

УДК 552.3+550.42+553.43

ВОЗРАСТ И СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА ПЛУТОНА И МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ (СОРСКОЕ Cu-Мо-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-Мо-порфировое месторождение расположено в Кузнецком Алатау, на северо-западе Алтае-Саянской складчатой области. Промышленное Cu-Мо 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 ассоциацией. 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-Мо-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-Мо-порфировое месторождение, Кузнецкий Алатау, источники магматизма, рудоносный магматизм

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

ВВЕДЕНИЕ

В мире доминируют Cu-Мо-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-Мо-порфировых месторождений и множество рудопоявлений. Наиболее крупное, Сорское, относится к существенно молибденовому

подтипу Cu-Мо-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-Мо-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-Мо 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-Мо-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-Мо-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-Мо-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-Мо-порфирового месторождения-гиганта Цуйлун (Qulong) (Тибет) и ассоциирующего с ним магматизма, представленного плутоном Жунмуцзола (Rongmucuola) гранодиорит-монцогранитного состава и малыми интрузиями монцогранит-порфиров (Yang et al., 2009).

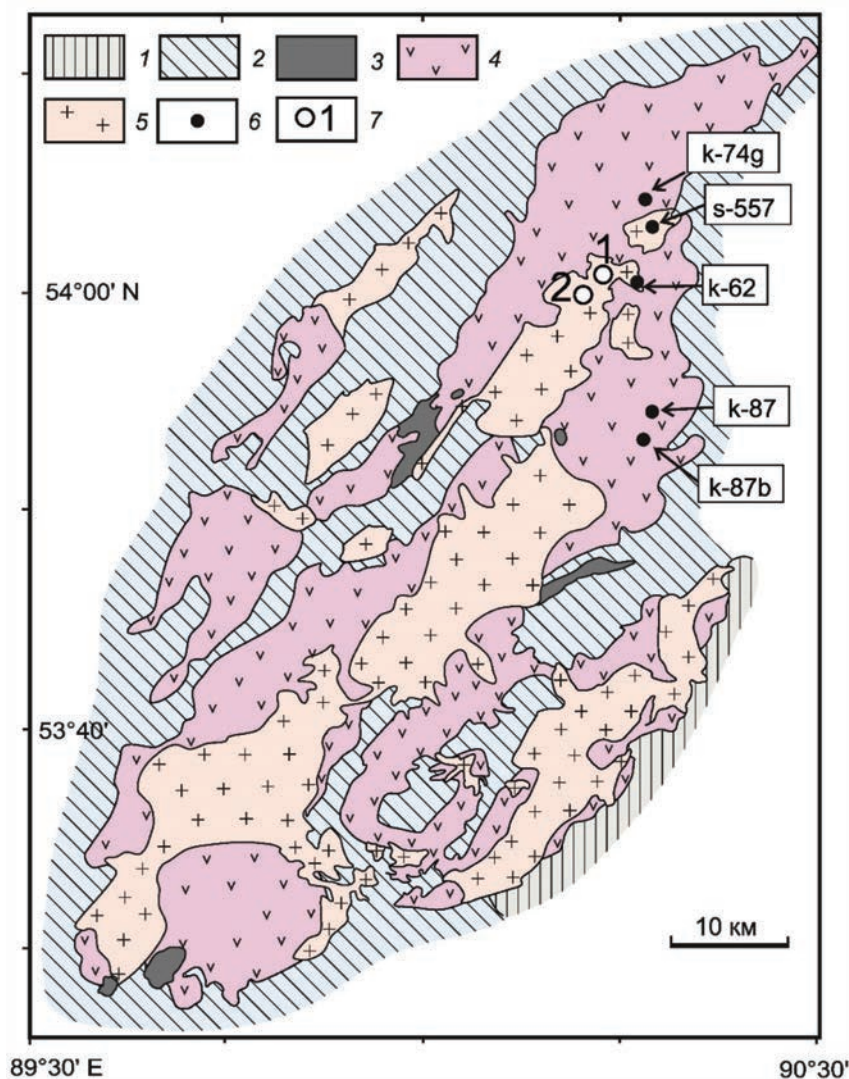
Сорское месторождение расположено в Уйбатском гранитоидном плутоне, вмещающем малые интрузии порфировых пород. Промышленное ору-

дужение 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 плутон — малые интрузии и оруду-

