — 0.45–0.96. По 10 точкам получен конкордантный U-Pb возраст 472 ± 2 млн лет (СКВО = 0.016, вероятность конкордантности 0.90, фиг. 10а).

Монцонит (k-74g) отобран за пределами месторождения в ~7 км к северо-востоку от Сорского карьера. Циркон образует преимущественно идиоморфные кристаллы размером 250–350 мкм, по морфологии сходные с цирконом монцонитов пробы k-87 (фиг. 9б). Для их внутреннего строения характерна не очень четко проявленная тонкая зональность с элементами секториального строения. Содержание U и Th составляет соответственно 183–572 и 115–291 г/т, величина Th/U меняется от 0.53 до 0.86. По 10 точкам установлен конкордантный U-Pb возраст 473 ± 2 млн лет (СКВО = 0.73, вероятность конкордантности 0.39, фиг. 10б).

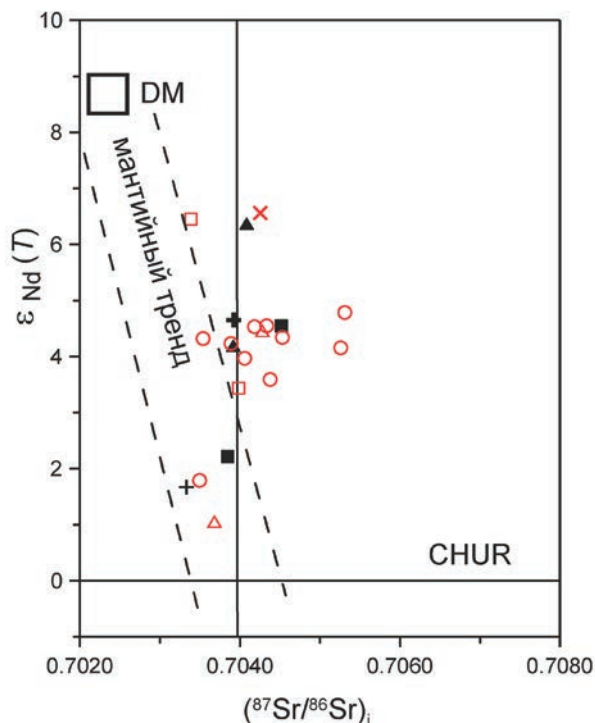
Монцодиорит (k-69v) отобран в карьере Сорского месторождения. Аксессуарный циркон, выделенный из этой пробы, представлен главным образом кристаллами и обломками кристаллов размером 200–300 мкм призматического габитуса. Некоторые кристаллы имеют гетерогенное внутреннее



Фиг. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов и микроэлементов в породах Сорского рудного узла: а — габброидах, б — монцониоидах, в — гранитоидах. Содержания REE и микроэлементов нормированы к хондриту и примитивной мантии соответственно (McDough, Sun, 1995). Номера проб соответствуют приведенным в ESM_2 (электронное приложение).

строение, их центральные части характеризуются практически полным отсутствием люминесценции в катодных лучах и отсутствием зональности. При этом краевые части кристаллов, как правило, интенсивно трещиноваты, обладают повышенной интенсивностью люминесценции и грубой фрагментарной зональностью (фиг. 9в, кристаллы 1, 2, 5–7, 9). Как в центральных, так и краевых частях отмечаются участки перекристаллизации

с высокой люминесценцией. Кроме того, в монцодиоритах присутствуют единичные субидиоморфные кристаллы циркона призматического габитуса, в которых наблюдается почти полное исчезновение магматической структуры (фиг. 9в, кристаллы 3, 4). Морфологические особенности и внутреннее строение этих кристаллов позволяют предполагать, что их образование обусловлено перекристаллизацией цирконов магматического



Фиг. 8. Диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для магматических пород Сорского рудного узла. Положение резервуаров: DM – деплетированная мантия (Liew, Hofmann, 1988; Rehkaemper, Hofmann, 1997), CHUR – однородный хондритовый резервуар (Jacobson, Wasserburg, 1984; Faure, 1986). Штриховыми линиями условно показан мантийный тренд. Усл. обозн. см. фиг. 6.

происхождения под воздействием более поздних расплавов и флюидов. Измеренные содержания U и Th в цирконах монцодиоритов составляют соответственно 102–917 и 41–1217 г/т, величина Th/U варьирует от 0.29 до 1.36. Наиболее высокие концентрации U (917 г/т) и Th (1217 г/т) характерны для центральных незональных низколюминесцентных участков кристаллов (фиг. 9в, точка 7.2). По 10 точкам конкордантный U–Pb возраст составил 457 ± 2 млн лет (СКВО = 0.13, вероятность конкордантности 0.72, фиг. 10в).

Крупнозернистый биотитовый гранит (к-62) отобран в ~3 км к востоку от Сорского карьера. Циркон представлен в основном призматическими и длиннопризматическими идиоморфными кристаллами размером 200–600 мкм с хорошо проявленной концентрической зональностью (фиг. 9г). Содержания U и Th умеренные (148–507 и 84–466 г/т соответственно), при вариации Th/U от 0.42 до 0.78. По 10 точкам получен конкордантный возраст 478 ± 2 млн лет (СКВО = 0.0015, вероятность конкордантности 0.97, фиг. 10г).

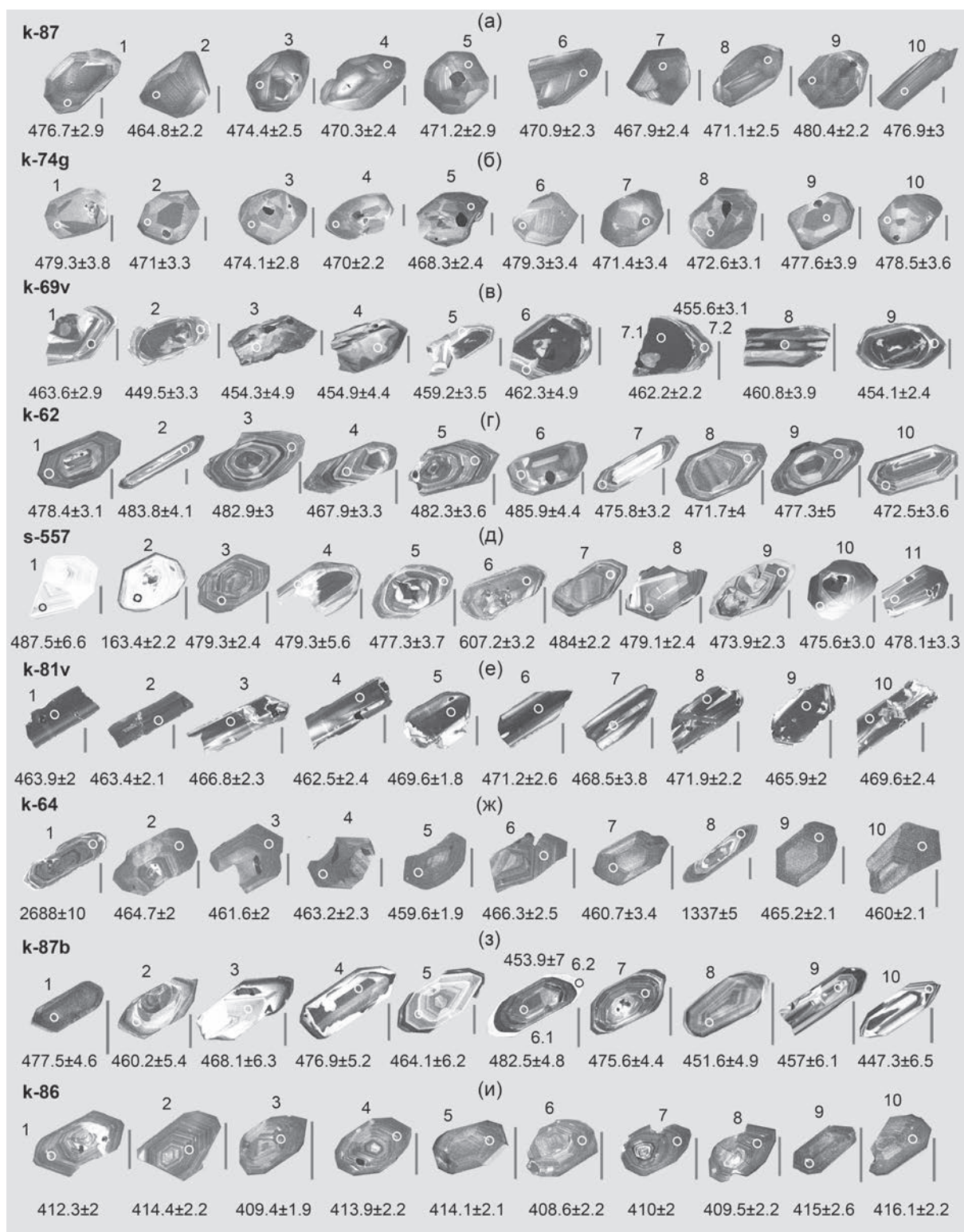
Лейкогранит (s-557) отобран в ~6 км к северо-востоку от Сорского карьера. Циркон

представлен кристаллами и их обломками, как правило, короткопризматического и призматического габитуса размером 200–350 мкм с зональным внутренним строением (фиг. 9д). По кристаллу 2 получен молодой возраст 163 ± 2 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Происхождение этого кристалла циркона неясно. Субидиоморфный кристалл 6 призматического габитуса характеризуется зональным внутренним строением и пониженной интенсивностью люминесценции. Содержание U и Th в нем составляет соответственно 413 и 554 г/т, Th/U = 1.39. По участку этого кристалла с проявленной неконтрастной тонкой осцилляционной зональностью получен возраст 607 ± 3 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Источником этого циркона, по-видимому, могли быть породы ранней коры, в частности, глубинные аналоги позднерифейских образований кульбюрстюгского вулканического комплекса, представленные в районе вулканитами преимущественно основного-среднего состава и силлами мелкозернистых габбро (Секретарев и др., 2015). В остальных девяти кристаллах содержания U составляют 61–596 г/т, Th 20–563 г/т, при вариации Th/U 0.35–1.17. По 9 точкам конкордантный возраст составил 479 ± 2 млн лет (СКВО = 0.059, вероятность конкордантности 0.81, фиг. 10д).

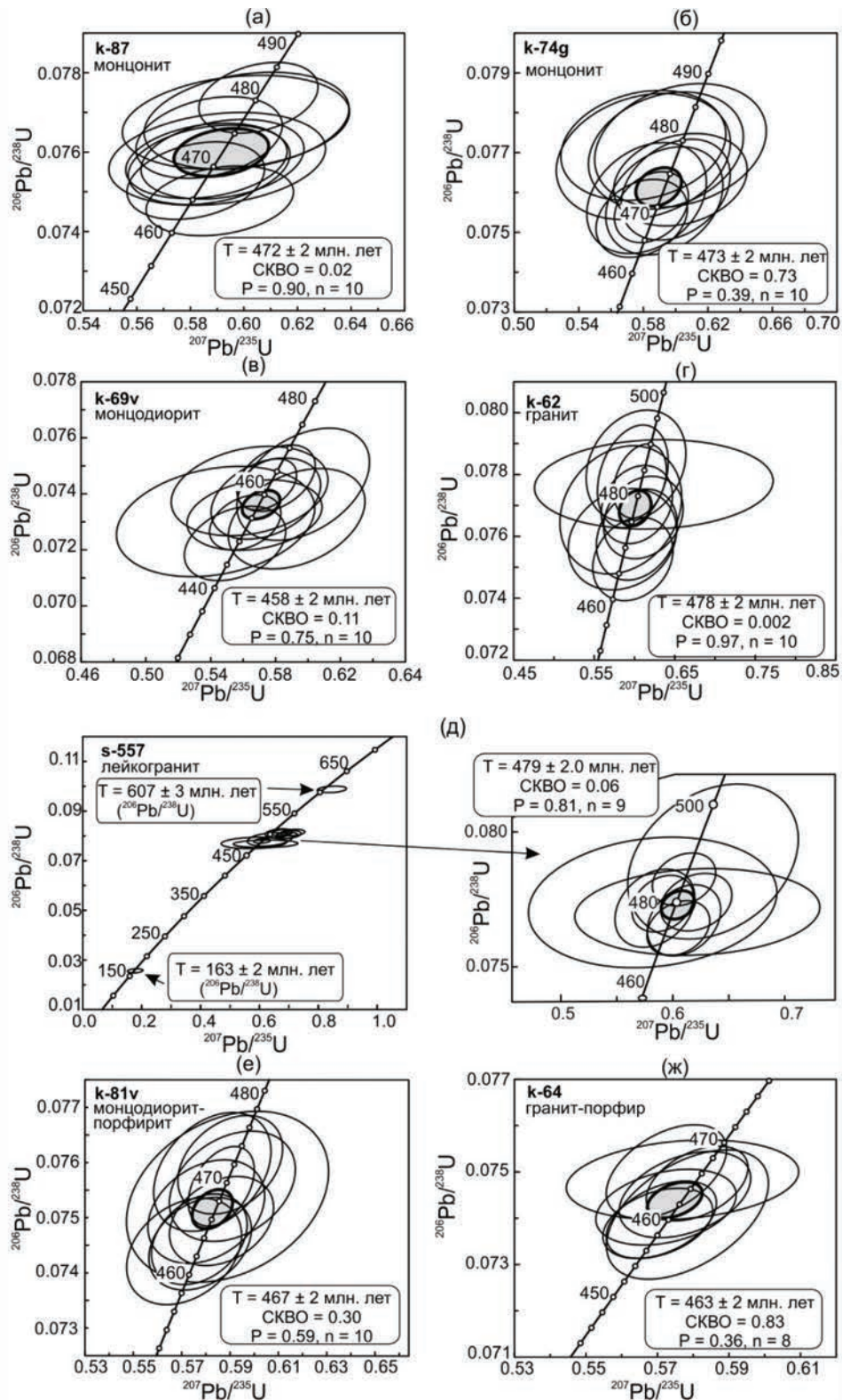
Малые интрузии

Монцодиорит-порфирит (к-81v) отобран в карьере Сорского месторождения. Циркон представлен кристаллами и обломками кристаллов размером от 200 до 400 мкм, габитус которых меняется от коротко- до длиннопризматического (фиг. 9е). В катодных лучах цирконы характеризуются пониженной люминесценцией. В некоторых кристаллах наблюдаются зоны перекристаллизации, которые отличаются высокой люминесценцией. В отличие от цирконов из пород плутона, для цирконов монцодиорит-порфиритов характерны значительные вариации U и Th, с преобладанием повышенных концентраций этих элементов. Измеренные содержания U и Th в 10 зернах составили соответственно 206–1471 г/т (среднее 768 г/т) и 99–2290 г/т (среднее 1152 г/т). Отношение Th/U также варьирует в широких пределах от 0.49 до 2.20. По неизменным участкам в кристаллах циркона получен конкордантный возраст 467 ± 2 млн лет (СКВО = 0.27, вероятность конкордантности 0.6, фиг. 10е).

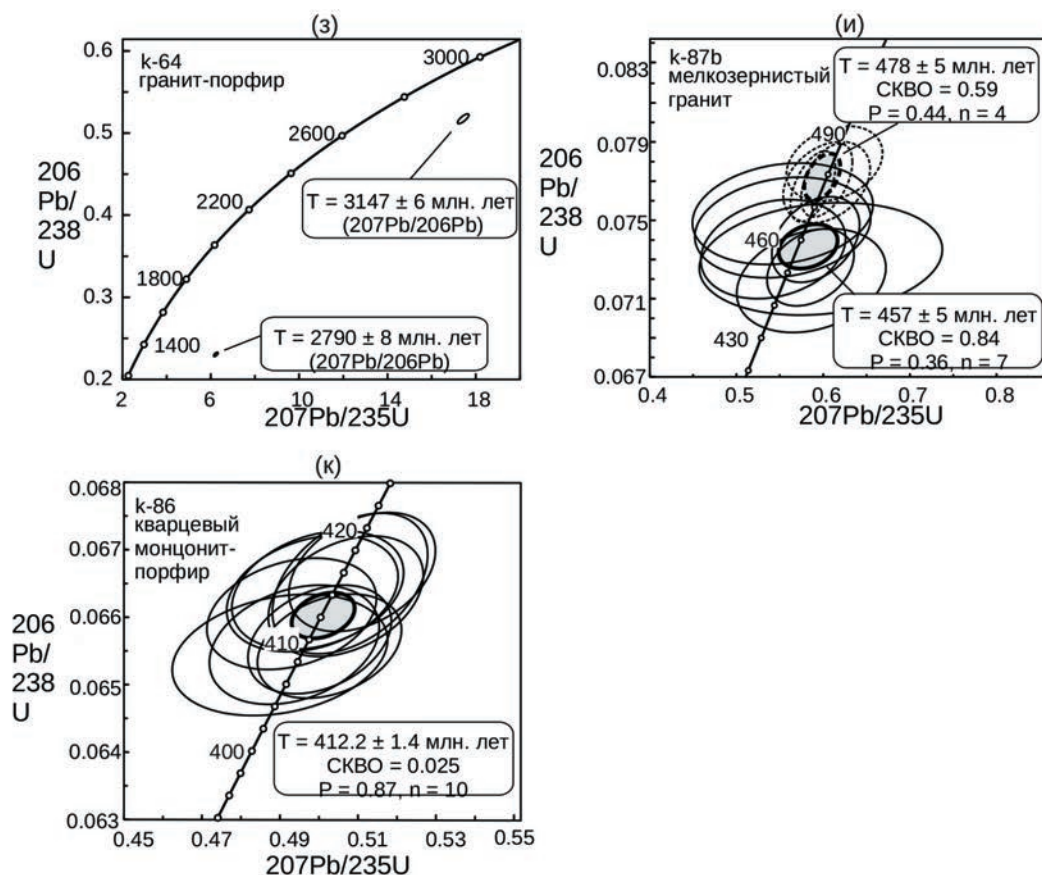
Гранит-порфир (к-64) отобран в карьере Сорского месторождения. Цирконы, выделенные из гранит-порфиров, относятся к двум морфологическим типам. Циркон первого типа (фиг. 9ж, кристаллы 2–7, 9, 10) представлен идиоморфными призматическими кристаллами или их обломками



Фиг. 9. Катодолуминесцентные изображения цирконов из магматических пород Сорского рудного узла. Магматиты Уйбатского плутона: а, б – монзониты, в – монцодиорит, г – крупнозернистый биотитовый гранит, д – лейкогранит. Малые интрузии рудоносного порфиривого комплекса: е – монцодиорит-порфирит, ж – гранит-порфир I, з – мелкозернистый гранит. Интрузии раннего девона: и – кварцевый монцонит-порфир. Показан $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн. лет). Шкала 100 мкм. Номера кристаллов соответствуют ESM_1 (электронное приложение).



Фиг. 10. U-Pb изотопные диаграммы с конкордией для цирконов из магматических пород Сорского рудного узла. Магматиты Уйбатского плутона: а, б – монцониты, в – монцодиорит, г – крупнозернистый биотитовый гранит, д – лейкогранит. Малые интрузии рудоносного порфирирового комплекса: е – монцодиорит-порфирит, ж, з – гранит-порфир I, и – мелкозернистый гранит. Интрузии раннего девона: к – кварцевый монцонит-порфир.



Фиг. 10. Окончание.

размером 200–300 мкм. Для внутреннего строения характерна тонкая магматическая зональность. Концентрации U (528–1321 г/т) и Th (191–964 г/т) относительно высокие. Отношение Th/U составляет 0.37–0.77. По восьми кристаллам первого типа получен конкордантный возраст 463 ± 2 млн лет (СКВО = 0.96, вероятность конкордантности 0.33, фиг. 10ж). Второй тип представлен длиннопризматическими кристаллами длиной 300–400 мкм (фиг. 9ж, кристаллы 1, 8). Кристалл 1 характеризуется слегка окатанной формой, во внутренней части проявлена ростовая зональность, а внешняя часть представлена оторочкой с неясной зональностью, неровными контурами и высокой люминесценцией по краям. Измеренная концентрация U во внешней части кристалла 1 составила 437 г/т, Th — 36 г/т, при низком отношении Th/U 0.08. Кристалл 8 содержит незональное ядро неправильной формы со следами перекристаллизации. Во внешней части кристалла проявлена нечеткая магматическая ростовая зональность, содержания U и Th в ней относительно высокие — 1471 и 756 г/т соответственно; отношение Th/U составляет 0.53. Оценки возраста циркона второго типа характеризуется древними значениями 3147 ± 6 и $2790 \pm$

± 8 млн лет (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) при высокой степени дискордантности U-Pb возрастов (фиг. 10з, ESM_1 (электронное приложение)).

Мелкозернистый гранит (k-87b) отобран в ~12 км к юго-востоку от Сорского карьера. Циркон представлен в основном кристаллами призматического облика или их обломками размером 120–300 мкм (фиг. 9з). В пробе статистически выражены две возрастные группы циркона. К первой группе отнесены цирконы 1, 4, 7 и внутренняя часть гетерогенного циркона 6. Они представлены кристаллами, внутреннее строение которых характеризуется магматической зональностью и пониженной интенсивностью люминесценции. Содержания U и Th в цирконах первой группы умеренные и составляют соответственно 277–791 и 206–670 г/т. Величина Th/U варьирует от 0.42 до 0.87. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировки составляют от 476 ± 4 до 483 ± 5 млн лет. Цирконы первой группы, по-видимому, являются ксеногенными. В краевой части кристалла 4 (фиг. 9з) фиксируются зоны перекристаллизации с высокой люминесценцией и волнистыми границами, предположительно связанные с воздействием на ксеногенный кристалл гранитоидного

Таблица 1. Результаты Sm-Nd изотопных исследований магматических пород Сорского рудного узла

Номер пробы	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	возраст, млн лет	T(DM), млрд лет
		г/г						
Уйбатский плутон								
k-75	габбро	7.942	43.737	0.109766	0.512478±19	2.2	480*	0.99
k-101b	монцогаббро	8.073	38.572	0.126507	0.512650±10	4.5	480*	0.88
k-69v	монцодиорит	6.560	33.248	0.119266	0.512609±7	4.2	480*	0.88
k-87	монцонит	10.303	68.562	0.090829	0.512631	6.4	480*	0.65
k-62	биотитовый гранит	2.361	16.079	0.088751	0.512538±10	4.6	478	0.75
k-82	лейкогранит	1.639	10.610	0.093367	0.512400±26	1.7	478	0.95
Малые интрузии								
k-93i	габбро-порфирит	4.644	22.929	0.122429	0.512741±5	6.4	467	0.69
k-100	монцогаббро-порфирит	11.224	63.878	0.106210	0.512537±13	3.4	467	0.87
k-81v	монцодиорит-порфирит	8.913	52.028	0.103562	0.512407±23	1.1	467	1.03
k-104	монцонит-порфир	8.731	56.549	0.093322	0.512550±11	4.5	467	0.76
k-90d	кварцевый монцонит-порфир	3.186	23.664	0.081390	0.512472±8	3.6	463	0.78
k-60	гранит-порфир	2.231	17.451	0.077274	0.512498±14	4.3	463	0.73
k-84	гранит-порфир	1.885	15.289	0.074540	0.512480±9	4.1	463	0.74
k-98	гранит-порфир	1.448	12.620	0.069372	0.512473±14	4.3	463	0.72
k-98g	гранит-порфир	1.336	11.633	0.069439	0.512497±13	4.8	463	0.69
k-99b	гранит-порфир	1.766	14.276	0.074762	0.512501±16	4.5	463	0.71
k-94v	гранит-порфир	3.177	18.918	0.101506	0.512566±11	4.7	463	0.80
k-95b	гранит-порфир	4.082	22.631	0.109033	0.512604±11	4.5	463	0.80
k-64	гранит-порфир	1.643	13.206	0.075198	0.512361±22	1.8	463	0.87
k-70	гранит-порфир	1.234	10.844	0.068779	0.512453±18	4.0	463	0.74
k-87b	мелкозернистый гранит	0.936	7.117	0.079508	0.512623±13	6.6	457	0.60

Примечание. В столбце “возраст” датировки приведены по результатам U-Pb датирования по цирконам (настоящая статья), * – отмечены датировки, полученные с учетом Ar-Ar датирования (Сотников и др., 2001).

расплава, из которого кристаллизовались мелкозернистые граниты. Конкордантный возраст по четырём точкам (1, 4, 6.1, 7) составил 478 ± 5 млн лет (СКВО = 0.59, вероятность конкордантности 0.44, фиг. 10и). Цирконы второй группы представлены в основном кристаллами призматического габитуса с хорошо проявленной магматической зональностью. Во вторую группу также включена краевая часть гетерогенного кристалла 6 (точка 6.2, фиг. 9з). По сравнению с цирконами первой группы содержания U (142–278 г/т) и Th (56–170 г/т) в цирконах второй группы ниже. Отношение Th/U составляет 0.25–0.96, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировки по единичным зернам варьируют от 447 ± 7 до 468 ± 6 млн лет. Конкордантный возраст по семи точкам цирконов второй

группы (2, 3, 5, 6.2, 8–10) составил 457 ± 5 млн лет (СКВО = 0.84, вероятность конкордантности 0.36, фиг. 10и), который, по-видимому, отражает возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для рассматриваемых мелкозернистых гранитов.

Интрузии раннего девона

Кварцевый монцонит-порфир (к-86) отобран в карьере Сорского месторождения. Цирконы представлены короткопризматическими кристаллами размером 200–300 мкм с тонкой неконтрастной осцилляционной зональностью (фиг. 9и). Содержания U (376–563 г/т) и Th (171–337 г/т) варьируют незначительно. Отношение Th/U составляет 0.39–0.62. Датировки единичных зерен

Таблица 2. Результаты Rb-Sr изотопных исследований магматических пород Сорского рудного узла

Номер пробы	Порода	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i^*$
		г/г				
Уйбатский плутон						
k-75	габбро	18.3	2092	0.02534	0.70402±3	0.70385
k-101b	монцогаббро	69.3	603	0.33245	0.70679±4	0.70452
k-69v	монцодиорит	57.9	823	0.20363	0.70531±2	0.70392
k-87	монцонит	73.9	993	0.21543	0.70556±4	0.70409
k-62	биотитовый гранит	109.0	552	0.57047	0.70781±4	0.70392
k-82	лейкогранит	54.5	251	0.62882	0.70762±4	0.70334
Малые интрузии						
k-93i	габбро-порфирит	41.9	559	0.21657	0.70483±6	0.70339
k-100	монцогаббро-порфирит	109.7	1274	0.24906	0.70564±2	0.70398
k-81v	монцодиорит-порфирит	26.1	1368	0.05510	0.70405±3	0.70368
k-104	монцонит-порфир	65.1	923	0.20394	0.70564±3	0.70428
k-90d	кварцевый монцонит-порфир	54.5	628	0.25037	0.70603±7	0.70438
k-60	гранит-порфир	104.8	545	0.55612	0.70820±4	0.70453
k-84	гранит-порфир	54.6	259	0.61052	0.70929±8	0.70526
k-98	гранит-порфир	71.8	224	0.92755	0.70966±4	0.70354
k-98g	гранит-порфир	59.7	273	0.63196	0.70948±2	0.70531
k-99b	гранит-порфир	79.5	348	0.65984	0.70869±3	0.70434
k-94v	гранит-порфир	66.1	497	0.38472	0.70643±6	0.70383
k-95b	гранит-порфир	66.5	580	0.33145	0.70637±3	0.70418
k-64	гранит-порфир	98.1	415	0.68365	0.70801±5	0.70350
k-70	гранит-порфир	63.4	275	0.66706	0.70846±4	0.70406
k-87b	мелкозернистый гранит	81.3	718	0.32772	0.70639±8	0.70426

Примечание. * – Значения рассчитаны на возрасты, приведенные в Табл. 1.

(по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) варьируют от 409 ± 2 до 416 ± 2 млн лет. По десяти кристаллам получен конкордантный возраст 412 ± 1 млн лет (СКВО = 0.03, вероятность конкордантности 0.86, фиг. 10к).

ОБСУЖДЕНИЕ

Геохронология магматических событий в Сорском рудном узле

Развитие магматизма Сорского рудного узла обусловлено проявлением длительной эндогенной активности, на фоне которой произошло становление Уйбатского плутона (поздний кембрий–ранний ордовик) и малых интрузий среднеордовикского (рудоносных), позднеордовикского и раннедевонского возраста. Полученные геохронологические данные позволяют восстановить

длительность и временные рубежи магматических событий в Сорском рудном узле.

В районе Сорского месторождения к настоящему времени геохронологически охарактеризованы следующие магматиты Уйбатского плутона. Ранее при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании по амфиболу возраст габброидов составил 481 ± 2 млн лет (Сотников и др., 2001). Нами получены следующие U-Pb датировки по цирконам: для монцонитов — 472 ± 2 и 473 ± 2 , монцодиоритов — 458 ± 2 , гранитов — 478 ± 2 и 479 ± 2 млн лет. Данные по U-Pb возрасту монцонитоидов занижены относительно возраста, полученного по цирконам из гранитов, и не согласуются с геологическими взаимоотношениями этих пород. Такое занижение U-Pb возраста, возможно, обусловлено частичной потерей

радиогенного свинца вследствие влияния поздних магматических и гидротермальных процессов. По-видимому, наиболее близки к времени формирования монцонитоидов самые древние U-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) оценки возраста (480 ± 2 и 479 ± 4 млн лет), полученные по единичным кристаллам циркона (ESM_1 (электронное приложение): k-74g (кристалл 1), k-87 (кристалл 9)). Они хорошо согласуются с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом (479 ± 4 млн лет) амфибола из монцонита (k-87) (Сотников и др., 2001). Близкие значения U-Pb возраста цирконов (480 ± 2 и 483 ± 4 млн лет) приводятся для сиенитов кашпарского комплекса Сорского рудного района (Макаренко, Котельников, 2018). Учитывая эти данные и геологические взаимоотношения с гранитоидами тигертышского комплекса, для монцонитоидов кашпарского комплекса предполагается возраст формирования около ~ 480 млн лет.

U-Pb датировки биотитовых гранитов и лейкогранитов (478 ± 2 и 479 ± 2 млн лет) с учетом погрешностей в целом перекрываются с вышеприведенными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками габброидов и монцонитоидов. Однако это не дает основания рассматривать граниты как конечный продукт дифференциации мафической магмы во внутрикоровом очаге. Геологические, геохимические и изотопные данные (Берзина и др., 2010; 2011) свидетельствуют о том, что магма гранитов — продукт плавления коры, вызванного воздействием на нее мантийной мафической магмы.

Для рудоносного порфирового комплекса получены три группы U-Pb датировок. Согласно им, становление малых интрузий связано с несколькими импульсами магматизма (формирование предрудных, рудоносных и пострудных интрузий) во временном интервале ~ 467 – 457 млн лет. С первым предрудным импульсом связано внедрение даек габбро-, монцогаббро-, монцодиорит-порфиритов и монцонит-порфиров (467 ± 2 млн лет), со вторым (рудоносным) — становление гранит-порфиров (463 ± 2 млн лет), с третьим (пострудным) — образование мелкозернистых гранитов (457 ± 5 млн лет). Датировки, близкие к возрасту пострудных мелкозернистых гранитов (455 ± 3 и 449 ± 4 млн лет, U-Pb, циркон) были получены ранее В.Д. Котельниковым с соавторами для даек сиенитов в Сорском рудном районе, которые эти исследователи относят к юлинскому комплексу (Котельников и др., 2018). На завершающем этапе развития магматизма Сорского рудного узла формировались девонские дайки и штоки кварцевых монцонит-порфиров (412 ± 1 млн лет).

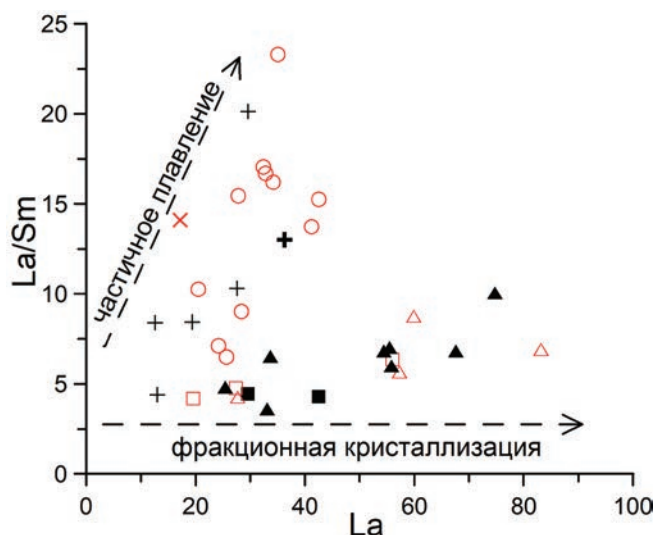
Механизмы формирования и источники монцонитоидных, кислых магм и металлов

Габброиды и монцонитоиды плутона и малых интрузий Сорского месторождения характеризуются отрицательными аномалиями Ta, Nb, Ti, высокими содержаниями Ba и низкими Th на спектрах (фиг. 7а–б), что свидетельствует о том, что они являются производными источников, метасоматизированных субдукционными флюидами.

Магматиты Сорского месторождения характеризуются несколько повышенными содержаниями высокозарядных элементов относительно рассмотренных нами ранее Cu-Mo-порфировых месторождений (Берзина и др., 1999), что, возможно, связано с воздействием глубинных флюидов, поступавших из астеносферы (Врублевский и др., 2016, 2018; Soloviev et al., 2022). При этом геохимические характеристики свидетельствуют о том, что источником начальной (мафической) магмы была литосферная мантия, метасоматизированная субдукционными флюидами. Отсутствие гранитоидов А-типа и содержания HFSE (Zr+Nb+Ce+Y) ниже 350 г/т, по-видимому, свидетельствует о незначительной роли астеносферного источника относительно литосферной мантии при формировании магматитов Сорского месторождения. Предполагается, что астеносфера выступала как источник, который мог поставлять тепло и флюиды, способствующие развитию крупнообъемного и долгоживущего магматизма Сорского месторождения.

Распределение элементов относительно SiO_2 в породах плутона и малых интрузий (фиг. 4) свидетельствует об однонаправленности эволюции магматических процессов на этапах формирования плутона и малых интрузий. Корреляция содержаний SiO_2 с другими оксидами позволяет предположить существенную роль процессов фракционирования в эволюции мафической и монцонитоидной магмы.

Однако составы габброидов и монцонитоидов несколько отклоняются от тренда фракционной кристаллизации (фиг. 11), что, по-видимому, обусловлено проявлением наряду с фракционной кристаллизацией других механизмов (предположительно, ассимиляции субстрата) при эволюции расплава. Между монцонитоидами и лейкогранитами/гранит-порфирами фиксируется разрыв в содержании SiO_2 (58–67 мас. %) (фиг. 3). Лейкограниты и гранит-порфиры образуют самостоятельные от монцонитоидов кластеры. Все это указывает на отсутствие единого эволюционного тренда и генетической связи лейкогранитов и гранит-порфиров с мафической/монцонитоидной магмой. На фиг. 11 точки составов лейкогранитов и гранит-порфиров



Фиг. 11. Диаграмма La/Sm – La для магматических пород Сорского рудного узла. Векторы частичного плавления и фракционной кристаллизации приведены по (Allegre, Minster, 1978). Усл. обозн. см. фиг. 6.

прослеживаются вдоль тренда плавления. Предполагается, что лейкограниты и гранит-порфиры являются производными самостоятельного относительно мафической магмы кислого расплава — продукта плавления корового материала.

Исследователи (Roberts, Clemens, 1993; Whalen, 2001) полагают, что высоко-К гранитоидные магмы I-типа (как, например, на месторождении Эндако, Канада) могут образоваться только при частичном плавлении водосодержащих известково-щелочных до высоко-К известково-щелочных метаморфических пород основного и среднего состава в нижней-средней коре. Sr-Nd изотопные данные, а также отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti на мультиэлементных спектрах гранитоидов (фиг. 7в) позволяют предположить, что источником кислых магм при формировании лейкогранитов плутона и малых интрузий Сорского рудного узла могли быть островодужные метаморфизованные образования кульбюрстюгского вулканического комплекса, залегающего в основании коры. Комплекс представлен вулканическими и субвулканическими образованиями преимущественно основного-среднего состава, включающими базальты, трахибазальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, риолиты, туфы, габбро. Возраст комплекса считается позднерифейским с учетом геологических взаимоотношений (Секретарев и др., 2015). Породы кульбюрстюгского комплекса проявлены за пределами Сорского рудного узла в экзоконтакте Уйбатского плутона к западу от месторождения. О возможном вовлечении в процессы магмогенерации позднерифейских образований

при формировании кислых пород косвенно может свидетельствовать ксеногенный кристалл циркона с U-Pb датировкой 607 ± 3 млн лет, установленный в лейкогранитах Уйбатского плутона (обр. s-557, см. выше).

Высококальциевые известково-щелочные габбро-монцодиорит-монцонитовые и гранитоидные ассоциации широко проявлены и в других интрузивных массивах кембро-ордовикского возраста в Кузнецком Алатау (Врублевский и др., 2016, 2018; Макаренко, Котельников, 2018 и др.). По совокупности геохимических и изотопных данных исследователи (Врублевский и др., 2016, 2018) рассматривают эти интрузивные массивы как продукты магматизма, проявившегося в аккреционно-коллизийной обстановке при активном мантийно-коровом взаимодействии с участием мантийного плюма.

Положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ магматитов плутона и малых интрузий указывают на их связь с резервуаром, обедненным легкими редкими землями, таким как деплетированная мантия (Whalen, 1987). В формировании производных мантийной мафической магмы (габброидов и монцонитоидов плутона и малых интрузий) доминирует прямой вклад мантийного компонента. Положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ гранитоидов плутона и малых интрузий свидетельствуют о том, что они являются продуктом плавления ювенильной коры. В лейкогранитах и гранит-порфирах отсутствуют признаки взаимодействия кислой и мафической магм при их формировании. Предполагается, что мантийная мафическая магма функционировала как источник тепла, контролировавший плавление коры и образование кислой магмы. Из этого следует, что при образовании кислой магмы прямой вклад мантийного компонента был незначительным, его вклад опосредован через ювенильную кору. Связь рудоносной магмы с ювенильной корой также отмечалась для Мо-порфировых месторождений Эндако, Канада (Whalen, 2001) и Чалукоу (Chalukou), Северо-Восточный Китай (Li et al., 2014), в отличие от многочисленных месторождений, например, молибденовых рудных поясов Колорадо, США (Stein, Crock, 1990) и Цинлин (Qinling), Китай (Zhu et al., 2010), характеризующихся существенным вкладом древней коры в магмообразование.

Широкие вариации значений $\epsilon_{Nd}(T)$ (+1.1 — +6.6) и более древний Nd модельный возраст магматитов относительно их радиогенных возрастов (табл. 1) предполагают некоторый вклад древнего корового материала при формировании пород.

Магматизм Сорского рудного узла проявился после завершения субдукции в аккреционно-коллизийной

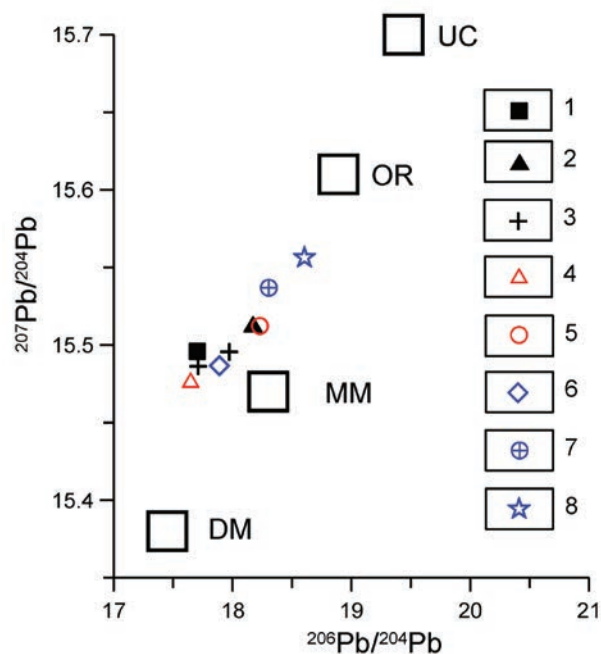
(плутон) и постколлизийной (малые интрузии) обстановках. При субдукции металлы вместе с продуктами плавления метасоматизированной мантии (гидратированная мафическая магма, обогащенная летучими), транспортируются в кору (Keith et al., 1997; Richards, 2011). Часть из них сохраняется в продуктах кристаллизации магмы в низах коры. Другая часть переносится вместе с движущейся вверх и эволюционирующей мафической магмой. После завершения субдукции прекращается поступление в область магмообразования летучих и металлов из слэба. Однако, поскольку отмечается большое сходство геохимических параметров субдукционных и постсубдукционных магм, ассоциирующих с Cu-Mo-порфировым оруденением, исследователи предполагают опосредованную связь (через метасоматизированную мантию) последних с субдукционным процессом.

Фигуративные точки изотопных составов Pb сульфидов (пирита, молибденита, халькопирита), полевых шпатов из пород Уйбатского плутона и малых интрузий Сорского рудного узла (Берзина и др., 2011) располагаются вблизи изотопного состава Pb метасоматизированной мантии (фиг. 12). Эти данные позволяют предположить, что первичным источником Pb (металлов, в том числе молибдена) является мантия, преобразованная субдукционными флюидами, что согласуется с предположением о преобладании мантийного молибдена на медно-молибден-порфировых месторождениях (Audétat, 2010; Pettke et al., 2010, Соловьев, 2014).

Для постсубдукционных Cu-Mo-порфировых месторождений выделяются два пути поступления флюидов и металлов из метасоматизированной мантии при формировании потенциально рудоносной магмы: 1 — при плавлении нижней коры (продуктов островодужного магматизма) образующийся расплав в благоприятных условиях (повышенная окисленность и содержание S) мобилизует летучие и металлы из сульфидсодержащих амфиболовых кумулятов и транспортирует их на верхние горизонты коры (Richards, 2009; Wang et al., 2018), 2 — летучие и халькофильные элементы мигрируют в кислую магму при инъекции в нее горячего мафического расплава (Keith et al., 1997; Hou et al., 2013).

Предполагается, что внедрение гидратированной мафической магмы в нижнекоровый резервуар Сорской рудно-магматической системы вызвало плавление ювенильной коры и формирование в верхней части резервуара кислого расплава.

По-видимому, нельзя исключать возможности усвоения кислым расплавом летучих и халькофильных элементов, поступавших из мафической



Фиг. 12. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для полевых шпатов и сульфидов из магматических пород Сорского рудного узла.

Полевые шпаты из: 1 — габбро (k-75), 2 — монцодиорит (k-69v), 3 — лейкогранит (k-74d, k-82), 4 — монцодиорит-порфирит (k-81v), 5 — гранит-порфир (k-70); Сульфиды: 6 — молибденит, 7 — халькопирит, 8 — пирит. Изотопный состав свинца приведен по данным (Берзина и др., 2011). Положение резервуаров: DM — деплетированная мантия (Hofmann, 2003), MM — метасоматизированная мантия (Kelemen et al., 2003), OR — ороген (Zartman, Doe, 1981), UC — верхняя кора (Zartman, Doe, 1981).

магмы нижней части резервуара и, возможно, из расплава сульфидсодержащих кумулятов нижней коры, что способствовало формированию рудоносной магмы.

Связь магматизма плутона, малых интрузий и оруденения

По вопросу связи магматитов Уйбатского плутона и рудоносных порфиров Сорского месторождения существуют альтернативные представления. Согласно В. Л. Хомичеву и В. Г. Ломаеву (Хомичев, Ломаев, 2013), лейкограниты являются производными остаточного расплава, сформированного в процессе внутрикамерной дифференциации мантийной магмы, а гранит-порфиры и рудоносный флюид рассматриваются как сопряженные во времени конечные продукты эволюции лейкогранитной магмы. По мнению этих исследователей, связь гранит-порфиров и рудоносных флюидов с лейкогранитами генетическая, а между

собой — парагенетическая. При этом пространственную приуроченность рудной минерализации к гранит-порфирам авторы объясняют их общими путями миграции на верхние уровни магматической системы.

Другие исследователи, рассматривая геологические взаимоотношения, такие как пересечение лейкократовых гранитов и предрудных даек монцогаббро-порфиринов и монцодиорит-порфиринов дайками рудоносных гранит-порфиринов, предполагали, что лейкограниты и гранит-порфиры генетически не связаны между собой (Кузнецов и др., 1971). Такой же точки зрения придерживается и А.Г. Рублёв (Рублёв, 1995).

Большинство медно-порфировых месторождений образуются на глубинах от 1 до 6 км от поверхности (Seedorff, 2005). Предполагается, что верхние части рудообразующих Cu-Mo порфировых систем находятся на глубине 1.5–3 км от поверхности и их вертикальная протяженность может достигать 8 км (Sillitoe, 1973). В современных моделях развития гранитоидного магматизма и Cu-Mo-порфировых месторождений предполагается образование крупных батолитов и очагов, питающих рудоносные малые интрузии, в средней-верхней коре на глубине 3–5–10 км (Annen et al., 2006; Richards, 2011). При этом подразумевается, что магма в очаги верхних горизонтов поступает из нижней коры, где широко проявлены процессы взаимодействия горячей мантийной мафической магмы и корового материала. Эта область выделяется как “горячая зона” (Annen et al., 2006) с интенсивным проявлением в ней процессов плавления, ассимиляции, аккумуляции и гомогенизации и, как следствие, формирования гибридной магмы (Hildreth, Moorbath, 1988; Richards, 2003, 2005, 2011).

С учетом современных моделей формирования гранитоидных пород и развития Cu-Mo-порфировых рудно-магматических систем (Annen et al., 2006; Richards, 2011) и петрогеохимических и изотопных характеристик пород плутона и малых интрузий предполагается, что исходные для монцонитоидов и гранитоидов магмы формировались в “горячей зоне” (фиг. 13): монцодиоритовая магма формировалась, по-видимому, вследствие фракционной кристаллизации мафической магмы и ассимиляции ювенильной коры, а кислая — в результате частичного плавления ювенильной коры при тепловом воздействии мафической магмы. Отсутствие следов взаимодействия мафической/монцонитоидной и кислой магм в лейкогранитах и рудоносных гранит-порфирах свидетельствует о том, что их области генерации и пути перемещения на верхние горизонты пространственно разделены. Формирование

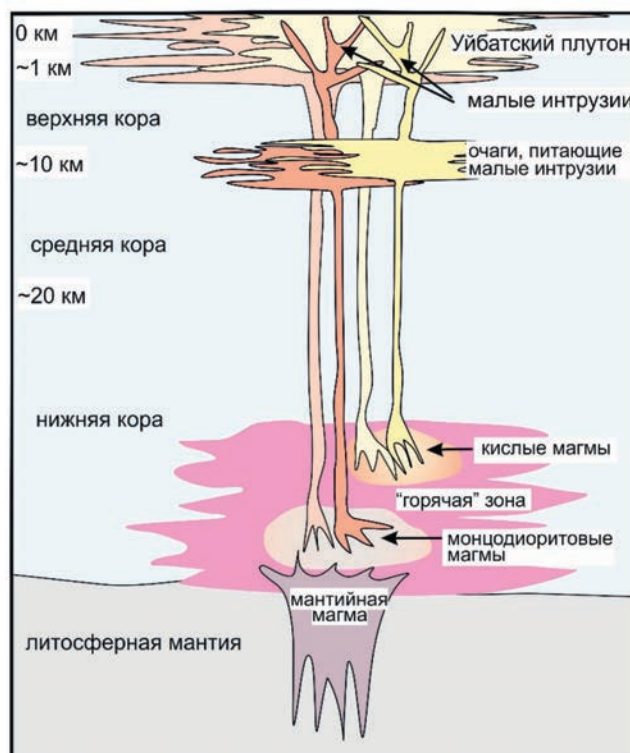
магм происходило, по-видимому, на разных глубинных уровнях “горячей зоны”: монцодиоритовой на нижнем, а гранитной магмы - на верхнем. В средне-верхнекоровых камерах магмы эволюционировали по составу до монцонитовой и потенциально рудоносной лейкогранитной соответственно.

Между становлением плутона и внедрением малых интрузий отмечается значительный временной разрыв (не менее 7 млн лет по U-Pb изотопным данным с учетом погрешностей измерения), которому соответствует период затухания магматической активности. Ее возобновление фиксируется внедрением предрудных даек габброидов и монцонитоидов.

Внедрению гранит-порфиринов предшествовал подъем и денудация кровли и частично пород плутона (Покалов, Пастухова, 1961). Перемещение плутона на верхний уровень привело к пространственному совмещению в рудном поле магматитов, формировавшихся на гипабиссальном и субвулканическом глубинных уровнях (более и менее 3 км) (Сотников и др., 1977).

Подобная ситуация отмечалась при формировании Cu-Mo-порфирового месторождения Цуйлун (Тибет), которое ассоциирует с интрузиями монцогранитов и гранодиоритов миоценового возраста: плутоном Жунмуцола и штоками и дайками рудоносных порфиринов (Yang et al., 2009). По данным авторов, быстрый подъем и эрозия региона произошли в интервале от 19.5 до 17.6 млн лет. В результате безрудный плутон был перемещен к поверхности с глубины более 3 км на уровень менее 1 км и частично эродирован. Поднятие плутона и плавление источника порфировой магмы связываются с глубинным динамическим процессом, который проявился в южном Тибете на фоне подъема астеносферы в миоцене (Qu et al., 2006).

Несмотря на различия в возрасте и разные глубины образования, Уйбатский плутон и малые интрузии Сорского месторождения сложены породами однотипных ассоциаций с близкими геохимическими характеристиками. Как было отмечено выше, содержания порообразующих оксидов (фиг. 4), редких элементов (фиг. 5) в породах плутона и малых интрузий в основном перекрываются. Их мультиэлементные и редкоземельные спектры аналогичны (фиг. 7), и изотопные составы Nd, Sr, Pb (фиг. 8, 12) близки. С породами плутона и малых интрузий ассоциируют однотипные гидротермальные изменения. В них проявлена общая металлогенетическая специализация. Близкие петрогеохимические и изотопные характеристики позволяют предполагать, что породы плутона и малых интрузий являются производными магм близкого состава. Принимая во внимание, что



Фиг. 13. Упрощенный разрез Сорской рудно-магматической системы на время внедрения малых интрузий.

образование крупных Cu-Мо-порфировых месторождений во многом определяется такими факторами, как размер питающего магматического очага и длительность его функционирования (Сотников, Берзина, 1986; Richards, 2005), предполагается, что расплавы, формировавшие плутон и малые интрузии, генерировал крупнообъемный долгоживущий глубинный магматический резервуар.

Внедрение даек габброидов после становления Уйбатского плутона предполагает активизацию мантийного мафического магматизма. Присутствие габброидов в составе плутона и малых интрузий и временной разрыв между их проявлением (согласно геохронологическим датировкам) позволяют предполагать неоднократное продуцирование магмы в нижнем очаге, которая питала очаги, локализованные в средней-верхней коре. На месте раннего из них кристаллизовались породы Уйбатского плутона (фиг. 13). Штоки и дайки малых интрузий питала магма позднего очага. Все вышесказанное свидетельствует об отсутствии прямой генетической связи между плутоном и малыми интрузиями. Связь между ними опосредована через общий глубинный очаг. Подобные взаимоотношения между плутоном и дайками отмечались на месторождениях Шахтама (Сидоренко, 1961) и Цуйлун (Yang et al., 2009) и, по-видимому, при

детальном изучении могут быть выявлены и на других месторождениях.

На Сорском месторождении с лейкогранитами плутона связана бедная Cu-Мо минерализация, а с гранит-порфирами — богатое оруденение. В качестве благоприятного фактора формирования Cu-Мо-порфировых месторождений исследователи рассматривают изменение тектонического режима (Cooke et al., 2005). Изменение тектонического режима в рассматриваемом регионе привело к быстрому подъему плутона, эрозии его кровли, а также относительному перемещению расположенного под плутоном магматического очага, питавшего рудоносные гранит-порфиры, на более высокий уровень. Эти процессы сопровождались снижением литостатического давления в этом очаге. В условиях декомпрессии происходит быстрая кристаллизация остаточного расплава, снижение растворимости воды и насыщение расплава рудоносными флюидами (Burnham, 1979; Yang et al., 2009). О высокой флюидонасыщенности магматического очага свидетельствует широкое развитие на Сорском месторождении взрывных брекчий, брекчиевых руд, гидротермально измененных пород (преимущественно серицитизированных) в зонах повышенной трещиноватости и проницаемости (Сотников, Берзина, 1986). Отделение

рудоносных флюидов от расплава привело к развитию богатого оруденения, ассоциирующего с гранит-порфирами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уйбатский плутон и локализованные в нем малые интрузии сложены однотипными породами, варьирующими по составу от габбро/габбро-порфиров до гранитов/гранит-порфиров. Выделяются две генетически несвязанные ассоциации пород: монцонитоидная и гранитоидная. Предполагается, что монцодиоритовая магма, исходная для монцонитоидов, и гранитная магма поступали в средне-верхнекоровые камеры из нижнекорового резервуара, зоны взаимодействия горячей мафической магмы и ювенильной коры.

Согласно полученным U-Pb геохронологическим данным, становление плутона завершилось около 478 млн лет назад. Малые интрузии эпизодически внедрялись в интервале от ~467 до ~457 млн лет. Основное промышленное оруденение связано с интрузиями гранит-порфиров, возраст которых составляет ~463 млн лет.

U-Pb датировки, содержания пороодообразующих и редких элементов и изотопные составы Nd, Sr, Pb в однотипных породах плутона и малых интрузий свидетельствуют об их связи со средне-верхнекоровыми очагами разного возраста, но близкими по составу магм. Формирование этих очагов происходило, по-видимому, на фоне неоднократного поступления расплава из нижнекорового резервуара. Предполагается, что породы малых интрузий являются самостоятельными образованиями относительно пород плутона. Связь между ними опосредована через общий глубинный нижнекоровый резервуар.

С лейкогранитами ассоциирует бедная Cu-Mo минерализация. Проявлению богатого оруденения, связанного с гранит-порфирами, благоприятствовало изменение тектонического режима в период между завершением становления плутона и внедрением малых интрузий.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность анонимным рецензентам за рассмотрение статьи, сделанные замечания и предложения, которые были учтены при редактировании и способствовали улучшению изложения. Авторы благодарны О.М. Туркиной и С.Н. Рудневу (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за обсуждение и полезные замечания, а также Т.Б. Баяновой, П.А. Серову (КНЦ РАН, Апатиты), Н.В. Родионову (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), Н.Г. Кармановой, И.В. Николаевой,

С.В. Палесскому, В.Ю. Киселевой и Г.А. Докукиной (ИГМ СО РАН, Новосибирск), принимавшим участие в аналитических исследованиях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400237–8) при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16–05–00921).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Берзина А.П., Сотников В.И., Берзина А.Н., Гимон В.О.* Особенности магматизма медно-молибденовых месторождений разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 235–251.
- Берзина А.П., Берзина А.Н., Серов П.А., Гимон В.О.* Сорский Cu–Mo порфировый магматический центр (Кузнецкий Алатау): о связи базитов и гранитоидов по Sm–Nd изотопным и геохимическим данным // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 1. С. 78–84.
- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О.* Сорское Cu–Mo-порфировое месторождение (Кузнецкий Алатау): магматизм, влияние мантийного плюма на развитие рудно-магматической системы // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 1974–1986.
- Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.* Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И.* Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U–Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 287–311. <https://doi.org/10.15372/GiG20160202>
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э.* Возраст, петрологические и геохимические условия формирования когтахского габбро-монцонитового комплекса Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 900–930. <https://doi.org/10.15372/GiG20180702>
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Минусинская. № 46–XIII (Сорск). Ред. Беззубцев В.В. ФГУГП “Красноярскгеолсъемка”, 2002.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-46–XIX (Усть-Бюрь). Ред. Бабин Г.А. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-45–XXIV (Балькса). Ред. Бабин Г.А. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 2019.

- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Котельников А.Д., Макаренко Н.А.* О критериях расчленения нижнепалеозойской габбро-монцодиоритовой формации Кузнецкого Алатау на когтахский и кашпарский интрузивные комплексы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 2. С. 49–60.
- Котельников А.Д., Макаренко Н.А., Дербан А.Г., Котельникова И.В., Филимонов А.Н., Сатаев Ф.Р., Третьяк А.И., Кренида О.А., Козулина Т.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-46-XIX (Усть-Бюрь). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 330 с.
- Котельников А.Д., Дербан А.Г., Макаренко Н.А., Котельникова И.В., Кривчиков В.А., Максиков С.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-45-XXIV (Балыкса). Объяснительная записка М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2019. 186 с.
- Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С.* Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971. 352 с.
- Макаренко Н.А., Котельников А.Д.* Кашпарский кембро-ордовикский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый комплекс — новое петрографическое подразделение на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования. 2018. № 2. С. 52–71. <https://doi.org/10.17223/25421379/7/4>
- Махлаев М.Л.* Легенда минусинской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 200000 (второе издание) / М.Л. Махлаев [и др.]. Красноярск: ОАО “Красноярскгеолсъемка”, 2007. 93 с.
- Мусатов Д.И.* Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. 1961. Вып. 1. С. 117–138.
- О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2020 году: государственный доклад // Министерство природных ресурсов и экологии РФ, Федеральное агентство по недропользованию, 2021. <https://www.rosnedra.gov.ru/data/Files/File/7992.pdf>. Дата обращения 06.06.2023.
- Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д.* Ордовикская вулcano-плутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.
- Покалов В.Т., Пастухова Е.С.* Возраст и генетические особенности Сорского молибденового месторождения // Советская геология. 1961. № 7. С. 107–122.
- Рихванов Л.П., Ершов В.В., Плюснин Г.С., Сарнаев С.И.* Изотопное датирование рудно-магматических систем центральной части Алтае-Саянской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990. С. 137–140.
- Рублёв А.Г.* Изотопно-геохронологическое изучение интрузивных образований Алтае-Саянской складчатой области в помощь среднемасштабному геологическому картированию. ОФ ФГУП “Красноярскгеолсъемка”. СПб., 1995. 102 с.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М.* Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Докл. РАН. 2004. Т. 396. № 3. С. 369–373.
- Секретарёв М.Н., Липишанов А.П., Михайленко В.В., Зайцев В.Н., Козьмин Д.Г., Ожиганова Г.Н., Ковтунова И.П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-46-XIII (Сорск). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 205 с.
- Сидоренко В.В.* Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1961. 102 с.
- Соловьев С.Г.* Металлогения шошонитового магматизма. Т. 2. М.: Научный мир, 2014. 472 с.
- Сотников В.И., Берзина А.П.* Рудоносные (порфиоровые) магматические комплексы медно-молибденовых рудных узлов // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. Новосибирск: Наука, 1986. С. 96–110.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Проскуряков А.А., Скуридин В.А.* Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов), Новосибирск: Наука, 1977. 424 с.
- Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П., Берзина А.Н.* ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронология магматических и метасоматических событий в Сорском Cu-Mo-порфиоровом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 786–801.
- Травин А.В.* Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфиоровых рудно-магматических систем (юг Сибири, Монголия): дисс. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГиМ, 1994. 154 с.
- Хомичев В.Л., Ломаев В.Г.* Сорское медно-молибденовое месторождение. Издание 2-е переработанное. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2013. 264 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Allegre C.J., Minster J.F.* Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 38. № 1. P. 1–25. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90123-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90123-1)
- Annen C., Blundy J.D., Sparks R.S.J.* The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones // J. Petrol. 2006. V. 47. № 3. P. 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>.
- Audélat A.* Source and evolution of molybdenum in the porphyry Mo(–Nb) Deposit at Cave Peak, Texas // J. Petrol. 2010. V. 51. № 8. P. 1739–1760. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq037>
- Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I.* Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of

- southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record // Mineral Exploration and Sustainable Development. Eds. D. Eliopoulos et al. Millpress. Rotterdam, 2003. V. 1. P. 231–234.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.* TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. № 1–2. P. 155–170. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7)
- Burnham C.W.* Magmas and hydrothermal fluids, in: Barnes, H.L. (Ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edition. Wiley. New York. 1979. P. 71–136.
- Chelle-Michou C., Chiaradia M., Ovtcharova M., Ulianov A., Wotzlaw J.-F.* Zircon petrochronology reveals the temporal link between porphyry systems and the magmatic evolution of their hidden plutonic roots (the Eocene Corocochuayco deposit, Peru) // Lithos. 2014. V. 198–199. P. 129–140. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.017>
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.L.* Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls // Econ. Geol. 2005. V. 100. № 5. P. 801–818. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801>
- D'Angelo M., Miguel A., Hollings P., Byrne K., Piercey S., Creaser R.A.* Petrogenesis and magmatic evolution of the Guichon Creek batholith: Highland Valley porphyry Cu ±(Mo) district, South-Central British Columbia // Econ. Geol. 2017. V. 112. № 8. P. 1857–1888. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4532>
- Faure G.* Principles of isotope geology. Cambridge, Cambridge University Press, 1986. 452 p.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sm isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1)
- Hervé M., Sillitoe R.H., Wong C., Fernández P., Crignola F., Ipinza M., Camus F.* Geologic overview of the Escondida porphyry copper district, Northern Chile // Society of Economic Geologists, Special Publication. 2012. V. 16. P. 55–78.
- Hildreth W., Moorbath S.* Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. № 4. P. 455–489. <https://doi.org/10.1007/bf00372365>
- Hofmann A.W.* Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // Treatise on Geochemistry. V. 2. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier Science, 2003. P. 61–101.
- Hou Z., Zheng Y., Yang Z., Rui Z., Zhao Z., Jiang S., Qu X., Sun Q.* Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu systems in Tibet // Miner. Deposita. 2013. V. 48. P. 173–192. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0415-6>
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. № 2. P. 137–150. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2)
- Keith J.D., Whitney J.A., Hattori K., Ballantyne G.H., Christiansen E.H., Barr D.L., Cannan T.M., Hook C.J.* The role of magmatic sulfides and mafic alkaline magmas in the Bingham and Tintic mining districts, Utah // J. Petrol. 1997. V. 38. № 12. P. 1679–1690. <https://doi.org/10.1093/ptro/38.12.1679>
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. V. 3, Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier Science, 2003. P. 593–659.
- Kobylynski C., Hattori K., Smith S., Plouffe A.* Protracted magmatism and mineralized hydrothermal activity at the Gibraltar porphyry copper-molybdenum deposit, British Columbia // Econ. Geol. 2020. V. 115. P. 1119–1136. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4724>
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. Geol. Soc., London, Memoirs, 2004. V. 30. P. 69–74. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07>
- Li N., Chen Y., Pirajno F., Ni Z.* Timing of the Yuchiling giant porphyry Mo system, and implications for ore genesis // Miner. Deposita. 2013. V. 48. № 4. P. 505–524. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0441-4>
- Li Z.-Z., Qin K.-Z., Li G.-M., Ishihara S., Jin L.-Y., Song G.-X., Meng Z.-J.* Formation of the giant Chalukou porphyry Mo deposit in northern Great Xing'an Range, NE China: partial melting of the juvenile lower crust in intra-plate extensional environment // Lithos. 2014. V. 202–203. P. 138–156. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.018>
- Liew T.C., Hofmann A.W.* Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 129–138. <https://doi.org/10.1007/BF00402106>
- Liu Y., Bagas L., Jiang S., Wang F.* The Chalukou deposit in the North Great Xing'an Range of China: A protracted porphyry Mo ore-forming system in a long-lived magmatic evolution cycle // Ore Geol. Rev., 2017. V. 89. P. 171–186. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.035>
- Ludwig K.R.* SQUID2, a user's manual. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2009. № 2. 100 p.
- Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.75 — A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2012. № 5. 75 p.
- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost E.A.K.* Magmas, rocks and planetary development. A survey of magma/igneous rock problems, 1st ed. Routledge, London, 1997. 324 p. <https://doi.org/10.4324/9781315843698>
- Pettke T., Oberli F., Heinrich C.A.* The magma and metal source of giant porphyry-type ore deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 296. № 3–4. P. 267–277. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2010.05.007>

- Qu X.M., Hou Z.Q., Mo X.X., Dong G.C., Xu W.Y., Xin, H.B.* Relationship between Gangdese porphyry copper deposits and uplifting of southern Tibet plateau: evidence from multistage zircon of ore-bearing porphyries // *Mineral Deposits*. 2006. V. 25. № 4. P. 388–400 (in Chinese with English abstract).
- Redmond P.B., Einaudi M.T.* The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. I. Sequence of Intrusions, Vein Formation, and Sulfide Deposition // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. № 1. P. 43–68. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.43>
- Rehkaemper M., Hofmann A.W.* Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 147. № 1–4. P. 93–106. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00009-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00009-5)
- Richards J.P.* Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu(Mo-Au) Deposit Formation // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. № 8. P. 1515–1533. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1515>
- Richards J.P.* Cumulative Factors in the Generation of Giant Calc-Alkaline Porphyry Cu Deposits. In: Porter, T.M., Ed., *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective*. V. 1. Porter Geoscience Consulting Publishing, Linden Park, South Australia, 2005. P. 259–274.
- Richards J.P.* Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere // *Geology*. 2009. V. 37. № 3. P. 247–250. <https://doi.org/10.1130/G25451A.1>
- Richards J.P.* Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geol. Rev.* 2011. V. 40. P. 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.05.006>
- Rickwood P.C.* Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*. 1989. V. 22. № 4. P. 247–263. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5)
- Roberts M.P., Clemens J.D.* Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology*. 1993. V. 21. № 9. P. 825–828. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0825: oohpta>2.3.co](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0825: oohpta>2.3.co)
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett Jr. J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D.* Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features // *Econ. Geol.* 2005. 100th Anniversary Volume. P. 251–298. <https://doi.org/10.5382/AV100.10>
- Sillitoe R.H.* The tops and bottoms of porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1973. V. 68. P. 799–815. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.6.799>
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Semenova D.V., Kalinin Y.A., Shapovalenko V.N., Dvurechenskaya S.S., Voskresensky K.I., Sidorova N.V.* The Glafirinskoe and related skarn Cu-Au-W-Mo deposits in the Northern Altai, SW Siberia, Russia: Geology, igneous geochemistry, zircon U-Pb geochronology, mineralization, and fluid inclusion characteristics // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 138, paper 104382. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104382>
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Semenova D.V., Kalinin Y.A., Dvurechenskaya S.S., Sidorova N.V.* Geology, mineralization, igneous geochemistry, and zircon U-Pb geochronology of the early Paleozoic shoshonite-related Julia skarn deposit, SW Siberia, Russia: Toward a diversity of Cu-Au-Mo skarn to porphyry mineralization in the Altai-Sayan orogenic system // *Ore Geol. Rev.* 2022. V. 142, paper 104706. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104706>
- Stein H.J., Crock J.G.* Late Cretaceous–Tertiary magmatism in the Colorado Mineral Belt; Rare earth element and samarium-neodymium isotope studies // In: Anderson, J.L., ed. *The nature and origin of Cordilleran magmatism*. Geological Society of America Memoir, 1990. V. 174. P. 195–224. <https://doi.org/10.1130/MEM174-p195>
- Titley S.R., Beane R.E.* Porphyry copper deposits. Part 1. Geological settings, petrology, and tectogenesis // *Econ. Geol.* 1981. 75th anniversary vol. P. 214–235.
- Villeneuve M.E., Whalen J.B., Anderson R.G., Struik L.C.* The Endako batholith: Episodic plutonism culminating in formation of the Endako porphyry molybdenite deposit, north-central British Columbia // *Econ. Geol.* 2001. V. 96. P. 171–196. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.1.171>
- Wang R., Weinberg R.F., Collins W.J., Richards J.P., Zhu D.* Origin of postcollisional magmas and formation of porphyry Cu deposits in southern Tibet // *Earth Sci. Rev.* 2018. V. 181. P. 122–143. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.019>
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Whalen J.B., Anderson R.G., Struik L.C., Villeneuve M.E.* Geochemistry and Nd isotopes of the Francois Lake plutonic suite, Endako batholith: Host and progenitor to the Endako molybdenum camp, central British Columbia // *Can. J. Earth Sci.* 2001. V. 38. P. 603–618. <https://doi.org/10.1139/e00-080>
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter*. 1995. V. 19. № 1. P. 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>
- Yang Z.M., Hou Z.Q., White N.C., Chang Z.S., Li Z.Q., Song Y.C.* Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet // *Ore Geol. Rev.* 2009. V. 36. № 1–3. P. 133–159. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2009.03.003>
- Zartman R.E., Doe B.R.* Plumbotectonics — the model // *Tectonophys.* 1981. V. 75. № 1–2. P. 135–162. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90213-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90213-4)
- Zhu L., Zhang G., Guo B., Lee B., Gong H., Wang F.* Geochemistry of the Jinduicheng Mo-bearing porphyry and deposit, and its implications for the geodynamic setting in East Qinling, P.R. China // *Chem. Erde*. 2010. V. 70. P. 159–174. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2009.12.003>

УДК 553.065/550.93/553.041

U–Pb ВОЗРАСТ, СОСТАВ ЦИРКОНА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ ЖИРЕКЕНСКОГО Mo-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ: НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СВЯЗЬ С МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

© 2024 г. Т. В. Светлицкая^{а, *}, П. А. Неволько^а

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*E-mail: svt@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 07.08.2023 г.

Подписана в печать 04.10.2023 г.

Принята к публикации 04.10.2023 г.

Жирекенское Mo-порфировое месторождение расположено в пределах Западно-Станового террейна Забайкальского сектора Монголо-Охотского складчатого пояса и приурочено к одноименной многофазной интрузии средне-позднеюрского возраста. Несмотря на длительную историю освоения месторождения, на сегодняшний день остается невыясненным целый ряд вопросов касательно магматизма и рудной минерализации. В частности, до сих пор не установлена рудопроизводящая гранитоидная интрузия, с внедрением которой связано формирование месторождения. В исследовании представлены новые U-Pb LA-ICP-MS цирконовые возрасты, а также геохимический состав цирконов и магматических пород Жирекенского месторождения. Проведенные исследования показывают, что месторождение пространственно ассоциирует с серией интрузий высоко-К известково-щелочных — шошонитовых гранитоидов I-типа, внедрившихся в интервале 158–166 млн лет на постколлизивной стадии эволюции Монголо-Охотского океана. Последовательность внедрения включает биотитовые лейкограниты (U-Pb возраст ок. 164–166 млн лет) → биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты (U-Pb возраст ок. 161–163 млн лет) → дайки гранит-порфиров (U-Pb возраст ок. 162–163 млн лет), лейкогранит-порфиров и (кварцевых) диорит-порфиров → дайки кварцевых монзонит-порфиров (U-Pb возраст ок. 158 млн лет). Полученные U-Pb возрасты и геологические взаимоотношения между гранитоидами и минерализацией предполагают, что внедрение рудогенерирующей гранитоидной интрузии и формирование Mo-порфирового рудного штокверка на Жирекенском месторождении произошло в интервале 158–161 млн лет. Оценка рудного потенциала этих гранитоидов по комплексу геохимических валовых и минеральных (цирконы) индикаторов фертильности показала, что изученные интрузии не могут быть генетически связаны с порфировой минерализацией, поскольку являются производными слабоокисленных магм. Гранитоидная интрузия, с которой генетически связано молибденовое оруденение Жирекенского месторождения, либо не вскрыта, либо представлена породами, не охваченными настоящим и более ранними исследованиями.

Ключевые слова: гранит, молибден-порфировое месторождение, U-Pb датирование, циркон, геохимия, индикаторы фертильности, Жирекенское месторождение, Восточное Забайкалье

DOI: 10.31857/S0016777024010052, EDN: zvtvai

ВВЕДЕНИЕ

Медно-молибден-порфировые месторождения генетически связаны с гранитоидными интрузиями I-типа, продуцируемыми (высоко-К) известково-щелочными — шошонитовыми магмами в субдукционных и постсубдукционных геодинамических обстановках. Эти гранитоидные интрузии обычно являются составной частью многофазных плутонов, сложенных несколькими

сближенными по времени внедрения магматическими фазами. Они являются производными специфических расплавов, отличающихся высокими содержаниями воды, высокой окисленностью и высокими содержаниями летучих компонентов, в первую очередь, хлора и серы (Richards, 2011; Pizarro et al., 2020; Groves et al., 2022). Эти расплавы широко известны в международном научном сообществе под термином “фертильные” магмы,

а сами рудопродуцирующие гранитоиды получили название “фертильные”. Выявление фертильных интрузий имеет первостепенное значение для региональных геолого-поисковых работ, а определение отличительных особенностей состава фертильных магм критически важно для совершенствования генетических моделей формирования порфировых месторождений и выработки их поисковых критериев. Для этих целей в последние несколько десятилетий эффективное развитие получили методы выявления рудогенерирующих интрузий с помощью геохимических валовых и минеральных индикаторов фертильности (Cooke et al., 2017; Wells et al., 2020; Nevolko et al., 2021; Groves et al., 2022; Светлицкая, Неволько, 2023).

Восточное Забайкалье является одним из старейших горнорудных провинций России. Регион охватывает Забайкальский сектор Монголо-Охотского складчатого пояса и характеризуется существенными запасами молибдена, меди, золота, серебра, свинца и цинка, связанными с мезозойскими порфировыми, скарновыми, порфирово-скарновыми и эпитермальными месторождениями и многочисленными россыпными месторождениями золота (Коваленкер и др., 2011; Берзина и др., 2015; Коваленкер и др., 2016; Прокофьев и др., 2017; Savichev et al., 2021). По состоянию на 2021 г., в Забайкальском крае заключено ок. 30.6% запасов молибдена России, сосредоточенных, главным образом, в двух месторождениях — Бугдаинском и Жирекенском (Государственный ..., 2021). Бугдаинское месторождение является самым крупным (599.7 тыс. т Мо по категории A+B+C₁+C₂; доля в запасах РФ ок. 27%). Жирекенское месторождение содержит 61.6 тыс. т Мо по категории A+B+C₁, что составляет 2.8% от запасов молибдена РФ, однако отличается высоким средним содержанием Мо в рудах (0.11%). Оба месторождения ассоциируют с гранитоидами средне-позднеюрского возраста и рассматриваются как Мо-порфировые.

Жирекенское молибденовое месторождение было открыто в 1958 г., разведывалось в 1959–1966 гг., и, начиная с 1988 г., разрабатывается с перерывами открытым способом Жирекенским горно-обогатительным комбинатом. В 2003 г. контрольный пакет акций Жирекенского ГОКа приобрел холдинг АО “УК “СОЮЗМЕТАЛЛРЕСУРС”. На сегодняшний день Жирекенское месторождение сохраняет статус разрабатываемого, хотя добыча не ведется с 2014 г. Несмотря на длительную историю освоения, месторождение остается слабо изученным. В частности, в настоящее время существуют как минимум две схемы геологического строения месторождения, отражающие разные взгляды на взаимоотношения между интрузивными фазами;

данные по химическому составу и U–Pb возрасту магматических пород крайне ограничены; генетическая связь между Мо минерализацией и конкретными интрузиями в пределах многофазного Жирекенского плутона не установлена. В данном исследовании представлены новые U–Pb цирконовые возрасты, геохимический состав цирконов и магматических пород Жирекенского месторождения. Эти данные, сопряженные с полевыми наблюдениями, используются для уточнения геологического строения месторождения, возраста оруденения и оценки рудного потенциала гранитоидов разных фаз внедрения с помощью геохимических валовых и минеральных (цирконы) индикаторов фертильности. Данная статья является частью авторского научно-исследовательского проекта по выявлению и верификации геохимических и минеральных индикаторов продуктивных интрузий, связанных с порфировыми и скарновыми системами в России (Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022).

РЕГИОНАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Жирекенское месторождение расположено в Чернышевском районе Забайкальского края России, в ~270 км на северо-восток от г. Читы и в 5 км к северо-востоку от пос. Жирекен. Оно находится в пределах Пришилкинского блока Западно-Станового террейна, который входит в состав Селенга–Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (фиг. 1). Регион сложен докембрийским (архей–протерозойским) фундаментом и ограниченно развитыми палеозойско–мезозойскими супракрустальными комплексами и рассматривается в составе складчатого обрамления Сибирской платформы (Байкало–Становая складчатая область) (Гусев, Хаин, 1995). Западно-Становой террейн испытал несколько этапов тектономагматической активизации, которые продолжались вплоть до кайнозоя. Одним из наиболее интенсивных считается юрско–меловой этап, который связывают с эволюцией Монголо–Охотского океана (Зорин и др., 1998; Парфенов и др., 2003). Регион отличается крайне сложным геологическим строением и специфической геоморфологией (сильно расчлененная таежная область с широкими водоразделами, разделенными заболоченными речными долинами). Эти особенности, наряду с недостаточными U–Pb возрастными определениями магматических пород, привели к многочисленным путаницам и нестыковкам в номенклатуре и объемах выделяемых интрузивных комплексов.

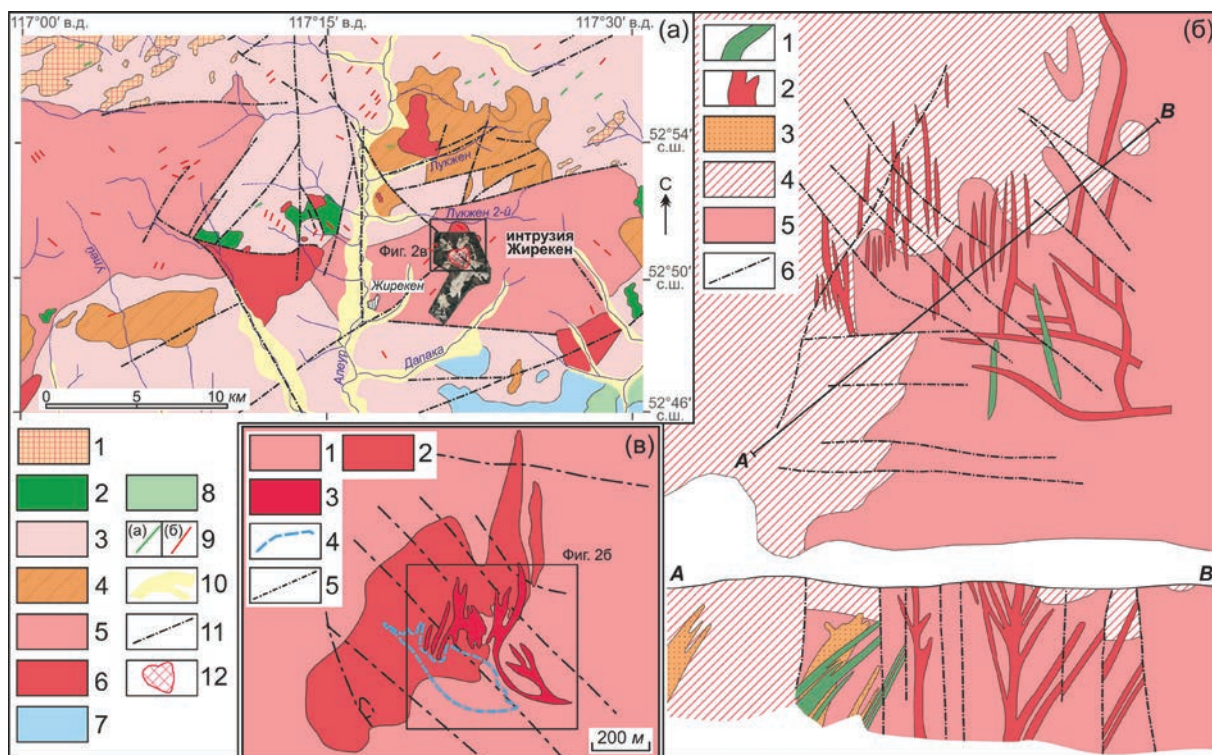


Фиг. 1. Позиция района Жирекенского Мо порфиорового месторождения на упрощенной тектонической схеме Восточного Забайкалья (Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022). 1 — перидотиты (офиолиты); 2 — меланж; 3 — месторождения порфиорового семейства, связанные с гранитоидами средне–позднеюрского шахтаминского комплекса: I — Бугдаинское Мо порфиоровое месторождение, II — Шахтаминское Мо ± Cu порфиоровое месторождение, III — Быстринское Cu-Au-Fe порфиорово-скарновое месторождение, IV — Ново-Широкинское Au-Pb эпитемальное месторождение; 4 — Жирекенское Мо порфиоровое месторождение. Селенга–Становой супертеррейн (часть Центрально–Азиатского складчатого пояса): SS-I — Пришилкинский блок Западно–Станового террейна, SS-II — Витимско–Урюмский блок Селенгино–Яблонового террейна. Аргунский террейн (часть Керулено–Аргуно–Мамынского (Амурия–Северный Китай) композитного супертеррейна): AR-I — Боршовочный блок, AR-II — Газимурский блок, AR-III — Урулюнгуийский (Заурулюнгуийский) блок, AR-IV — Калга–Орочинский (Кадинско–Уровский) блок. Структурно–тектонические подразделения приведены в соответствии со схемами структурно–тектонического районирования Российской Федерации масштабов 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000.

Район Жирекенского месторождения характеризуется широким развитием магматических пород (фиг. 2а). Осадочные и вулканогенно–осадочные толщи развиты крайне ограниченно и представлены средне–верхнеюрскими вулканитами среднего и кислого состава и юрско–меловыми вулканогенно–терригенными отложениями. Большая часть территории сложена палеозойскими порфиоровидными биотит–амфиболовыми гранитами, которые представляют собой часть крупного батолита, разобранного на отдельные блоки (массивы) разломами и более молодыми интрузиями (Геологическая ..., 1964). Среди петрографических разностей также отмечаются порфиоровидные биотит–амфиболовых гранодиориты, биотитовые граниты и лейкограниты. Гранитоиды прорывают протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки и амфиболиты и содержат крупные ксенолиты метаморфических и магматических

(габбро–диориты, диориты) пород. Последние рассматриваются как более ранняя интрузивная фаза гранитоидов. Палеозойские граниты прорваны мезозойскими магматическими комплексами, включающими: (i) интрузии лейкократовых гранитов, (ii) интрузии биотит–амфиболовых гранитов и гранодиоритов и (iii) мелкие порфиоровые интрузии кислого состава (гранодиорит–, гранит–, граносиенит–порфиры и кварцевые порфиры) (Геологическая ..., 1964) (фиг. 2а). Палеозойские и мезозойские гранитоиды рассечены дайками основных и кислых пород.

На геологической карте масштаба 1 : 200 000 первого поколения возраст палеозойских интрузий определен как ранне–среднепалеозойский (Геологическая ..., 1964). Мезозойские биотит–амфиболовые граниты и гранодиориты (ii) и лейкократовые граниты (i) представлены как первая и вторая фазы



Фиг. 2. а — Схематическая геологическая карта района Жирекенского месторождения (Геологическая ..., 1964, с упрощениями и дополнениями) с вынесенным контуром карьера месторождения Жирекен. 1 — протерозойские мигматизированные кристаллические сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки, амфиболиты; 2–3 — палеозойские интрузивные комплексы: габбро-диориты и диориты (2), порфириовидные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты (3); 4–6 — мезозойские (юрские) интрузивные комплексы: лейкократовые граниты (4), биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты (5), гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры (6); 7 — мезозойские (средне-верхнеюрские) вулканиты среднего и кислого состава; 8 — мезозойские (юрско-меловые) вулканогенно-терригенные отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты, вулканиты, туфы); 9 — дайки основных (диоритовые порфириты, лампрофиры) (а) и кислых (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аплиты, пегматиты) (б) пород; 10 — неоген-четвертичные аллювиальные отложения; 11 — разломы, включая надвиги; 12 — контур карьера Жирекенского месторождения; б — Схема геологического строения Жирекенского месторождения с разрезом (Покалов, 1978). 1 — дайки диоритовых порфиритов; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4–5 — мелкозернисты порфириовидные (4) и средне- крупнозернисты (5) биотитовые и биотит-амфиболовые граниты; 6 — разломы; в — Схема геологического строения Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015). 1 — гранитоиды амананского комплекса (J_{2-3}); 2–3 — граниты (2) и порфиры (3) рудоносного комплекса; 4 — контур рудного штокаверка; 5 — разломы.

амананского комплекса триасового возраста соответственно. Мезозойские порфириовые интрузии (iii) отнесены к амуджиканскому комплексу средней-поздней юры. В соответствии с этой картой, Жирекенская интрузия сложена триасовыми гранитоидами амананского комплекса, прорванными штоком юрских кварцевых порфиров амуджиканского комплекса. Согласно региональной геологической карте масштаба 1 : 1000 000 последнего поколения, палеозойские граниты, мезозойские граниты и гранодиориты (ii) и мезозойские лейкограниты (i) отмечены как первая, вторая и третья фазы амананского комплекса позднепермского возраста соответственно (Геологическая ..., 2010₁). Порфириовые интрузии гранитоидного состава (iii) либо включены в состав второй фазы амананского

комплекса, либо выделены как субвулканические образования джилиндинской свиты раннего триаса. В соответствии с этой картой, Жирекенская интрузия сложена позднепермскими гранитоидами второй фазы амананского комплекса, прорванными штоком раннетриасовых порфиров субвулканического комплекса джилиндинской свиты. Однако в объяснительной записке к данной геологической карте эти порфиры отнесены к нерчуганскому комплексу раннего триаса (Геологическая ..., 2010₂). Причиной этому послужил тот факт, что при ГДП-200 новой серии была обоснована генетическая связь молибденового оруденения Жирекенского рудного узла именно с этим комплексом. В то же время более поздними исследованиями было показано, что

возраст гранитоидов, вмещающих Жирекенскую интрузию, палеозойский (355–358 млн лет; Ковач и др., 2018; авторские неопубликованные данные), тогда как возраст гранитоидов самой интрузии составляет 159–163 млн лет (Берзина и др., 2015), т.е. соответствует поздней юре. Обзор имеющихся данных по изотопно-геохронологическому датированию показывает, что U-Pb цирконовые возрасты для гранитоидов амананского комплекса в регионе варьируют от 215–260 до 120–160 млн лет (<http://geochron.vsegei.ru>). Такой разброс значений указывает на то, что в состав комплекса включены разновозрастные интрузии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЖИРЕКЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Жирекенское Мо месторождение приурочено к апикальной части одноименной крупной многофазной интрузии, обнажающейся на площади ок. 80 км² (фиг. 2а) (Геологическая ..., 1964). Интрузия ограничена с севера и юга крутопадающими сбросами и сложена разномасштабными порфировидными биотит-амфиболовыми гранитами (основная фаза Жирекенской интрузии). В западной части они переходят в гранодиорит- и гранит-порфиры краевой фации. Биотит-амфиболовые граниты прорываются дайками гранит-порфиров (кварцевых порфиров по (Геологическая ..., 1964)) мощностью до 20–30 м, формирующими конусовидную структуру диаметром около 1 км. Также на месторождении установлены диорит- и монцонит-порфиры, развитые в виде даек, секущих биотит-амфиболовые граниты основной фазы, и лейкограниты, геологическое положение которых остается неопределенным. Установлены факты взаимного пересечения даек диорит-порфиров и гранит-порфиров, свидетельствующие о многократном внедрении контрастных по составу магм (Покалов, 1978; Сотников и др., 2006; Берзина и др., 2015).

Некоторая путаница существует относительно названия многофазной интрузии, к которой приурочено Жирекенское месторождение. В опубликованных исследованиях отмечается, что Жирекенское месторождение располагается в пределах Бушулейского массива (плутона) (Berzina et al., 2005; Сотников и др., 2006; Берзина и др., 2015). Однако на региональных геологических картах месторождение приурочено к Жирекенскому массиву (Геологическая ..., 1964). Бушулейский массив расположен ~7 км на юг от Жирекенского, около пос. Бушулей, и сложен габбро-диоритами палеозойского возраста (Геологическая ..., 1964;

Геологическая ..., 2010₁). В данной статье, вслед за первоисточниками, мы будем придерживаться названия “Жирекенская интрузия” для многофазного массива, в пределах которого располагается Жирекенское месторождение.

В настоящее время имеются две схемы геологического строения Жирекенского месторождения (фиг. 2б–в). Согласно (Покалов, 1978), биотит-амфиболовые граниты основной фазы имеют средне-позднеюрский возраст и прорываются дайками гранит-порфиров и диорит-порфиров (фиг. 2б). Мелкозернистые лейкократовые граниты на поверхности не обнажаются и вскрыты скважинами среди биотит-амфиболовых гранитов. Согласно (Берзина и др., 2015), гранитоиды основной фазы относятся к средне-позднеюрскому амананскому комплексу и сложены биотитовыми кварцевыми монцонитами и гранитами, содержащими ксенолиты диоритов и габбро. Гранитоиды прорываются “рудоносным комплексом”, включающим штокообразное тело мелкозернистых биотит-содержащих лейкогранитов и секущие дайки порфиров, варьирующие по составу от монцонит- до гранит-порфиров (фиг. 2в). В более ранних исследованиях (Berzina et al., 2005; Сотников и др., 2006), при такой же схеме геологического строения месторождения, в рудоносный комплекс были включены только дайки гранит-порфиров, а шток лейкогранитов рассматривался совместно с вмещающими биотитовыми гранитами в составе основной фазы амананского комплекса.