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. Ярмолук и В.И. Коваленко (Ярмолук, 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 (ϵ_2), 4 — кашпарский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый (ϵ_3-O_1), 5 — тигертышский гранитоидный (ϵ_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 (ϵ_2), кашпарского габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитового (ϵ_3-O_1), тигертышского гранитоидного (ϵ_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-порфиров 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, монцогабброидиты) 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-порфиров, рудоносных гранит-порфиров и пострудных мелкозернистых гранитов. Прерудные дайки пересекают монцонитоиды и лейкограниты плутона и, в свою очередь, пересекаются дайками гранит-порфиров. В центральной части месторождения расположено штокообразное тело гранит-порфиров I. К северо-западу от него находится дайкообразное тело аналогичных по составу и структуре, но более поздних по времени внедрения гранит-порфиров 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 порфиров 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-порфиров, рассматриваемыми как подводящие каналы нижнедевонских эффузивов, выполняющих впадины в соседних районах (Покалов, Пастухова, 1961).

Рудная минерализация, пространственно приуроченная к участку развития штоко- и дайкообразных тел порфировых 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-порфиров I. Рудная минерализация сопровождается интенсивной калишпатизацией, альбитизацией и относительно более слабым проявлением серицитизации и окварцевания. Наиболее продуктивны прожилково-вкрапленные и брекчиевые руды.

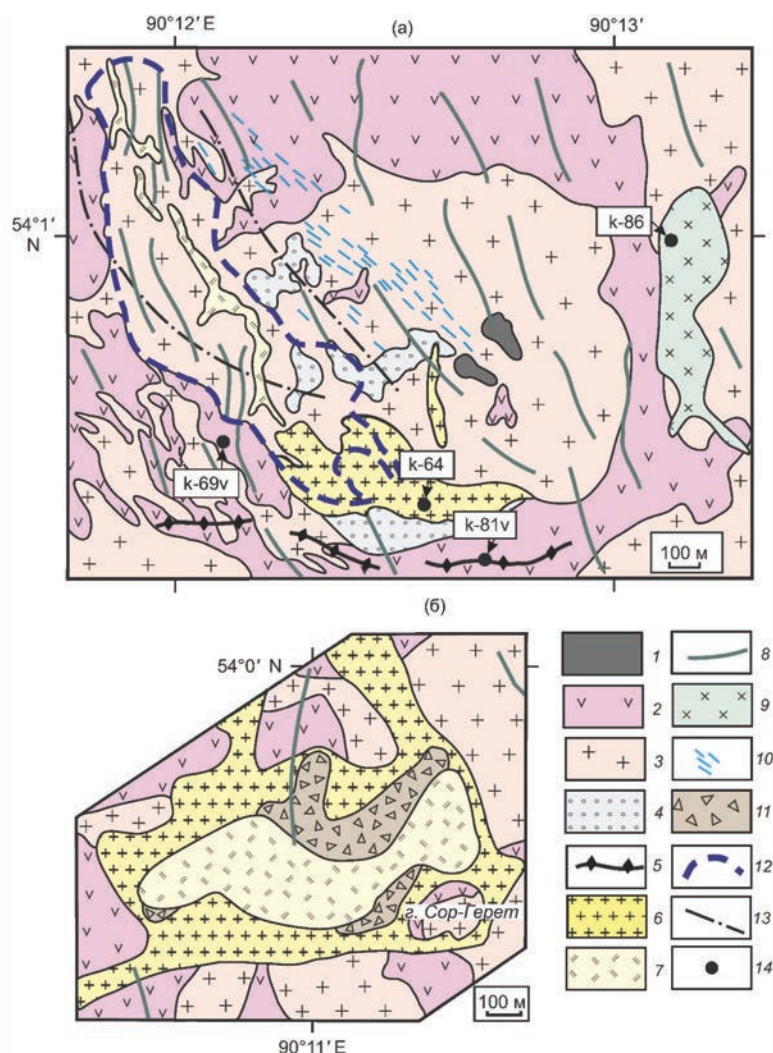
Брекчиевые руды представлены остроугольными обломками вмещающих пород (калишпатизированных и альбитизированных), сцементированными кварц-флюоритовыми агрегатами с молибденитом, пиритом и халькопиритом. Жилы мощностью более 0.5 м несут редкую вкрапленность молибденита. Завершается рудный процесс проявлением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