Жирекенское Мо-месторождение представляет собой кварцевый штокверк, сопряженный с зонами вкрапленной минерализации, в метасоматически измененных биотит-амфиболовых гранитах основной фазы. Дайки гранит-порфиров минерализованы слабо и неравномерно. Среди типов руд преобладают вкрапленные и прожилково-вкрапленные, в меньшей мере развиты брекчиевые руды. Рудные минералы представлены молибденитом, халькопиритом и пиритом, слагающими ок. 90–95%. Среди второстепенных и редких минералов отмечаются галенит, сфалерит, шеелит, пирротин, арсенопирит, магнетит, гематит, марказит, гаусманит, блеклые руды, борнит, халькозин, энаргит и самородная медь (Геологическая ..., 1964; Покалов, 1978; Berzina et al., 2005; Геологическая ..., 2010₂). Минералообразование проходило в четыре стадии: микроклин-кварцевую (калишпатизация), молибденит-халькопирит-кварцевую (серицитизация, окварцевание), сфалерит-галенит-халькопирит-кварцевую (аргиллизация, окварцевание), кварц-карбонатную (окварцевание, карбонатизация) (Геологическая ..., 2010₂). На флангах развиты хлоритовые и хлорит-кальцитовые

метасоматические изменения. Основной объем промышленных руд сосредоточен в калишпатизированных гранитах в центральной части месторождения. Дайки гранит-порфиров в одних случаях калишпатизированы и рассечены молибденит-кварцевыми прожилками, в других случаях отмечаются пересечения молибденит-кварцевых прожилков дайками гранит-порфиров. Взаимоотношения рудной минерализации с дайками диорит-порфиров аналогичны (Покалов, 1978).

U–Pb возраст (цирконы) гранитоидов основной фазы Жирекенской интрузии составляет 162.6 ± 1.4 млн лет (амананский комплекс; Берзина и др., 2015). Он был оценен по сборной пробе, включающей цирконы из кварцевого монцонита, взятого за пределами месторождения, и цирконы из кварцевого монцонита и гранита, взятых в пределах месторождения. U–Pb возраст (цирконы) гранитов “рудноносного комплекса” составляет 159.0 ± 1.6 млн лет (Берзина и др., 2015). Он также был оценен по сборной пробе, состоящей из цирконов из двух образцов гранита, отобранных за пределами и в пределах месторождения. U–Pb возраст (цирконы) монцонит-порфира “рудноносного комплекса”, отобранного в пределах месторождения, был оценен в 157.5 ± 2.0 млн лет (Берзина и др., 2015). Следует отметить, что в более позднем исследовании (Berzina et al., 2016), со ссылкой на статью (Берзина и др., 2015), авторы приводят уже другие значения U–Pb возраста: 161–164 млн лет для гранитоидов основной фазы Жирекенской интрузии и 161 ± 1.6 млн лет и 157.5 ± 2.0 млн лет для “рудноносного порфирического комплекса”. Результаты Re–Os датирования трех образцов молибденита из Жирекенского месторождения показали возраст 162 ± 1 млн лет, 163 ± 1 млн лет и 163 ± 1 млн лет (Berzina et al., 2003).

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

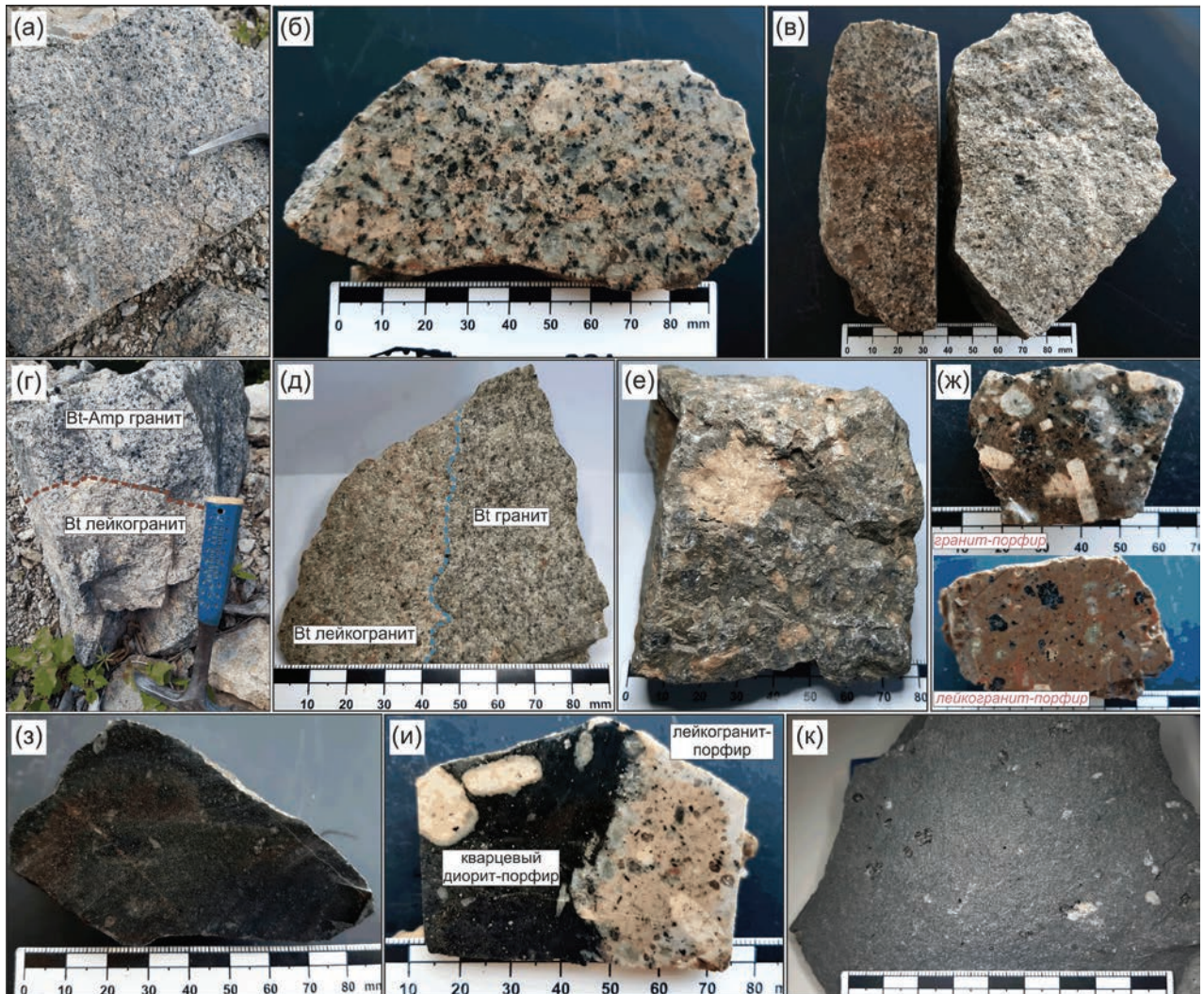
Образцы магматических пород для проведения U–Pb изотопных и геохимических исследований были отобраны из отвалов Жирекенского месторождения. Полевые геологические наблюдения были проведены на отвалах месторождения и в природных обнажениях в пределах Жирекенской интрузии и ее окрестностей. Для лабораторных исследований были отобраны 17 образцов, включающих биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты (образцы Zh-1 — Zh-6), биотитовые лейкограниты (образцы Zh-7 — Zh-10), гранит- и лейкогранит-порфиры (образцы Zh-11 — Zh-14), кварцевые диорит-порфиры (образцы Zh-15 и Zh-16) и кварцевый монцонит-порфир (образец Zh-17).

Аналитические исследования были выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) (г. Новосибирск). Содержания породообразующих окислов определялись методом силикатного рентгенофлуоресцентного анализа с помощью рентгеновского спектрометра ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation (аналитик Н.Г. Карманова) Валовые содержания редких и рассеянных элементов определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Germany) (аналитики И.В. Николаева и С.В. Палесский) по методикам (Николаева и др., 2008; Николаева и др., 2012). Цирконы для U–Pb датирования и геохимических исследований были отобраны из 8 проб магматических пород. Изучение морфологии и внутреннего строения цирконов проводилось под бинокляром и на сканирующих электронных микроскопах JEOL JSM 6510LV и LEO 1430VP с катодолуминесцентной приставкой Detector Centaurus. Изотопное U–Pb датирование и анализ геохимического состава цирконов были выполнены методом LA-ICP-MS с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) (аналитик А.В. Карпов) по методике, детально описанной в (Nevolko et al., 2021). Диаметр лазерного пучка составил 35 мкм. Точки анализов располагались в краевых частях зерен цирконов. Ошибки изотопных отношений и возрастов даны для уровня 1σ. Для построения U–Pb диаграмм с конкордией использовался макрос Isoplot R.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологические взаимоотношения между магматическими породами и минерализацией

Полевые геологические наблюдения, сопряженные с последующими лабораторными исследованиями, позволили уточнить некоторые геологические взаимоотношения между разными типами магматических пород Жирекенского месторождения, а также соотношения между породами и рудной минерализацией (фиг. 3, 4, 5). Наиболее распространенными породами являются порфиридные биотит-амфиболовые граниты (Bt–Amp-граниты), слагающие основную фазу Жирекенской интрузии. Они представлены массивными крупно-средне-зернистыми породами буровато-серого до розовато-зеленоватого цвета. Породы характеризуются выраженной порфиридной структурой, обусловленной крупными (0.5–5.0 см длиной) кристаллами калиевого полевого шпата (5–25 об. %) (фиг. 3а, б). Среди

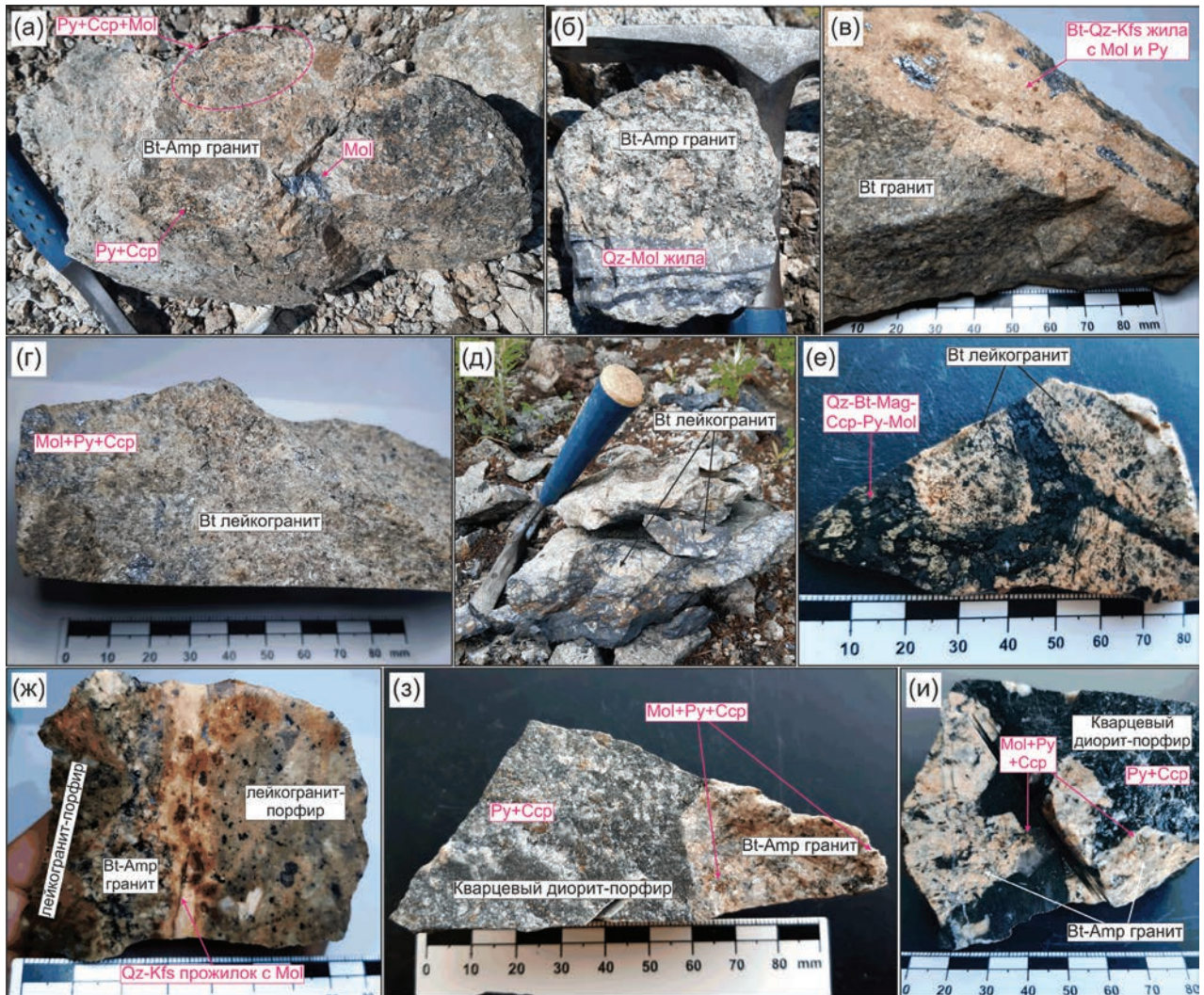


Фиг. 3. Разновидности магматических пород Жирекенского месторождения. а, б — порфировидные Bt-Amp граниты, слагающие основную фазу Жирекенской интрузии; в — порфировидный Bt лейкогранит; г — резкий контакт между порфировидным Bt-Amp гранитом основной фазы Жирекенской интрузии и порфировидным Bt лейкогранитом; д — плавная извилистая граница между порфировидным Bt лейкогранитом и порфировидным Bt гранитом; е, ж — Bt-Amp гранит- и лейкогранит-порфиры; з — кварцевый диорит-порфир; и — обломки лейкогранит-порфира в кварцевом диорит-порфире; к — Bt-Amp кварцевый монцонит-порфир.

петрографических вариаций гранитоидов также отмечаются порфировидные среднезернистые Bt-Amp-гранодиориты и порфировидные мелкозернистые Bt-Amp-граниты. В изученных отвалах месторождения порфировидные Bt-Amp-граниты основной фазы Жирекенской интрузии в разной степени минерализованы. Породы содержат вкрапленность, гнезда и прожилки сульфидов (пирит, халькопирит, молибденит), секутся биотит-калишпатовыми, кварцевыми и кварц-молибденитовыми жилами и прожилками (фиг. 4а, б).

Все остальные типы пород развиты очень ограниченно. Порфировидные биотит-содержащие лейкограниты (Bt-лейкограниты) представляют собой массивные мелко-среднезернистые

буровато-серые породы с порфировыми вкрапленниками полевых шпатов и кварца размером 0.3–1.0 см (5–20 об. %) (фиг. 3в). Количество биотита в породе, как правило, не превышает 3 об. %. Наблюдаемые контакты между лейкогранитами и Bt-Amp-гранитами основной фазы Жирекенской интрузии довольно резкие, прямые (фиг. 3г). Среди петрографических вариаций лейкогранитов отмечаются порфировидные Bt-граниты, характеризующиеся повышенным содержанием биотита (до 5–7 об. %) и плавными извилистыми границами с Bt лейкогранитами (фиг. 3д). Порфировидные Bt-граниты и Bt-лейкограниты в разной степени минерализованы и формируют обломки в минерализованных брекчиях (фиг. 4в–е). В пределах Жирекенской интрузии, в окрестностях

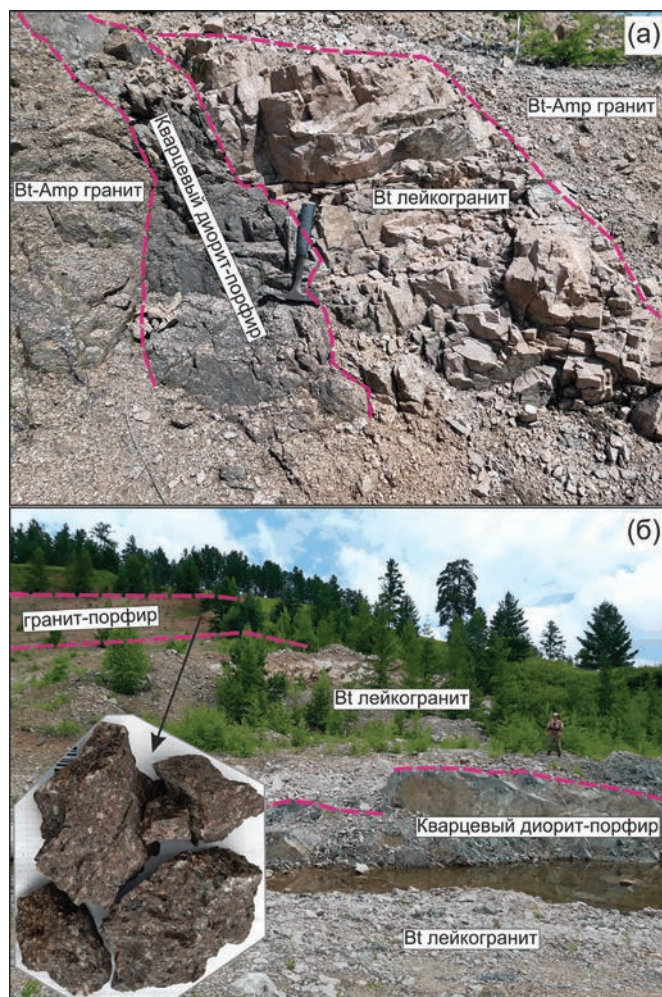


Фиг. 4. Соотношения между разными типами магматических пород и сульфидной минерализацией на Жирекенском месторождении. а, б — порфировидные Bt-Amp граниты основной фазы Жирекенской интрузии содержат гнезда и вкрапленность пирита (Py), халькопирита (Ccp) и молибденита (Mol) (а) и рассекаются кварц—молибденитовыми (Qz-Mol) жилами (б); в — порфировидный Bt гранит, рассеченный биотит-кварц-калишпатовой (Bt-Qz-Kfs) жиллой с молибденитом и пиритом; г — порфировидный Bt лейкогранит с молибденит-пирит-халькопиритовой вкрапленностью; д — брекчия, сложенная обломками порфировидного Bt лейкогранита и тонкозернистым молибденит-биотит-кварцевым цементом; е — брекчия, сложенная обломками порфировидного Bt лейкогранита, сцементированными кварц-биотит-магнетит-сульфидным (халькопирит, пирит, молибденит) (Qz-Bt-Mag-Ccp-Py-Mol) агрегатом; ж — брекчия, сложенная обломками лейкогранит-порфира и порфировидного Bt-Amp гранита и рассеянная кварц-калишпатовым (Qz-Kfs) прожилком с молибденитом; з, и — обломок порфировидного Bt-Amp гранита в кварцевом диорит-порфире. Bt-Amp гранит содержит вкрапленность молибденита, пирита и халькопирита (Mol+Py+Ccp), кварцевый диорит-порфир — вкрапленность пирита и халькопирита (Py+Ccp).

месторождения Жирекен, Bt-лейкограниты отмечаются в виде блока в Bt-Amp-гранитах основной фазы (фиг. 5а).

Гранит-порфиры представлены массивными неравномернозернистыми породами, сложенными вкрапленниками полевых шпатов, кварца, биотита и амфибола размером от 0.5 мм до 2.5 см (15–40 об. %), погруженными в афанитовую основную массу (фиг. 3е). Породы варьируют

от буровато-серых Bt-Amp-гранит-порфиров до бежево-серых Amp-содержащих Bt- и Bt-лейкогранит-порфиров (фиг. 3ж). В пределах отвалов Жирекенского месторождения гранит-порфиры отмечаются очень редко, в виде небольших самостоятельных обломков. Они часто содержат рассеянную вкрапленность пирита, халькопирита и молибденита и рассекаются тонкими кварц-карбонатными и кварц-серицитовыми прожилками



Фиг. 5. Выходы магматических пород к западу от месторождения Жирекен, в пределах Жирекенской интрузии (а) и за пределами Жирекенской интрузии, в окрестностях устья ручья Лукжен (б). а — порфировидные Vt-Amp граниты основной фазы Жирекенской интрузии рассекаются дайкой кварцевых диорит-порфиров и вмещают блок порфировидных Vt лейкогранитов; б — порфировидные Vt лейкограниты палеозойского возраста рассекаются дайками гранит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров.

с молибденитом. Геологические взаимоотношения гранит-порфиров с другими типами пород остаются неясными. Только в одном случае была обнаружена минерализованная брекчия, сложенная обломками лейкогранит-порфиров и порфировидных Vt-Amp-гранитов основной фазы Жирекенской интрузии (фиг. 4ж). За пределами Жирекенской интрузии, в окрестностях устья ручья Лукжен, Vt-Amp-гранит-порфиры формируют дайку видимой мощностью ок. 2 м, рассекающую палеозойские лейкограниты (фиг. 5б).

Кварцевые диорит-порфиры представляют собой массивные темно-серые до черно-серых породы, состоящие из вкрапленников плагиоклаза, кварца, биотита и амфибола размером 0.5–7.0 мм (10–20 об. %) и мелко-тонкозернистой основной массы (фиг. 3з). В породах отмечаются

обломки (ксенолиты) порфировидных Vt-Amp-гранитов и Vt-лейкогранит-порфиров (фиг. 3и, 4з–и). На контакте с ксенолитами в диорит-порфирах часто присутствуют ксенокристы полевых шпатов (фиг. 3и). Ксенолиты гранитоидов содержат прожилково-вкрапленную молибденит-пирит-халькопиритовую минерализацию, тогда как в кварцевых диорит-порфирах отмечается рассеянная пирит-халькопиритовая вкрапленность. Дайки кварцевых диорит-порфиров рассекают Vt-Amp-граниты в пределах Жирекенской интрузии (фиг. 5а) и палеозойские лейкограниты за пределами интрузии (фиг. 5б).

Кварцевые монзонит-порфиры представлены массивными серыми породами, сложенными вкрапленниками плагиоклаза, кварца, биотита и амфибола размером от 0.5 до 8.0 мм (10–15 об. %)

и мелкозернистой основной массой (фиг. 3к). В отвалах Жирекенского месторождения, они отмечаются в виде небольших самостоятельных обломков. Породы содержат тонкую вкрапленность пирита, халькопирита и молибденита, количество сульфидов варьирует от единичных зерен до 0.5 об. %.

Краткая петрографическая характеристика магматических пород

Порфиридные Vt–Amp–граниты основной фазы Жирекенской интрузии (образцы Zh-1 — Zh-5) сложены вкрапленниками полевых шпатов (плагиоклаз < калиевый полевой шпат), погруженными в мелко-среднезернистую (1.0–3.0 мм) амфибол-биотит-кварц-полевошпатовую основную массу. Вкрапленники калиевого полевого шпата часто находятся в сростании с более мелкими зернами кварца и плагиоклаза и содержат включения плагиоклаза, амфибола, биотита и кварца. Минеральный состав пород: амфибол (5–10 об. %), биотит (2–7%), плагиоклаз (20–30%), калиевый полевой шпат (30–43%) и кварц (25–30%) (фиг. 6а). Среди акцессорных минералов отмечаются магнетит, титанит, циркон и апатит. В порфиридных Vt–Amp–гранодиоритах (образец Zh-6) количество плагиоклаза увеличивается до 40%, а количество калиевого полевого шпата и кварца снижается до 25 и 20% соответственно. Порфиридные мелкозернистые Vt–Amp–граниты (образец Zh-3) сложены вкрапленниками полевых шпатов (плагиоклаз > калиевый полевой шпат), кварца и единичных кристаллов биотита и амфибола, погруженными в мелко-среднезернистую (0.1–2.0 мм) амфибол-биотит-полевошпат-кварцевую основную массу. Минеральный состав пород: амфибол (5%), биотит (7%), плагиоклаз (35%), калиевый полевой шпат (23%) и кварц (30%).

Порфиридные Vt-лейкограниты (образцы Zh-7, Zh-8, Zr-9) состоят из вкрапленников полевых шпатов (плагиоклаз > калиевый полевой шпат) и кварца и мелкозернистой (0.1–1.0 мм) биотит-полевошпат-кварцевой основной массы. Вкрапленники кварца часто находятся в сростании с калиевым полевым шпатом. Минеральный состав пород: биотит (ок. 3%), плагиоклаз (17–22%), калиевый полевой шпат (35–40%) и кварц (ок. 40%) (фиг. 6б). Акцессорные минералы: титанит, циркон, апатит и магнетит-ильменитовые сростания. Порфиридные Vt-граниты (образец Zr-10) характеризуются более высоким содержанием биотита (до 7%), меньшим количеством кварца (ок. 33–35%) и преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом.

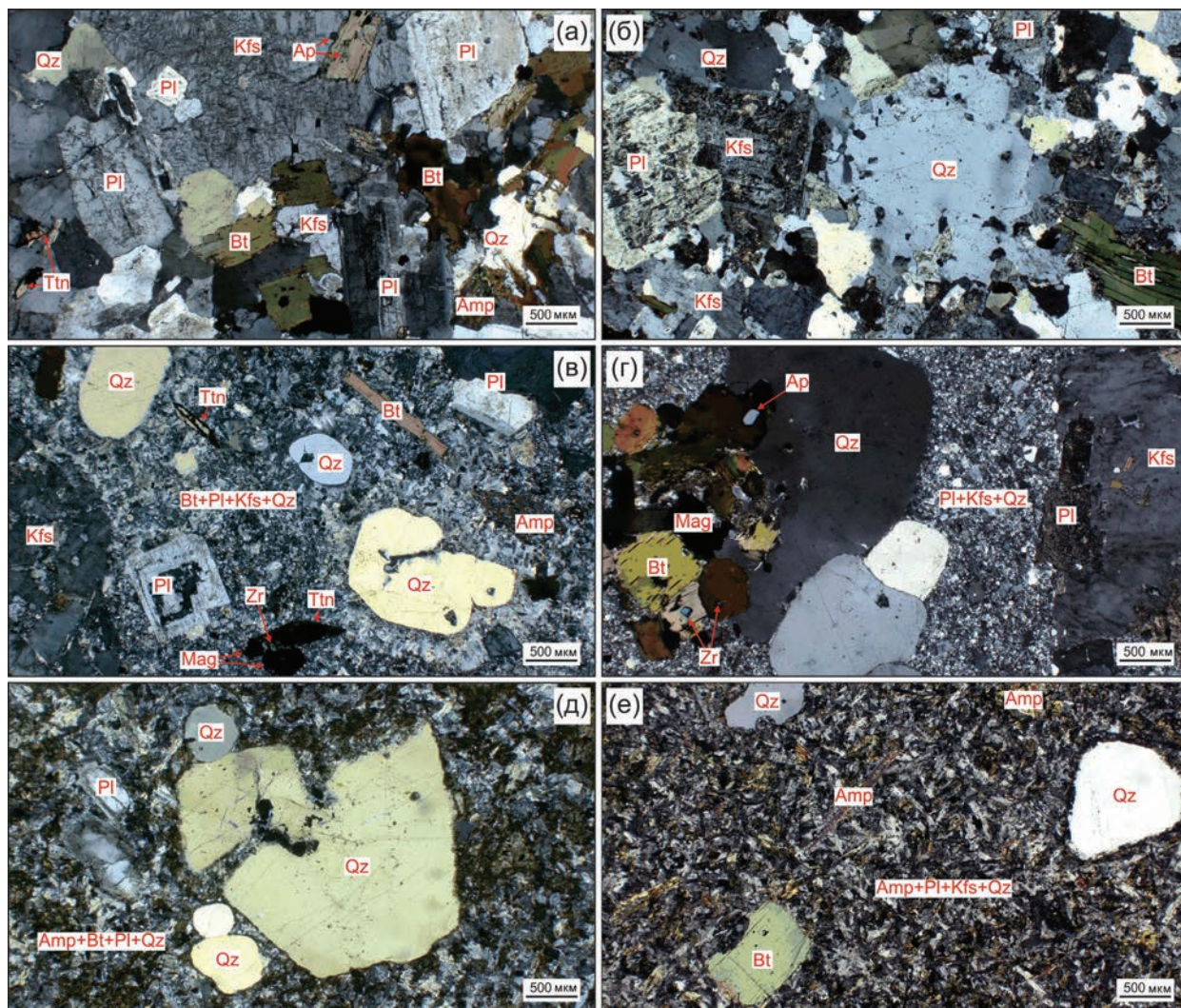
Vt–Amp–гранит-порфиры (образцы Zh-11 и Zh-12) и Vt-лейкогранит-порфиры (образцы Zh-13 и Zh-14) характеризуются выраженной сериально-порфириковой структурой, с несколькими генерациями вкрапленников, погруженными в мелко-тонкозернистую основную массу. В гранит-порфирах вкрапленники представлены полевыми шпатами, кварцем, биотитом и амфиболом, основная масса имеет биотит-полевошпат-кварцевый состав (фиг. 6в). Вкрапленники калиевого полевого шпата развиты в виде мономинеральных или калишпат–плагиоклазовых гломер-порфириковых сростков, содержат включения плагиоклаза и биотита. Породы сложены амфиболом (ед. зерна до 3%), биотитом (4–10%), плагиоклазом (25–30%), калиевым полевым шпатом (30–33%) и кварцем (30–35%). Лейкогранит-порфиры состоят из вкрапленников полевых шпатов, кварца и биотита, погруженных в полевошпат-кварцевую основную массу (фиг. 6г). Минеральный состав пород: биотит (ок. 7%), плагиоклаз (23–25%), калиевый полевой шпат (27–30%) и кварц (ок. 40%), редко среди вкрапленников отмечаются единичные зерна амфибола. В обоих петрографических разностях акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, магнетитом и цирконом.

Кварцевые диорит-порфиры (образцы Zh-15 и Zh-16) состоят из вкрапленников плагиоклаза, кварца, биотита и амфибола и мелкозернистой (0.1–0.6 мм) основной массы (фиг. 6д). Основная масса содержит разноориентированные лейсты плагиоклаза, биотита и амфибола, с небольшим количеством кварца в интерстициях. Минеральный состав пород: амфибол (5–10%), биотит (15–20%), плагиоклаз (65–68%) и кварц (7–10%). Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом и магнетитом.

Кварцевый монцонит-порфир (образец Zh-17) состоит из вкрапленников плагиоклаза (с пертитовыми каймами), кварца, биотита и амфибола, погруженных в мелко-среднезернистую (0.1–1.5 мм) основную массу (фиг. 6е). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза и игольчатыми и длиннопризматическими зернами амфибола, в интерстициях между которыми находятся калиевый полевой шпат и кварц. Минеральный состав пород: амфибол (20%), биотит (8%), плагиоклаз (50%), калиевый полевой шпат (15%) и кварц (7%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом с ламеллями ильменита.

Результаты U–Pb датирования

Результаты U–Pb изотопного датирования цирконов представлены в табл. 1 и иллюстрированы



Фиг. 6. Микрофотографии, показывающие петрографические характеристики основных типов магматических пород Жирекенского месторождения (николи скрещены, проходящий свет). а — порфировидный Вт-Амп гранит основной фазы Жирекенской интрузии (образец Zh-1); б — порфировидные Вт лейкогранит (образец Zh-9); в — Вт-Амп гранит-порфир (образец Zh-11); г — Вт лейкогранит-порфир (образец Zh-13); д — Вт-Амп кварцевый диорит-порфир (образец Zh-16); е — Вт-Амп кварцевый монзонит-порфир (образец Zh-17). Амп — амфибол; Вт — биотит; Pl — плагиоклаз; Kfs — калиевый полевой шпат; Qz — кварц; Mag — магнетит; Ap — апатит; Zr — циркон; Ttn — титанит.

на фиг. 7, 8 и 9. Выделенные цирконы обладают коротко- или длиннопризматическим габитусом, размер кристаллов варьирует от 90 до 300 мкм. Большая часть зерен характеризуется отчетливо выраженной осциляторной зональностью, часто со слабо зональными центральными частями (фиг. 7–9). Во всех гранитоидах отмечаются зерна цирконов с выраженными слабо зональными/незональными более темными или более яркими ядрами (фиг. 7б, 8а, 9а). Величина Th/U отношения варьирует в диапазоне 0.55–1.16 для всех изученных зерен, в единственном случае достигая значения 1.8 (табл. 1). Значения Th/U отношений, совместно с особенностями внутреннего строения,

сопоставимы с характеристиками цирконов магматического генезиса (Belousova et al., 2002; Ni et al., 2020).

Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст порфировидного Вт-Амп-гранита (образец Zh-2), рассчитанный по 13 точкам, составил 161.9 ± 1.2 млн лет (фиг. 7а). Из 15 проанализированных точек одно значение было исключено из-за высокой дискордантности, еще одно показало более древний $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (166.1 ± 2.4 млн лет) (табл. 1). Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст порфировидного Вт-Амп-гранита (образец Zh-5), рассчитанный по 14 точкам, составил 160.9 ± 1.2 млн лет (фиг. 7б). Из 15 проанализированных точек одно значение

Таблица 1. Результаты U–Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов Жирекенского месторождения

№ точки	U (г/г)	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст (млн лет)		СМ
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	
			Порфириновый <i>Bt-Amp</i> гранит (образец Zh-2) // 161.9 ± 1.2 млн лет (n = 13; СКВО = 0.00)									
Z-2.1	199	1.1	0.0498	0.0014	0.17499	0.0041	0.02552	0.0004	0.625	162.4	2.3	
Z-2.2	606	0.7	0.0509	0.0011	0.17864	0.0031	0.02550	0.0004	0.791	162.3	2.2	
Z-2.3	506	0.8	0.0480	0.0011	0.17178	0.0031	0.02601	0.0004	0.760	165.5	2.3	
Z-2.4	367	0.7	0.0502	0.0012	0.17838	0.0034	0.02584	0.0004	0.722	164.4	2.3	
Z-2.5	284	1.0	0.0497	0.0013	0.17681	0.0037	0.02584	0.0004	0.668	164.4	2.3	
Z-2.6	301	0.9	0.0500	0.0014	0.17957	0.0041	0.02611	0.0004	0.615	166.1	2.4	P-II
Z-2.7	263	0.7	0.0490	0.0013	0.17124	0.0037	0.02537	0.0004	0.657	161.5	2.3	
Z-2.8	140	0.8	0.0489	0.0015	0.16969	0.0047	0.02521	0.0004	0.536	160.5	2.3	
Z-2.9	135	0.8	0.0486	0.0015	0.17033	0.0046	0.02545	0.0004	0.534	162.0	2.4	
Z-2.10	617	0.9	0.0517	0.0012	0.18198	0.0032	0.02559	0.0004	0.780	162.9	2.2	DA
Z-2.11	211	0.7	0.0479	0.0013	0.16858	0.0039	0.02556	0.0004	0.621	162.7	2.3	
Z-2.12	223	0.7	0.0477	0.0013	0.16586	0.0038	0.02527	0.0004	0.619	160.9	2.3	
Z-2.13	132	0.8	0.0488	0.0015	0.16911	0.0047	0.02515	0.0004	0.529	160.1	2.3	
Z-2.14	192	0.8	0.0513	0.0014	0.17885	0.0043	0.02530	0.0004	0.599	161.1	2.3	
Z-2.15	296	0.7	0.0495	0.0013	0.16941	0.0036	0.02484	0.0004	0.667	158.2	2.2	
Порфириновый <i>Bt-Amp</i> гранит (образец Zh-5) // 160.9 ± 1.2 млн лет (n = 14; СКВО = 4.70)												
Z-5.1	110	0.78	0.0509	0.0017	0.17455	0.0050	0.02492	0.0004	0.503	158.7	2.3	
Z-5.2	222	0.64	0.0495	0.0013	0.17102	0.0037	0.0251	0.0004	0.646	159.8	2.2	
Z-5.3	218	0.68	0.0509	0.0013	0.17673	0.0038	0.02523	0.0004	0.641	160.6	2.2	
Z-5.4	188	0.69	0.049	0.0013	0.16769	0.0039	0.02501	0.0004	0.609	159.2	2.2	
Z-5.5	171	0.71	0.0502	0.0014	0.17364	0.0041	0.02513	0.0004	0.596	160.0	2.2	
Z-5.6	157	0.75	0.0509	0.0014	0.17821	0.0043	0.02543	0.0004	0.594	161.9	2.3	
Z-5.7	229	0.63	0.0492	0.0013	0.17119	0.0037	0.02529	0.0004	0.647	161.0	2.2	
Z-5.8	214	0.71	0.0502	0.0013	0.17421	0.0038	0.02523	0.0004	0.644	160.6	2.2	
Z-5.9	227	0.66	0.0494	0.0013	0.17093	0.0037	0.02515	0.0004	0.652	160.1	2.2	
Z-5.10	111	0.72	0.0503	0.0016	0.17427	0.0047	0.02516	0.0004	0.543	160.2	2.3	
Z-5.11	171	0.72	0.0496	0.0014	0.1718	0.0040	0.02514	0.0004	0.594	160.1	2.2	
Z-5.12	363	0.73	0.0676	0.0015	0.24721	0.0043	0.02657	0.0004	0.784	169.0	2.3	²⁰⁴ Pb
Z-5.13	458	0.80	0.0502	0.0011	0.17686	0.0031	0.02561	0.0004	0.780	163.0	2.2	
Z-5.14	717	0.98	0.0493	0.0011	0.17352	0.0028	0.02556	0.0003	0.816	162.7	2.2	
Z-5.15	190	0.68	0.0499	0.0013	0.17626	0.0039	0.02564	0.0004	0.633	163.2	2.3	
Порфириновый <i>Bt-Amp</i> гранодиорит (образец Zh-6) // 162.8 ± 1.5 млн лет (n = 9; СКВО = 1.20)												
Z-6.1	425	0.69	0.0504	0.0011	0.17951	0.0032	0.02585	0.0004	0.760	164.5	2.2	
Z-6.2	541	0.83	0.0498	0.0011	0.17605	0.0030	0.02568	0.0004	0.797	163.5	2.2	
Z-6.3	497	0.86	0.0501	0.0011	0.178	0.0031	0.02579	0.0004	0.784	164.2	2.2	
Z-6.4	518	0.94	0.0513	0.0011	0.17932	0.0031	0.02541	0.0004	0.799	161.8	2.2	DA
Z-6.5	233	0.59	0.0496	0.0012	0.1741	0.0036	0.0255	0.0004	0.664	162.3	2.2	
Z-6.6	106	0.75	0.0501	0.0016	0.17248	0.0048	0.02502	0.0004	0.537	159.3	2.3	

Таблица 1. Продолжение

№ точки	U (г/г)	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст (млн лет)		СМ
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	
			Z-6.7	132	0.69	0.0483	0.0014	0.16962		0.0043	0.02551	
Z-6.8	147	0.71	0.0491	0.0014	0.16881	0.0041	0.02498	0.0004	0.590	159	2.3	
Z-6.9	607	0.56	0.0495	0.0011	0.1756	0.0030	0.02576	0.0004	0.809	164	2.2	
Z-6.10	678	0.75	0.0501	0.0011	0.18089	0.0030	0.02621	0.0004	0.831	166.8	2.2	P-II
Z-6.11	602	0.65	0.1335	0.0027	0.5403	0.0081	0.0294	0.0004	0.906	186.8	2.5	²⁰⁴ Pb
Z-6.12	288	0.70	0.0484	0.0012	0.17313	0.0034	0.02596	0.0004	0.708	165.2	2.3	
Z-6.13	432	0.66	0.0491	0.0012	0.17797	0.0034	0.02635	0.0004	0.724	167.6	2.3	P-II
Z-6.14	182	0.75	0.0517	0.0014	0.18163	0.0040	0.0255	0.0004	0.646	162.3	2.3	DA
Z-6.15	421	0.79	0.0473	0.0011	0.16813	0.003	0.02584	0.0004	0.771	164.5	2.2	DA
Порфиroidный <i>Vt</i> лейкогранит (образец Zh-8) // 165.9 ± 1.2 млн лет (n = 8; СКВО = 1.4)												
Z-8.1	194	0.64	0.0505	0.0014	0.18175	0.0042	0.02614	0.0004	0.617	166.3	2.4	
Z-8.2	867	0.55	0.0507	0.0011	0.19800	0.0032	0.02837	0.0004	0.859	180.4	2.4	P-I
Z-8.3	184	0.69	0.0492	0.0014	0.17775	0.0042	0.02626	0.0004	0.617	167.1	2.4	
Z-8.4	440	0.84	0.0511	0.0012	0.18181	0.0033	0.02585	0.0004	0.767	164.5	2.3	
Z-8.5	591	0.72	0.0499	0.0011	0.18141	0.0031	0.02640	0.0004	0.803	167.9	2.3	
Z-8.6	437	0.73	0.0498	0.0012	0.17827	0.0033	0.02601	0.0004	0.752	165.6	2.3	
Z-8.7	269	0.69	0.0479	0.0012	0.17429	0.0036	0.02642	0.0004	0.672	168.1	2.3	
Z-8.8	534	0.65	0.0576	0.0013	0.19956	0.0034	0.02517	0.0004	0.807	160.2	2.2	DA
Z-8.9	196	0.74	0.0502	0.0014	0.17872	0.0041	0.02588	0.0004	0.619	164.7	2.3	
Z-8.10	797	0.71	0.0495	0.0011	0.20016	0.0032	0.02936	0.0004	0.842	186.5	2.5	P-I-I
Z-8.11	467	0.74	0.0489	0.0011	0.17246	0.0032	0.02561	0.0004	0.739	163.0	2.2	
Z-8.12	861	0.65	0.0500	0.0011	0.19716	0.0032	0.02864	0.0004	0.836	182.0	2.5	P-I
Порфиroidный <i>Vt</i> лейкогранит (образец Zh-9) // 164.1 ± 1.3 млн лет (n = 10; СКВО = 0.91)												
Z-9.1	906	0.85	0.0492	0.0011	0.17535	0.0028	0.02592	0.0003	0.797	164.9	2.1	
Z-9.2	450	1.80	0.0495	0.0012	0.17277	0.0032	0.02536	0.0003	0.707	161.4	2.1	
Z-9.3	357	0.83	0.0494	0.0012	0.17551	0.0035	0.02581	0.0003	0.657	164.3	2.2	
Z-9.4	564	0.84	0.0488	0.0011	0.17389	0.0031	0.0259	0.0003	0.748	164.9	2.1	
Z-9.5	418	0.69	0.0501	0.0012	0.17936	0.0034	0.02603	0.0003	0.695	165.6	2.2	
Z-9.6	229	0.78	0.0494	0.0014	0.1749	0.0042	0.02573	0.0004	0.562	163.8	2.2	
Z-9.7	536	0.78	0.0506	0.0012	0.17875	0.0032	0.02566	0.0003	0.752	163.3	2.1	
Z-9.8	438	0.84	0.0513	0.0012	0.1786	0.0034	0.02528	0.0003	0.694	160.9	2.1	DA
Z-9.9	661	0.93	0.0521	0.0012	0.18476	0.0031	0.02578	0.0003	0.796	164.1	2.1	DA
Z-9.10	708	0.78	0.0498	0.0011	0.17747	0.0029	0.0259	0.0003	0.795	164.8	2.1	
Z-9.11	1147	0.78	0.0507	0.0011	0.17988	0.0027	0.02578	0.0003	0.840	164.1	2.1	DA
Z-9.12	579	0.81	0.0506	0.0011	0.18012	0.0031	0.02587	0.0003	0.769	164.6	2.1	
Z-9.13	345	1.11	0.0485	0.0012	0.17056	0.0034	0.02557	0.0003	0.671	162.8	2.1	
Z-9.14	221	0.79	0.0526	0.0014	0.1821	0.0041	0.02513	0.0003	0.598	160.0	2.2	DA
Z-9.15	464	1.06	0.0508	0.0012	0.18522	0.0033	0.02647	0.0004	0.742	168.4	2.2	P-II
<i>Vt</i> -Аmp гранит-порфир (образец Zh-11) // 162.7 ± 1.5 млн лет (n = 8; СКВО = 0.23)												
Z-11.1	360	0.74	0.0489	0.0012	0.17899	0.0035	0.02659	0.0004	0.708	169.2	2.3	P-II

Таблица 1. Продолжение

№ точки	U (г/т)	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст (млн лет)		СМ
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	
			Z-11.2	1543	0.81	0.0494	0.0010	0.17239		0.0026	0.02537	
Z-11.3	1214	0.70	0.0488	0.0010	0.17534	0.0027	0.02612	0.0004	0.888	166.2	2.2	P-III
Z-11.4	315	0.84	0.0508	0.0012	0.18539	0.0035	0.02653	0.0004	0.730	168.8	2.3	P-II
Z-11.5	873	0.73	0.0508	0.0011	0.18218	0.0029	0.02605	0.0004	0.856	165.8	2.2	P-III
Z-11.6	1072	0.94	0.0488	0.0010	0.17212	0.0027	0.02561	0.0004	0.868	163.0	2.2	
Z-11.7	1796	0.64	0.0497	0.0010	0.17494	0.0026	0.02556	0.0004	0.914	162.7	2.2	
Z-11.8	201	0.75	0.0484	0.0013	0.17290	0.0040	0.02593	0.0004	0.617	165.0	2.3	P-III
Z-11.9	1334	0.68	0.0499	0.0010	0.17411	0.0027	0.02537	0.0003	0.874	161.5	2.2	
Z-11.10	937	0.60	0.0502	0.0011	0.17729	0.0028	0.02563	0.0004	0.852	163.2	2.2	
Z-11.11	1301	0.78	0.0494	0.0010	0.17455	0.0027	0.02567	0.0004	0.881	163.4	2.2	
Z-11.12	777	0.79	0.0487	0.0010	0.17329	0.0029	0.02587	0.0004	0.820	164.7	2.2	
Z-11.13	1747	0.61	0.0519	0.0011	0.18219	0.0027	0.02548	0.0004	0.913	162.2	2.2	DA
Z-11.14	1440	0.77	0.0502	0.0011	0.17933	0.0030	0.02594	0.0004	0.817	165.1	2.2	P-III
Z-11.15	1886	0.66	0.0493	0.0010	0.17230	0.0026	0.02538	0.0003	0.891	161.6	2.2	
<i>Вт-Амп</i> гранит-порфир (образец Zh-12) // 161.5 ± 1.3 млн лет (n = 11; СКВО = 0.03)												
Z-12.1	764	0.88	0.0496	0.0011	0.17775	0.0030	0.02606	0.0003	0.776	165.8	2.2	P-III
Z-12.2	1949	0.69	0.0492	0.0010	0.17374	0.0025	0.02563	0.0003	0.888	163.1	2.1	
Z-12.3	1703	0.68	0.0497	0.0010	0.17378	0.0026	0.0254	0.0003	0.885	161.7	2.1	
Z-12.4	1434	0.64	0.0498	0.0010	0.17696	0.0026	0.02579	0.0003	0.887	164.1	2.1	P-III
Z-12.5	953	0.86	0.0500	0.0011	0.17388	0.0027	0.02525	0.0003	0.835	160.7	2.1	
Z-12.6	236	0.81	0.0493	0.0013	0.17317	0.0037	0.02551	0.0004	0.642	162.4	2.2	
Z-12.7	208	0.72	0.0487	0.0013	0.17008	0.0038	0.02537	0.0004	0.613	161.5	2.2	
Z-12.8	289	0.67	0.0490	0.0012	0.16875	0.0034	0.02502	0.0003	0.669	159.3	2.1	
Z-12.9	399	0.85	0.0491	0.0012	0.17159	0.0032	0.02537	0.0003	0.728	161.5	2.1	
Z-12.10	206	0.68	0.0475	0.0013	0.16667	0.0038	0.02547	0.0004	0.603	162.1	2.2	
Z-12.11	1523	0.94	0.0492	0.0010	0.17131	0.0026	0.02531	0.0003	0.876	161.1	2.1	
Z-12.12	214	0.75	0.0505	0.0013	0.17524	0.0038	0.02518	0.0004	0.634	160.3	2.2	
Z-12.13	203	0.74	0.0496	0.0013	0.1745	0.0039	0.02556	0.0004	0.613	162.7	2.2	
Z-12.14	311	0.68	0.0501	0.0012	0.18113	0.0035	0.02628	0.0004	0.719	167.2	2.2	P-III
Z-12.15	319	0.68	0.0501	0.0012	0.17872	0.0034	0.02589	0.0004	0.706	164.8	2.2	P-III
<i>Вт-Амп</i> кварцевый монзонит-порфир (образец Zh-17) // 158.0 ± 2.5 млн лет (n = 3; СКВО = 0.32)												
Z-17.1	261	0.77	0.0518	0.0013	0.1828	0.0039	0.02566	0.0004	0.643	163.3	2.2	DA
Z-17.2	172	0.86	0.0499	0.0015	0.17118	0.0044	0.02493	0.0004	0.549	158.7	2.2	
Z-17.3	162	0.75	0.0496	0.0015	0.16858	0.0044	0.02471	0.0004	0.539	157.4	2.2	
Z-17.4	1259	1.09	0.0497	0.0010	0.17708	0.0027	0.02587	0.0003	0.872	164.6	2.1	P-III
Z-17.5	2008	0.70	0.0496	0.0010	0.17455	0.0025	0.02556	0.0003	0.894	162.7	2.1	P-IV
Z-17.6	720	0.74	0.0488	0.0011	0.16857	0.0028	0.02509	0.0003	0.798	159.7	2.1	P-IV
Z-17.7	171	0.79	0.0572	0.0016	0.19843	0.0047	0.02518	0.0004	0.582	160.3	2.2	DA
Z-17.8	519	0.94	0.0499	0.0011	0.17906	0.0031	0.02609	0.0003	0.750	166.0	2.2	P-III
Z-17.9	117	0.75	0.0495	0.0017	0.1688	0.0051	0.02477	0.0004	0.480	157.7	2.3	

Таблица 1. Окончание

Z-17.10	1530	0.80	0.0495	0.0010	0.17679	0.0026	0.02595	0.0003	0.887	165.2	2.1	P-III
Z-17.11	1200	0.79	0.0493	0.0010	0.17407	0.0026	0.02565	0.0003	0.848	163.3	2.1	P-IV
Z-17.12	1188	0.92	0.0492	0.0010	0.16912	0.0026	0.02497	0.0003	0.866	159.0	2.1	P-IV
Z-17.13	1672	0.62	0.0494	0.0010	0.17144	0.0025	0.02521	0.0003	0.891	160.5	2.1	P-IV
Z-17.14	147	0.62	0.0487	0.0015	0.17127	0.0044	0.02553	0.0004	0.549	162.5	2.3	P-IV
Z-17.15	523	1.16	0.0499	0.0011	0.17337	0.0030	0.02525	0.0003	0.750	160.8	2.1	P-IV

Примечание. ρ – коэффициент корреляции погрешностей $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопных отношений. В столбце “СМ” указаны анализы, показавшие дискордантные возрастные значения (DA) или наличие нерадиогенного свинца (^{204}Pb), а также отмечены возрастные популяции ксеногенных цирконов (P-I-I – популяция I-I, P-I – популяция I, P-II – популяция II, P-III – популяция III, P-IV – популяция IV). Результаты U-Pb датирования, показавшие наличие нерадиогенного свинца или значимую дискордантность, отмечены зачеркиванием.

было исключено из-за наличия нерадиогенного свинца (табл. 1). Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст порфириовидного Vt-Amp-гранодиорита (образец Zh-6), рассчитанный по 9 точкам, составил 162.8 ± 1.5 млн лет (фиг. 7в). Из 15 проанализированных точек четыре значения были исключены из-за высокой дискордантности или наличия нерадиогенного свинца, а два циркона показали более древний $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (166.8 ± 2.2 млн лет и 167.6 ± 2.3 млн лет) (табл. 1).

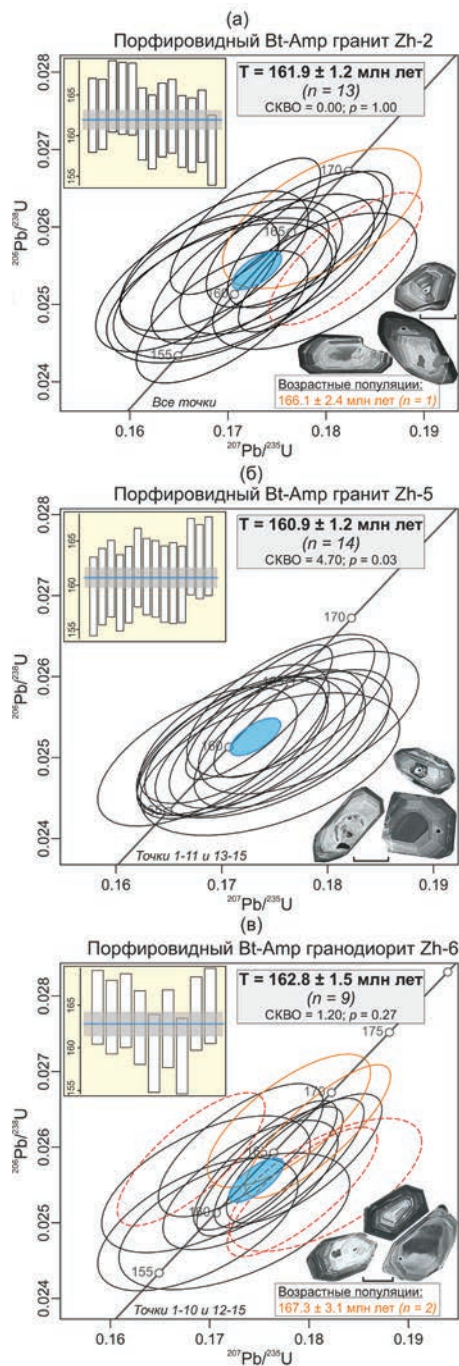
Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст порфириовидного Vt-лейкогранита (образец Zh-8), рассчитанный по 8 точкам, составил 165.9 ± 1.6 млн лет (фиг. 8а). Из 12 проанализированных точек одно значение было исключено из-за высокой дискордантности, а три анализа показали более древний $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (180.4 ± 2.4 млн лет, 182.0 ± 2.5 млн лет и 186.5 ± 2.5 млн лет) (табл. 1). Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст порфириовидного Vt-лейкогранита (образец Zh-9), рассчитанный по 10 точкам, составил 164.1 ± 1.3 млн лет (фиг. 8б). Из 15 проанализированных точек четыре значения были исключены из-за высокой дискордантности, а один анализ показал более древний $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (168.4 ± 2.2 млн лет) (табл. 1).

Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст Vt-Amp-гранит-порфира (образец Zh-11), рассчитанный по 8 точкам, составил 162.7 ± 1.5 млн лет (фиг. 9а). Из 15 проанализированных точек одно значение было исключено из-за высокой дискордантности, а шесть анализов показали более древний $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (от 165.0 ± 2.3 млн лет до 166.2 ± 2.2 млн лет и от 168.8 ± 2.3 млн лет до 169.2 ± 2.3 млн лет) (табл. 1). Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст Vt-Amp-гранит-порфира (образец Zh-12), рассчитанный по 11 точкам, составил 161.5 ± 1.3 млн лет (фиг. 9б). Из 15 проанализированных точек четыре анализа показали более древний $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (от 164.1 ± 2.1 млн лет до 167.2 ± 2.2 млн лет) (табл. 1).

Из 15 точек, проанализированных из Vt-Amp-кварцевого монцонит-порфира (образец Zh-17), два значения были исключены из-за высокой дискордантности, а десять анализов показали древний $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (от 164.6 ± 2.1 млн лет до 166.0 ± 2.2 млн лет и от 159.0 ± 2.1 млн лет до 163.3 ± 2.1 млн лет) (табл. 1). Три оставшихся анализа показали конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 158.0 ± 2.5 млн лет (фиг. 9в). По результатам проведенных U-Pb изотопных исследований, в гранитоидах Жирекенской интрузии были установлены следующие возрастные популяции ксеногенных цирконов: *ок.* 186.5 млн лет (популяция I-I в Vt-лейкогранитах); *ок.* 180–182 млн лет (популяция I в Vt-лейкогранитах); *ок.* 166–169 млн лет (популяция II в Vt-лейкогранитах, Vt-Amp-гранитах и гранит-порфирах); *ок.* 164–166 млн лет (популяция III в Vt-Amp гранит-порфирах и монцонит-порфире); *ок.* 159–163 млн лет (популяция IV в Vt-Amp-монцонит-порфире).

Краткая петролого-геохимическая характеристика гранитоидов

Содержания порообразующих окислов и редких и рассеянных элементов в гранитоидах Жирекенского месторождения представлены в табл. 2 и иллюстрированы на фиг. 10. Полученные данные по порообразующим окислам были пересчитаны на сухой остаток, и эти пересчитанные значения были использованы при обсуждении петрохимических характеристик пород. Все изученные породы характеризуются невысокими значениями ППП < 3.5 мас. % (0.21–2.9 мас. %) и низким содержанием SO_3 . Наложены изменения представлены преимущественно слабой серицитизацией плагиоклаза, частичной хлоритизацией амфибола и биотита. Иногда отмечаются малочисленные карбонатные гнезда, единичные тонкие кварц-карбонатные прожилки и единичные тонкие зерна сульфидов. Степень вторичных

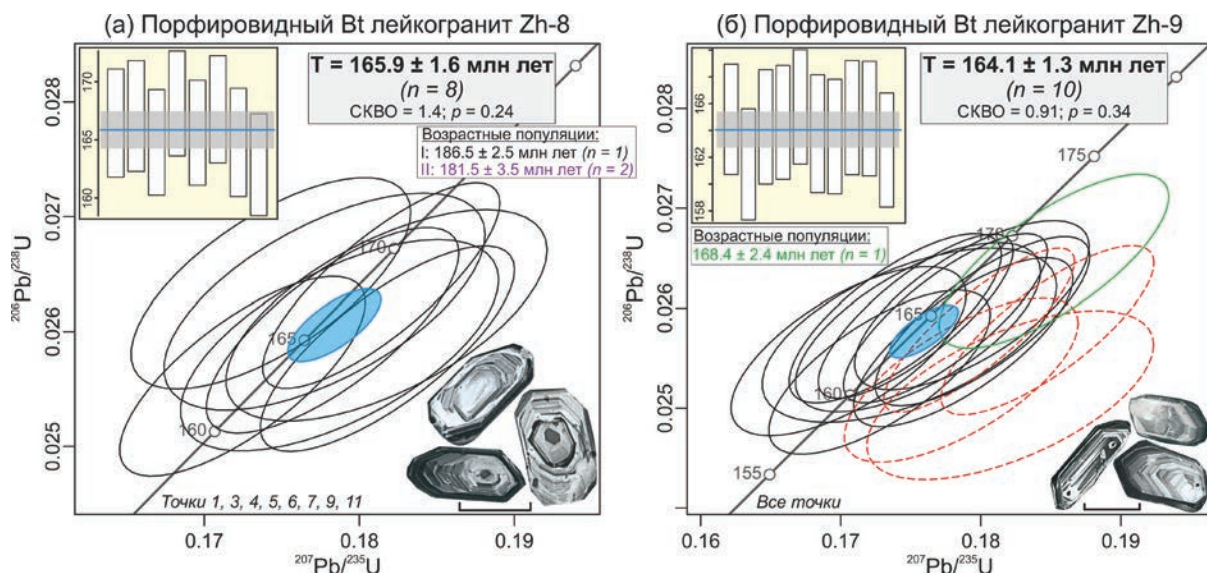


Фиг. 7. U–Pb диаграммы с конкордиями для зерен цирконов из гранитоидов основной фазы Жирекенской интрузии. Погрешности вычисленных конкордантных возрастов T приведены на уровне 2σ . Сплошные черные эллипсы — результаты частных анализов, по которым рассчитывался U–Pb возраст. Пунктирные красные эллипсы — результаты частных анализов, показавшие дискордантные значения. Сплошные цветные эллипсы — результаты частных анализов ксеногенных возрастных популяций цирконов. Диаграммы средневзвешенных ^{206}Pb – ^{238}U возрастов приведены для выборки цирконов, по которым рассчитывался U–Pb возраст (сплошные черные эллипсы). Длина масштабной линейки — 100 мкм.

изменений изученных образцов низкая, количество новообразованных минералов не превышает 3–5 об. %.

Порфириовидные Vt-лейкограниты и Vt-граниты представлены умеренно-щелочными породами с высокими содержаниями SiO_2 (72.1–76.6 мас. %) и щелочей (4.7–5.6 мас. % K_2O ; 2.9–3.5 мас. % Na_2O ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.4$ –2.0) (табл. 2, фиг. 10а). Порфириовидные Vt-Amp-граниты и гранодиориты характеризуются более низкими содержаниями SiO_2 (65.1–69.3 мас. %) и варьируют по составу от умеренно-щелочных гранитов (3.9–4.7 мас. % K_2O ; 3.7–4.3 мас. % Na_2O ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.9$ –1.3) до гранодиоритов (~2.4 мас. % K_2O ; ~4.7 мас. % Na_2O ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.5$). Vt-Amp-гранит-порфиры отличаются высокими, сопоставимыми с лейкогранитами, содержаниями SiO_2 (71.5–75.4 мас. %) и варьируют по составу от субщелочных двуполевошпатовых гранитов (4.4–5.8 мас. % K_2O ; 2.9–3.7 мас. % Na_2O ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.2$ –2.0) до субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов (4.3–4.8 мас. % K_2O ; 3.4–3.5 мас. % Na_2O ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.2$ –1.4). Vt-Amp-кварцевые диорит-порфиры показывают низкие содержания SiO_2 (59.6–60.5 мас. %) и щелочей (2.6–2.9 мас. % K_2O ; ~3.5 мас. % Na_2O ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.7$ –0.8). Для сравнения, Vt-Amp кварцевый монцитит-порфир показывает более низкие содержания SiO_2 (~59.1 мас. %) и более высокие концентрации щелочей (~3.5 мас. % K_2O ; ~4.3 мас. % Na_2O ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.8$). Изученные гранитоиды относятся к высоко-К известково-щелочной — шошонитовой сериям, они представлены в основном магнезиальными разностями и располагаются в поле металаюминиевых — слабопералюминиевых гранитоидов I-типа (индексы $A/\text{CNK} = 0.86$ –1.14 и $A/\text{NK} = 1.21$ –1.59) (фиг. 10б–г). Лейкограниты показывают петрохимические характеристики фракционированных гранитоидов, лейкогранит-порфиры группируются на границе фракционированных и нефракционированных разностей, остальные породы относятся к нефракционированным гранитоидам (фиг. 10д).

Изученные породы характеризуются умеренно-фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов (REE), с преобладанием легких REE (LREE: La — Nd) над тяжелыми REE (HREE: Er — Lu) ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 10$ –25), и показывают разную степень обеднения средними REE (MREE: Sm — Ho) ($(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 0.45$ –1.60) и варьирующие значения Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.40$ –0.87) (фиг. 11а). При этом все гранитоиды показывают сходный характер распределения редких и рассеянных элементов, выраженный в обогащении пород крупноионными литофильными элементами (LILE: Rb, Ba), Th и U



Фиг. 8. U-Pb диаграммы с конкордиями для зерен цирконов из Vt лейкогранитов. Погрешности вычисленных конкордантных возрастов T приведены на уровне 2σ . Сплошные черные эллипсы — результаты частных анализов, по которым рассчитывался U-Pb возраст. Пунктирные красные эллипсы — результаты частных анализов, показавшие дискордантные значения. Сплошные цветные эллипсы — результаты частных анализов ксеногенных возрастных популяций цирконов. Диаграммы средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов приведены для выборки цирконов, по которым рассчитывался U-Pb возраст (сплошные черные эллипсы). Длина масштабной линейки — 100 мкм. На диаграмме (а), возрастные популяции ксеногенных цирконов не отображены и представлены по данным табл. 1.

и обеднении Ta, Nb и Ti (фиг. 11б). Лейкограниты и лейкогранит-порфиры деплетированы Ba и Sr относительно остальных гранитоидов.

Геохимические характеристики цирконов

Результаты геохимического изучения цирконов из гранитоидов Жирекенского месторождения представлены в табл. 3 и иллюстрированы на фиг. 12. Для выявления составов цирконов, измененных в результате захвата минеральных или флюидных включений во время анализа (Rayner et al., 2005; Duan et al., 2019), геохимические данные, показавшие обогащение LREE ($\text{La} > 0.1$ г/т (Zou et al., 2019; Ni et al., 2020); $\text{Pr}_{\text{CN}} > 10$ (Cavosie et al., 2006)), а также $\text{Ti} > 50$ г/т (Lu et al., 2016), Ca и P, были исключены из рабочей выборки (табл. 3). Оставшиеся составы показывают типичные для магматических цирконов хондрит-нормированные спектры распределения REE, обедненные LREE (La — Eu) и обогащенные HREE (Gd — Lu), с выраженными положительными Ce и отрицательными Eu-аномалиями (Hoskin, Schaltegger, 2003) (фиг. 12а). Все они, за исключением одного состава циркона из кварцевого монцитит-порфира, соответствуют составам автокристов и показывают эволюционный тренд, обусловленный фракционированием расплава (фиг. 12б).

По особенностям химического состава, цирконы из Vt-Amp-гранитов, Vt-Amp-гранит-порфиров

и монцитит-порфира подразделяются на две группы: группа I (цирконы ранней популяции с $\text{Ta} = 0.37\text{--}0.81$ г/т, $\text{Ti} = 9.2\text{--}18.0$ г/т и расчетными температурами кристаллизации (Watson et al., 2006) $T = 734\text{--}837^\circ\text{C}$) и группа II (цирконы поздней популяции с $\text{Ta} = 0.86\text{--}2.40$ г/т, $\text{Ti} = 2.0\text{--}6.9$ г/т, $T = 617\text{--}709^\circ\text{C}$). Цирконы из Vt-лейкогранитов также подразделяются на две популяции. Цирконы ранней популяции (группа I) по своим характеристикам сопоставимы с ранее выделенной группой I цирконов из Vt-Amp-гранитов и порфиров ($\text{Ta} = 0.32\text{--}0.60$ г/т, $\text{Ti} = 11.0\text{--}19.0$ г/т, $T = 749\text{--}801^\circ\text{C}$). Цирконы поздней популяции (группа IIa) включают цирконы, содержащие $0.58\text{--}1.20$ г/т Ta, $5.3\text{--}9.5$ г/т Ti и показавшие более высокие значения $T = 688\text{--}736^\circ\text{C}$ по сравнению с группой II. Обе группы отражают эволюцию состава расплава в ходе его фракционирования. Для гранитов и порфиров, переход от группы I к группе II характеризуется температурно-зависимым снижением Dy/Yb отношений ($(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа I}} = 0.39\text{--}0.27$; $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа II}} = 0.25\text{--}0.12$) и снижением и последующим ростом Eu/Eu^* отношений ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа I}} = 0.30\text{--}0.17$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа II}} = 0.16\text{--}0.35$) (фиг. 12в–г). Для Vt-лейкогранитов переход от группы I к группе IIa характеризуется снижением и последующим слабым ростом Dy/Yb отношений ($(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа I}} = 0.36\text{--}0.25$; $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа IIa}} = 0.25\text{--}0.31$) и слабыми вариациями Eu/Eu^* отношений ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа I}} = 0.24\text{--}0.20$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа IIa}} = 0.19\text{--}0.30$) (фиг. 12в–г).

Таблица 2. Содержание породообразующих окислов (мас. %) и редких и рассеянных элементов (г/т) в гранитоидах Жирекенского месторождения

Образец	Zh-1	Zh-2	Zh-3	Zh-4	Zh-5	Zh-6	Zh-7	Zh-8	Zh-9	Zh-10	Zh-11	Zh-12	Zh-13	Zh-14	Zh-15	Zh-16	Zh-17
	BAGr			BAGd			BLGr			BGr	BAGr-p		BLGr-p		BAQD-p		BAQM-p
SiO ₂	68.09	68.50	68.61	67.56	68.83	63.15	74.70	75.64	74.71	71.12	71.30	69.86	74.54	72.71	58.62	58.37	57.95
TiO ₂	0.50	0.47	0.44	0.44	0.40	0.61	0.18	0.20	0.17	0.22	0.32	0.32	0.20	0.21	0.93	0.92	0.92
Al ₂ O ₃	14.70	15.12	14.79	15.61	15.28	16.03	12.41	12.58	13.14	13.04	13.89	14.20	12.93	13.30	14.75	14.53	14.91
Fe ₂ O ₃	3.70	3.42	3.47	3.35	3.05	4.89	1.67	1.33	1.68	4.01	2.52	2.24	1.84	1.47	6.42	7.17	7.20
MnO	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.06	0.09	0.06
MgO	1.53	1.24	1.24	1.53	1.06	2.88	0.48	0.36	0.38	0.64	0.92	0.89	0.48	0.84	5.58	5.94	5.26
CaO	2.01	2.24	2.29	2.60	2.30	2.14	0.70	0.67	1.07	1.01	1.46	1.47	1.00	1.22	3.73	4.46	3.64
Na ₂ O	3.67	3.76	3.76	4.23	3.98	4.59	2.82	2.96	3.48	2.95	3.64	2.82	3.47	3.33	3.43	3.44	4.24
K ₂ O	4.65	4.41	4.41	3.87	4.22	2.36	5.51	4.99	4.71	5.45	4.33	5.63	4.28	4.75	2.79	2.51	3.44
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.12	0.12	0.10	0.19	0.04	0.04	0.03	0.06	0.08	0.09	0.05	0.06	0.28	0.27	0.26
BaO	0.11	0.11	0.08	0.10	0.09	0.07	0.07	0.02	0.04	0.07	0.09	0.10	0.03	0.09	0.07	0.08	0.08
SO ₃	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.09	<0.03	<0.03	0.17	<0.03	<0.03
V ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.05	0.04
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
ППП	0.36	0.54	0.21	0.61	0.49	2.86	0.50	0.52	0.38	0.79	0.85	1.96	1.08	1.80	2.80	1.90	1.77
Сумма	99.51	99.99	99.46	100.09	99.85	99.87	99.10	99.31	99.83	99.41	99.43	99.72	99.93	99.81	99.73	99.77	99.82
Sc	5.89	5.21	5.65	7.19	4.08	9.01	1.96	2.71	2.14	2.76	3.95	4.14	3.72	2.86	16.20	14.64	12.31
Ti	3099.7	3047.5	2825.2	2948.5	2252.3	3427.9	1167.3	1371.4	961.8	1465.7	2117.3	1814.1	1402.7	1431.0	6038.0	6238.4	5105.5
V	56.6	56.3	52.2	55.8	40.2	94.0	18.3	14.0	12.7	38.3	32.4	44.2	20.9	24.5	137.7	137.2	118.0
Cr	26.4	34.3	26.9	31.4	36.6	112.1	16.7	22.1	47.9	52.4	26.4	39.7	24.8	70.0	502.6	483.9	338.7
Mn	330.4	329.5	177.8	329.1	181.7	330.3	87.5	102.9	151.4	177.4	166.0	194.4	137.7	135.4	482.4	759.2	395.1
Co	7.79	9.28	6.44	7.28	6.00	11.59	2.99	2.53	2.04	5.20	3.95	5.03	2.72	8.14	30.36	19.41	14.83
Ni	12.4	23.4	17.8	21.1	3.2	22.3	10.0	9.0	<3	18.4	12.6	<3	17.4	63.6	218.9	218.1	132.7
Zn	29.1	32.7	27.0	114.5	24.1	34.1	20.7	23.0	21.7	25.4	24.0	22.6	19.4	59.2	57.9	61.8	49.8
Rb	160.9	155.7	195.4	146.2	169.1	214.8	244.9	246.1	193.2	241.9	157.8	197.9	173.0	147.8	258.3	262.5	183.2

Таблица 3. Содержание редких и рассеянных элементов (в г/т) в цирконе из гранитоидов Жирекенского месторождения

Точка	P	Ca	Ti	Rb	Sr	Y	Nb	Va	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
Порфириновый Вt–Аmp гранит (образец Zh-2) (U–Pb возраст 161,9 ± 1,2 млн лет)																							
2.1	207	173	17.0	0.29	0.34	1282	1.2	0.04	0.05	19	0.45	7.0	10.0	1.30	40.0	13.0	139	45	202	43	355	63	10047
2.2	129	175	2.7	0.39	0.59	1182	2.4	<0.04	<0.01	47	0.16	2.4	5.3	1.00	25.0	7.9	108	39	203	49	530	93	13182
2.3	217	350	5.7	0.37	0.51	812	3.5	<0.04	0.85	40	0.35	3.0	3.5	0.46	17.0	6.1	79	27	138	33	320	58	11461
2.4	183	162	14.0	0.17	0.53	514	1.1	0.28	0.02	14	0.09	1.4	2.9	0.47	13.0	4.1	53	17	81	20	171	31	10257
2.5	177	186	5.9	0.15	0.26	657	2.5	<0.04	<0.01	31	0.04	1.3	2.6	0.31	13.0	4.6	60	22	109	27	250	47	13026
2.7	188	195	6.9	0.27	0.37	777	3.0	<0.04	<0.01	28	0.05	1.2	2.6	0.50	14.0	5.3	67	25	131	32	290	59	11820
2.8	3412	10088	20.0	4.40	19.0	429	1.2	3.70	45.00	113	14.0	62	13.0	1.10	18.0	4.1	44	14	67	15	142	26	10054
2.9	140	138	11.0	0.17	0.23	273	0.9	<0.04	<0.01	10	0.03	0.6	1.4	0.25	5.9	2.2	26	9	43	10	97	18	10498
2.11	183	172	11.0	0.18	0.31	500	1.5	<0.04	<0.01	20	0.05	0.9	2.5	0.37	11.0	3.9	47	16	80	19	167	30	11155
2.12	188	117	16.0	0.13	0.30	570	1.1	<0.04	0.02	14	0.11	1.9	3.4	0.65	15.0	4.8	56	19	93	19	170	33	10269
Порфириновый Вt–Аmp гранит (образец Zh-5) (U–Pb возраст 160,9 ± 1,2 млн лет)																							
5.1	165	140	12.0	<0.1	0.20	373	1.1	<0.04	<0.01	14	0.04	0.8	1.7	0.37	8.8	3.0	36	13	61	14	131	24	10890
5.2	186	178	9.7	0.12	0.19	540	1.6	<0.04	0.02	19	0.04	1.2	2.2	0.27	11.0	4.0	52	18	88	21	195	37	11812
5.3	195	160	4.6	0.32	0.38	678	2.7	<0.04	0.10	33	0.09	1.5	2.9	0.34	14.0	5.0	61	24	112	27	245	48	13183
5.4	180	144	9.9	0.16	0.25	504	1.5	<0.04	<0.01	16	0.04	1.1	2.2	0.36	10.0	3.6	46	17	81	19	172	33	11288
5.5	278	290	6.7	0.22	0.66	650	2.3	<0.04	2.40	28	0.67	3.9	3.2	0.38	14.0	4.9	61	23	107	25	232	43	12093
5.6	187	163	14.0	0.19	0.25	450	1.2	<0.04	<0.01	16	0.04	1.0	2.3	0.36	11.0	3.8	43	16	72	17	159	28	10785
5.7	176	106	11.0	0.12	0.21	446	1.3	<0.04	<0.01	16	0.04	1.0	2.2	0.34	9.8	3.4	43	15	71	17	155	28	10764
5.8	198	160	13.0	0.24	0.25	614	1.2	<0.04	<0.01	18	0.08	1.8	3.7	0.55	17.0	5.2	63	21	99	22	196	36	10404
5.9	400	767	8.3	0.24	1.50	647	2.2	0.07	6.40	41	1.60	7.5	4.0	0.46	14.0	4.6	60	21	105	25	227	42	12238
5.10	195	201	12.0	0.18	0.27	573	1.4	<0.04	<0.01	15	0.07	1.4	3.0	0.40	14.0	4.5	57	20	90	21	193	35	10731
Порфириновый Вt–Аmp гранодиорит (образец Zh-6) (U–Pb возраст 162,8 ± 1,5 млн лет)																							
6.1	199	253	14.0	0.16	0.18	492	1.5	<0.04	<0.01	20	0.04	1.2	2.4	0.41	12.0	3.9	49	16	80	18	170	30	10537
6.2	184	193	4.7	0.61	1.10	1652	6.1	0.39	0.88	85	0.89	7.1	9.7	2.30	39.0	12.0	153	53	276	67	682	125	11459
6.3	310	555	6.7	0.72	5.70	1476	6.5	8.70	2.00	70	1.40	8.8	11.0	2.40	33.0	12.0	146	49	228	56	525	97	11629
6.5	216	<80	6.7	0.66	0.70	1932	3.4	<0.04	0.05	79	0.48	7.5	14.0	3.20	51.0	17.0	198	67	308	73	665	119	10365
6.6	183	<80	14.0	0.16	0.14	423	1.3	<0.04	<0.01	16	0.04	1.0	2.4	0.37	10.0	3.4	41	15	68	16	148	27	10803
6.7	184	233	18.0	0.20	0.14	397	1.0	<0.04	<0.01	11	0.05	1.1	2.6	0.49	9.5	3.6	41	14	66	15	138	24	9230
6.8	189	166	9.2	0.22	0.27	487	1.8	<0.04	<0.01	20	0.04	0.9	2.4	0.28	11.0	3.5	45	16	80	19	177	33	11573
6.9	119	148	2.6	0.16	0.36	493	2.5	0.08	0.02	33	0.03	0.5	1.4	0.36	6.9	2.5	35	15	84	24	283	57	13322

Таблица 3. Продолжение

Точка	P	Ca	Ti	Rb	Sr	Y	Nb	Va	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
6.12	185	158	6.2	0.26	0.29	711	2.7	<0.04	0.03	34	0.08	1.5	2.9	0.62	14.0	5.2	65	25	117	29	297	54	12036
6.14	171	<80	15.0	<0.1	0.24	404	1.0	<0.04	<0.01	12	0.03	0.8	2.1	0.31	9.1	3.0	38	14	65	15	138	24	10073
Порфиroidный <i>Vr</i> -лейкогранит (образец Zh-8) (<i>U-Pb</i> возраст 165.9 ± 1.2 млн лет)																							
8.1	208	220	5.3	0.51	0.53	1386	2.9	<0.04	<0.01	39	0.22	3.9	7.0	1.00	30.0	11.0	135	46	230	50	440	88	11975
8.3	157	167	15.0	0.14	0.12	332	0.9	<0.04	<0.01	12	0.02	0.7	1.6	0.27	8.0	2.5	32	11	53	12	112	21	10053
8.4	191	191	11.0	0.19	0.31	516	1.3	<0.04	<0.01	16	0.07	1.3	2.8	0.37	12.0	3.9	50	18	84	20	175	33	10737
8.5	256	269	4.7	0.99	0.75	1083	4.7	0.54	2.00	51	1.20	6.9	5.6	0.86	18.0	6.8	87	33	181	47	483	106	13586
8.6	199	162	6.0	0.24	0.31	710	2.6	0.04	<0.01	27	0.05	1.3	2.8	0.40	14.0	5.0	65	24	113	28	257	47	12088
8.7	150	160	6.2	0.82	0.25	522	1.9	0.13	0.01	21	0.06	1.0	2.1	0.30	9.9	3.5	46	17	85	21	196	42	12550
8.8	277	161	5.7	0.32	0.47	727	2.9	0.05	1.50	36	0.94	5.2	4.7	0.67	14.0	5.5	67	24	121	29	279	52	12631
8.9	238	191	19.0	0.34	0.28	1051	1.3	0.29	0.10	17	0.39	5.7	8.1	1.20	32.0	9.6	113	37	166	37	313	56	9567
8.11	161	195	7.3	0.31	0.36	944	1.4	<0.04	0.01	26	0.10	2.4	5.1	0.91	23.0	7.9	94	33	153	35	315	57	11653
8.12	270	433	7.3	0.36	0.85	946	2.2	0.05	2.00	30	0.67	4.8	5.2	0.56	21.0	7.4	90	31	152	34	309	58	12316
Порфиroidный <i>Vr</i> -лейкогранит (образец Zh-9) (<i>U-Pb</i> возраст 164.1 ± 1.3 млн лет)																							
9.1	522	1264	16.0	0.48	2.80	510	1.2	1.20	6.50	28	2.00	9.6	4.4	0.51	13.0	4.3	50	17	78	19	171	33	9996
9.2	208	190	7.2	0.28	0.35	795	3.0	<0.04	<0.01	34	0.07	1.4	3.4	0.46	16.0	5.6	72	26	129	31	291	55	11776
9.3	199	220	15.0	0.12	0.25	519	1.1	<0.04	0.03	13	0.09	1.6	3.3	0.53	14.0	4.2	52	17	80	18	154	31	9896
9.4	194	274	8.2	0.12	0.28	450	1.4	<0.04	0.02	17	0.05	1.0	2.1	0.33	9.6	3.4	42	15	71	17	156	30	11060
9.5	216	189	7.1	0.31	0.45	717	2.0	<0.04	0.02	22	0.08	1.4	3.2	0.67	15.0	6.1	67	25	116	29	262	48	11093
9.6	196	84	14.0	0.21	0.18	469	1.3	<0.04	0.02	15	0.06	1.0	2.8	0.35	10.0	3.8	44	16	74	17	151	30	10685
9.7	215	377	3.8	0.26	0.56	692	2.8	<0.04	2.20	42	0.42	2.4	2.6	0.41	12.0	4.4	57	22	110	28	269	60	12684
9.10	185	188	12.0	<0.1	0.23	469	1.1	<0.04	<0.01	15	0.04	1.1	2.2	0.38	11.0	3.6	43	16	74	17	149	31	10400
9.12	184	141	7.7	0.18	0.20	491	2.0	<0.04	0.02	23	0.04	1.2	2.1	0.30	11.0	3.6	44	17	76	19	174	34	11850
9.13	196	108	9.5	0.17	0.34	626	2.2	<0.04	<0.01	25	0.05	1.1	3.0	0.43	13.0	4.8	57	21	98	24	213	41	10939
<i>Vr-Amp</i> гранит-порфир (образец Zh-11) (<i>U-Pb</i> возраст 162.7 ± 1.5 млн лет)																							
11.2	250	162	2.0	0.40	0.47	1069	4.2	0.06	<0.01	44	0.04	0.8	2.5	0.61	14.0	5.4	83	33	184	48	488	111	12100
11.6	307	780	3.7	0.31	2.70	1131	4.3	0.79	4.70	56	1.40	8.0	5.8	0.86	19.0	6.5	87	34	186	47	491	111	12916
11.7	203	199	6.6	0.28	0.67	736	2.5	0.04	0.83	27	0.26	1.9	2.7	0.44	14.0	4.8	65	24	121	30	279	55	12572
11.9	98	2301	1.4	0.41	3.00	1144	1.7	0.59	2.00	33	0.38	2.9	3.9	0.82	18.0	6.3	83	33	181	48	499	112	14036
11.10	1292	4137	2.8	0.78	5.40	2242	3.5	0.16	16.00	97	4.10	21	13.0	2.50	48.0	16.0	193	71	363	89	832	169	12622
11.11	240	554	1.7	0.74	1.10	1731	2.9	<0.04	2.10	50	0.69	5.7	7.4	1.50	32.0	11.0	145	54	277	71	675	148	13142

Таблица 3. Окончание

Точка	P	Ca	Ti	Rb	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
11.12	165	151	4.2	0.21	0.38	742	3.1	<0.04	0.02	28	0.03	1.1	2.0	0.35	13.0	4.4	61	24	123	30	294	61	13503
11.13	279	177	30.0	0.98	59.0	2668	11.0	90.00	42.00	292	33.0	151	63.0	11.0	93.0	23.0	241	76	378	91	901	175	12988
11.15	218	471	2.2	0.34	0.80	951	4.8	<0.04	2.00	53	0.54	3.1	2.8	0.65	14.0	5.2	76	29	160	44	447	98	13409
11.16	452	952	13.0	0.42	1.20	854	1.2	0.14	5.70	28	1.20	6.6	5.7	0.93	22.0	7.2	84	29	132	30	254	49	10608
<i>Vt–Amp</i> гранит–порфир (образец Zh–12) (U–Pb возраст 161.5 ± 1.3 млн лет)																							
12.2	209	132	4.4	0.27	0.50	984	3.3	<0.04	0.05	43	0.08	1.6	3.5	0.55	18.0	6.4	83	33	163	39	373	80	12532
12.3	233	381	5.8	0.42	1.10	1047	2.4	<0.05	1.40	37	0.48	4.1	4.6	1.00	21.0	7.0	90	35	170	41	405	83	12016
12.5	302	463	2.8	0.35	0.81	1024	2.5	<0.05	1.10	41	0.36	3.2	4.4	0.78	18.0	6.9	83	32	163	40	406	90	12990
12.6	285	280	5.0	0.44	0.77	1138	4.6	<0.05	1.20	46	0.37	2.8	4.1	0.63	19.0	7.2	94	36	192	46	424	87	13216
12.7	189	194	27.0	1.70	0.82	473	1.2	0.12	0.05	15	0.06	1.2	2.3	0.36	11.0	3.7	45	16	76	17	153	29	10777
12.8	295	679	7.8	0.18	1.40	529	1.5	0.06	3.30	24	1.10	4.9	2.8	0.41	11.0	3.7	48	18	86	20	188	36	12476
12.9	591	1318	7.6	0.35	3.10	715	2.2	0.07	8.00	45	2.40	12	5.3	0.55	16.0	5.6	64	24	113	27	246	45	12032
12.10	221	149	9.9	0.19	0.32	478	1.5	<0.04	0.06	18	0.06	1.1	2.1	0.38	11.0	3.6	47	17	79	17	169	31	11287
12.11	138	139	2.6	0.31	0.39	903	4.7	<0.04	0.10	60	0.09	1.6	2.8	0.58	15.0	5.2	68	28	149	40	410	89	13353
12.12	172	194	13.0	0.13	0.15	398	1.1	<0.04	<0.01	14	0.03	0.8	2.0	0.32	9.4	3.2	38	13	61	14	129	25	10481
<i>Vt–Amp</i> кварцевый монзонит–порфир (образец Zh–17) (U–Pb возраст 158.0 ± 2.5 млн лет)																							
17.1	178	194	4.2	0.36	0.38	884	3.8	0.06	<0.01	48	0.08	1.5	3.0	0.57	16.0	5.5	73	29	141	36	353	75	12423
17.2	190	193	12.0	<0.1	0.27	520	1.2	<0.04	0.02	15	0.07	1.5	3.0	0.43	13.0	4.2	50	19	84	20	175	34	10897
17.3	163	120	5.1	0.18	0.35	516	2.0	<0.04	<0.01	27	0.04	0.8	1.8	0.32	9.3	3.3	43	17	83	21	205	43	12628
17.9	234	148	4.7	0.37	0.58	1181	6.8	<0.04	<0.01	59	0.07	1.9	4.3	0.75	20.0	7.5	101	38	189	50	475	89	11169
17.16	190	<80	15.0	<0.1	0.24	515	1.4	<0.04	<0.01	18	0.08	1.3	2.7	0.35	12.0	4.2	49	18	80	18	167	31	9973
17.17	5957	2115	12.0	0.20	51.0	405	0.9	0.33	120.0	263	35.0	158	30.0	2.10	28.0	5.4	45	14	62	14	120	23	9797
17.18	268	223	6.5	0.31	0.35	840	3.2	<0.04	0.31	39	0.21	2.3	3.4	0.57	18.0	6.1	76	29	134	32	292	58	11633
17.19	161	164	2.8	0.23	0.51	855	4.3	<0.04	0.33	50	0.14	1.7	2.9	0.63	14.0	5.0	67	27	139	38	393	87	12915
17.20	301	780	3.1	0.36	1.40	987	3.2	<0.04	3.70	44	0.81	4.3	3.7	0.64	16.0	5.6	76	31	162	43	453	99	12785
17.21	195	164	13.0	<0.1	0.23	479	1.3	<0.04	<0.01	14	0.05	1.4	2.5	0.45	11.0	3.8	46	17	75	18	163	31	10972

Примечание. Зачеркиванием отмечены результаты анализов, показавшие высокие содержания La > 0.1 г/т, Са, Р и Тi.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохронологическая эволюция Жирекенского месторождения

Полученные U-Pb геохронологические данные указывают на возрастной интервал в 158–166 млн лет (средняя–поздняя юра) для магматической активности на Жирекенском месторождении. Наиболее ранними на месторождении являются порфиридные Vt-лейкограниты (U-Pb возраст цирконов 165.9 ± 1.6 млн лет и 164.1 ± 1.3 млн лет) (фиг. 8), представляющие, по-видимому, раннюю (конец средней юры) интрузивную фазу Жирекенской многофазной интрузии. Лейкограниты содержат ксенокристы нескольких возрастных популяций цирконов: 186 млн лет (популяция I–I), 180–182 млн лет (популяция I) и 168 млн лет (популяция II). Интересно отметить, что магматизм в интервале 180–186 млн лет в Восточном Забайкалье на сегодняшний день достоверно не подтвержден, хотя магматические породы этого возраста широко известны в структурах Монголо-Охотского складчатого пояса в Китае (Chen et al., 2011; Wang et al., 2015; Wan et al., 2019). Исходя из наблюдаемых геологических взаимоотношений (фиг. 3г, 5а) и полученных U-Pb возрастов (фиг. 8), Vt-лейкограниты слагают крупные блоки ксенолитов в Vt-Amp-гранитах. Таким образом, они не могут формировать шток, пересекающий граниты основной фазы Жирекенской интрузии, как изображается на схеме геологического строения месторождения Берзиной и др. (2015) (фиг. 2в) и не могут рассматриваться как часть “рудноносного комплекса” вместе с дайками гранит-порфиров (Берзина и др., 2015).