Менее крупные месторождения медно-молибден-порфирового типа в Кузнецком Алатау известны в Улень-Туимском рудном районе (Ипчульское, Агаскырское). Медно-молибденное оруденение присутствует также в медно-молибден-вольфрамовых рудах скарных месторождений (Юлия Медная, Глафиринское, Киялых-Узень, Туимское), которые формировались несколько ранее медно-молибден-порфировых. В результате недавних геохронологических исследований (U-Pb, LA-ICPMS) установлен позднекембрийско-раннеордовикский возраст интрузий, вмещающих скарное 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 — монцитониты, 3 — лейкограниты; 4 — калишпатовые 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 монцитонит-порфиров; 10 — кварц-молибденитовые жилы; 11 — взрывные брекчи, 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 юлинскому комплексу, варьирует от кембрия до девона. Так, например, по Юлинскому 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 юлинскому 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 молибдени-та 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 мелкокрапленного 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 . Катодолюминесцентные 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 1201AT 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 $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 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 монцонитоидов 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.

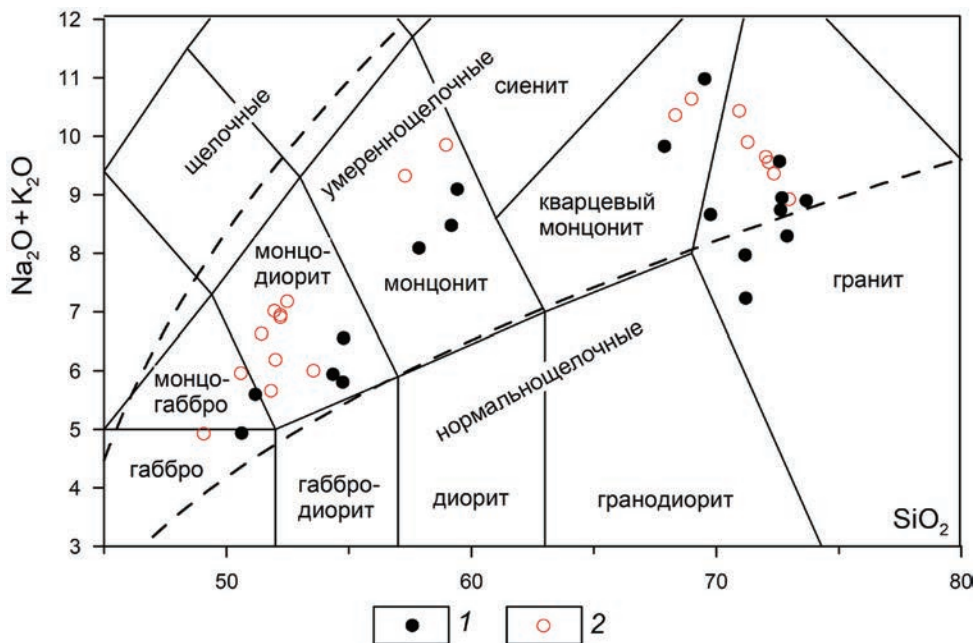
Петрохимический состав

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 монцонитоидов 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 монцонитоидов 1.1–2.6 и 1.5–3.7; для гранитоидов 0.9–1.6 и 1.2–1.5). По железистости габброиды и монцонитоиды относятся к магнезиальному, а гранитоиды — к железистому типу (фиг. 6а), по глиноземистости соответственно — к мета- и перглиноземистому типам (фиг. 6б). 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 монцонитоиды-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 k-87 и k-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.