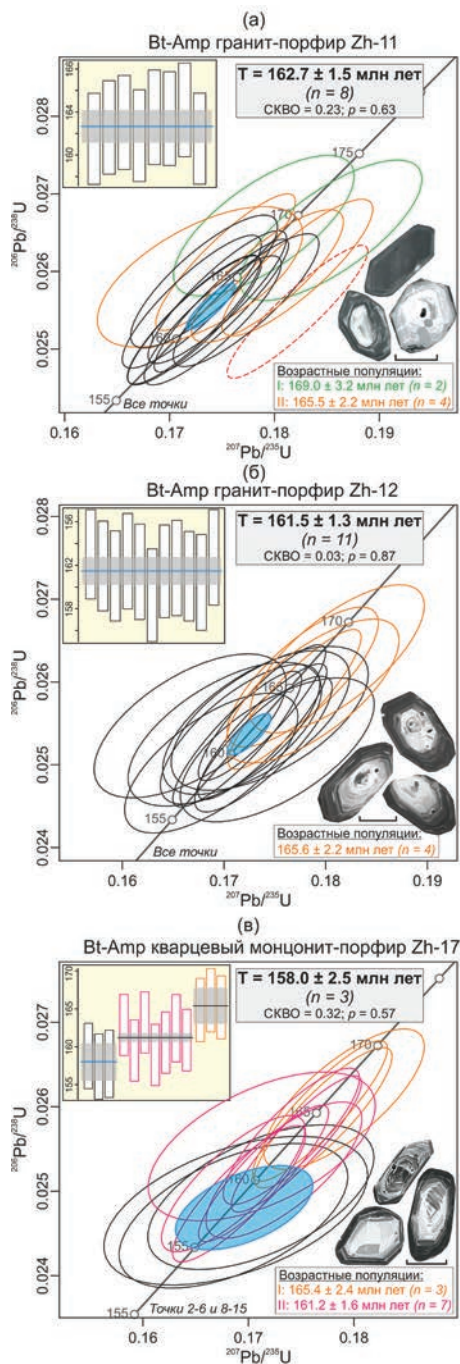
На следующем, более позднем (позднеюрском) этапе произошло внедрение крупной интрузии порфиридных Vt-Amp-гранитов и гранодиоритов, слагающих основную (вторую) фазу Жирекенской многофазной интрузии (U-Pb возраст цирконов 162.8 ± 1.5 млн лет (гранодиориты) и 161.9 ± 1.2 млн лет и 160.9 ± 1.2 млн лет (граниты) (фиг. 7)). Гранитоиды содержат ксенокристы цирконов с возрастными 166–168 млн лет (популяция II), сопоставимые с популяцией II порфиридных Vt-лейкогранитов.

Следующим, тесно сближенным по времени с формированием гранитоидов основной фазы, было внедрение сложной системы даек Vt-Amp-гранит-порфиров (U-Pb возраст цирконов 162.7 ± 1.5 млн лет и 161.5 ± 1.3 млн лет (фиг. 9)) и, предположительно, лейкогранит-порфиров. Гранит-порфиры содержат ксенокристы цирконов с возрастными 169 млн лет (популяция II), присутствующие в Vt-лейкогранитах и Vt-Amp-гранитах, и 164–166 млн лет (популяция III), соответствующие U-Pb возрасту цирконов Vt-лейкогранитов.

Исходя из опубликованных данных и собственных геологических наблюдений, внедрение даек гранит-порфиров было неоднократным и перемежалось с внедрением даек (кварцевых) диорит-порфиров (фиг. 3и, 4ж; Покалов, 1978). В период этой магматической активности произошло внедрение рудогенирующей гранитодной интрузии. Это привело к брекчированию и метасоматическим изменениям ранее образованных гранитоидов и формированию молибденовой минерализации в крупной штокверковой системе.

На Жирекенском месторождении порфирическая минерализация наложена на Vt-лейкограниты и Vt-Amp-граниты основной фазы (фиг. 4а–е; Геологическая ..., 1964; Покалов, 1978; Геологическая ..., 2010₂). Это наблюдение позволяет предположить, что возраст порфирической минерализации должен быть моложе 161 млн лет — опираясь на наиболее молодую датировку, полученную для Vt-Amp-гранитов (160.9 ± 1.2 млн лет; фиг. 7). Следует обратить внимание, что геологические наблюдения противоречат опубликованным результатам по Re-Os датированию молибденита, в соответствии с которыми возраст рудной минерализации на Жирекенском месторождении составляет 163 ± 1 и 162 ± 1 млн лет (Berzina et al., 2003). Кроме того, эти относительно древние Re-Os датировки противоречат более поздним геохронологическим исследованиям их авторов, оценивших возраст формирования “рудноносного комплекса” Жирекенского месторождения в интервале 157.5–159.0 млн лет (U-Pb метод, цирконы) (Берзина и др., 2015).

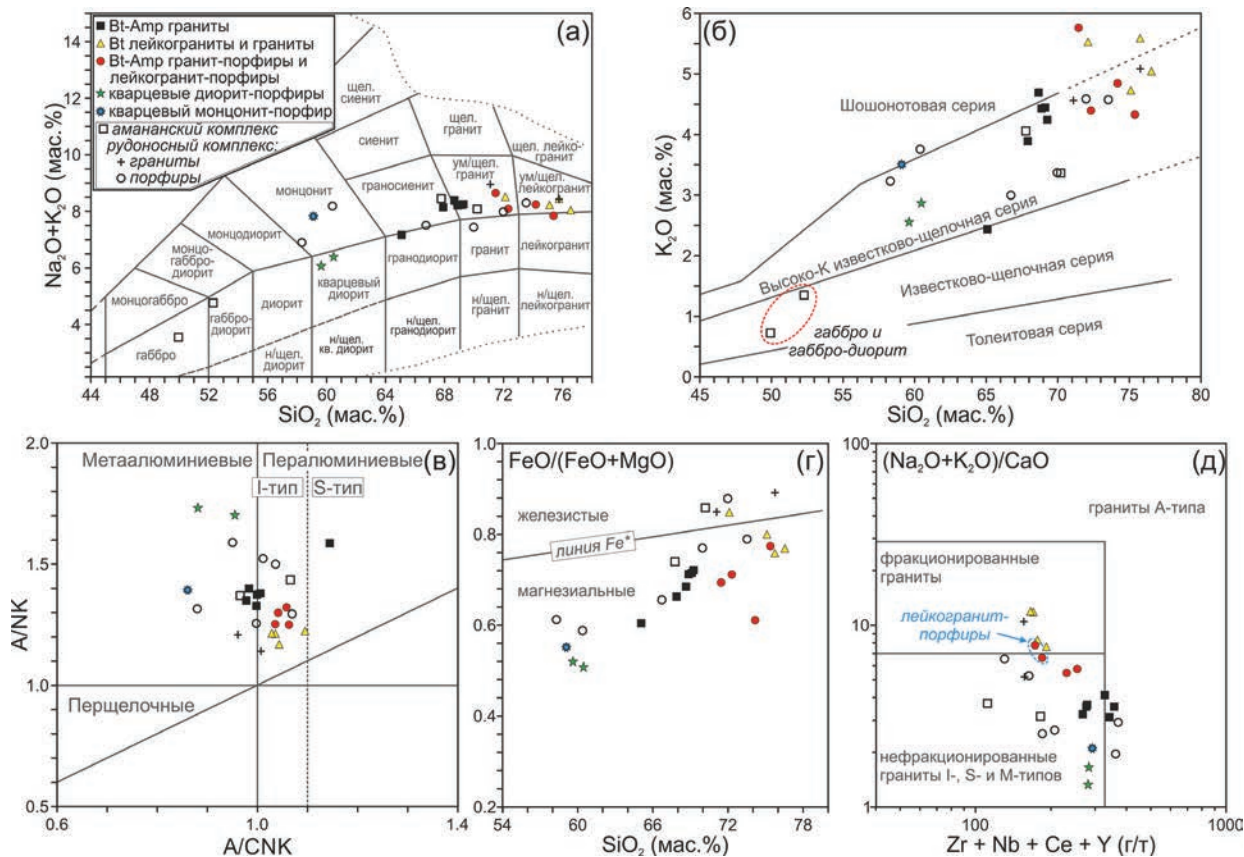
На заключительном этапе произошло внедрение даек Vt-Amp-монцонит-порфиров, конкордантный изотопный U-Pb возраст малочисленных автокристов циркона в которых составляет 158.0 ± 2.5 млн лет (фиг. 9). Монцонит-порфиры содержат ксенокристы цирконов с возрастными 165–166 млн лет (популяция III), соответствующие U-Pb возрасту цирконов Vt-лейкогранитов, и многочисленную популяцию ксенокристов с возрастными 159–163 млн лет (популяция IV), соответствующие U-Pb возрасту цирконов Vt-Amp-гранитов. Конкордантный изотопный U-Pb возраст цирконов IV популяции составляет 161.2 ± 0.8 млн лет ($n = 7$) (фиг. 9). Полученный изотопный U-Pb возраст монцонит-порфиров хорошо согласуется с ранее опубликованным U-Pb возрастом дайки монцонит-порфиров “рудноносного” комплекса на Жирекенском месторождении (157.5 ± 2.0 млн лет; Берзина и др., 2015). Полевые геологические наблюдения авторов показывают, что кварцевые диорит-порфиры содержат ксенолиты порфиридных Vt-Amp-гранитов и Vt-лейкогранит-порфиров



Фиг. 9. U–Pb диаграммы с конкордиями для зерен цирконов из Vt-Amp гранит-порфиров и кварцевого монзонит-порфира. Погрешности вычисленных конкордантных возрастов T приведены на уровне 2σ . Сплошные черные эллипсы — результаты частных анализов, по которым рассчитывался U–Pb возраст. Пунктирные красные эллипсы — результаты частных анализов, показавшие дискордантные значения. Сплошные цветные эллипсы — результаты частных анализов ксеногенных возрастных популяций цирконов. Диаграммы средневзвешенных ^{206}Pb – ^{238}U возрастов приведены для выборки цирконов, по которым рассчитывался U–Pb возраст (сплошные черные эллипсы) (а–б), или для всех возрастных популяций цирконов (в). Длина масштабной линейки — 100 мкм.

с прожилково-вкрапленной молибденит-пирит-халькопиритовой минерализацией (фиг. 3и, 4з–и), а кварцевые монзонит-порфиры не расчленены рудными прожилками. Эти наблюдения позволяют рассматривать изученные кварцевые диорит- и монзонит-порфиры как пострудные. Часто отмечаемая в дайках сульфидная минерализация (тонкая рассеянная пирит \pm халькопирит \pm молибденитовая вкрапленность, сульфиды по трещинам сколов в породах, тонкие секущие кварц–карбонат \pm сульфидные прожилки), по-видимому, является отголоском завершающей стадии становления рудной Мо-порфировой системы и последующей тектонической активности. Это указывает на небольшой временной разрыв между внедрением даек изученных пострудных диорит- и монзонит-порфиров и рудогенерирующей порфировой интрузии. Таким образом, на основании геологических наблюдений и полученных U–Pb геохронологических данных, время формирования Мо-порфировой минерализации Жирекенского месторождения и возраст рудогенерирующей гранитоидной интрузии может быть ограничен интервалом 158–161 млн лет.

Возраст гранитоидов Жирекенского месторождения сопоставим с возрастом гранитоидов шахтаминского комплекса, с которым в Восточном Забайкалье связано формирование Cu–Mo–Au-порфировых и Cu–Au–Fe скарновых месторождений (ок. 157–164 млн лет; Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022). В частности, Жирекенское месторождение близко по времени формирования к Шахтаминскому Мо-порфировому месторождению, магматическая активность на котором фиксируется в интервале ок. 164–161 млн лет, а внедрение рудогенерирующего штока гранит-порфиров соответствует ок. 161.5 млн лет (Nevolko et al., 2021). Петролого-геохимические характеристики гранитоидов разных фаз внедрения Жирекенского месторождения (присутствие ксенолитов основного состава, обогащение пород щелочами, LILE, U и Th и деплетированность Ta, Nb и Ti) согласуются с их происхождением из магм основного — среднего состава, сформировавшихся в результате взаимодействия субдукционно-модифицированной литосферной мантии и нижней коры. Аналогичный источник считается ответственным за генерацию магм шахтаминского комплекса в регионе (Berzina et al., 2014; Kovalenker et al., 2016; Svetlitskaya, Nevolko, 2022). На (Y + Nb) — Rb и R1–R2 тектонических дискриминационных диаграммах (фиг. 13) точки составов изученных гранитоидов частично располагаются в поле гранитоидов шахтаминского комплекса, а частично смещены в синколлизийную область.



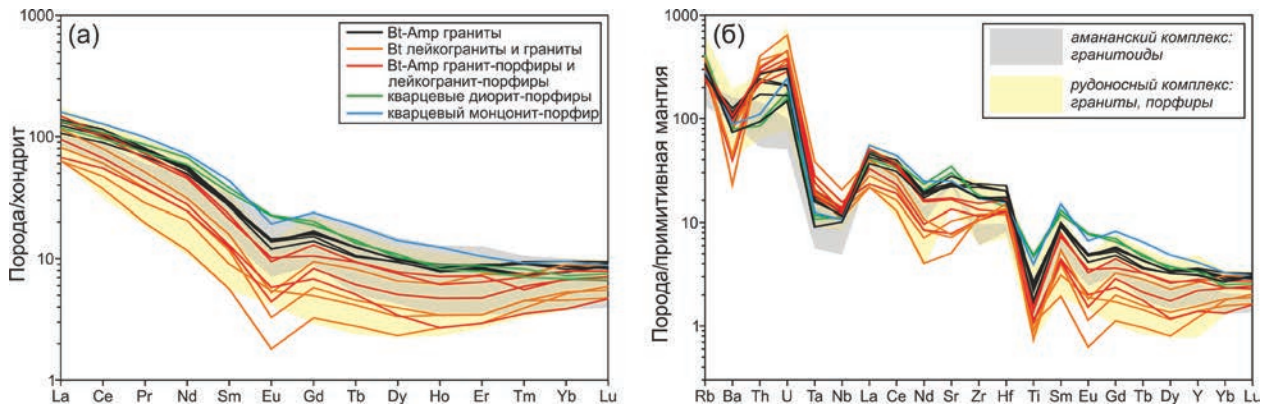
Фиг. 10. Петрохимические характеристики гранитоидов Жирекенского месторождения. а — диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (по Middlemost, 1994; Шарпенко и др., 2013); б — диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (по Recchillo, Taylor, 1976); в — диаграмма $\text{A/NK} - \text{A/CNK}$ (по Maniar, Piccoli, 1989). A/CNK — молекулярные отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, A/NK — молекулярные отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; г — диаграмма $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$. Граница железистых — магнезиальных разновидностей (линия Fe^*) дана по Frost, Frost (2008); д — диаграмма $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ (по Whalen et al., 1987). Ранее опубликованные составы пород амананского и рудоносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения.

Мы предполагаем, что смещение может быть обусловлено комплексным эффектом фракционной кристаллизации и высокой доли нижнекоревой компоненты в родоначальных расплавах. Таким образом, аналогично породам шахтаминского комплекса, формирование гранитоидов Жирекенского месторождения происходило в постколлизивной тектонической обстановке.

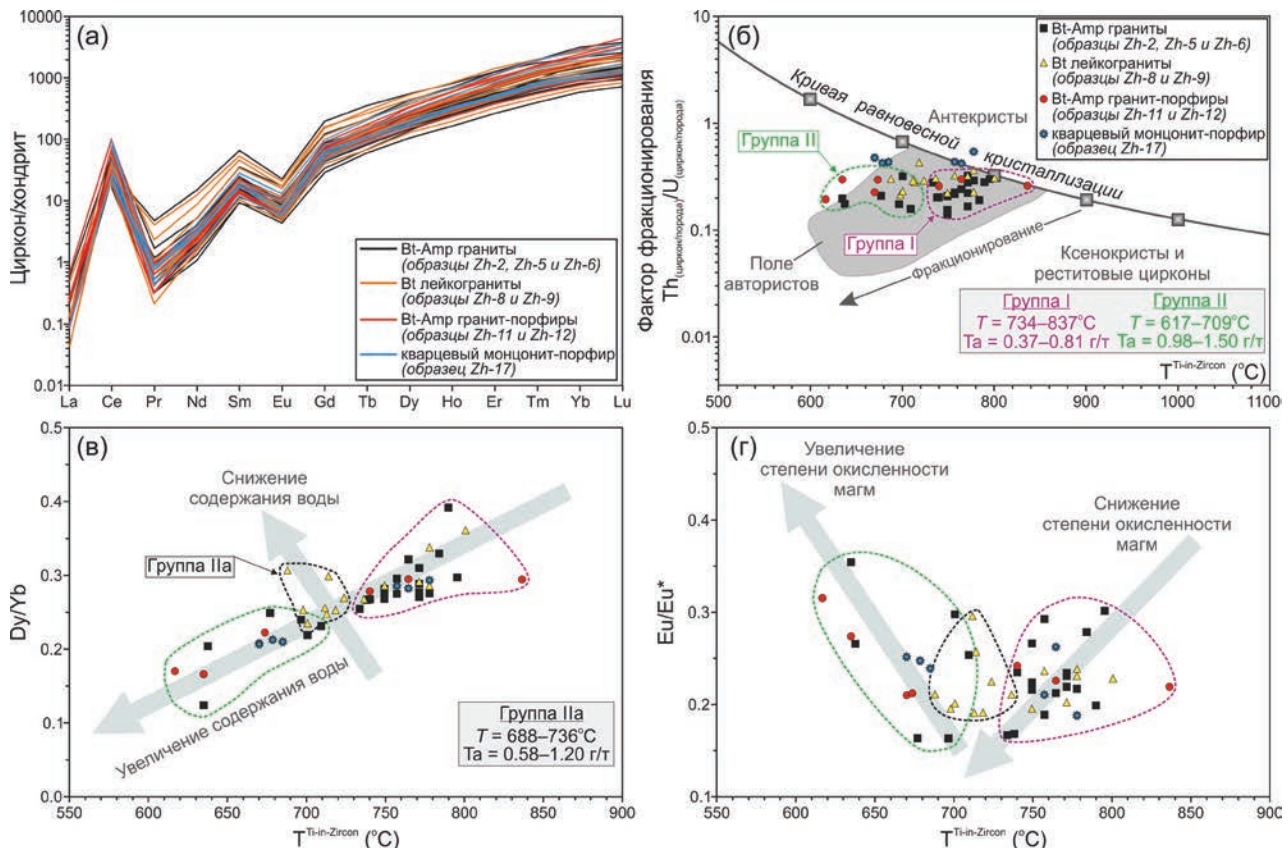
Петрогенетические аспекты и оценка фертильности гранитоидов

Среди геохимических валовых индикаторов фертильности, используемых для оценки гранитоидных интрузий на потенциальную способность к продуцированию экономически значимой Cu-Mo -порфировой минерализации, наиболее широкое распространение получили $\text{Sr/Y} - \text{Y}$ и $\text{La/Yb} - \text{Yb}$ диаграммы. На этих диаграммах поля

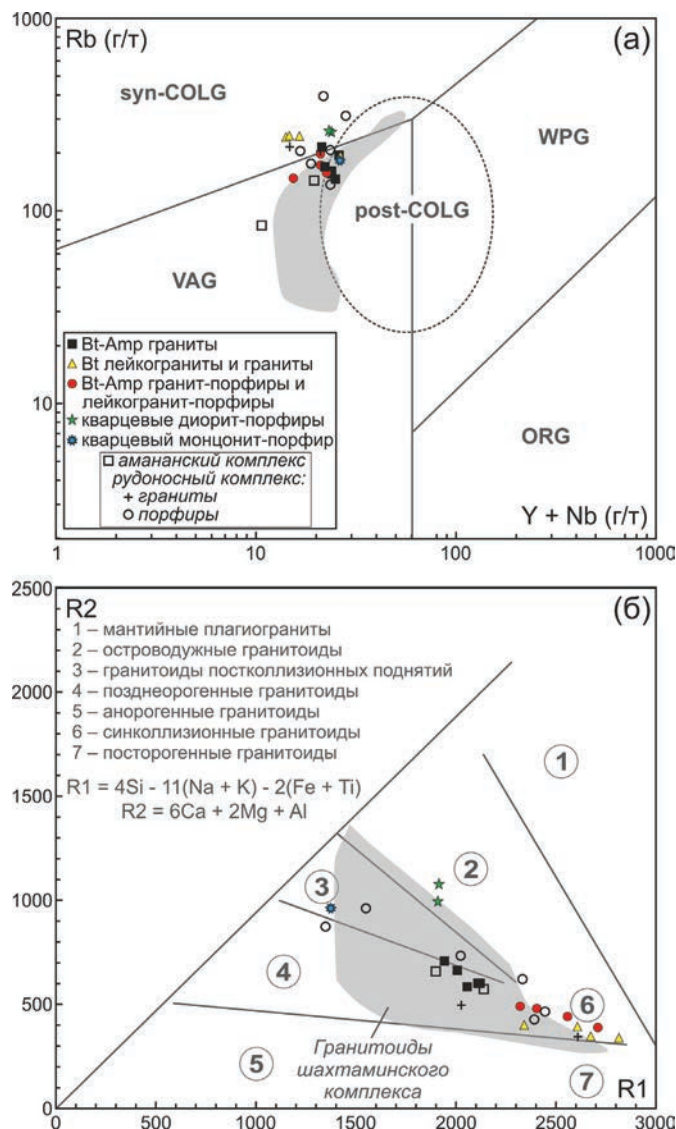
фертильных гранитоидов соответствуют полям адакитоподобных пород, и пороговые значения для дискриминирования фертильных магматических образований от нефертильных соответствуют $\text{Sr/Y} \geq 20$ при $\text{Sr} \geq 400$ г/т и $\text{Y} \leq 18$ г/т и $\text{La/Yb} \geq 20$ при $\text{Yb} \leq 1.9$ г/т (Richards, 2011; Chiaradia et al., 2012; Groves et al., 2022). При указанных индикаторных параметрах высокие Sr/Y отношения рассматриваются как результат ранней кристаллизации амфибола в условиях подавления фракционирования плагиоклаза из-за высокого содержания воды и глубинного расположения магматической камеры. Низкие содержания Y являются результатом либо раннего фракционирования амфибола, либо, подобно $\text{La/Yb} - \text{Yb}$ ковариациям, отражают присутствие граната в источнике или его фракционирование, часто сопровождающие формирование магм с адакитоподобными геохимическими характеристиками. Помимо $\text{Sr/Y} - \text{Y}$ и $\text{La/Yb} - \text{Yb}$



Фиг. 11. Распределения редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита (а) и спайдерграммы редких и рассеянных элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б) для гранитоидов Жирекенского месторождения. Ранее опубликованные составы пород амананского и рудоносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения. Состав хондрита и примитивной мантии по Sun, McDonough (1989).



Фиг. 12. Геохимические характеристики цирконов из гранитоидов Жирекенского месторождения. а — хондрит-нормированные спектры распределения редкоземельных элементов в цирконах. Состав хондрита по Sun, McDonough (1989); б — диаграмма Фактор фракционирования ($T_{(zircon/rock)}/U_{(zircon/rock)}$) — температура насыщения циркона ($T^{Ti-in-Zircon}$ (°C)) (Olierook et al., 2020) для выявления автокристов и унаследованных цирконов (антекристы, ксенокристы, релитивные цирконы). Фактор фракционирования рассчитан по методу Kirkland et al. (2015); в — диаграмма $Dy/Yb - T^{Ti-in-Zircon}$ (°C). Стрелками показаны векторы увеличения и снижения содержания воды в магмах; в — диаграмма $Eu/Eu^* - T^{Ti-in-Zircon}$ (°C). Стрелками показаны векторы увеличения и снижения степени окисленности магм. Отношения Eu/Eu^* рассчитаны как $(Eu)_{CN}/[(Sm)_{CN} \times (Gd)_{CN}]^{0.5}$, где “CN” обозначает содержание элемента, нормированное на состав хондрита по (Sun, McDonough, 1989). Температуры кристаллизации цирконов ($T^{Ti-in-Zircon}$ (°C)) рассчитаны с помощью Ti-in-zircon термометра (Ti-in-Zr) по методу Watson et al. (2006). Группа I — цирконы ранней популяции из всех изученных гранитоидов. Группа II — цирконы поздней популяции из Vt-Amp гранитов, Vt-Amp гранит-порфиров и кварцевого монзонит-порфира. Группа IIa — цирконы поздней популяции из Vt лейкогранитов.



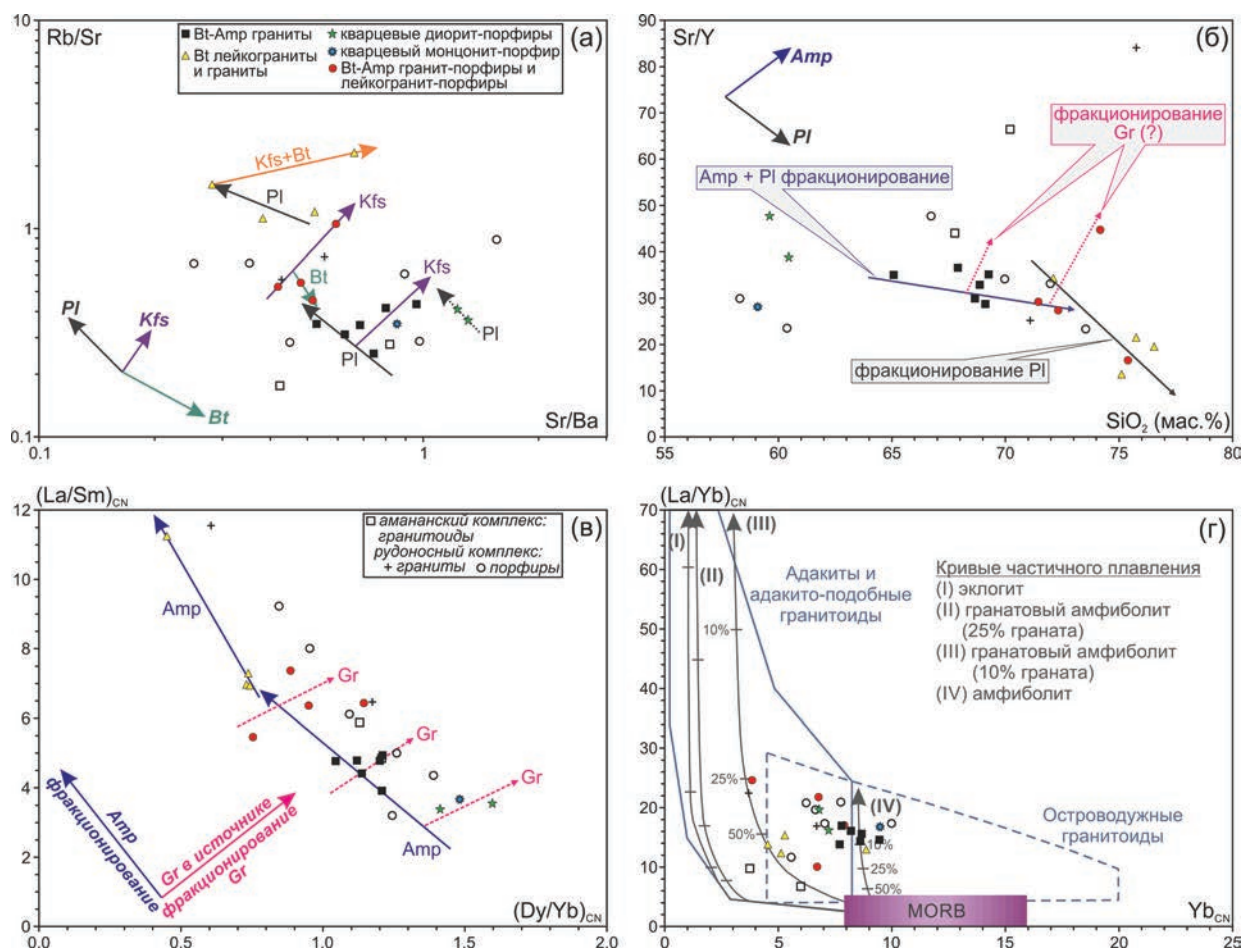
Фиг. 13. Составы гранитоидов Жирекенского месторождения на тектонических дискриминационных диаграммах (а) Rb — (Y + Nb) (Pearce, 1996) и (б) R1 — R2 (Batchelor, Bowden, 1985). Ранее опубликованные составы пород амананского и рудоносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения. Композиционное поле средне-позднеюрских гранитоидов шахтаминского комплекса (Восточное Забайкалье) составлено по данным (Nevolko et al., 2021) и (Svetlitskaya, Nevolko, 2022). WPG — внутриплитные граниты, ORG — граниты океанических хребтов, VAG — островодужные граниты, syn-COLG — синколлизионный граниты, post-COLG — постколлизионные граниты. Параметры R1 и R2 рассчитаны на основе молярных катионных значений содержаний окислов в породах.

диаграмм, другие индикаторные значения были предложены для оценки валовой фертильности гранитоидов, включая значения $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$, $(Sr/Y)/Y$ и $100 \cdot [(Rb/Sr)/FeO^*]$ (Lu et al., 2017; Svetlitskaya, Nevolko, 2022). Отношение $(Sr/Y)/Y$

рассматривается как геохимическое отражение содержания воды в расплаве, тогда как $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$ и $100 \cdot [(Rb/Sr)/FeO^*]$ величины выступают в качестве индикаторов фракционной кристаллизации магм на малоглубинных (коровых) уровнях. Таким образом, валовые геохимические индикаторы фертильности гранитоидов направлены на оценку содержания воды и степени и места фракционирования магматического расплава. В их основе лежит представление о высоком содержании воды и фракционировании в глубинных магматических камерах магм, генетически связанных с порфировой минерализацией.

Среди индикаторных минералов, используемых для оценки фертильности гранитоидов, наиболее широкое распространение получили цирконы. Величины Eu (Eu/Eu^*) и Ce (Ce/Ce^*) аномалий в цирконах используются для интерпретации степени окисленности расплава, с принятым индикаторным значением $Eu/Eu^* > 0.4$ (высокая степень окисленности) для цирконов из фертильных гранитоидов (Burnham, Berry, 2012; Trail et al., 2012; Pizarro et al., 2020). В основе лежит парадигма о высокой степени окисленности магм, генетически связанных с порфировой минерализацией. Величина Ce-аномалии обычно используется в комплексе с Eu/Eu^* значениями из-за широкой вариации получаемых значений. В качестве дополнительного параметра используются Dy/Yb отношения, рассматриваемые как отражение содержания воды в расплаве (Lu et al., 2016; Wen et al., 2020). Значение $Dy/Yb = 0.3$ принято на сегодняшний день в качестве порогового для разделения цирконов из фертильных ($Dy/Yb > 0.3$) и нефертильных ($Dy/Yb < 0.3$) гранитоидов. Поскольку геохимические валовые и цирконовые индикаторы фертильности гранитоидов оценивают разные параметры магматического расплава, критически важно использовать их в комплексе.

Порфировидные Bt-лейкограниты (U-Pb возраст ок. 164–166 млн лет) характеризуются высокими содержаниями SiO_2 и по своим петролого-геохимическим характеристикам относятся к фракционированным, слабо пералюминиевым, магнезиальным гранитам I-типа высоко-К известково-щелочной шощонитовой серии (фиг. 10). Петрографические и петролого-геохимические характеристики пород свидетельствуют о важной роли фракционирования плагиоклаза (Pl), калиевого полевого шпата (Kfs) и биотита (Bt) в формировании лейкогранитовой магмы. На это указывает присутствие вкрапленников Pl и Kfs в породах, низкие отношения $Sr/Nd = 11–23$, высокие отношения $Rb/Sr > 1$ (1.11–2.31) и $Rb/Sr-Sr/Ba$ ковариации (фиг. 14а). При этом вариации Sr/Y отношений строго контролируются фракционированием Pl (фиг. 14б). Интенсивная сепарация плагиоклаза



Фиг. 14. Составы гранитоидов Жирекенского месторождения на геохимических диаграммах для распознавания эффекта фракционной кристаллизации различных минеральных фаз и потенциальных источников родоначальных магм. а – диаграмма Rb/Sr – Sr/Ba для выявления эффекта фракционирования плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита; б – диаграмма Sr/Y – SiO₂ для выявления роли амфиболового и плагиоклазового фракционирования в вариациях Sr/Y отношений; в – диаграмма хондрит-нормированных значений (La/Sm)_{CN} – (Dy/Yb)_{CN} (источник: Kelemen et al., 2003) для разделения эффекта фракционирования амфибола и граната в магмах; г – диаграмма хондрит-нормированных значений (La/Yb)_{CN} – (Yb)_{CN} (Drummond, Defant, 1990) для выявления потенциальных источников плавления. MORB – срединно-океанические базальты. Состав хондрита по (Sun, McDonough, 1989). Стрелками показаны векторы фракционирования плагиоклаза (Pl), амфибола (Amp), калиевого полевого шпата (Kfs), биотита (Bt) и граната (Gr). Ранее опубликованные составы пород амананского и рудоносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения.

в малоглубинных (верхнекоровых) магматических камерах приводит к резкому снижению содержания Sr < 400 г/т при повышении концентраций Y > 18 г/т и Yb > 1.9 г/т (Defant, Drummond, 1990; Richards, Kerrich, 2007). Лейкограниты характеризуются низкими содержаниями Sr = 107–217 г/т, однако также показывают низкие концентрации Y = 5.5–12 г/т и Yb = 0.8–1.5 г/т и повышенные валовые значения Eu/Eu* = 0.4–0.8, из чего можно предположить, что интенсивное фракционирование Pl происходило в глубинной магматической камере. Магма, родоначальная для Bt-лейкогранитов, была предположительно сформирована

в области, схожей с MASH-зоной (область на границе нижняя кора–мантия, где происходит плавление, смешение и дифференциация мантийно-коровых выплавов; Hildreth, Moorbath, 1988; Delph et al., 2017), в результате высоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сопоставимого с модельным 10% гранатовым амфиболитом (фиг. 14г). Исходя из геохимических характеристик цирконов, магма отличалась повышенным содержанием воды ((Dy/Yb)_{группа I} = ср. 0.31) и низкой степенью окисленности ((Eu/Eu*)_{группа I} = ср. 0.22) и эволюционировала в направлении снижения содержания воды на фоне

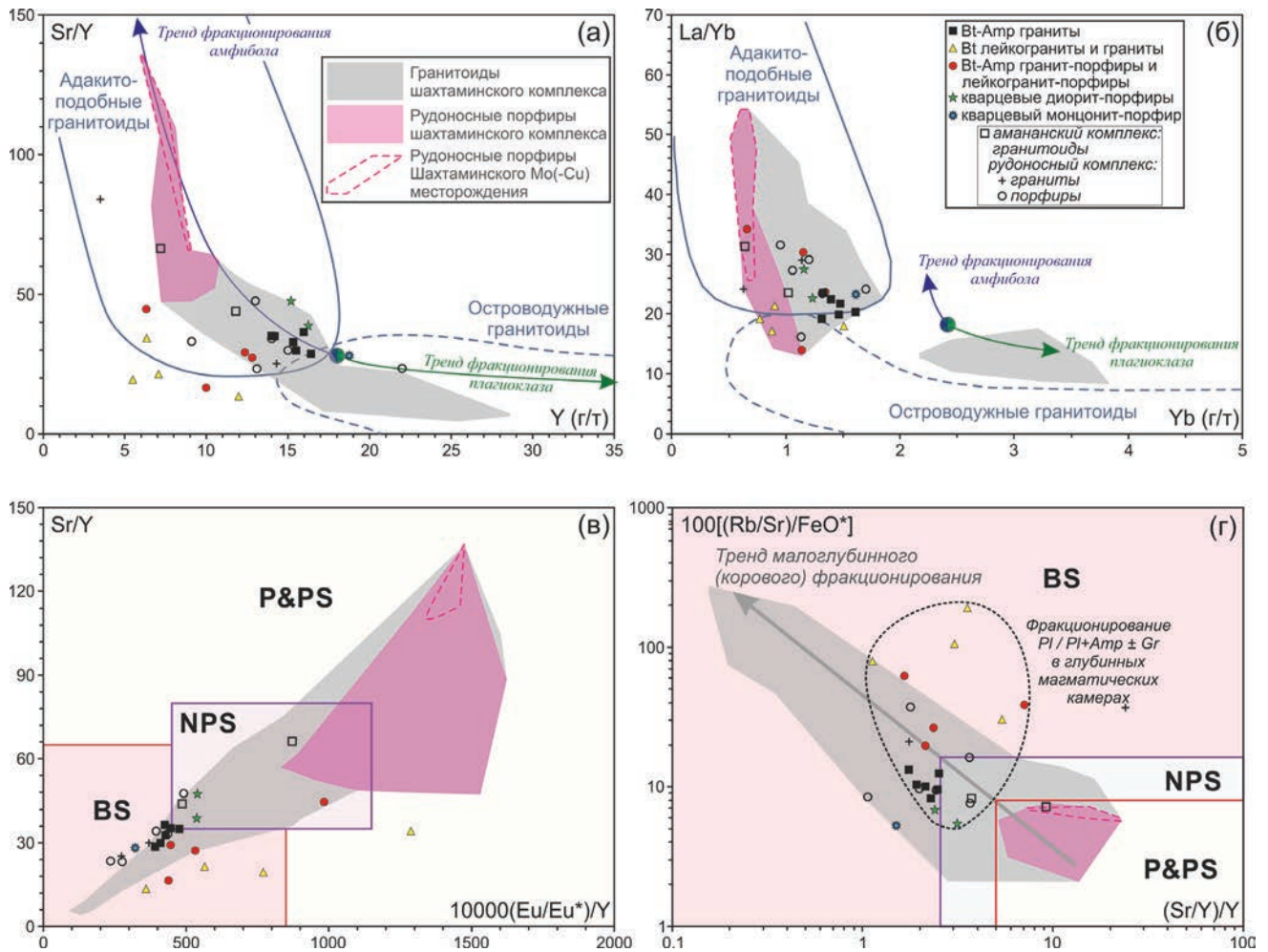
варьирующей, но невысокой фугитивности кислорода ($(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{группа IIIa}} = \text{ср. } 0.27$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{группа IIIa}} = \text{ср. } 0.22$) (фиг. 12в–г). Невысокие окисленность и содержания воды в магмах согласуются с доминирующим магнетит-ильменитовым составом аксессуарных Fe-Ti оксидов в лейкогранитах (Ishihara, 1977) и слабыми вариациями Eu/Eu^* отношений в цирконах (Loucks et al., 2018).

Роль фракционирования Amp в эволюции лейкогранитовой магмы остается неясной. Вероятны два пути. Первый путь: магма испытала ранее фракционирование Amp (Sr/Y отношения, достигающие значений >20 (фиг. 14б); строгая отрицательная $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} - (\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ корреляция (фиг. 14в); деплетированность пород MREE (фиг. 11)), однако геохимические отпечатки этого фракционирования оказались затухеванными последующим фракционированием Pl. Второй путь: магма не испытывала ранее фракционирование Amp, а валовые Sr/Y , $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}}$, $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$, Y и Yb вариации и выраженная деплетированность лейкогранитов MREE являются в значительной мере унаследованными от амфиболитового источника. Второй путь более вероятен из-за повышенного (а не высокого) исходного содержания воды в расплаве, оцененного на основании Dy/Yb отношений в цирконах ранней популяции.

Таким образом, Sr/Y и La/Yb отношения в Vt-лейкогранитах контролируются специфическим составом источника и фракционной кристаллизацией Pl в глубинной магматической камере. На дискриминационных диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по валовым геохимическим характеристикам (фиг. 15) Vt-лейкограниты располагаются в полях, соответствующих безрудным (нефертильным) гранитоидам. Аналогичная картина наблюдается на диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по геохимическим характеристикам цирконов (фиг. 16). Геохимические характеристики пород и цирконов предполагают, что Vt-лейкограниты сформировались из слабоокисленной, интенсивно фракционированной магмы с относительно высоким содержанием воды. Подобные расплавы не являются перспективными для формирования Cu-Mo-порфирами минерализации, таким образом, Vt-лейкограниты не могут быть генетически связаны с Mo-порфировым оруденением Жирекенского месторождения. Этот вывод в полной мере согласуется с геологическими наблюдениями, согласно которым молибденитовая минерализация является наложенной на лейкограниты. Он также согласуется с результатами геохронологических исследований, показывающих, что лейкограниты не могут представлять рудоносный

интрузивный комплекс на месторождении или быть его частью.

Порфиоровидные Vt-Amp-граниты основной фазы Жирекенской интрузии (U-Pb возраст ок. 161–163 млн лет) характеризуются умеренными содержаниями SiO_2 и по своим петролого-геохимическим характеристикам относятся к нефракционированному, слабометаалюминиевому, магнезиальным гранитам I-типа высоко-К известково-щелочной–шошонитовой серии (фиг. 10). Петрографические и петролого-геохимические характеристики пород предполагают, что их родоначальная магма эволюционировала, главным образом, в результате фракционирования Amp и Pl, при ограниченной роли Kfs и Vt. На это указывает присутствие вкрапленников Amp, Pl, Vt и Kfs в породах, низкие отношения $\text{Sr}/\text{Nd} = 18-22$, низкие валовые отношения $\text{Rb}/\text{Sr} < 1$ (0.25–0.43) и $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{Sr}/\text{Ba}$ ковариации (фиг. 14а). Генеральный композиционный тренд, показывающий положительную зависимость между Sr/Y и SiO_2 предполагает, что вариации Sr/Y отношений контролируются совместным фракционированием Amp и Pl (фиг. 14б). Строгие отрицательные $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} - (\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ ковариации также поддерживают фракционирование Amp (фиг. 14в). Ранняя сепарация Amp предполагает, что содержание воды в родоначальной магме составляло не менее 3% (Müntener et al., 2001; Davidson et al., 2007). Исходя из повышенных валовых значений $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6-0.7$, высоких концентраций $\text{Sr} > 400$ г/т (463–583 г/т) и относительно низких содержаний $\text{Y} < 20$ г/т (14.0–16.4 г/т) и $\text{Yb} < 1.9$ г/т (1.3–1.6 г/т) в Vt-Amp-гранитах, раннее фракционирование Pl было довольно ограниченным и происходило главным образом в глубинной магматической камере. Часть составов Vt-Amp-гранитов показывает положительную корреляцию как между Sr/Y и SiO_2 , так и между $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}}$ и $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ (фиг. 14а, в). Эта корреляция совместно со слабой деплетированностью пород MREE и HREE ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 14-17$) (фиг. 11) дает основание предполагать, что их фракционная кристаллизация сопровождалась сепарацией небольшого количества граната (Gr). Магма, родоначальная для Vt-Amp-гранитов, предположительно была сформирована в области, схожей с MASH-зоной, в результате невысоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сопоставимого с модельным амфиболитом (фиг. 14г). Ранняя совместная Amp + Pl кристаллизация вводит ограничения на глубину магматической камеры, где происходило фракционирование, предполагая ее расположение выше MASH-зоны (Müntener et al., 2001). Геохимические характеристики цирконов

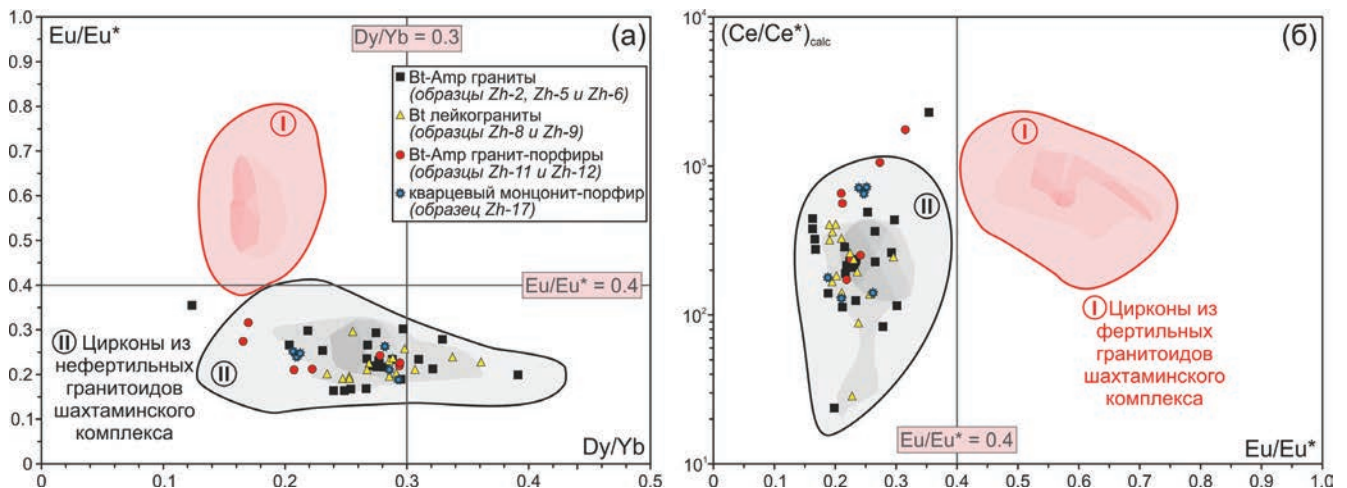


Фиг. 15. Составы гранитоидов Жирекенского месторождения на диаграммах для оценки фертильности магматических пород на порфировое оруденение по валовым геохимическим характеристикам. а–б — диаграммы Sr/Y — Y (а) и La/Yb — Yb (б) (Defant, Drummond, 1990). Поля адакито-подобных и островодужных гранитоидов даны по Richards, Kerrich (2007); в–г — диаграммы Sr/Y–10000*(Eu/Eu*)/Y (в) и 100*[(Rb/Sr)/FeO*]–(Sr/Y)/Y (г) (Svetlitskaya, Nevolko, 2022). Поле P&PS включает гранитоиды, генетически связанные с продуктивными Cu–Mo–Au порфировыми и порфирово-скарновыми системами. Поле NPS включает гранитоиды, продуцирующие скарновые Cu–Au–Fe месторождения, не связанные с порфировыми системами. Поле BS включает неминерализованные гранитоиды, потенциально неспособные генерировать экономически значимую порфирово-скарновую и скарновую минерализацию. Ранее опубликованные составы пород амананского и рудноносного комплексов Жирекенского месторождения (Берзина и др., 2015) представлены для сравнения. Составы гранитоидов шахтаминского комплекса, включая рудноносные порфиры Быстринского Cu–Au–Fe-порфирово-скарнового и Шахтаминского Mo порфирового месторождений (Восточное Забайкалье), взяты из (Nevolko et al., 2021) и (Svetlitskaya, Nevolko, 2022). Pl — плагиоклаз, Amp — амфибол, Gr — гранат.

указывают на относительно высокое содержание воды ($(Dy/Yb)_{\text{группа I}} = \text{ср. } 0.29$) и низкую степень окисленности ($(Eu/Eu^*)_{\text{группа I}} = \text{ср. } 0.23$) магмы, родоначальной для Vt-Amp-гранитов (фиг. 12в–г). Ее эволюционный тренд был направлен в сторону увеличения содержания воды на фоне слабо растущей фугитивности кислорода ($(Dy/Yb)_{\text{группа II}} = \text{ср. } 0.21$; $(Eu/Eu^*)_{\text{группа II}} = \text{ср. } 0.25$) (фиг. 12в–г). Ранее фракционирование Amp и Gr, увеличение Eu/Eu* отношений в цирконах от ранних к поздним популяциям и более высокие Dy/Yb отношения в цирконах ранней популяции предполагают, что содержание воды

в магме Vt-Amp-гранитов было выше, чем содержание воды в магме Vt-лейкогранитов (Alonso-Perez et al., 2009; Loucks et al., 2018).

На Sr/Y — Y и La/Yb — Y диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по валовым геохимическим характеристикам (фиг. 15а–б), Vt-Amp-граниты располагаются в полях адакито-подобных гранитоидов, предполагающих их потенциальную перспективность в качестве магматических образований, способных продуцировать порфировую минерализацию. Однако, как было показано выше, высокие Sr/Y и повышенные La/Yb отношения



Фиг. 16. Составы цирконов из гранитоидов Жирекенского месторождения на диаграммах $\text{Eu}/\text{Eu}^* - \text{Dy}/\text{Yb}$ (а) и $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{calc}} - \text{Eu}/\text{Eu}^*$ (б) для оценки фертильности магматических пород на порфировое оруденение по геохимическим характеристикам цирконов. Значения $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{calc}}$ рассчитывались методом аппроксимации кривой (Nevolko et al., 2021). Композиционные поля цирконов из гранитоидов шахтаминского комплекса составлены по данным (Nevolko et al., 2021) и (Svetlitskaya, Nevolko, 2022). Поле I включает составы цирконов из рудоносных порфировых интрузий Быстринского и Шахтаминского месторождений (Восточное Забайкалье). Поле II включает составы цирконов из безрудных гранитоидов и гранитоидов, ассоциирующих с Cu-Au-Fe скарновыми оруденением, не связанным с порфирами, в пределах Быстринской, Шахтаминской и Култуминской многофазных интрузий. Интенсивность окраски полей отражает плотность точек составов цирконов. Пороговые индикаторные Eu/Eu^* и Dy/Yb значения для цирконов фертильных ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 0.4$ и $\text{Dy}/\text{Yb} < 0.3$) и нефертильных ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.4$ и $\text{Dy}/\text{Yb} > 0.3$) гранитоидов приведены по (Pizzatto et al., 2020) и (Lu et al., 2016).

в Vt-Amp-гранитах основной фазы Жирекенской интрузии в существенной мере контролируются совместной фракционной кристаллизацией Amp и Pl и сепарацией небольшого количества Gr, а не ранним фракционированием Amp. На $\text{Sr}/\text{Y} - 10000(\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$ и $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}] - (\text{Sr}/\text{Y})/\text{Y}$ диаграммах (фиг. 15в–г), точки составов изученных пород располагаются в полях, соответствующих нефертильным гранитоидам. На диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по геохимическим характеристикам цирконов (фиг. 16), составы цирконов из Vt-Amp-гранитов располагаются в полях, соответствующих цирконам из гранитоидов, непродуктивных на порфировую минерализацию. Геохимические характеристики пород и цирконов предполагают, что Vt-Amp-граниты сформировались из слабоокисленной, умеренно фракционированной магмы с относительно высоким содержанием воды. Подобные расплавы не являются фертильными и не могли продуцировать Mo-порфировое оруденение Жирекенского месторождения. Этот вывод в полной мере согласуется с геологическими наблюдениями, согласно которым рудная минерализация является наложенной на Vt-Amp граниты.

Vt-Amp-гранит-порфиры Жирекенской интрузии (U-Pb возраст ок. 162–163 млн лет) характеризуются высокими содержаниями SiO_2 и по своим

петролого-геохимическим характеристикам относятся к слабопералюминиевым, магнезиальным гранитам I-типа высоко-К известково-щелочной шохонитовой серии, варьирующим от нефракционированных до фракционированных разностей (фиг. 10). Петрографические и петролого-геохимические характеристики пород предполагают, что магма гранит-порфиров эволюционировала путем фракционирования Pl, Kfs и Vt. На это указывает присутствие вкрапленников Pl, Vt и Kfs в породах, низкие отношения $\text{Sr}/\text{Nd} = 14-22$, повышенные отношения $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.45-1.05$ и $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{Sr}/\text{Ba}$ ковариации (фиг. 14а). Вариации Sr/Y отношений строго контролируются фракционированием Pl, при этом для одного образца наблюдается отклонение от общего композиционного тренда в сторону более высоких Sr/Y отношений, предполагающих участие Gr в эволюции магм (фиг. 14б). Широкие вариации значений $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}}$ и $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ также поддерживают фракционирование Gr (фиг. 14в). Подобно Vt-лейкогранитам, гранит-порфиры характеризуются низкими содержаниями $\text{Sr} = 165-360 \text{ г/т}$, однако при этом показывают низкие концентрации $\text{Y} = 6.3-12.8 \text{ г/т}$ и $\text{Yb} = 0.7-1.4 \text{ г/т}$ и повышенные валовые значения $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.4-0.7$, предполагая, что интенсивное фракционирование Pl происходило в глубинной магматической камере. О фракционировании Amp в эволюции магм предполагается

на основании присутствия Amp-вкрапленников в породах, однако геохимически оно не проявляется, что, вероятно, свидетельствует о его незначительной роли. Магмы, родоначальные для гранит-порфиров, были сгенерированы в области, схожей с MASH-зоной, в результате невысоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сопоставимого с модельным амфиболитом, содержащим <10% граната (фиг. 14г). Породы деплетированы MREE по отношению к HREE (фиг. 11), что, при отсутствии геохимических признаков фракционирования амфибола, можно рассматривать как характеристики, унаследованные от источника. Следует отметить, что фракционирование граната, предполагаемое $(La/Sm)_{CN} - (Dy/Yb)_{CN}$ ковариациями, не отразилось на MREE / HREE отношениях хондрит-нормированных спектров распределения REE (фиг. 11а). Геохимические характеристики цирконов указывают на высокое содержание воды $((Dy/Yb)_{\text{группа I}} = \text{ср. } 0.29)$ и низкую степень окисленности $((Eu/Eu^*)_{\text{группа I}} = \text{ср. } 0.23)$ магмы, родоначальной для гранит-порфиров (фиг. 12в–г). Ее эволюционный тренд был направлен в сторону увеличения содержания воды на фоне слабо растущей фугитивности кислорода $((Dy/Yb)_{\text{группа II}} = \text{ср. } 0.19; (Eu/Eu^*)_{\text{группа II}} = \text{ср. } 0.25)$ (фиг. 12в–г). Содержание воды в расплаве, сгенерировавшем гранит-порфиры, оцененное по Dy/Yb отношениям ранней популяции цирконов $((Dy/Yb)_{\text{группа I}} = 0.28-0.29)$, было выше, чем содержание воды в расплаве, сгенерировавшем Vt-Amp-граниты основной фазы Жирекенской интрузии $((Dy/Yb)_{\text{группа I}} = 0.25-0.39)$.

На Sr/Y – Y и La/Yb – Y диаграммах, Vt-Amp-гранит-порфиры располагаются большей частью в полях фертильных адакито-подобных гранитоидов (фиг. 15а–б). Однако, как было показано выше, Sr/Y и La/Yb отношения в гранит-порфирах контролируются комплексным влиянием фракционирования Pl и Gr в глубинной магматической камере и состава источника, а не ранней сепарацией Amp из богатой водой магмы. На Sr/Y – 10000(Eu/Eu*)/Y и 100[(Rb/Sr)/FeO] – (Sr/Y)/Y диаграммах (фиг. 15в–г), точки составов изученных пород располагаются в полях, соответствующих нефертильным гранитоидам. На диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по геохимическим характеристикам цирконов (фиг. 16) составы цирконов из Vt-Amp-гранитов оккупируют поля, соответствующие цирконам из гранитоидов, непродуктивных на порфириновую минерализацию. Геохимические характеристики пород и цирконов предполагают, что Vt-Amp-гранит-порфиры сформировались из слабоокисленной, фракционированной магмы с высоким содержанием воды. Подобные расплавы не являются фертильными, и дайки гранит-порфиров не

могут быть генетически связаны с Mo-порфириновой минерализацией Жирекенского месторождения, несмотря на то, что эти породы были отнесены предыдущими исследованиями к “рудоносному” комплексу (Сотников и др., 2006; Берзина и др., 2015; Verzina et al., 2016).

Vt-Amp-кварцевый монцитит-порфир (U–Pb возраст ок. 158 млн лет) и Vt-Amp-кварцевые диорит-порфиры Жирекенской интрузии по своим петролого-геохимическим характеристикам относятся к нефракционированным, метаалюминиевым, магнезиальным гранитоидам I-типа высоко-K известково-щелочной серии (фиг. 10). Vt-Amp-кварцевые диорит-порфиры содержат вкрапленники Pl, Bt, Amp и Qz, отличаются низкими Sr/Nd ~23 и Rb/Sr = 0.36–0.41 и высокими Sr/Y = 40–48 отношениями и дифференцированными спектрами распределения REE $((La/Yb)_{CN} = 16-20)$ и показывают тенденцию к отрицательным Rb/Sr – Sr/Ba и положительным $(La/Sm)_{CN}$ и $(Dy/Yb)_{CN}$ ковариациями (фиг. 11, 14а–в). Эти геохимические подписи указывают на ведущую роль фракционной кристаллизации Pl и Gr в эволюции диоритовых магм. Высокие содержания Sr = 631–725 г/т при низких концентрациях Y = 15.2–16.3 г/т и Yb = 1.16–1.23 г/т и высокие значения Eu/Eu* = 0.8–0.9 в диорит-порфирах указывают на то, что фракционирование Pl происходило в глубинной магматической камере. Магмы, родоначальные для диорит-порфиров, были сгенерированы в области, схожей с MASH-зоной, в результате невысоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сходного с таковым для магм, продуцировавших Vt-Amp-гранит-порфиры (фиг. 14г). Этот источник сопоставим с модельным амфиболитом, содержащим <10% граната.

На Sr/Y – Y и La/Yb – Y диаграммах точки составов Vt-Amp-диорит-порфиров располагаются в полях фертильных адакито-подобных гранитоидов (фиг. 15а–б). Это расположение, вероятно, в значительной мере обусловлено фракционированием граната, а не ранней сепарацией Amp из магм с высоким содержанием воды. На Sr/Y – 10000(Eu/Eu*)/Y и 100[(Rb/Sr)/FeO] – (Sr/Y)/Y диаграммах (фиг. 15в–г) изученные породы располагаются в полях, соответствующих гранитоидам, непродуктивным на Cu–Mo-порфириновую минерализацию. Таким образом, геохимические характеристики пород предполагают, что Vt-Amp-диорит-порфиры сформировались из слабо фракционированных магм, эволюция которых контролировалась сепарацией Pl и Gr. Отсутствие геохимических свидетельств ранней кристаллизации Amp позволяет предположить, что дайки

Vt-Amp-диорит-порфиры сформировались из расплавов с относительно низким содержанием воды, т.е. нефертильных на порфировое оруденение, и не могут быть генетически связаны с Mo-порфировой минерализацией Жирекенского месторождения.

Vt-Amp-кварцевый монцонит-порфир содержит вкрапленники Pl, Vt, Amp и Qz и отличается от диорит-порфира более низкими отношениями $Sr/Nd \sim 16$, $Eu/Eu^* \sim 0.6$ и $Sr/Y \sim 38$ при сопоставимых значениях $Rb/Sr \sim 0.35$ и $(La/Yb)_{CN} \sim 17$ и относительным обогащением редкоземельными элементами (фиг. 11, 14а–в). Отмеченные геохимические характеристики предполагают, что монцонит-порфир сформировался из более фракционированного расплава по сравнению с таковым для диорит-порфира. Повышенные концентрации $Y > 18$ г/т (18.8 г/т) в монцонит-порфире указывают на фракционирование Pl в малоглубинной (верхнекоревой) магматической камере. В то же время высокие значения $Sr > 400$ г/т (527 г/т) и $La Yb > 20$ г/т (23.4 г/т) при низком содержании $Yb < 1.9$ г/т (1.6 г/т) предполагают, что Pl был сепарирован из расплава, испытавшего фракционирование Amp и/или Gr в глубинной магматической камере.

На $(La/Yb)_{CN} - (Yb)_{CN}$ диаграмме (фиг. 14г) точка состава монцонит-порфира смещена от модельной кривой плавления амфиболита в сторону более высоких содержаний $(Yb)_{CN}$. Их родоначальная магма, таким образом, была сгенерирована в MASH-зоне в результате невысоких степеней частичного плавления нижнекорового источника, сопоставимого с модельным амфиболитом или амфиболитом, содержащим $< 10\%$ граната. Геохимические характеристики цирконов указывают на высокое содержание воды $((Dy/Yb)_{\text{группа I}} = cp. 0.29)$ и низкую степень окисленности $((Eu/Eu^*)_{\text{группа I}} = cp. 0.22)$ магмы, сформировавшей монцонит-порфиры (фиг. 12в–г). Ее эволюционный тренд был направлен в сторону увеличения содержания воды на фоне слабо растущей фугитивности кислорода $((Dy/Yb)_{\text{группа II}} = cp. 0.21; (Eu/Eu^*)_{\text{группа II}} = cp. 0.25)$ (фиг. 12в–г).

На $Sr/Y - Y$ диаграмме, точка состава Vt-Amp-монцонит-порфира располагается в поле нефертильных островодужных гранитоидов, отражая фракционную кристаллизацию Pl в малоглубинной (верхнекоревой) магматической камере (фиг. 15а). На $La/Yb - Y$ диаграмме изученная порода попадает в поле адакитоподобных пород, что, по-видимому, обусловлено влиянием фракционирования Gr (фиг. 15б). На валовых $Sr/Y - 10000(Eu/Eu^*)/Y$ и $100[(Rb/Sr)/FeO] - (Sr/Y)/Y$ диаграммах (фиг. 15в–г) и на диаграммах для оценки фертильности гранитоидов по геохимическим характеристикам цирконов (фиг. 16) изученные породы

располагаются в полях гранитоидов, нефертильных на Cu-Mo-порфировую минерализацию. Таким образом, геохимические характеристики пород и цирконов предполагают, что дайки Vt-Amp-монцонит-порфира сформировались из слабоокисленных, фракционированных магм с высоким содержанием воды. Подобные расплавы не являются перспективными на порфировое оруденение. Поздние дайки монцонит-порфира не могут быть генетически связаны с Mo-порфировой минерализацией Жирекенского месторождения и не могут быть рассмотрены как часть “рудоносного” комплекса (Сотников и др., 2006; Берзина и др., 2015; Berzina et al., 2016).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Жирекенское Mo-порфировое месторождение пространственно ассоциирует с серией интрузий высоко-К известково-щелочных — шшонитовых гранитоидов I-типа, внедрившихся в интервале 158–166 млн лет на постколлизивной стадии эволюции Монголо-Охотского океана. Наиболее ранними на месторождении являются порфировидные биотитовые лейкограниты (U-Pb возраст ок. 164–166 млн лет), представляющие, по-видимому, раннюю (среднеюрскую) интрузивную фазу Жирекенской многофазной интрузии. На следующем, более позднем (позднеюрском) этапе произошло последовательное внедрение крупной интрузии порфировидных биотит-амфиболовых гранитов и гранодиоритов (U-Pb возраст ок. 161–163 млн лет), слагающих основную (вторую) фазу Жирекенской многофазной интрузии, и сложной системы даек биотит-амфиболовых гранит-порфира (U-Pb возраст ок. 162–163 млн лет), биотитовых лейкогранит-порфира и биотит-амфиболовых (кварцевых) диорит-порфира. Заключительный этап связан с формированием даек биотит-амфиболовых монцонит-порфира (U-Pb возраст ок. 158 млн лет). На основании полученных U-Pb геохронологических данных и геологических взаимоотношений между гранитоидами разных интрузивных фаз и рудной минерализацией, внедрение рудогенерирующей гранитодной интрузии и формирование Mo-порфирового рудного штокверка на Жирекенском месторождении произошло в интервале 158–161 млн лет.

Возраст и геодинамическая обстановка формирования гранитоидов Жирекенского месторождения сопоставимы с таковыми для интрузий шахтаминского комплекса, с которым в Восточном Забайкалье связано формирование Cu-Mo-Au-порфировых и Cu-Au-Fe скарновых месторождений. Присутствие в лейкогранитах

популяции ксеногенных цирконов с возрастом ок. 180–186 млн лет высветляет “потерянный” этап раннеюрской магматической активности в регионе.

Оценка рудного потенциала гранитоидов разных фаз внедрения по комплексу геохимических валовых и минеральных (цирконы) индикаторов фертильности показывает, что изученные интрузии не могут быть генетически связаны с порфировой минерализацией Жирекенского месторождения. Они являются производными слабоокисленных магм с низким (среднеюрские лейкограниты и позднеюрские диорит-порфиры) и высоким (позднеюрские граниты, гранит-порфиры и монзонит-порфиры) содержанием воды, эволюция которых контролировалась фракционированием в разных пропорциях плагиоклаза, амфибола и граната в глубинных магматических камерах. Вопреки устоявшемуся мнению, лейкограниты, гранит-порфиры и монзонит-порфиры не могут являться частями “рудоносного” порфирового комплекса. Гранитоидная интрузия, с которой генетически связано молибденовое оруденение Жирекенского месторождения, либо не вскрыта, либо представлена породами, не охваченными настоящим и более ранними исследованиями.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность главному редактору журнала “Геология рудных месторождений” д.г.-м.н. И.В. Викентьеву и анонимным рецензентам за ценные замечания и помощь в процессе подготовки статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400237–8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Баянова Т.Б., Киселева В.Ю., Крымский Р.Ш., Лепехина Е.Н., Палесский С.В. Жирекенская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): U–Pb возраст, источники, геодинамическая обстановка // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 571–594. <https://doi.org/10.15372/GiG20150306>

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Издание первое. Олекмо-Витимская серия. Лист N-50-XXVIII / Ред. Г.Л. Падалка. СПб.: Фабрика № 9, 1964.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50. Сретенск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50 — Сретенск.

Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010, 382 с.

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2020 году. Министерство природных ресурсов и экологии РФ. Москва, 2021. 568 с.

Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1578–1586.

Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В. Минералогия и условия формирования руд золотоносного W-Мо-порфирового Бугдаинского месторождения (восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 107–142.

Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., Бортников Н.С. Крупное Быстринское Cu-Au-Fe-месторождение (восточное Забайкалье): первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфировой рудообразующей системы // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 547–552. <https://doi.org/10.7868/S0869565216170205>

Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Велюков С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и границы олекминского магматического пояса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // ДАН. 2018. Т. 483. № 1. С. 64–69. <https://doi.org/10.31857/S086956520003413-7>

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

Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO₂ // Аналитика и контроль. 2012. Т. 16. № 2. С. 134–142.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Покалов В.Т. Месторождения молибдена // Рудные месторождения СССР (под ред. В.И. Смирнова). Москва: Недра, 1978. Т. 3. С. 117–175.

Прокопьев В.Ю., Киселева Г.Д., Долманова-Тополь А.А., Крайнев С.Г., Зорина Л.Д., Краснов А.Н., Борисовский С.Е., Трубкин Н.В., Магазина Л.В. Минералогия и условия формирования Новоширокского золото-полиметаллического месторождения (восточное Забайкалье,

- Россия) // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 542–575.
<https://doi.org/10.7868/S0016777017060041>
- Светлицкая Т.В., Неволько П.А.* Оценка перспектив Култуминского месторождения на порфириновое оруденение на основе анализа геохимических характеристик цирконов (Восточное Забайкалье, Россия) // Разведка и охрана недр. 2023. № 3. С. 11–19.
https://doi.org/10.53085/0034-026X_2023_03_11
- Сотников В.И., Берзина А.Н., Пономарчук В.А.* Возможный источник серы в Cu-Mo-порфириновой рудно-магматической системе (на примере месторождения Жирекен в Восточном Забайкалье) // ДАН. 2006. Т. 409. № 4. С. 535–538.
- 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.
 Электронный геохронологический бюллетень (<http://geochron.vsegei.ru>)
- Alonso-Perez R., Müntener O., Ulmer P.* Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids // Contrib. Mineral. Petrol., 2009. V. 157 (4). P. 541–558.
<https://doi.org/10.1007/s00410-008-0351-8>
- Batchelor R.A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48 (1–4). P. 43–55.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Belousova E., Griffin W.L., O'reilly S.Y., Fisher N.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I.* Re–Os ages for molybdenite from porphyry Cu–Mo and greizen Mo–W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record. In Mineral Exploration and Sustainable Development; Eliopoulos, D., Ed.; Milpress: Rotterdam, The Netherlands. 2003. V. 1. P. 231–234.
- Berzina A.N., Sotnikov V.I., Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G.* Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu–Mo and Mo–Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia // Ore Geol. Rev. 2005. V. 26. № 1–2. P. 91–113.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.12.002>
- Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O.* Geochemical and Sr–Pb–Nd isotopic characteristics of the Shakhtama porphyry Mo–Cu system (Eastern Transbaikalia, Russia) // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 79 (Part B). P. 655–665.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.07.028>
- Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O.* Paleozoic–Mesozoic porphyry Cu(Mo) and Mo(Cu) deposits within the southern margin of the Siberian Craton: Geochemistry, geochronology, and petrogenesis (a review) // Minerals. 2016. V. 6. № 4. Paper 125.
<https://doi.org/10.3390/min6040125>
- Burnham A.D., Berry A.J.* An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 95. P. 196–212.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.07.034>
- Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A.* Correlated microanalysis of zircon: Trace element, $\delta^{18}\text{O}$, and U–Th–Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex > 3900Ma detrital grains // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 22. P. 5601–5616.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.011>
- Chen Z., Zhang L., Wan B., Wu H., Cleven N.* Geochronology and geochemistry of the Wunugetushan porphyry Cu–Mo deposit in NE china, and their geological significance // Ore Geol. Rev. 2011. V. 43. № 1. P. 92–105.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.08.007>
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B.* Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? // Sci. Rep. 2012. V. 2. Paper 685.
<https://doi.org/10.1038/SREP00685>
- Cooke D.R., Agnew P., Hollings P., Baker M., Chang Z., Wilkinson J.J., White N.C., Zhang L., Thompson J., Gemmill J.B., Fox N., Chen H., Wilkinson C.C.* Porphyry Indicator Minerals (PIMS) and Porphyry Vectoring and Fertility Tools (PVFTS) — indicators of mineralization styles and recorders of hypogene geochemical dispersion halos // Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration — conference proceedings, Toronto, Ontario, 22–25th October 2017.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A.* Amphibole “sponge” in arc crust? // Geology, 2007. V. 35. № 9. P. 787–790.
<https://doi.org/10.1130/g23637a.1>
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Delph J.R., Ward K.M., Zandt G., Ducea M.N., Beck S.L.* Imaging a magma plumbing system from MASH zone to magma reservoir // Earth and Planetary Science Letters. 2017. V. 457. P. 313–324.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.008>
- Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophysical research. 1990. V. 95. № B13. P. 21503–21521.
<https://doi.org/10.1029/JB095iB13p21503>
- Duan X.-X., Chen B., Sun K.-K., Wang Z.-Q., Yan X., Zhang Z.* Accessory mineral chemistry as a monitor of petrogenetic and metallogenetic processes: A comparative study of zircon and apatite from Wushan Cu- and Zhuxiling W(Mo)-mineralization-related granitoids // Ore Geol. Rev., 2019. V. 111. Paper 102940.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102940>
- Frost B.R., Frost C.D.* A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. of Petrology, 2008. V. 49. № 11. P. 1955–1969.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Groves D.I., Santosh M., Müller D., Zhang L., Deng J., Yang L.-Q., Wang Q.-F.* Mineral systems: Their advantages

- in terms of developing holistic genetic models and for target generation in global mineral exploration // *Geosystems and Geoenvironment*. 2022. V. 1. № 1. Paper 100001. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2021.09.001>
- Hildreth W., Moorbath S.* Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98. P. 455–489. <https://doi.org/10.1007/BF00372365>
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Miner. Geochem.* 2003. V. 53. № 1. P. 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geol.* 1977. V. 27. № 145. P. 293–305. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust, in: Rudnick, R.L. (Ed.), *Treatise on Geochemistry*, 2003. V. 3. P. 593–659. <https://doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03035-8>
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., B. McDonald B.* Zircon Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos*. 2015. V. 212–215. P. 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Rohrlach B.D.* Divergent T-fO₂ paths during crystallisation of H₂O-rich and H₂O-poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for Titanite and Titanite geothermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. V. 173. P. 104. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1529-3>
- Lu Y.J., Loucks R.R., Fiorentini M., McCuaig T.C., Evans N.J., Yang Z.M., Hou Z.Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A.* Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au deposits // *Soc. Econ. Geol. Special Publ.* 2016. V. 19. P. 329–347. <https://doi.org/10.5382/SP.19.13>
- Lu Y.J., Hou Z.Q., Yang Z.M., Parra-Avila L.A., Fiorentini M.L., McCuaig T.C., Loucks R.R.* Terrane-scale porphyry Cu fertility in the Lhasa Terrane, southern Tibet // *Geological Survey of Western Australia*. 2017. V. 6. P. 95–100.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. № 5. P. 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth Sci. Rev.* 1994. V. 37. № 3–4. P. 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Müntener O., Kelemen P.B., Timothy L. Grove T.L.* The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 643–658. <https://doi.org/10.1007/s004100100266>
- Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominykh P.A.* Uranium–Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu–Mo–Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia. *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 139 (B). Paper 104532. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104532>
- Ni Z., Arevalo R., Piccoli P., Reno B.L.* A novel approach to identifying mantle-equilibrated zircon by using trace element chemistry // *Geochem. Geophys.* 2020. V. 21. Paper e2020GC009230. <https://doi.org/10.1029/2020GC009230>
- Olierook H.K.H., Kirkland C.L., Szilas K., Hollis J.A., Gardiner N.J., Steinfeld A., Jiang Q., Yakymchuk C., Evans N.J., McDonald B.J.* Differentiating between inherited and autoclastic zircon in granitoids // *J. Petrology*. 2020. V. 61. № 8. Paper ega081. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa081>
- Pearce J.* Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. V. 19. № 4. P. 120–125. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1996/v19i4/005>
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. № 1. P. 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pizarro H., Campos E., Bouzari F., Rousse S., Bissig T., Gregoire M., Riquelme R.* Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 126. Paper 103771. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103771>
- Rayner N., Stern R.A., Carr S.D.* Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 148. № 6. P. 721–734. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0633-8>
- Richards J., Kerrich R.* Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // *Econ. Geol.* 2007. V. 102. № 4. P. 537–576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537>
- Richards J.P.* High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water // *Econ. Geol.* 2011. V. 106. № 7. P. 1075–1081. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Savichev A.A., Nevolko P.A., Kolpakov V.V., Redin Y.O., Mokrushnikov V.P., Svetlitskaya T.V., Sukhorukov V.P.* Typomorphic features of placer gold from the Bystrinsky ore field with Fe–Cu–Au skarn and Mo–Cu–Au porphyry mineralization (Eastern Transbaikalia, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 129. Paper 103948. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103948>
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Norry, M.J. (Ed.), *Magmatism in the Ocean Basins* // *Geo L. Soc. Spe Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A.* New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: Insights from Cu–Au–Fe skarn and Cu–Mo–Au porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2022. V. 149. Paper 105108. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105108>

- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D.* Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. V. 97. P. 70–87.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.032>
- Wan L., Lu C., Zeng Z., Mohammed A.S., Liu Z., Dai Q., Chen K.* Nature and significance of the late Mesozoic granitoids in the southern Great Xing'an range, eastern Central Asian Orogenic Belt // *Int. Geol. Rev.* 2019. V. 61. № 5. P. 584–606.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1440645>
- Wang W., Tang J., Xu W.-L., Wang F.* Geochronology and geochemistry of Early Jurassic volcanic rocks in the Erguna Massif, northeast China: Petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk suture belt // *Lithos.* 2015. V. 218–219. P. 73–86.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.012>
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413–433.
<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Wells T.J., Meffre S., Cooke D.R., Steadman J.A., Hoyer J.L.* Porphyry fertility in the Northparkes district: indicators from whole-rock geochemistry // *Australian J. Earth Sci.* 2020. V. 37. № 5. P. 717–738.
<https://doi.org/10.1080/08120099.2020.1715477>
- Wen G., Zhou R.-J., Li J.-W., Chang J., Hua H., Yan D.-R., Wei K.-T., Jin S.-G.* Skarn metallogeny through zircon record: An example from the Daye Cu-Au-Fe-Mo district, eastern China // *Lithos.* 2020. V. 378–379. Paper 105807.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105807>
- 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.
<https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Zou X., Qin K., Han X., Li G., Evans N.J., Li Z., Yang W.* Insight into zircon REE oxy-barometers: a lattice strain model perspective // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 506. P. 87–96.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.031>

УДК 553.065:553.21:553.43

СОСТАВ АПАТИТА КАК ИНСТРУМЕНТ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ПОРФИРОВЫХ СИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ ШАХТАМИНСКОГО Мо-ПОРФИРОВОГО И БЫСТРИНСКОГО Cu-Au-Fe-ПОРФИРОВО-СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2024 г. В. С. Веснин^{а, *}, П. А. Неволько^{а, **}, Т. В. Светлицкая^а,
П. А. Фоминых^а, Д. В. Бондарчук^б

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^бООО “Норникель Технические сервисы”, Гражданский просп., 1а, Санкт-Петербург, 195220 Россия

*E-mail: vesninv@igm.nsc.ru

**E-mail: nevolko@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 07.08.2023 г.

Подписана в печать 23.10.2023 г.

Принята к публикации 23.10.2023 г.

Быстринское Cu-Au-Fe-порфиново-скарновое и Шахтаминское Mo-порфиговое месторождения расположены в Восточном Забайкалье, Россия. Вмещающими промышленную минерализацию породами на месторождениях служат многофазные гранитоидные плутоны средне-позднеюрского шахтаминского комплекса. Промышленное оруденение генетически связано с небольшими телами гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров поздних фаз внедрения. С целью выявления специфики рудоносного магматизма был изучен состав летучих компонентов и редкоземельных элементов в апатитах из магматических пород рудоносных и безрудных интрузий. Отдельное внимание было уделено доказательству первично-магматического происхождения апатита и отсутствия влияния на их состав наложенных процессов. Было показано, что для рудоносных интрузий Быстринского и Шахтаминского месторождений типично повышенное содержание S в апатите, что указывает на их формирование из окисленных расплавов. Кроме того, показано, что наличие сульфатной серы в расплаве является необходимым условием для формирования сульфидной минерализации. Установлено, что характерным различием между апатитом Cu-порфировых и Mo-порфировых систем является высокая концентрация Cl (более 0.8 мас. %), который обеспечивает перенос халькофильных элементов. Содержание летучих в апатите может быть использовано в качестве признака рудоносности магматических пород. Анализ редкоземельного состава апатита позволил установить, что для минерала из рудоносных гранитоидов Шахтаминского и Быстринского месторождений характерно значение $Eu/Eu^* > 0.4$, что указывает на окисленность и водонасыщенность исходного расплава. Выявленные характеристики состава летучих компонентов и редкоземельных элементов апатита из рудоносных интрузий и их дискретность от апатита из безрудных гранитоидов могут служить признаком рудоносности магматических пород на порфиговое оруденение.

Ключевые слова: апатит, порфировые месторождения, индикаторы рудоносности, Шахтаминское месторождение, Быстринское месторождение, Восточное Забайкалье

DOI: 10.31857/S0016777024010068, **EDN:** ztzyzh

ВВЕДЕНИЕ

С порфировыми магматическими породами средне-кислого состава нередко связаны порфировые, эпитеральные и скарновые месторождения (Cooke et al., 2015), которые обеспечивают около 75, 50 и 20% мирового производства Cu, Mo и Au соответственно (Sillitoe, 2010). Выделение

фертильных (потенциально продуктивных на порфиговое оруденение) магматических комплексов или интрузивных тел, которые с наибольшей вероятностью могут формировать порфировую минерализацию, среди безрудных неминерализованных комплексов имеет важное значение на всех стадиях геологического изучения недр — от

региональных исследований до поисково-оценочных работ. Одним из активно развивающихся в течение последнего десятилетия методов поиска порфировых месторождений является использование комплекса минералов-индикаторов в совокупности с валовым составом пород. Разработки по определению минералогических индикаторов рудоносности магматических пород (Porphyry Indicator Minerals — PIMs) ведутся менее 20 лет. Их началом следует считать серию международных проектов AMIRA по изучению индикаторных свойств минералов в порфировых месторождениях, начатых в 2004 г. на базе Университета Тасмании и продолженных в Лондонском музее естественной истории (Cooke et al., 2015). Наиболее информативными минералами-индикаторами, по которым проведено наибольшее количество исследований, являются циркон и апатит, существенно меньше исследований посвящено составу биотита и амфибола (в силу их меньшей устойчивости при наложенных гидротермальных процессах).

Апатит является широко распространенным акцессорным минералом во всех природных системах, многие элементы, в том числе S, F, Cl, Fe, Mn, Sr и редкоземельные элементы (REE), способны входить в его кристаллическую решетку в качестве примесных и видообразующих элементов (Piccoli, Candela, 2002; Rakovan, Hughes, 2002; Pasero et al., 2010; Webster, Piccoli, 2015). Апатиты природного происхождения устойчивы к позднему гидротермальному изменению и метаморфическим процессам и способны сохранять информацию об исходной магме (Ayers, Watson, 1991; Bouzari et al., 2016). Вхождение летучих (OH, Cl, F) и микроэлементов (например, Mn, S, Eu, Ce) в апатит очень чувствительно к окислительно-восстановительным условиям и содержанию H₂O в родоначальных магмах (Tepper, Kuehner, 1999; Piccoli, Candela, 2002; Cao et al., 2012; Miles et al., 2014; Chen, Zhang, 2018; Du et al., 2019; Tang et al., 2020; Du et al., 2021). Это делает анализ апатита надежным средством оценки изменений этих факторов. В последние годы апатит активно используется для оценки фертильности магм на основании содержания галогенов и S (Peng et al., 1997; Parat et al., 2011; Zhu et al., 2018; Zhong et al., 2018; Xing et al., 2020; Zhihua et al., 2023). К примеру, согласно (Zhu et al., 2018), на Cu–Au–порфировом месторождении Ред-Крис в апатите из образцов порфиров, с которыми генетически связана промышленная минерализация, было установлено повышенное содержание серы — 0.18–0.38 мас. % SO₃, в то время как для апатита из безрудных порфиров содержание серы заметно ниже — 0.03–0.11 мас. % SO₃. Аналогичная закономерность была установлена и для содержания

Cl в апатите. Апатит из рудоносных порфиров месторождения Ред-Крис содержит Cl в количестве от 0.82 до 1.47 мас. %, что существенно выше, чем было установлено в апатите из безрудных порфиров (0.02–0.51 мас. %).

В данной работе нами предпринимается попытка выявления типохимических характеристик апатита из рудоносных и безрудных интрузий Cu–Au–Fe–порфирово-скарнового Быстринского и Mo–порфирового Шахтаминского месторождений, расположенных в Восточном Забайкалье.

В предыдущих исследованиях (Nevolko et al., 2021) было показано, что рудоносные интрузии в составе многофазных плутонов шахтаминского комплекса на Быстринском и Шахтаминском месторождениях достаточно уверенно дискриминируются на основании валовой геохимии и геохимических характеристик цирконов. Магматические породы рудоносных штоков характеризуются: 1) Sr/Y отношением более 65 и 10000*(Eu/Eu*)/Y более 850 по валовому составу пород, 2) Eu/Eu* > 0.4 и Yb/Dy > 4 отношениями по геохимии циркона. Было наглядно показано, что при близком U–Pb возрасте интрузивов в составе многофазного массива только часть из них являются рудоносными. На Быстринском месторождении выделено четыре (из 5) рудоносных штока, на Шахтаминском — один (из 5).

Исследование является продолжением проведенных ранее изысканий, направленных на выявление и обоснование минералого-геохимических критериев прогнозирования минерализации порфирового типа. Главной задачей работы является верификация критериев дифференциации рудоносных магматических пород от безрудных на основании состава летучих компонентов апатита и его редкоземельного состава.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

Исследуемый район расположен в восточной части Забайкальского края на расстоянии около 470 км к востоку-юго-востоку от города Чита. Шахтаминское Mo–порфировое и Быстринское Cu–Au–Fe–порфирово-скарновое месторождение приурочены к Газимуровской региональной тектонической зоне, которая находится на территории Ага-Борзинской структурно-формационной зоны, в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса (фиг. 1) (Зорин и др., 1998; Zorin et al., 2001; Коваленкер и др., 2019). В регионе широко распространен палеозойский и мезозойский магматизм. Доминируют палеозойские гранитоиды, сформированные в связи с субдукцией литосферной плиты

Монголо-Охотского океана под Монголо-Китайский континент (Зорин и др., 1998). Становление мезозойского магматизма (с которым связана рудная минерализация) на юго-востоке Восточного Забайкалья происходило в сложной геодинамической обстановке, которая сочетала в себе коллизию и воздействие горячей точки на литосферу (Зоненшайн и др., 1990). Закрытие Монголо-Охотского океана относится к рубежу ранней и средней юры. В этот период внедрялись многочисленные гранитоидные интрузии (фиг. 1). Гранитоидные массивы юрского возраста, относящиеся к постколлизийным (рифтогенным) образованиям, трассируют тектонические структуры северо-восточного простирания (Берзина и др., 2013).

Магматические породы шахтаминского комплекса широко распространены в Восточном Забайкалье в пределах Мо–порфирового Шахтаминского и Cu–Au–Fe скарново-порфирового Быстринского месторождений. Площадь Быстринского Cu–Au–Fe–порфирово-скарнового месторождения сложена терригенно-карбонатными отложениями раннекембрийского, среднедевонского и среднемезозойского возраста. Осадочные породы прорываются магматическими породами шахтаминского комплекса, в которых выделяется Быстринский массив. Ранняя фаза, сложенная монцонитами (BER — Bystrinsky Early Porphyry), прорвана более мелкими штоками монцонит-порфиоров (BLP1 — Bystrinsky Late Porphyry), а также гранит-порфиоров и гранодиорит-порфиоров поздней фазы (BLP2–5) (фиг. 2). По результатам предшествующих работ (Nevolko et al., 2021), по комплексу геохимических и минералого-геохимических данных было обосновано отнесение к рудоносным образованиям магматических пород, слагающих штоки BLP2 — BLP5. Согласно U–Pb датированию, время формирования Быстринского месторождения ограничено периодом 159–163 млн лет. На месторождении доминирует скарновая минерализация, приуроченная к известнякам быстринской свиты; порфировый тип руд распространен в подчиненном количестве и локализуется в телах гранитоидов. Среди рудных минералов на месторождении наиболее широко распространены магнетит, халькопирит, пирит и пирротин; к второстепенным относятся молибденит, шеелит и вольфрамит (Коваленкер и др., 2019). Поскольку геологическому строению и вещественному составу руд Быстринского месторождения посвящены многочисленные работы (Коваленкер и др., 2016, 2018, 2019; Киселева и др., 2020; Nevolko et al., 2021; Savichev et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022), детальное описание в работе не приводится.

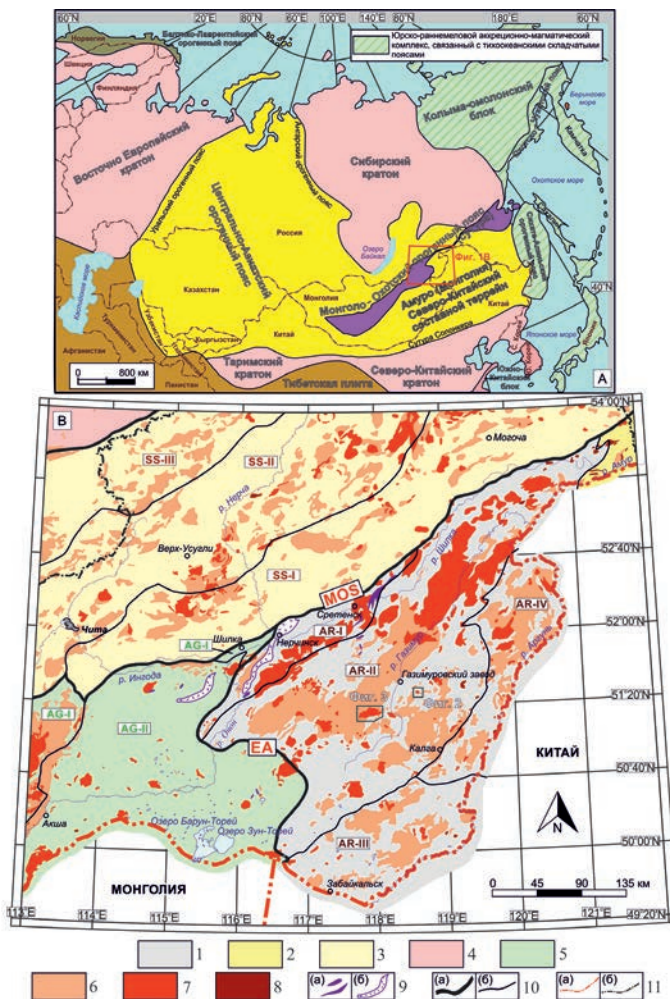
Шахтаминское Мо–порфировое месторождение расположено в 50 км на юго-запад от Быстринского (фиг. 3). Вмещающими породами Шахтаминского месторождения выступают магматические породы одноименного массива, являющегося петротипом шахтаминского комплекса в Восточном Забайкалье. Массив прорывает пермские гранодиориты ундинского комплекса (SHP — Shakhtama Host Porphyry) и терригенные отложения нижней юры (фиг. 3). Крупное тело порфировидных гранитов ранней фазы шахтаминского комплекса (породы рамы, SEP — Shakhtama Early Porphyry) прорвано серией более мелких штокоподобных тел порфировидных гранитов (SLP1–2 — Shakhtama Late Porphyry) и гранодиорит–порфиоров третьей фазы шахтаминского комплекса (SLP3–5). Проведенные ранее исследования (Nevolko et al., 2021) доказали рудоносность только одного штока SLP4. При этом намечалась слабая потенциальная рудоносность штока SLP5 на основании валовой геохимии. Время формирования Шахтаминского месторождения соответствует возрастному интервалу 161–164 млн лет. Минерализация на Шахтаминском месторождении представлена многочисленными кварцевыми жилами и жильными зонами, вмещающие породы между которыми нередко подвержены в значительной степени метасоматическому преобразованию. Аналогично Быстринскому месторождению, останавливаясь на детальной характеристике Шахтаминского месторождения не будем. Имеющаяся информация по геологическому строению и вещественному составу руд приведена в ряде работ предшественников (Рутштейн и др., 2002; Берзина и др., 2013; Berzina et al., 2016; Nevolko et al., 2021).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Быстринское месторождение

Ранняя фаза шахтаминского комплекса (BER) Быстринского интрузива представлена пироксен-биотитовыми монцонитами и амфибол-биотитовыми монцодиоритами. Монцодиориты среднезернистые и сложены пироксеном+амфиболом+биотитом (~15%), кварцем 4–5%, плагиоклазом 50–55%, калиевым полевым шпатом 10–20%. Монцониты, относительно монцодиоритов, характеризуются меньшим количеством плагиоклаза (25–40%) и большим калиевого полевого шпата (25–35%). Среди основной массы монцонитов и монцодиоритов встречается редкая сульфидная вкрапленность до 3–4% (фиг. 4а).