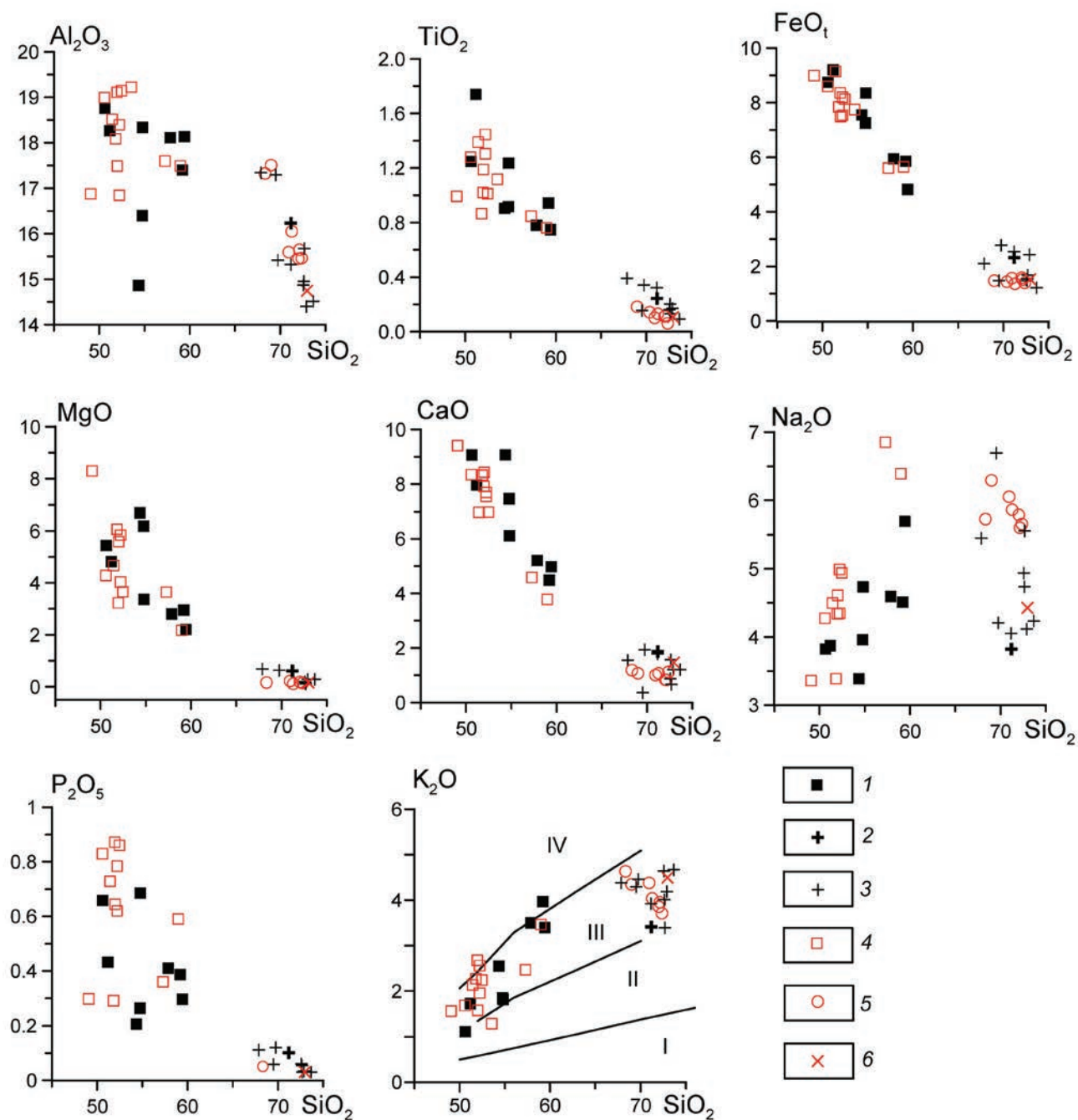
Мультиэлементные спектры габброидов плутона и малых интрузий (фиг. 7а) характеризуются низкими нормированными по примитивной мантии содержаниями высоkozарядных и тяжелых редких земель относительно крупноионных (Rb, Ba, Sr) и легких редкоземельных элементов (La, Ce) и отрицательными аномалиями Nb, Ta, 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.