Поздняя фаза (BLP1) представлена амфибол-биотит-кварцевыми монцонитами

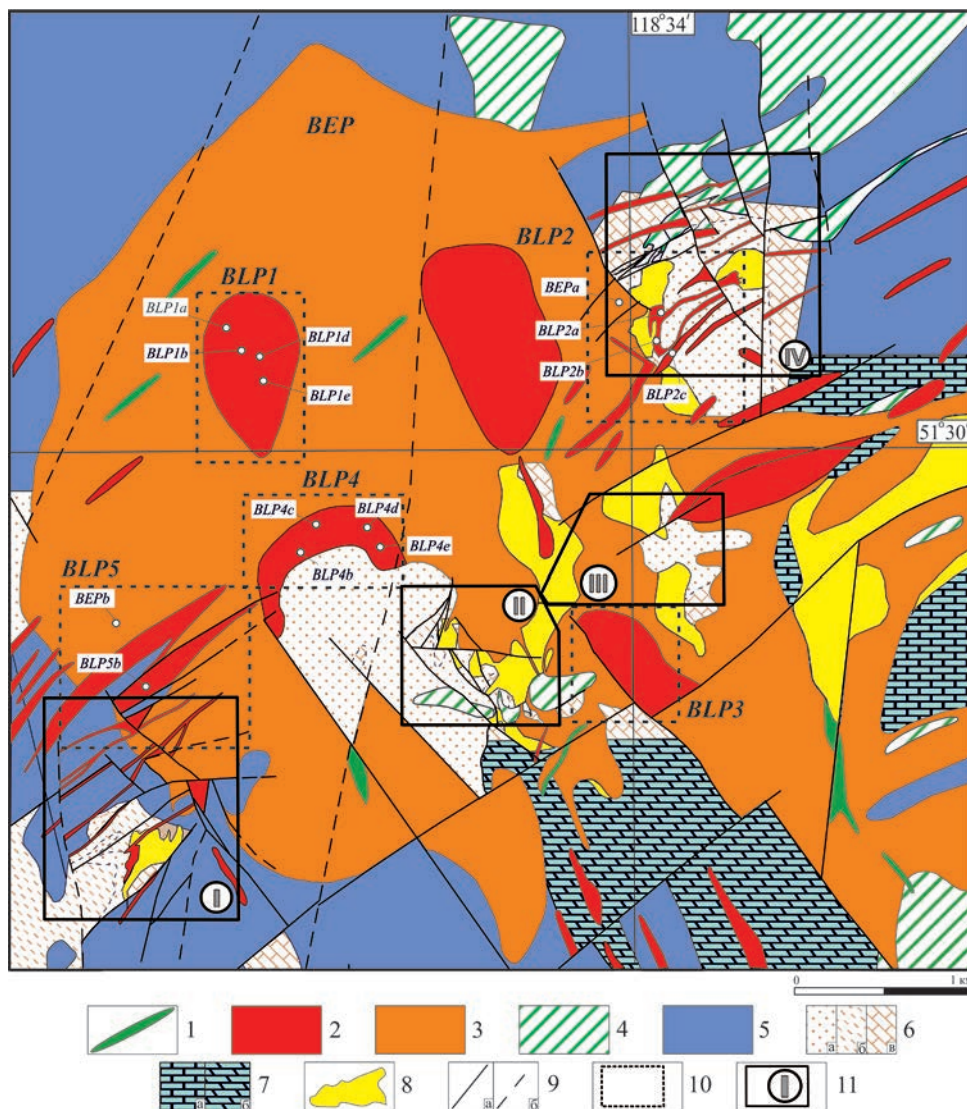


Фиг. 1. (А) Положение Монголо-Охотского орогенного пояса на упрощенной тектонической схеме Азии (по (Jahn et al., 2009) и (Zhang et al., 2019)). (Б) Распространение пермо-триасовых, юрских и меловых гранитоидных интрузий на упрощенной тектонической схеме Восточного Забайкалья (Nevolko et al., 2021): 1 — Аргунский террейн: AR-I — Боршовочный, AR-II — Газимуровский, AR-III — Урулюнгуйский, AR-IV — Калга-Орочинский блоки; 2 — Буреинский террейн (часть объединенного Амурского и Северо-Китайского блока); 3 — Селенга-становой террейн (часть Сибирского крата): SS-I — Пришилкинский, SS-II — Витим-Урюмский, SS-III — Уда-Витимский (Гусино-Удинский) блоки; 4 — Баргузино-Витимский блок Байкало-Витимского террейна (часть Сибирского крата); 5 — сборная зона Агинского террейна: AG-I — Даурский и AG-II — Ононский (Агинский) террейны; 6 — пермо-триасовые интрузивные породы; 7 — юрские интрузивные породы; 8 — меловые интрузивные породы; 9 — (а) перидотиты (офиолиты), (б) меланжи; 10 — (а) Монголо-Охотская сутура (MOS), Восточно-Агинская система разломов (EA), (б) системы разломов, ограничивающие блоки в пределах крупных структур; 11 — (а) государственная граница Российской Федерации, (б) граница Забайкальского края.

с порфиroidной структурой, которые сложены амфиболом 5%, биотитом 10%, плагиоклазом 30–35%, калиевым полевым шпатом 35–45%, кварцем 5–10% и редкими вкрапленниками титанита, апатита и циркона. Образцы поздней фазы BLP2–5 представлены гранодиоритами с порфиroidной структурой и сложены амфиболом 5–10%, биотитом 5–7%, кварцем 15–20%, плагиоклазом 40–45%, калиевым полевым шпатом 20–25% с редкими вкрапленниками акцессорных минералов циркона и апатита. Более подробная характеристика изученных магматических пород Быстринского

месторождения приведена в работе (Nevolko et al., 2021).

Апатит в изученных образцах как ранней, так и поздней фазы представлен в виде идиоморфных включений кристаллов в биотите и амфиболе (фиг. 4а, в, г). Размер кристаллов апатита обычно не превышает 50 мкм. В образцах BLP2 апатит присутствует как среди основной массы породы, так и в виде включений в амфиболе, при этом размеры кристаллов апатита достигают 100 мкм (фиг. 4б). В образце BLP5 встречаются кристаллы апатита,



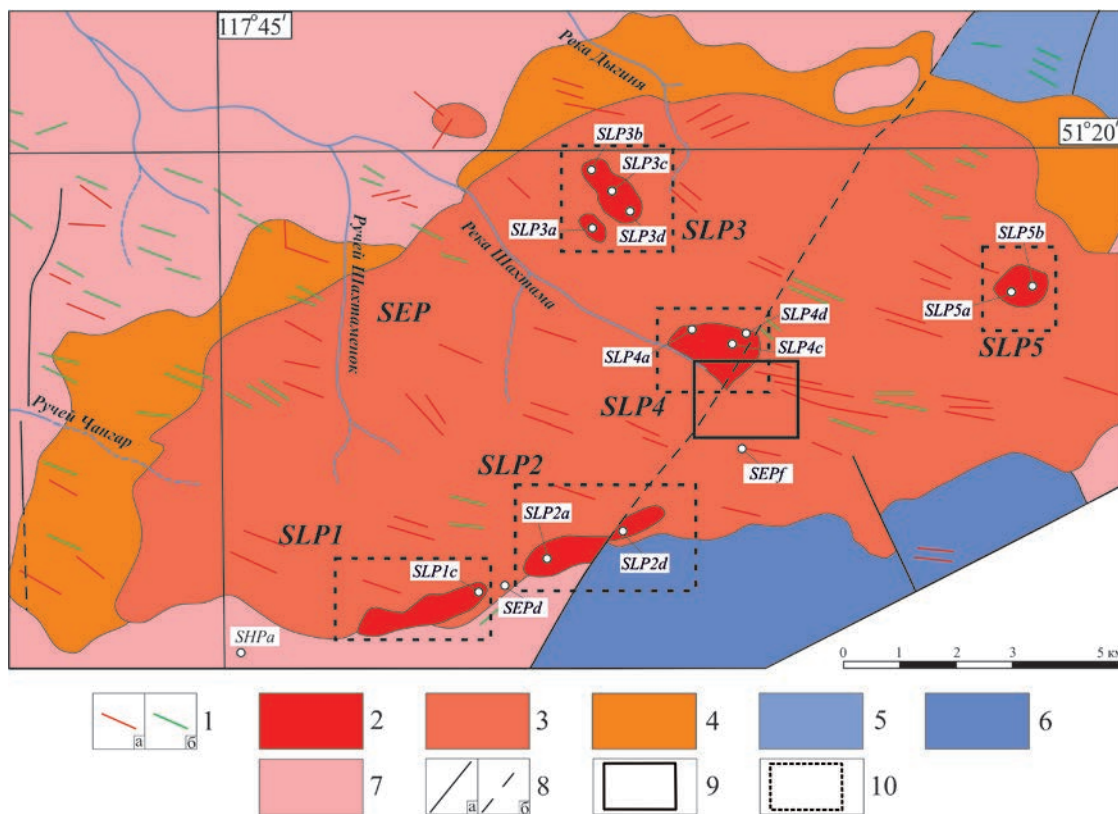
Фиг. 2. Геологическая карта Быстринского месторождения (Коваленкер и др., 2019) и положение изученных образцов: 1 — позднеюрские базальты, андезиты, лампрофировые дайки (нерчинскозаводской комплекс); 2 — позднеюрские гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры поздней фазы (шахтаминский комплекс); 3 — позднеюрские диориты, монзониты, монзонит-порфиры поздней фазы (шахтаминский комплекс); 4 — средне-позднеюрские андезиты, базальты и его туфы, субвулканические андезиты (шадоронский комплекс); 5 — раннеюрские песчаники, алевролиты, аргиллиты (государевская свита); 6 — средний девон: (а) песчаники, (б) алевролиты, (в) известняки (ильдиканская свита); 7 — ранний кембрий: (а) известняки, (б) доломиты (быстринская свита); 8 — скарны; 9 — разломы: (а) доказанные, (б) предполагаемые; 10 — положение изученных штоков гранитоидов; 11 — участки месторождения: (I) Верх-Ильди́кан, (II) Малый Медный Чайник, (III) Южно-Родственный, (IV) Быстринский-2.

пространственно приуроченные к плоскостям спайности биотита (фиг. 4г).

Шахтаминское месторождение

Вмещающие амфибол-биотитовые гранодиориты ундинского комплекса (SHP) среднезернистые, порфирировидные, состоят из амфибола 3%, биотита 7%, кварца 15%, калиевого полевого шпата 20% и плагиоклаза 55%. Породы ранней фазы (SEP),

слагающие основную массу Шахтаминского интрузива, представлены биотит-амфиболовыми гранодиоритами. Породы средне-крупнозернистые, порфирировидные, состоят из биотита 5–7%, амфибола 5–10%, кварца 20–25%, калиевого полевого шпата 40–45% и плагиоклаза 25–30%. В породах SHP и SEP плагиоклаз слабо сосюритизирован, а калиевый полевой шпат пелитизирован.



Фиг. 3. Геологическая карта Шахтаминского месторождения (ГТК-200 М-50-Х, М-50-IV) и положение изученных образцов: 1 — позднеюрские дайковые тела: (а) — граниты, гранодиорит порфиры; (б) — базальты, лампрофиры (нерчинскозаводской комплексе); 2 — позднеюрские гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры поздней фазы (шахтаминский комплекс); 3 — позднеюрские граниты, гранодиорит-порфиры ранней фазы (шахтаминский комплекс); 4 — позднеюрские монзониты, монзонит-порфиры ранней фазы (шахтаминский комплекс); 5 — раннеюрские песчаники, гравелиты (кавыкучинская свита); 6 — раннеюрские песчаники, алевролиты, аргиллиты (таменгинская свита); 7 — пермские граниты, гранодиориты (ундинский комплекс); 8 — разломы: (а) установленные, (б) предполагаемые; 9 — участок Шахтаминского месторождения; 10 — положение изученных штоков гранитоидов.

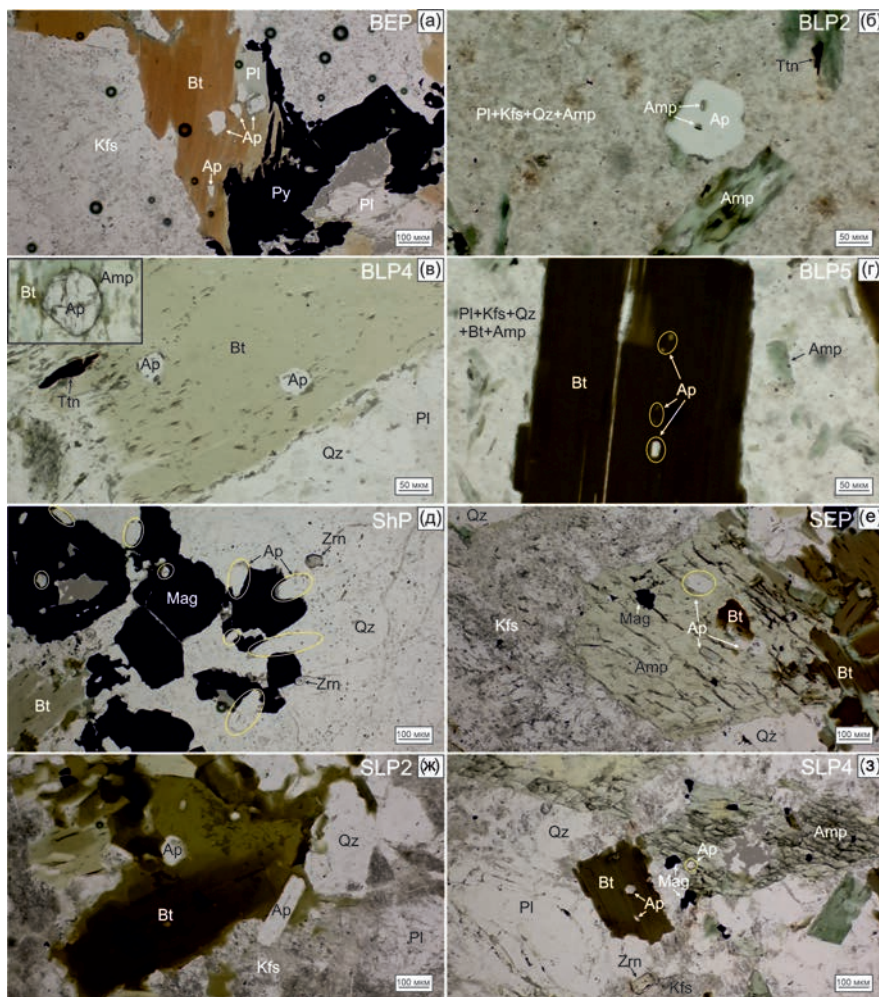
Поздняя фаза шахтаминского комплекса (SLP) представлена гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами. Гранит-порфиры (SLP1–2) мелко-среднезернистые состоят из амфибола 3%, биотита 5–7%, кварца 30–40%, калиевого полевого шпата 35–40% и плагиоклаза 30–35%. Гранодиорит-порфиры SLP3 и преобладающая часть образцов SLP5 содержат амфибол 4%, биотит 6%, плагиоклаз 40–45%, калиевый полевой шпат 25–35% и кварц 15–20%. Гранит-порфиры (SLP4) сложены амфиболом 5%, биотитом 5%, плагиоклазом 20–25%, калиевым полевым шпатом 40–50% и кварцем 10%. Вкрапленники кварца, биотита, калиевого полевого шпата и плагиоклаза находятся среди мелкозернистой основной массы того же состава. Более подробная характеристика изученных магматических пород Шахтаминского месторождения приведена в работе (Nevolko et al., 2021).

Апатиты магматических пород на Шахтаминском месторождении в породах ранней (SEP) и поздней фазы (SLP1–5), аналогично апатитам

гранитоидов Быстринского месторождения, встречаются в виде включений в амфиболе и биотите (фиг. 4ж–и) за исключением апатитов из пород ундинского комплекса (SHP), где обнаружены зерна апатита в магнетите и/или в сростании с ним (фиг. 4д). Размер кристаллов апатита обычно <50 мкм в поперечном сечении и достигает 150 мкм в продольном сечении. В породах SLP5 апатит, помимо включений в биотите и амфиболе, встречается также в межзерновом пространстве среди основной массы породы, где размер зерен не превышает 20 мкм.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Апатит был изучен из 29 проб магматических пород, в т.ч. 14 образцов с района Быстринского месторождения и 15 образцов с района Шахтаминского месторождения. На Быстринском месторождении были изучены монзониты первой ранней фазы внедрения (BEP — два образца, по 10 и 7 зерен апатита), безрудные гранит-порфиры поздней фазы (BLP1 — четыре образца, по 6, 10,



Фиг. 4. Положение зерен апатита в изученных магматических породах Быстринского (а–г) и Шахтаминского (д–з) месторождений в проходящем свете. Сокращения минералов даны по Wang (2021), где Qz — кварц, Pl — плагиоклаз, Kfs — К-полевого шпат, Bt — биотит, Amp — амфибол, Mag — магнетит, Py — пирит, Zrn — циркон, Ttn — титанит, Ap — апатит.

10 и 12 зерен апатита) и также рудоносные гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры со второго, четвертого и пятого штоков (BLP2 — три образца, по 7, 6 и 10 зерен; BLP4 — четыре образца, по 10, 10, 2 и 11 зерен; BLP5 — один образец, 10 зерен). С района Шахтаминского месторождения апатит был изучен из вмещающих шахтаминский массив гранитоидов ундинского комплекса (SHP — один образец, 11 зерен). Апатит из гранитоидов шахтаминского комплекса был изучен в гранодиоритах ранней фазы (SEP — два образца, по 9 и 10 точек), а также из гранитоидов, слагающих пять штоков поздней фазы (SLP1 — один образец, 2 зерна; SLP2 — два образца, по 10 и 8 зерен; SLP3 — четыре образца, два по 10 зерен, два по 9 зерен; SLP4 — три образца, два по 9 зерен и один — 10 зерен; SLP5 — два образца, по 21 и 10 зерен). Всего было сделано 267 точечных EPMA и 105 LA-ICP-MS анализов.

Апатит анализировался из неизменных магматических пород, без следов наложенных гидротермально-метасоматических преобразований. Контроль первичности пород осуществлялся как петрографическими наблюдениями, так и с помощью анализа петрохимических данных. Во всех изученных породах биотит как минерал, наиболее чувствительный к вторичным изменениям, не изменен, вторичная хлоритизация не проявляется. Лишь изредка отмечалась слабая степень сосюритизации плагиоклаза и пелитизации калиевого полевого шпата по внешним зонам. Результаты проведенных ранее (Nevolko et al., 2021) исследований петрохимических характеристик изученных пород не выявил каких-либо признаков вторичных изменений и наложенных гидротермальных процессов. Положение апатита в виде как включений удлиненно-призматических кристаллов в зернах биотита, амфибола, так и равномерной

вкрапленности кристаллов в основной массе порфиоров, а также с учетом отсутствия признаков гидротермального изменения пород, свидетельствует о его первично-магматической природе без признаков вторичных изменений. Следовательно, полученные характеристики состава апатита из изученных магматических пород будут отражать специфику родоначального расплава.

Образцы дробились в несколько этапов на щелевых дробилках и расситовывались на классы >0.5, 0.5–0.1 и <0.1 мм. Из фракции 0.5–0.1 мм была произведена магнитная сепарация неодимовым магнитом. Материал, оставшийся после магнитной сепарации, промывался. Из полученного концентрата под биноклем вручную отбирались зерна апатита. Отобранные зерна апатита монтировались в эпоксидные шашки диаметром 25 мм и полировались до вскрытия минерала.

Содержание основных элементов (ESM_1.xls) в апатите определялось на микрозонде JEOL JXA-8230 (Центр коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск) при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе пучка 20 нА. Время счета пика и фона составляло 20 и 10 с соответственно. При проведении микрозондовых анализов выбирались однородные, без видимой зональности в режиме BSE и внешних кайм, зерна. Анализ проводился в центральных частях зерен. В качестве стандартов использовались природные минералы и синтетические соединения с известным составом. В апатитах определялось содержание элементов: Si, Fe, Ca, Na, Mn, Mg, U, P, F, Cl и S. При определении состава апатита были использованы следующие стандарты: F-apatit (для F, Ca и P), Cl-apatit (для Cl), SrSO₄ (для S и Sr), альбит (для Na), O-145 (для Si, Mg и Fe), природный монацит (для Ce), NdPO₄ (для Nd), UO₂ (для U), IGEM_3 (для Mn). Предел обнаружения для Si, Fe, Ca и Na — 0.03 мас. %, Mn — 0.02 мас. %, Mg — 0.09 мас. %, U — 0.04 мас. %, P — 0.08 мас. %, F — 0.1 мас. %, Cl — 0.01 мас. %, S — 0.06 мас. %.

Измерение состава примесных элементов в апатите (ESM_2.xls) проводилось методом LA-ICP-MS с использованием квадрупольного ICP-MS спектрометра iCAP Qc (Thermo Scientific) и устройства лазерного пробоотбора NWR213 (ESI) в ЦКП СО РАН. Аналитические сигналы регистрировали с использованием программного обеспечения Qtegra. Данные LA-ICP-MS обрабатывались с помощью программного обеспечения Glitter (GEMOC, Griffin et al., 2008). Анализ проводили при следующих рабочих параметрах: длина волны лазерного излучения 213 нм, диаметр лазерного пучка 25 или 40 мкм (в зависимости от размера анализируемого образца), частота лазерных импульсов

20 Гц, длительность лазерных импульсов 4 нс, плотность энергии 4.5 Дж/см². Продолжительность накопления сигнала для одного измерения составляла 0.05 с на каждый аналитический изотоп. Градуировку проводили по стандартным образцам NIST 610 и 612. В качестве внутреннего стандарта использовали железо. При анализе гомогенных образцов стандартное отклонение параллельных измерений обычно составляло 10–20 отн. % и не превышало 30 отн. %.

Оценка содержания S в исходном расплаве основана на измеренном содержании в апатите и расчете коэффициента распределения между апатитом и расплавом. Обычно для оценки S_{распл} используют формулы из исследований (Peng et al., 1997) и (Parat et al., 2011). Как показывает сравнение двух подходов в различных работах, полученные содержания отличаются незначительно: в методе (Peng et al., 1997) значения обычно в несколько раз выше, чем в методе (Parat et al., 2011) (например, в работе Li et al., 2023). Для оценки содержания серы в расплаве в данной работе использовалась формула $S_{ap}(wt\%) = 0.0629 \times \ln S_{melt}(wt\%) + 0.4513$ (Parat et al., 2011), где S_{melt} искомое значение. Для оценки содержания Cl в расплаве использовалась формула

$$Cl_{melt}(wt\%) = \frac{X_{Cl}^{ap}}{X_{OH}^{ap}} \frac{1}{K_{Cl-OH}^{ap-melt}} 10.79$$

(Li, Hermann, 2017), где X_{OH}^{ap} и X_{Cl}^{ap} являются мольными долями хлорапатита и гидроксил апатита соответственно, а

$$K_{Cl-OH}^{ap-melt} = e^{(25.81 + (X_{Cl}^{ap} - X_{OH}^{ap}) 17.33) \frac{10^3}{8.314T}}$$

где T — температура насыщения апатита (AST), рассчитанная для каждой пробы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ Макрокомпоненты и летучие

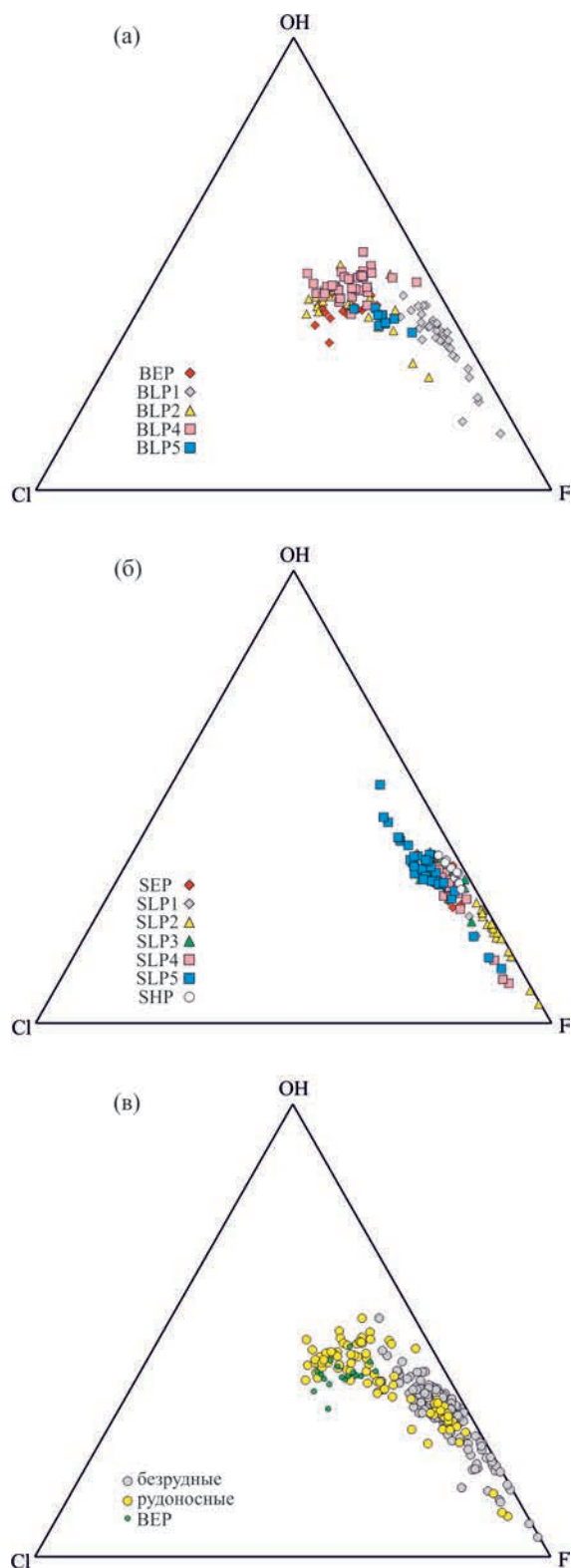
Результаты изучения состава основных компонентов апатита приведены в Электронном приложении (ESM_1.xls). Содержания главных компонентов в апатите из магматических пород близки и варьируют в пределах 1–4 мас. % оксида элемента: в шахтаминском комплексе Быстринского месторождения содержание CaO в минерале изменяется от 52.95 до 55.20 мас. %, а P₂O₅ от 40.15 до 42.04 мас. %, в Шахтаминском месторождении содержание CaO изменяется от 51.85 до 55.15 мас. %, P₂O₅ — от 40.09 до 42.42 мас. %. Во всех случаях отмечаются примеси Mn, Fe, Na, Si, Sr, Ce и Nd, суммарное содержание оксидов элементов достигает 1.10 мас. %. Все проанализированные апатиты

содержат в своем составе F и Cl, содержания которых варьируют, но при пересчете на формульные количества всегда больше фтора, чем хлора в общей кристаллохимической позиции (фиг. 5), что типично для магматических пород (Piccoli, Candela, 2002). На диаграмме SiO₂–MnO большинство точек состава апатита попадают в поле магматического минерала (фиг. 6а–в), что дополнительно указывает на его первично-магматическое происхождение.

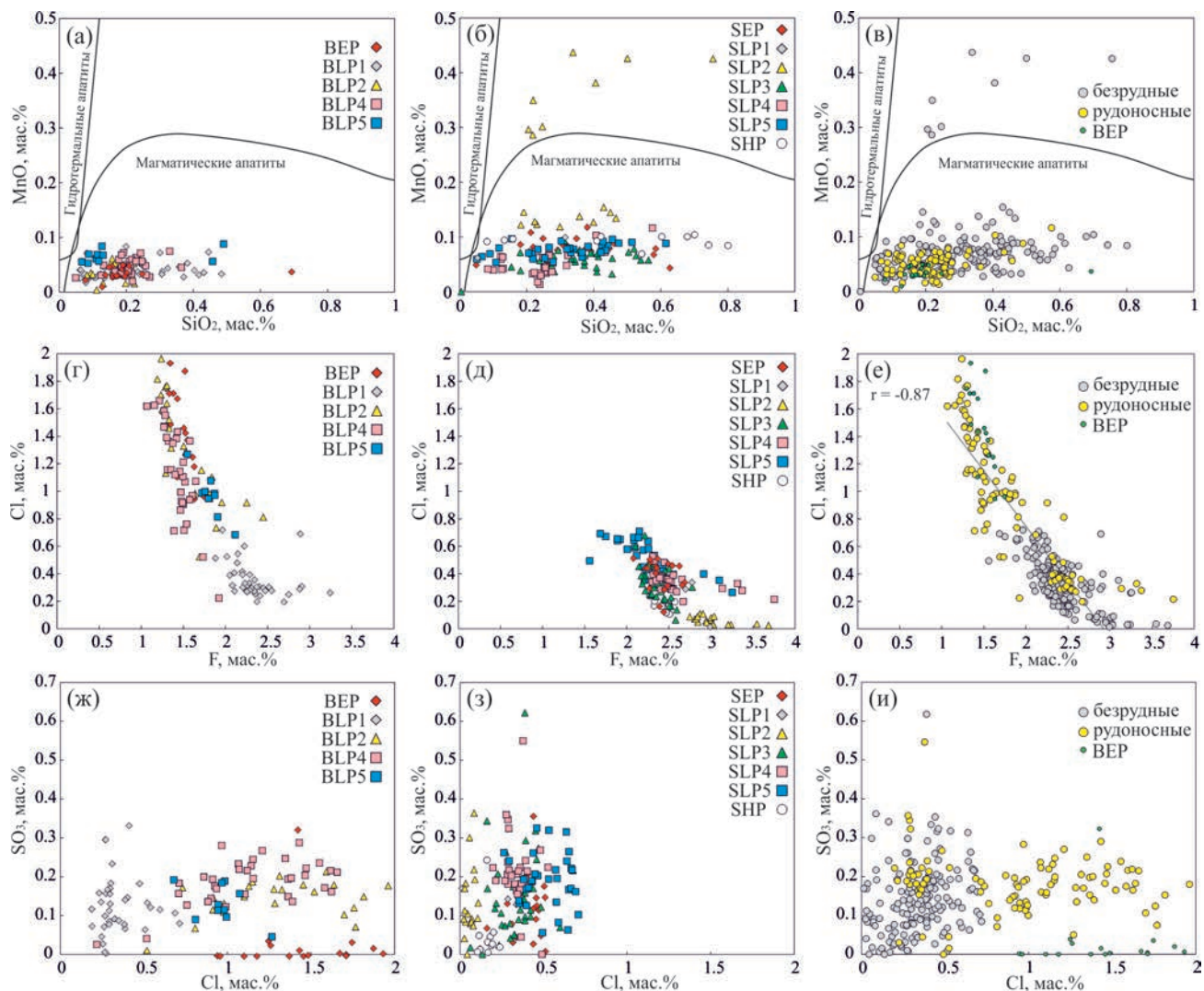
Формульные количества OH-группы в апатитах рассчитаны по стехиометрии, основанной на 13 анионах и предполагающей, что место галогена полностью занято: $X_{F-ap} + X_{Cl-ap} + X_{OH-ap} = 1$, где X — мольные доли F, Cl и OH (Piccoli, Candela, 2002). Содержание OH в апатите рудоносных магматических пород Быстринского месторождения (BLP2–5) варьирует от 0.23 до 0.53 ф.е. (ср. зн. 0.42), тогда как для апатита из безрудных монзонит–порфиров BLP1 характерно более низкое значение (0.10–0.46 ф.е., ср. зн. 0.34 ф.е.) (фиг. 5а). Для пород Шахтаминского месторождения содержания OH (0.06–0.51 ф.е., ср. зн. 0.30 ф.е.) в апатите установлены в породах поздних фаз SLP3–5; в то же время для штоков SLP1–2 рассчитанные параметры ниже (0.02–0.26 ф.е., ср. зн. 0.19 ф.е.) (фиг. 5б).

Для всех зерен апатита наблюдается сильная отрицательная корреляция ($r = -0.87$) между F и Cl (фиг. 6е). На Быстринском месторождении для апатита из пород рудоносных штоков (BLP2–5) и пород ранней фазы (BEP) характерно умеренное содержание F (1.54 и 1.49 мас. % соответственно). Тогда как для апатита из пород безрудного штока (BLP1), напротив, установлено более высокое содержание F (2.36 мас. %) (фиг. 6г). Апатит магматических пород Шахтаминского месторождения характеризуется высоким содержанием F (ср. зн. 2.47 мас. %) по сравнению с апатитом гранитоидов Быстринского месторождения (1.78 мас. %) (фиг. 6д).

Содержание Cl в апатите максимально для минерала из монзонитов ранней фазы (BEP, 1.44 мас. %) и гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров поздней фазы (BLP2–5, 0.97–1.36 мас. %, ср. 1.17 мас. %) Быстринского месторождения. Минимальное содержание Cl установлено в апатите из монзонит–порфиров первого штока поздней фазы (BLP1, 0.36 мас. %) (фиг. 6г, ж). На Шахтаминском месторождении повышенное содержание Cl установлено в апатите гранодиорит–порфиров поздних фаз (SLP3, SLP4 и SLP5), среднее значение составляет 0.34, 0.35 и 0.52 мас. % соответственно, и порфировидных гранитов ранней фазы (SEP, ср. зн. 0.39 мас. %).



Фиг. 5. Трехкомпонентные диаграммы состава летучих (Cl–OH–F) компонентов апатита (формульные единицы) для минерала магматических пород шахтаминского комплекса: (а) — Быстринское месторождение; (б) — Шахтаминское месторождение; (в) — вся выборка с разделением на апатиты из рудоносных и безрудных пород.



Фиг. 6. Диаграммы состава апатита из магматических пород в координатах SiO_2 – MnO , F – Cl и Cl – SO_3 (мас. %): (а, г, ж) — апатиты из гранитоидов Быстринского месторождения; (б, д, з) — апатиты из гранитоидов Шахтаминского месторождения; (в, е, и) — вся выборка с разделением на апатиты из рудоносных и безрудных пород. Границы полей гидротермального и магматического апатита на графиках (а–в) согласно (Chen et al., 2017).

Минимальное содержание Cl типично для апатита вмещающих гранодиоритов ундинского комплекса (SHP) (0.17 мас. %) и порфировидных гранитов поздней фазы SLP1 и SLP2 (0.21 и 0.06 мас. % соответственно; ср. зн. 0.07 мас. %) (фиг. 6д, з).

Установлено повышенное содержание S в апатите из магматических пород поздней фазы Быстринского месторождения, как рудоносных (BLP2–5), так и безрудных (BLP1) — 0.17 и 0.13 мас. % SO_3 соответственно. При этом содержание S в апатите из монцититов ранней фазы (BEP) не превышает 0.04 мас. % SO_3 , за исключением одного анализа с содержанием 0.32 мас. % SO_3 (фиг. 6ж). Для апатита пород поздней фазы (SLP1–2) Шахтаминского месторождения характерно относительно

повышенное содержание серы (0.14 мас. % SO_3), минимальные значения выявлены для апатита вмещающих пород ундинского комплекса (SHP) и гранодиоритов ранней фазы шахтаминского комплекса (SEP) — 0.05 и 0.11 мас. % SO_3 соответственно. Наибольшее содержание серы установлено в порфирах, слагающих штоки с третьего по пятый (SLP3–5) — (ср. знач.): 0.14, 0.20, 0.19 мас. % SO_3 соответственно (фиг. 6з).

Микропримеси в апатите

Состав рассеянных элементов в апатите из магматических пород шахтаминского комплекса представлен в Электронном приложении (ESM_2.xls). Содержание Mn в апатите гранитоидов Быстринского

месторождения варьирует от 240 до 3300 г/т. В апатите из гранит-порфиров четвертого (рудоносного) штока Шахтаминского месторождения (SLP4) содержание Mn варьирует от 340 до 570 г/т (ср. зн. 401), в то время как в апатите из пород безрудных штоков наблюдаются более значительные концентрации (230–4200 г/т, ср. зн. 1050). Содержание Mn, определенное методом EPMA, соответствует значениям, полученным методом LA-ICP-MS.

Содержание Sr в апатите гранитоидов Шахтаминского месторождения для порфиров четвертого и пятого штоков (SLP4–5) соответствует диапозону от 200 до 1200 г/т (ср. зн. 811), для апатита безрудных штоков значения варьируют от 110 до 1000 г/т (ср. зн. 375). На Быстринском месторождении в апатите из монзонитов ранней фазы (BEP) и гранодиорит-порфиров пятого штока (BLP5) содержание Sr повышено (600–940 г/т, ср. зн. 802 и 890–1100 г/т, ср. зн. 993 соответственно) относительно апатита штоков с первого по четвертый (BLP1–BLP4) (110–1300 г/т, ср. зн. 350).

Содержание Th и U в апатите гранитоидов из штоков BLP1–2 Быстринского месторождения повышено (18–130 и 8–80 г/т соответственно) относительно апатита из гранитоидов штоков BLP4–5 (10–90 и 8–45 г/т соответственно). Для апатита из монзонитов ранней фазы (BEP) характерны аналогичные невысокие значения Th (30–50 г/т) и U (26–50 г/т). На Шахтаминском месторождении более низкое содержание Th (19–50 г/т) и U (13–27 г/т) присуще апатиту из гранит-порфиров 4 рудоносного штока (SLP4), для апатита из остальных безрудных пород вариации Th и U более широкие (19–220 и 6–70 г/т соответственно).

Спектры распределения REE в апатитах из всех магматических ассоциаций характеризуются пологой конфигурацией с незначительным обогащением LREE относительно HREE и отчетливо выраженной европиевой аномалией (фиг. 7а-г). Апатит из рудоносных гранит-порфиров Шахтаминского месторождения (SLP4) характеризуется наименьшим суммарным содержанием редкоземельных элементов, которое варьирует от 5306 до 7366 г/т (ср. зн. 6650). Апатит из безрудных гранитоидов Шахтаминского месторождения характеризуется суммарным содержанием редкоземельных элементов в интервале от 2752 до 16299 г/т (ср. зн. 10884 г/т) (фиг. 7а, в). Для апатита магматических пород Быстринского месторождения прослеживается тенденция уменьшения общего содержания REE от штока BLP2 к штоку BLP5 (BLP2: 5798–9674 г/т, ср. зн. 8223; BLP4: 6169–8846 г/т, ср. зн. 7182; для BLP5: 5240–8596 г/т,

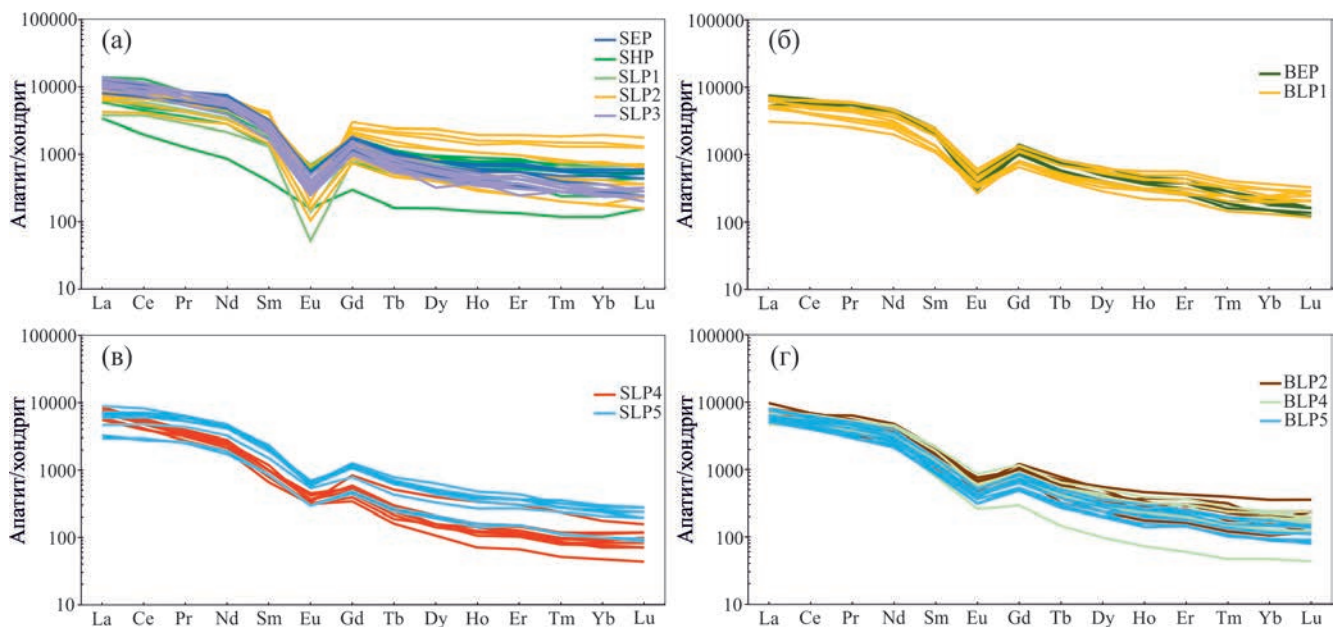
ср. зн. 6537), с которыми связано порфировое оруденение (фиг. 7б, г).

Так, для апатита из гранит-порфиров рудоносного штока Шахтаминского месторождения (SLP4) значение Eu/Eu^* варьирует от 0.33 до 0.66 (ср. зн. 0.54). На Быстринском месторождении в апатите рудоносных порфиров (BLP2–4) значение Eu/Eu^* составило от 0.36 до 0.62 (ср. зн. 0.47). При этом для апатитов из пород рудоносных штоков европиевая аномалия менее выраженная (фиг. 7в, г), а апатит из пород безрудных штоков характеризуется более выраженной европиевой аномалией, численное значение которой варьируют от 0.05 до 0.49 (ср. зн. 0.26).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Магматический апатит обычно формируется на ранних стадиях эволюции расплава как ликвидусная фаза; более поздняя гидротермальная генерация минерала образуется во время отделения гидротермального флюида (Bouzari et al., 2016). Очевидно, что магматический апатит без следов поздних гидротермально-метасоматических изменений может нести исходную информацию о составе родоначальной магмы (Xing et al., 2020; Pan et al., 2021; Xing et al., 2021). Поскольку изученные образцы отбирались из рудных месторождений, вполне логично предполагать наличие гидротермальных и/или гидротермально измененных апатитов. Однако петрографическое изучение шлифов не показывает существенных гидротермальных изменений пород. Результаты изучения валового состава магматических пород, апатит из которых был исследован, также подтверждает отсутствие значимых изменений (Nevolko et al., 2021).

Большинство проанализированных зерен апатита во всех изученных магматических породах находятся в виде включений в темноцветных минералах или в виде кристаллов в основной массе порфиров, что может свидетельствовать об их магматическом генезисе. Дополнительным контролем первично-магматического происхождения кристаллов апатита в работе служит диаграмма SiO_2-MnO (Chen et al., 2017), на которой большинство составов минерала располагается в поле магматических разностей. Содержание Cl в изученных апатитах ниже (до 2 мас. %), чем в типичных гидротермальных апатитах (более 3%; Palma et al., 2019). Кроме того, зерна апатита из каждого проанализированного штока характеризуются идентичной формой спектров распределения REE, показывая только вариации в уровне концентрирования редкоземельных элементов. Все это в совокупности свидетельствует, что изученные



Фиг. 7. Нормированные на хондрит (Sun, McDonough, 1989) спектры редкоземельных элементов в апатите из магматических пород Шахтаминского (а, в) и Быстринского месторождений (б, г).

кристаллы апатита являются первично магматическими, следовательно, полученные в ходе исследования характеристики несут информацию о специфике родоначального расплава.

Схемы изоморфизма в апатитах

Апатит, распространенный аксессуарный минерал магматических пород среднего и кислого состава, имеет общую кристаллохимическую формулу $[Ca_5(PO_4)_3(F, OH, Cl)]$ и кристаллическую структуру, состоящую из тетраэдров PO_4 , Ca I в девятикратной координации, и Ca_2 , связанного с шестью атомами кислорода и одним анионом (Cl, F, OH). Структура апатита очень устойчива к искажениям и химическим замещениям и поэтому объединяет группу минералов с широким спектром составов (Pan, Fleet, 2002). Изоморфные замещения характерны для всех позиций: $Ca^{2+} \leftrightarrow Sr^{2+}$, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Na^+ , REE, Y^{3+} ; $P^{5+} \leftrightarrow Si^{4+}$, S^{6+} , As^{5+} и C^{4+} ; $F^- \leftrightarrow Cl^-$ и OH^- ; а также (Rakovan, Hughes, 2002, Parra-Avila et al., 2022):

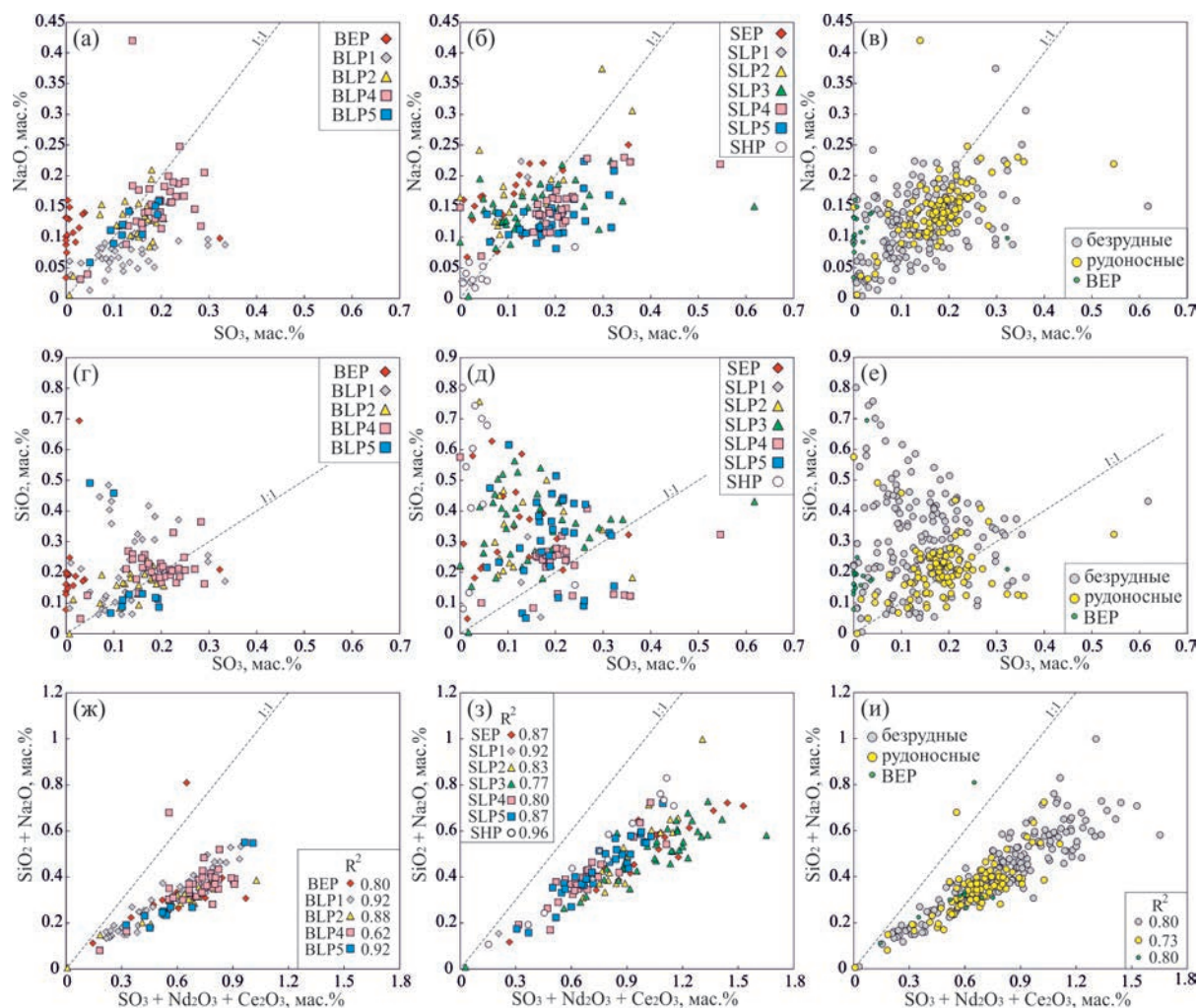
- 1) $Ca^{2+} + P^{5+} \leftrightarrow S^{6+} + Na^+$
- 2) $2P^{5+} \leftrightarrow S^{6+} + Si^{4+}$
- 3) $Si^{4+} + 2Na^+ + 2S^{6+} + 4REE^{3+} \leftrightarrow 4P^{5+} + 5Ca^{2+}$
- 4) $Si^{4+} + Na^+ + S^{6+} + (REE^{3+} + Y^{3+}) \leftrightarrow 2P^{5+} + 2Ca^{2+}$.

Изменение состава апатита проходит согласно этим реакциям замещения, которые могут выполняться и в нашем случае, что подтверждается корреляциями между соответствующими элементами. Согласно (1) и (2) схемам замещений, можно ожидать зависимость между содержанием S и Na,

а также S и Si. С увеличением содержания S должно увеличиваться содержание Na и/или Si. Однако зависимости между этими компонентами в нашем случае не было обнаружено (фиг. 8а–е). Таким образом, наиболее вероятными схемами замещения в изученных апатитах являются схемы (3) и (4) (фиг. 8ж–и).

Содержание летучих компонентов

Состав летучих компонентов в магматическом расплаве играет решающую роль при формировании порфиоровой минерализации, поскольку именно они ответственны за комплексы, которые способны к переносу Cu, Au, Mo и других металлов (Piccoli, Candela, 2002; Yardley, 2005; Jugo, 2009; Zhong et al., 2018). Обычно считается, что высокое содержание Cl в апатите (более 0.5 мас. % для апатита гранитоидов) указывает либо на существование гиперсолевых рассолов во время кристаллизации фенокристовых фаз, либо на последующую реакцию Cl-обмена между исходным апатитом с низким содержанием Cl и гиперсолевым рассолом (Imai, 2004). Однако, согласно ряду недавних исследований (Pan et al., 2021; Zhu et al., 2022), зерна апатита, расположенные в качестве включений в первичных минералах магматических пород, могут сохранять исходное содержание летучих компонентов, которое характеризует родоначальный расплав. Поскольку значительная часть проанализированных зерен соответствует этому



Фиг. 8. Корреляционные диаграммы основных и примесных компонентов в апатите из гранитоидов согласно наиболее распространенным схемам замещения: (а, г, ж) — апатиты из гранитоидов Быстринского месторождения; (б, д, з) — апатиты из гранитоидов Шахтаминского месторождения; (в, е, и) — вся выборка с разделением на апатиты из рудоносных и безрудных пород.

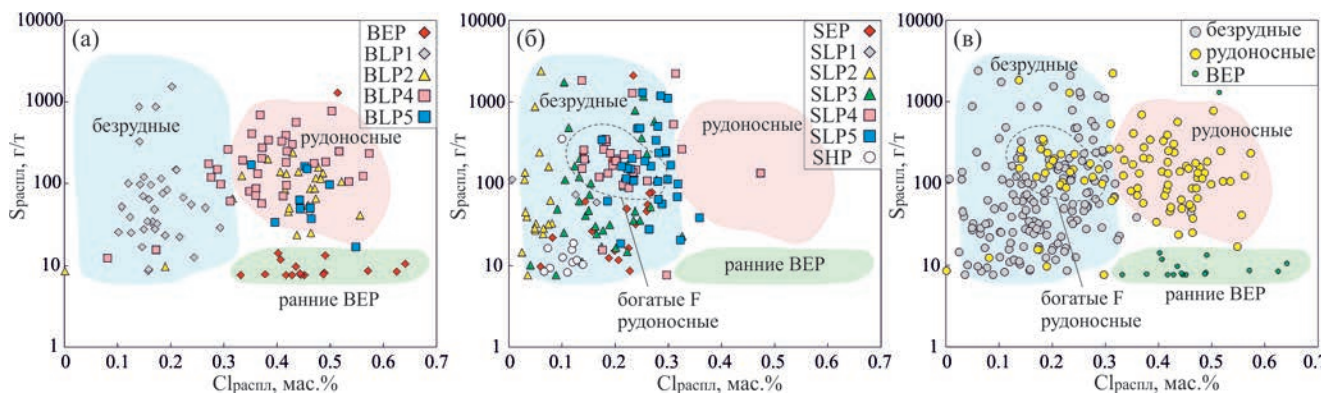
признаку, состав летучих в изученном апатите отражает исходное их содержание в магме.

Основные формы переноса металлов в соленом водном флюиде (200–600°C, плотность >0.3–0.4 г/см³) в условиях порфировых месторождений: для Cu — CuCl_2^- ($\pm\text{CuCl}_3^{2-}$, $\text{Cu}(\text{HS})_2^-$); для Mo — H_2MoO_4 , HMoO_4^- , MoO_2^{4-} , NaHMoO_4 , KMnO_4 . Помимо Cu, хлоридные комплексы также важны для переноса таких металлов, как Pb, Zn, Fe (Kuzmanov, Pokrovsky, 2012 и ссылки там).

В апатите из рудоносных штоков Быстринского месторождения, характеризующегося значительно большими запасами меди, чем Шахтаминское месторождение, установлено более высокое содержание Cl (>0.8 мас. % для образцов из штоков BLP2–5). Халькофильные элементы (в первую очередь медь), а также золото более чувствительны к концентрации Cl, чем к F. Растворимость этих

металлов значительно возрастает с увеличением содержания Cl, поскольку он необходим для образования переносимых гидротермальными флюидами комплексов. Для апатита Mo–порфирового Шахтаминского месторождения характерны более низкие содержания Cl (менее 0.7 мас. %) вследствие его незначительного содержания в рудоначальном расплаве, что, по всей видимости, и стало причиной незначительных запасов меди на месторождении.

Содержание хлора в апатите из безрудного штока (BLP1) на Быстринском месторождении существенно ниже, чем в апатите из рудоносных штоков (BLP2–5) (фиг. 6г, ж). При этом данная закономерность не прослеживается в магматических породах Шахтаминского месторождения, где апатит из рудоносного штока (SLP4) не может быть выделен на основании относительно повышенного



Фиг. 9. Рассчитанные величины концентрации серы и хлора в родоначальном расплаве, из которого кристаллизовался апатит: (а) — Быстринское месторождение; (б) — Шахтаминское месторождение; (в) — вся выборка с разделением на апатиты из рудоносных и безрудных пород.

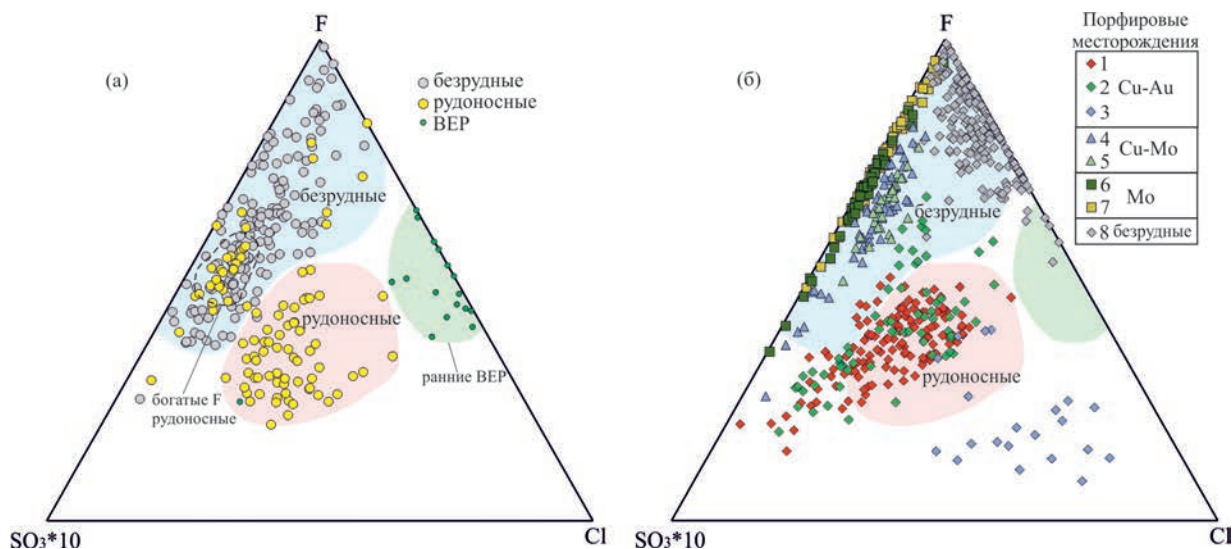
содержания хлора (фиг. бд, з). Все это доказывает важнейшую роль хлора в магматической системе как транспортирующего медь и золото агента, а также позволяет проводить первичную дискриминацию пород на потенциально рудоносные и безрудные (в контексте Cu-порфировых систем) по составу летучих компонентов в апатите. Одновременно с этим можно сделать вывод, что в Mo-порфировых месторождениях содержание хлора в магматической системе, вероятно, не играет решающей роли. Поскольку молибден в гидротермальных системах переносится в виде сложных кислородных комплексов (Kouzmanov, Rokrovski, 2012), решающая роль для формирования молибденовой минерализации отводится степени окисленности флюида и содержанию воды в родоначальном расплаве.

Содержание серы в апатите как отражение окислительно-восстановительных условий

Известно, что любой кристаллизующийся интрузив способен генерировать гидротермальные флюиды. В восстановительных обстановках в таких гидротермальных флюидах сера доминирует в виде HS^- , что позволяет ей экстрагировать металлы из расплава с образованием сульфидов и/или сульфидного расплава. Однако высокая степень окисления фракционирующей магмы, ответственной за формирование порфировых месторождений, приводит к доминированию сульфатной формы серы, которая, с одной стороны, подавляет раннюю сульфидную сегрегацию, с другой стороны — позволяет накапливаться в газовой фазе расплава (Richards, 2003; Loucks, 2014). Это подтверждается в том числе и экспериментальными данными, в которых концентрация S в апатите увеличивается с ростом фугитивности кислорода (Peng et al., 1997). Таким образом, по содержанию

серы в магматическом апатите можно следить за степенью окисленности расплава. Кроме того, сера необходима для формирования сульфидной минерализации на гидротермальной стадии развития порфировой системы.

Апатит из монцонитов ранней фазы Быстринского массива (ВЕР) и рудоносных порфировых штоков (BLP2–5) характеризуется близким уровнем содержания хлора, при этом существенно различается по содержанию серы. В апатите монцонитов Быстринского месторождения, согласно проведенным анализам, содержание серы обычно не превышает 0.04 мас. % SO_3 , что может быть связано с более восстановительной обстановкой и доминированием серы в расплаве в форме HS^- , в результате чего имела место ранняя кристаллизация сульфидных фаз. Данное предположение подтверждается наличием рассеянной первично магматической вкрапленности сульфидов (пирротин, халькопирит), установленной при петрографических исследованиях (Nevolko et al., 2021). Авторами ранних работ указываются различные минимальные уровни концентрации S в апатите из интрузивных пород, с которыми генетически связана Cu-порфировая минерализация: 0.25 мас. % (Frei, 1996); от 0.1 до 0.6 мас. % SO_3 (Imai, 2002; Грабежев и Воронина, 2012; Холоднов и др., 2016; Zhu et al., 2018); до 0.79 мас. % (Сао, 2021). В изученных объектах наибольшее значение концентрации S в апатите выявлено для рудоносных гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров Быстринского месторождения (BLP2–5) (ср. зн. 0.17 мас. % SO_3) и гранодиорит-порфиров Шахтаминского комплекса (SLP4–5) (ср. зн. 0.2 мас. % SO_3). Таким образом, повышенное содержание серы в апатите является возможным критерием их потенциальной рудоносности и может рассматриваться как



Фиг. 10. Трехкомпонентные диаграммы дискриминации апатита из рудоносных и безрудных магматических пород в координатах Cl–F–10*SO₃ (мас. % нормированные на 100%): (а) по результатам текущего исследования; (б) 1–7: состав апатита из рудоносных магматических пород по литературным данным (1 – Cu-Au порфировое месторождение Ред Крис (Zhu et al., 2018); 2 – Cu-Au порфировое месторождение Кармен де Андаколло (Richards et al., 2017); 3 – Cu-Au порфировое месторождение Малмыж (неопубликованные данные авторов); 4 – Cu-Mo порфировое месторождение Цулун (Xu et al., 2021); 5 – Cu-Mo порфировое месторождение Чжунуо (Xu et al., 2021); 6 – Mo порфировое месторождение Хуоцзихэ (Xing et al., 2020); 7 – Mo порфировое месторождение Дахэйшань (Xing et al., 2021)); 8 – состав апатита из гранитоидов шахтаминского комплекса, с которыми не ассоциировано оруденение (неопубликованные данные авторов).

показатель окислительных обстановок родона- чальных расплавов (фиг. бж–и).

Оценка содержания *Su* и *Cl* в расплаве

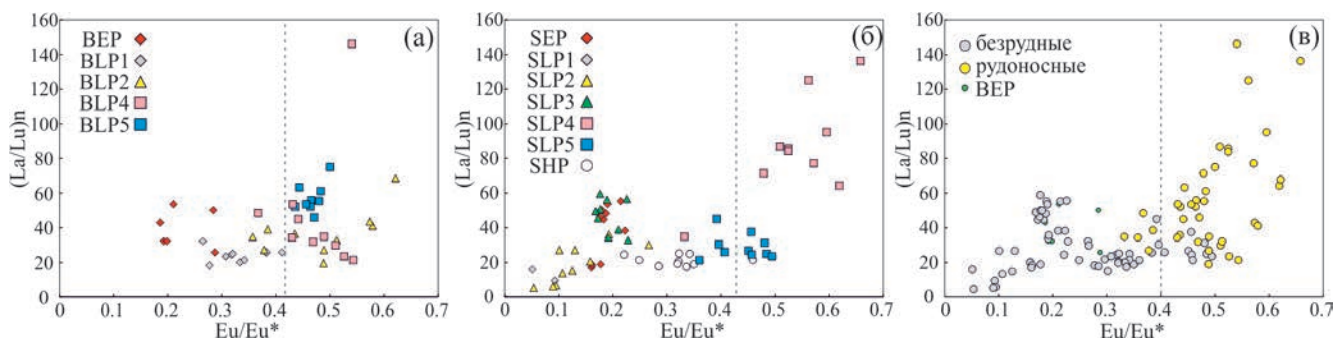
Согласно формуле Parat (2011), средние значения $S_{распл}$ в породах рудоносных штоков Быстринского месторождения ВLP2–5 (ср. зн. 158.18 г/т, $n = 66$) выше, чем в образцах из безрудных пород ВLP1 и ВЕР (ср. зн. 147.07 г/т, $n = 37$ и ср. зн. 84.77 г/т, $n = 17$ соответственно). Оцененные $S_{распл}$ для образцов Шахтаминского месторождения наибольшие для гранитоидов штоков SLP4–5 (ср. зн. 314.29 г/т, $n = 59$). Для оценки содержания *Cl* в расплаве использовалась формула (Li, Hermann, 2017). Оцененные $Cl_{распл}$ в безрудных породах ранней фазы (ВЕР) и рудоносных породах поздних штоков (ВLP2–5) значительно больше (ср. зн. 0.42 мас. %, $n = 83$), чем в безрудных образцах ВLP1 (ср. зн. 0.18 мас. %, $n = 37$). В магматических породах, распространенных на площади Шахтаминского месторождения, значения $Cl_{распл}$ для 4 рудоносного штока (SLP4) и потенциально рудного 5 штока (SLP5) близки (ср. зн. 0.22 мас. %, $n = 28$ и ср. зн. 0.27 мас. %, $n = 31$ соответственно). В то же время гранитоиды, с которыми не связано оруденение (SHP, SEP, SLP1–3), хоть и имеют перекрытие с рудоносными,

характеризуются меньшими оцененными содержаниями $Cl_{распл}$ (ср. зн. 0.15 мас. %, $n = 88$).

Как результат комбинирования оцененных параметров $S_{распл}$ и $Cl_{распл}$ в исходном расплаве была предложена дискриминационная диаграмма, на которой вынесены поля с характерными значениями для рудоносных и безрудных пород (фиг. 9). Образцы магматических пород рудоносных штоков Быстринского месторождения (ВLP2–5) характеризуются $S_{распл} > 10$ г/т и $Cl_{распл} > 0.3$ мас. % (фиг. 9в). С учетом важнейшей роли хлора для транспортировки *Cu* и *Au* в гидротермальных системах полагаем, что диаграмма более применима для дискриминации магматических пород, с которыми генетически связано *Cu–Au–Fe*-порфирово-скарновая минерализация от интрузивов безрудных и продуцирующих *Mo*-порфировое оруденение.

Состав апатита как критерий рудоносности

Известно, что порфировые месторождения являются важнейшими источниками *Cu*, *Mo* и *Au*. На основании преобладания того или иного металла нередко всю совокупность порфировых рудо-магматических систем разделяют на группы: *Cu*-порфировые, *Mo*-порфировые, *Au*-порфировые (Sillitoe, 2010). Одним из ключевых факторов,



Фиг. 11. Диаграмма отношения $(La/Lu)_n$ к Eu/Eu^* в апатите: (а) — Быстринское месторождение; (б) — Шахтаминское месторождение; (в) — вся выборка с разделением на апатиты из рудоносных и безрудных пород.

ответственных за доминирование какого-либо из металлов, считается исходный состав расплава, “набор” и содержание летучих компонентов. Как показали результаты проведенных нами исследований, критически важным летучим компонентом порфировых систем является сера, выступающая как монитор окислительно-восстановительных условий и необходимая для экстракции металлов и формирования сульфидной минерализации. Тогда как хлор является критически важным компонентом только для $Cu-(Au)$ -порфировых систем. Исходя из этого, нами предлагается дискриминационная диаграмма в координатах $Cl-F-10^*SO_3$ (фиг. 10а), позволяющая с определенной степенью надежности выделять продуктивные на $Cu-Au$ -порфировую минерализацию магматические образования. Диаграмма отражает: 1) содержание летучих в апатите (в первую очередь Cl , который необходим для формирования хлоридных комплексов); 2) содержание S в апатите, которое отражает окислительно-восстановительную обстановку (высокие значения шестивалентной серы показывают высокую степень окисленности исходной магмы). В центральную область графика попадают точки состава апатита, отобранного из рудоносных магматических пород Быстринского месторождения. Однако дискриминировать апатит из рудоносных штоков Шахтаминского Mo -порфирового месторождения от апатита безрудных пород с использованием данной диаграммы не представляется возможным.

С целью верификации предложенной диаграммы дискриминации рудоносных магматических пород от безрудных на основании состава летучих компонентов в апатите нами были использованы опубликованные данные по ряду порфировых месторождений с различной металлогенической специализацией и собственные неопубликованные данные (фиг. 10б). Положение точек состава апатита из рудоносных интрузий месторождений Ред Крис (Zhu et al., 2018) и Кармен де Андаколло (Richards et al., 2017), с которыми генетически

связана порфировая минерализация медного профиля, практически полностью отвечает предложенной области состава апатита рудоносных интрузий изученных месторождений Восточного Забайкалья. Состав апатита из рудоносной интрузии месторождения Малмыж (неопубликованные авторские данные) смещен в область Cl -обогащенного апатита, только часть точек отвечает области рудоносных интрузий. Апатит из рудоносных интрузий $Cu-Mo$ месторождений Цулун и Чжунуо (Xu et al., 2021) близок по составу апатиту из рудоносной интрузии Шахтаминского месторождения. Апатит из рудоносных интрузий монометалльных Mo -порфировых месторождений Хуоцихэ (Xing et al., 2020) и Дахэйшань (Xing et al., 2021) практически не содержит хлора, однако характеризуется устойчивой примесью серы. Примечательно, что апатит из гранитоидов шахтаминского комплекса, с которыми не обнаруживается связь порфировой минерализации, характеризуется существенно фтористым составом летучих компонентов с незначительной примесью хлора и практически полным отсутствием серы. Проведенный анализ опубликованных данных по составу апатита из рудоносных интрузий порфировых месторождений с различной металлогенической специализацией подтверждает правомерность выделенных нами областей состава.

Для дискриминации апатита рудоносных штоков от минерала из безрудных пород возможно использование их редкоземельного состава. Так, более крутой наклон редкоземельных спектров в апатитах характерен для пород рудоносных штоков как Быстринского, так и Шахтаминского месторождений (фиг. 7в–г). Тогда как в апатите из пород безрудных штоков спектры распределения редкоземельных элементов менее фракционированы.

Дополнительным параметром, указывающим на окислительные обстановки расплава, может являться Eu/Eu^* отношение в апатите. Eu^{3+} имеет близкий ионный радиус с Ca^{2+} и легче замещает

его в структуре апатита (в сравнении с Eu^{2+}). Соответственно, численное выражение Eu/Eu^* отношения в апатите будет возрастать с увеличением степени окисленности расплава, из которого он формируется (Piccoli, Candela, 2002). Кроме того, на величину Eu -аномалии может влиять фракционная кристаллизация плагиоклаза (Richards, 2011; Lu et al., 2016). Однако считается, что высокое содержание воды в магме (≥ 4 мас. % H_2O) подавляет раннее фракционирование плагиоклаза в магматической камере (при высокой температуре и давлении) (Alonso-Pérez et al., 2009; Richards, 2011; Bissig et al., 2017; Rottier et al., 2020), что, в свою очередь, дает значения Eu/Eu^* , близкие к единице в эволюционировавших водосодержащих расплавах (Richards, Kerrich, 2007; Richards et al., 2012; Chiaradia et al., 2012; Loucks, 2014). Рассчитанные значения европиевой аномалии для апатита из гранитоидов рудоносных штоков Быстринского и Шахтаминского месторождений выше >0.4 . Более высокие значения Eu/Eu^* в апатите пород рудоносных штоков позволяют сделать вывод о высокой водонасыщенности и степени окисленности расплава. Полученные параметры в полной мере согласуются с результатами ранее проведенных исследований валового состава пород и геохимии цирконов, позволяющими предполагать аналогичные параметры родоначальных расплавов для рудоносных интрузий (Nevolko et al., 2021).

Комбинируя отношения $(\text{La}/\text{Lu})_n$ и Eu/Eu^* представляется возможным дискриминировать апатит из пород рудоносных штоков (как Cu -порфировых, так и Mo -порфировых) от апатита из безрудных пород (фиг. 11в). При этом для апатита из гранит-порфиров рудоносного штока Шахтаминского Mo -порфирового месторождения отношение $(\text{La}/\text{Lu})_n$ заметно выше, чем для апатита из рудоносных гранитоидов Быстринского месторождения. Вероятно, это может быть объяснено тем, что в Mo -порфировых системах содержание воды и степень окисленности расплава имеют большее значение (Du et al., 2019), нежели в Cu -порфировых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Апатит из пород, с которыми генетически связано порфировое оруденение, характеризуется более высокими значениями серы (>0.10 мас. % SO_3), в отличие от апатита из безрудных пород, что позволяет проводить первичный скрининг индикаторных на порфировое оруденение характеристик гранитоидов.

Высокое содержание Cl в апатите (>0.80 мас. %) из рудоносных пород Быстринского месторождения

в сочетании с повышенным содержанием серы может рассматриваться как возможный критерий наличия относительно богатой медью порфировой минерализации.

Для апатита из рудоносных штоков Шахтаминского и Быстринского месторождений характерно значение $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 0.4$, а отношение $(\text{La}/\text{Lu})_n > 20$, что является следствием высокой водонасыщенности и степени окисленности расплава.

Полученные результаты позволяют последовательно использовать дискриминационные диаграммы для апатита в координатах $\text{Eu}/\text{Eu}^*-(\text{La}/\text{Lu})_n$ и $\text{Cl}-\text{F}-10^* \text{SO}_3$, отделять рудоносные магматические породы от безрудных (в контексте порфировых систем) и делать предположение о доминирующем типе минерализации — $\text{Cu}-(\text{Au})$ -порфировые или Mo -порфировые.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400237–8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Mo -порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.
- ГГК-200 М-50-Х, М-50-IV [Электронный ресурс] — URL: <http://www.geolkarta.ru/>
- Грабежьев А.И., Грабежьев А.И., Воронина Л.К. Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала // Ежегодник-2011. 2012. Тр. ИГГ УРО РАН. Вып. 159. С. 68–70.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39 № 11. С. 1578–1586.
- Киселёва Г.Д., Языкова Ю.И., Коваленкер, В.А., Трубкин Н.В., Борисовский С.Е. Типоморфизм самородного золота как индикатор различных типов оруденения крупного скарново-порфирового $\text{Au}-\text{Fe}-\text{Cu}$ месторождения Быстринское, Восточное Забайкалье // Руды и металлы. 2020. № 1. С. 51–68. <https://doi.org/10.24411/0869-5997-2020-10005>
- Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., Бортников Н.С. Крупное Быстринское $\text{Cu}-\text{Au}-\text{Fe}$ месторождение (Восточное Забайкалье) — первый в России пример ассоциированной

- с адakitami скарново-порфировой рудообразующей системы // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 547–552.
<https://doi.org/10.7868/S0869565216170205>
- Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Киселева Г.Д., Ми-
 нервина Е.А., Борисовский С.Е., Жиличева О.М., Язы-
 кова Ю.И.* Шеелит скарново-порфирового Cu-Au-Fe
 месторождения Быстринское (Восточное Забайкалье,
 Россия): генетические следствия // Геология руд. ме-
 сторождений. 2019. Т. 61. № 6. С. 67–88.
<https://doi.org/10.31857/S0016-777061667-88>
- Коваленкер В.А., Трубкин Н.В., Абрамова В.Д., Плот-
 инская О.Ю., Киселева Г.Д., Борисовский С.Е., Языко-
 ва Ю.И.* Типоморфные характеристика молибденита
 Cu-Au-Fe-порфирово-скарнового месторождения,
 Восточное Забайкалье, Россия // Геология руд. место-
 рождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 68–90.
<https://doi.org/10.7868/S0869565216170205>
- Рутштейн И.Г.* Геологическая карта Российской Федерации
 с объяснительной запиской. Издание второе. Серия Приар-
 гунская. Лист М-50-IV (Шелопутино). Ред. Рутштейн И.Г.,
 Богач Г.И. и др. С-Пб.: ГГУП “Читагеолсъемка”, 2002.
- Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М., Коновалова Е.В.,
 Шагалов Е.С.* Распределение галогенов и серы в апати-
 тах медно-порфировых месторождений Южного Урала
 (новые данные) // Минералогия. 2016. № 1. С. 54–65.
- Alonso-Pérez R., Müntener O., Ulmer P.* Igneous garnet and
 amphibole fractionation in the roots of island arcs: Experi-
 mental constraints on andesitic liquids // Contrib. Miner.
 Petrol. 2009. V. 157. № 4. P. 541–558.
<https://doi.org/10.1007/s00410-008-0351-8>
- Ayers J.C., Watson E.B.* Solubility of apatite, monazite, zircon,
 and rutile in supercritical aqueous fluids with implications
 for subduction zone geochemistry // Philos. Trans. R. Soc.
 1991. V. 335. P. 365–375.
<https://doi.org/10.1098/rsta.1991.0052>
- Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O.* Paleozoic–Meso-
 zoic porphyry Cu (Mo) and Mo (Cu) deposits within the
 southern margin of the Siberian Craton: Geochemistry,
 geochronology, and petrogenesis (a review) // Minerals.
 2016. V. 6. № 4. P. 125.
<https://doi.org/10.3390/min6040125>
- Bissig T., Leal-Mejía H., Stevens R.B., Hart C.J.* High Sr/Y
 magma petrogenesis and the link to porphyry mineralization
 as revealed by garnet-bearing I-Type granodiorite porphyries
 of the Middle Cauca Au-Cu Belt, Colombia // Econ. Geol.
 2017. V. 112. P. 551–568.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.551>
- Bouzari F., Hart C.J., Bissig T., Barker S.* Hydrothermal alter-
 ation revealed by apatite luminescence and chemistry: a po-
 tential indicator mineral for exploring covered porphyry cop-
 per deposits // Econ. Geol. 2016. V. 111 № 6. P. 1397–1410.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.111.6.1397>
- Cao K., Yang Z.M., Hou Z.Q., White N.C., Yu C.* Contrasting
 porphyry Cu fertilities in the Yidun arc, eastern Tibet: In-
 sights from zircon and apatite compositions and implications
 for exploration // Soc. Econ. Geol. 2021. V. 24. P. 231–255.
<https://doi.org/10.5382/SP.24.13>
- Cao M.J., Li G.M., Qin K.Z., Seitmuratova E.Y., Liu Y.S.* Ma-
 jor and trace element characteristics of apatites in granitoids
 from Central Kazakhstan: implications for petrogenesis and
 mineralization // Resour. Geol. 2012. V. 62. № 1. P. 63–83.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2011.00180.x>
- Chen L., Yan Z., Wang Z.Q., Wang K.M.* Characteristics of
 apatite from 160–140 Ma Cu(Mo) and Mo(W) deposits
 in East Qinling // Acta Geol. Sin. 2017. 91. P. 1925–1942
 (in Chinese with English abstract).
- Chen L., Zhang Y.* In situ major-, trace-elements and Sr-Nd
 isotopic compositions of apatite from the Luming porphyry
 Mo deposit, NE China: constraints on the petrogenetic-
 metallogenic features // Ore. Geol. Rev. 2018. V. 94. P. 93–103.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.026>
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B.* Why large
 porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? // Sci. Rep.
 2012. V. 2. P. 1–7.
<https://doi.org/10.1038/srep00685>
- Cooke D.R., Wilkinson J.J., Baker M., Agnew P., Martin H.,
 Chang Z., Chen H., Gemmel J.B., Wilkinson C.C., Inglis S.,
 Danyushevsky L., Gilbert S., Hollings P.* Using mineral chem-
 istry to detect the location of concealed porphyry deposits —
 an example from Resolution // Arizona. 27th International
 Association of Geochemistry Symposium — conference
 proceedings, USA, 20–24th April. USA. 2015. P. 1–6.
- Du J.G., Mao J.W., Du Y.S.* Redox state and water content
 changes of magma during amphibole accumulation process:
 Tongling example // Ore Geol. Rev. 2021. V. 139. P. 104523.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104523>
- Du J.G., Wang G.W., Jia L.H.* In situ major and trace ele-
 ment compositions of apatites from Luanchuan orecluster:
 Implications for porphyry Mo mineralization // Ore Geol.
 Rev. 2019. V. 115. P. 103174.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103174>
- Frei R.* Sulfur in bulk rock and igneous apatite; tracing min-
 eralized and barren trends in intrusions // Schweizerische
 Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen. 1996.
 V. 76. № 1. P. 57–73.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.*
 GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-
 MS, in Sylvester, P. (ed.), Laser Ablation ICP-MS in the
 Earth Sciences: Current practices and outstanding issues:
 Mineralogical Association of Canada, Short Course Series.
 2008. V. 40. P. 307–311.
- Imai A.* Metallogensis of porphyry Cu deposits of the western
 Luzon arc, Philippines: K-Ar ages, SO₃ contents of microphe-
 nocrystic apatite and significance of intrusive rocks // Resour.
 Geol. 2002. V. 52. P. 147–161.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2002.tb00127.x>
- Imai A.* Variation of Cl and SO₃ Contents of Micropheno-
 crystic Apatite in Intermediate to Silicic Igneous Rocks of
 Cenozoic Japanese Island Arcs: Implications for Porphyry
 Cu Metallogensis in the Western Pacific Island Arcs // Re-
 sour. Geol. 2004. V. 54. P. 357–372.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00211.x>
- Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Reichow M.* Peral-
 kaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian

- Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos*. 2009. V. 113. № 3–4. P. 521–539.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.015>
- Jugo P.J. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas // *Geology*. 2009. V. 37. № 5. P. 415–418.
<https://doi.org/10.1130/G25527A.1>
- Kouzmanov K., Pokrovski G.S. Hydrothermal controls on metal distribution in porphyry Cu (–Mo–Au) systems // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2012. V. 16. P. 573–618.
<https://doi.org/10.5382/SP.16.22>
- Li H., Hermann J. Chlorine and fluorine partitioning between apatite and sediment melt at 2.5 GPa, 800 C: A new experimentally derived thermodynamic model // *Am. Min.* 2017. V. 102. № 3. P. 580–594.
<https://doi.org/10.2138/am-2017-5891>
- Li Z., Li B., Li P., Sun Ya., Shi Yu. Petrogenesis and magma fertility of the Heishishan skarn deposit, East Kunlun, NW China: Insights from geochronology, mineralogy, geochemistry, and Sr–Nd–Hf isotopes // *Ore Geol. Rev.* 2023. P. 105436.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105436>
- Loucks R.R. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas // *Austr. J. Earth Sci.* 2014. V. 61. P. 5–16.
<https://doi.org/10.1080/08120099.2013.865676>
- Lu Y.J., Loucks R.R., Fiorentini M., McCuaig T.C., Evans N.J., Yang Z.M., Hou Z.Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au deposits // *Soc. Econ. Geol. Special Publ.* 2016. V. 19. P. 329–347.
<https://doi.org/10.5382/SP.19.13>
- Miles A.J., Graham C.M., Hawkesworth C.J., Gillespie M.R., Hinton R.W., Bromiley G.D. Apatite: a new redox proxy for silicic magmas? // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 132. P. 101–119.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.040>
- Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominykh P.A. Uranium–Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu–Mo–Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 139. P. 104532.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104532>
- Palma G., Barra F., Reich M., Valencia V., Simon A.C., Vervoort J., Leisen M., Romero R. Halogens, trace element concentrations, and Sr–Nd isotopes in apatite from iron oxideapatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: Evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2019. V. 246. P. 515–540.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.12.019>
- Pan L.C., Hu R.Z., Oyebamiji A., Wu H.Y., Li J.W., Li J.X. Contrasting magma compositions between Cu and Au mineralized granodiorite intrusions in the Tongling ore district in South China using apatite chemical composition and Sr–Nd isotopes // *Am. Mineral.* 2021. V. 106. № 12. P. 1873–1889.
<https://doi.org/10.2138/am-2021-7497>
- Pan Y., Fleet M.E. Compositions of the apatite-group minerals: substitution mechanisms and controlling factors // *Rev. Mineral. Geochem.* 2002. V. 48. № 1. P. 13–49.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.2>
- Parat F., Holtz F., Klügel A. S-rich apatite-hosted glass inclusions in xenoliths from La Palma: Constraints on the volatile partitioning in evolved alkaline magmas // *Contrib. Miner. Petrol.* 2011. V. 162. P. 463–478.
<https://doi.org/10.1007/s00410-011-0606-7>
- Parra-Avila L.A., Hammerli J., Kemp A.I.S., Rohrlach B., Loucks R., Lu Y., Williams I.S., Martin L., Roberts M.P., Fiorentini M.L. The long-lived fertility signature of Cu–Au porphyry systems: Insights from apatite and zircon at Tampakan, Philippines // *Contrib. Mineral.* 2022. V. 177. № 2. P. 18.
<https://doi.org/10.1007/s00410-021-01878-2>
- Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., White T.J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // *European J. of Mineral.* 2010. V. 22. P. 163–179.
<https://doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2022>
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite // *Am. Min.* 1997. V. 82. P. 1210–1224. <https://doi.org/10.2138/am-1997-11-1217>
- Piccoli P.M., Candela P.A. Apatite in Igneous Systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2002. V. 48. № 1. P. 255–292.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.6>
- Rakovan J., Hughes M.J. Phosphates: geochemical, geological & material importance // *Rev. Mineral. Geochem.* 2002. V. 48. P. 19–33.
- Richards J. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water // *Econ. Geol.* 2011. V. 106. P. 1075–1081.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Richards J., Kerrich R. Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // *Econ. Geol.* 2007. V. 102. P. 1–40.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537>
- Richards J.P., López G.P., Zhu J.J., Creaser R.A., Locock A.J., Mumin A.H. Contrasting tectonic settings and sulfur contents of magmas associated with Cretaceous porphyry Cu±Mo±Au and intrusion-related iron oxide Cu–Au deposits in northern Chile // *Econ. Geol.* 2017. V. 112(2). P. 295–318.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.112.2.295>
- Richards J., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan // *Econ. Geol.* 2012. V. 107. P. 295–332.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu–(Mo–Au) deposit formation // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1515–1533.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1515>
- Rottier B., Audétat A., Koděra P., Lexa J. Origin and evolution of magmas in the porphyry Au-mineralized Javorie volcano (Central Slovakia): evidence from thermobarometry, melt inclusions, and sulfide inclusions // *J. Petrol.* 2020. V. 60. № 12. P. 2449–2482.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egaa014>
- Savichev A.A., Nevolko P.A., Kolpakov V.V., Redin Y.O., Mokrushnikov V.P., Svetlitskaya T.V., Sukhorukov V.P. Typomorphic

- features of placer gold from the Bystrinsky ore field with Fe-Cu-Au skarn and Mo-Cu-Au porphyry mineralization (Eastern Transbaikalia, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 129. P. 103948. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103948>
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. № 1. P. 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications on mantle composition and processes in so unders AD. In: Norry, M.J. (Ed.), *Magmatism in the Ocean Basins* // *Geo L. Soc. Spe Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A.* New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: Insights from Cu-Au-Fe skarn and Cu-Mo-Au porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2022. P. 105108. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105108>
- Tang M., Lee C.T.A., Ji W.Q., Wang R., Costin G.* Crustal thickening and endogenic oxidation of magmatic sulfur // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. № 31. P. eaba6342. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba6342>
- Tepper J.H., Kuehner S.M.* Complex zoning in apatite from the Idaho Batholith; a record of magma mixing and intracrystalline trace element diffusion // *Am. Min.* 1999. V. 84. № 4. P. 581–595. <https://doi.org/10.2138/am-1999-0412>
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral Magazine.* 2021. V. 85. № 3. P. 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Webster J.D., Piccoli P.M.* Magmatic apatite: a powerful, yet deceptive, mineral // *Elements.* 2015. V. 11 № 3. P. 177–182. <https://doi.org/10.2113/gselements.11.3.177>
- Xing K., Shu Q., Lentz D.R.* Constraints on the formation of the giant Daheishan porphyry Mo deposit (NE China) from whole-rock and accessory mineral geochemistry // *J. Petrol.* 2021. V. 62. № 4. P. egab018. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab018>
- Xing K., Shu Q.H., Lentz D.R., Wang F.Y.* Zircon and apatite geochemical constraints on the formation of the Huojihé porphyry Mo deposit in the Lesser Xing'an Range, NE China // *Am. Mineral.* 2020. V. 105. № 3. P. 382–396. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7226>
- Xu B., Hou Z.Q., Griffin W.L., Lu Y., Belousova E., Xu J.F., O'Reilly, S.Y.* Recycled volatiles determine fertility of porphyry deposits in collisional settings // *Am. Mineral.: J. Earth and Planet. Mater.* 2021. V. 106(4). P. 656–661. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7714>
- Yardley B.W.* 100th Anniversary Special Paper: metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. № 4. P. 613–632. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.4.613>
- Zhang K.J., Yan L.L., Ji C.* Switch of NE Asia from extension to contraction at the mid-Cretaceous: A tale of the Okhotsk oceanic plateau from initiation by the Perm Anomaly to extrusion in the Mongol–Okhotsk ocean? // *Earth-Sci. Rev.* 2019. V. 198. P. 102941. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102941>
- Zhong S.H., Feng C.Y., Seltmann, R., Li D.X., Dai Z.H.* Geochemical contrasts between Late Triassic ore-bearing and barren intrusions in the Weibao Cu–Pb–Zn deposit, East Kunlun Mountains, NW China: constraints from accessory minerals (zircon and apatite) // *Miner. Depos.* 2018. V. 53. P. 855–870. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0787-8>
- Zhu J.J., Hu R., Bi X.W., Hollings P., Zhong H., Gao J.F., Pan L.C., Huang L.M., Wang, D.Z.* Porphyry Cu fertility of eastern Paleo-Tethyan arc magmas: Evidence from zircon and apatite compositions // *Lithos.* 2022. V. 424. P. 106775. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106775>
- Zhu J.J., Richards J.P., Rees C., Creaser R., DuFrane S.A., Locock A., Petrus J.A., Lang, J.* Elevated Magmatic Sulfur and Chlorine Contents in Ore-Forming Magmas at the Red Chris Porphyry Cu-Au Deposit, Northern British Columbia, Canada // *Econ. Geol.* 2018. V. 113. № 5. P. 1047–1075. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4581>
- Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutsh-tein I.G.* Geodynamic setting of gold deposits in Eastern and Central Trans-Baikal-Chita Region, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2001. V. 17. P. 215–232. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(00\)00015-9](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(00)00015-9)

Российская академия наук

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 1 2024 Январь—Февраль

Основан в 1959 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-7770

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
И.В. Викентьев

Редакционный совет:

Н.С. Бортников (*председатель Редсовета*), Л.Я. Аранович,
В.А. Коваленкер, Л.Н. Когарко, Ю.Б. Марин, О.В. Петров,
В.Ю. Прокофьев, А.И. Ханчук, В.В. Ярмолюк

Редакционная коллегия:

Е.Е. Амплиева (*ответственный секретарь*), Е.В. Белогуб, А.И. Брусницын,
А.В. Волков (*заместитель главного редактора*), А. Вымазалова, Н.А. Горячев,
Е.О. Дубинина, А.В. Дубинин, Ю.А. Калинин, В.С. Каменецкий,
С.Г. Кряжев, В.В. Масленников, В.В. Мурзин, И.В. Пеков, В.А. Петров,
О.Ю. Плотинская, С.З. Смирнов, С.Г. Соловьев (*заместитель главного редактора*),
Н.Д. Толстых, В.Ю. Фридовский, М.А. Юдовская, А.С. Якубчук

Зав. редакцией Ю.Б. Соболева

Адрес редакции: 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35,
e-mail: gord-igem@mail.ru

Москва
ФГБУ "Издательство "Наука"

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
№ 0110255 от 9 февраля 1993 г., выдано Министерством печати
и информации Российской Федерации

Подписано к печати г. Дата выхода в свет г. Формат $60 \times 88^{1/8}$ Усл. печ. л. 10.76 Уч.-изд. л. 11.0 Тираж 21 экз.
Зак. Бесплатно

Учредители: Российская академия наук,
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель: ФГБУ «Издательство «Наука»:
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»:
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.