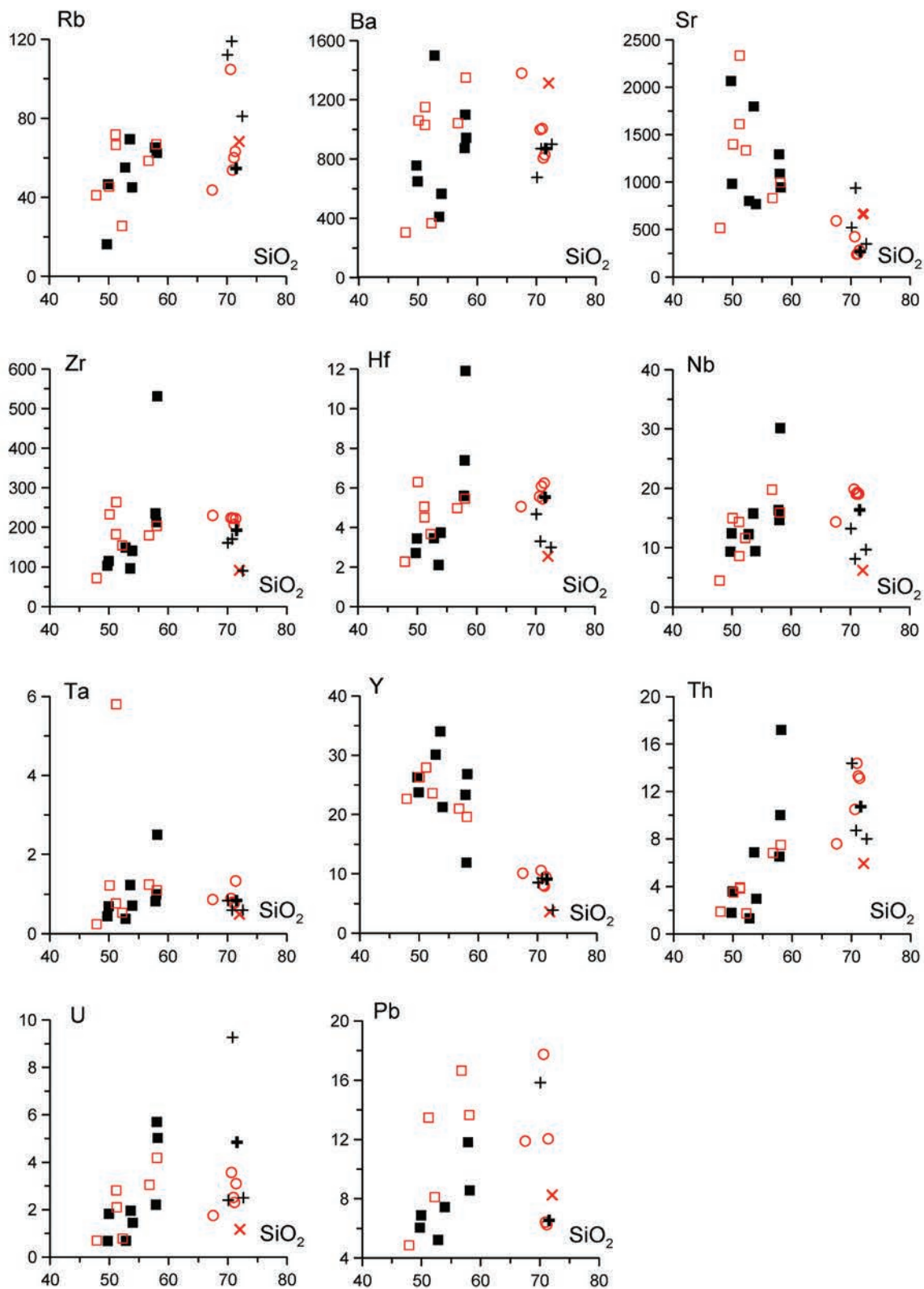
Nd-Sr ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

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 рудноносных 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

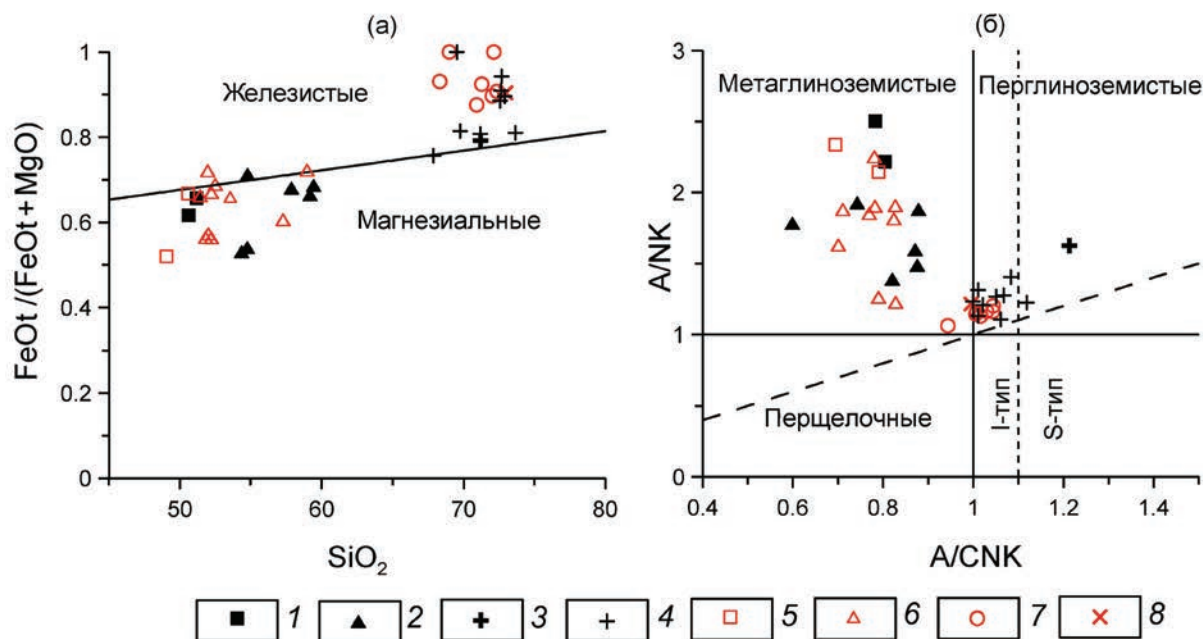


Фиг. 4. Диаграммы SiO_2 — петрогенные оксиды (мас. %) для магматических пород Сорского рудного узла.

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

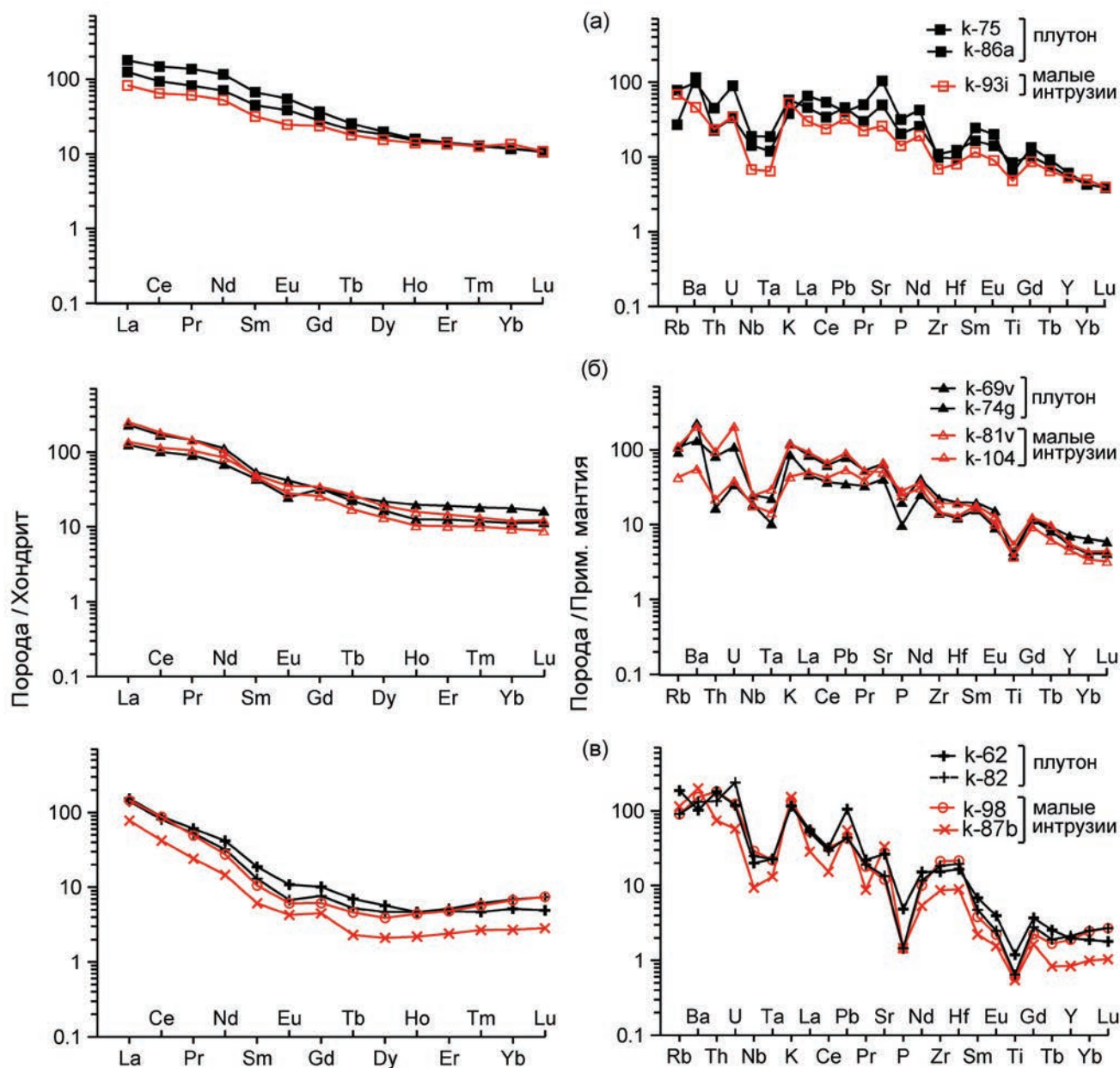
Уйбатский плутон

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).

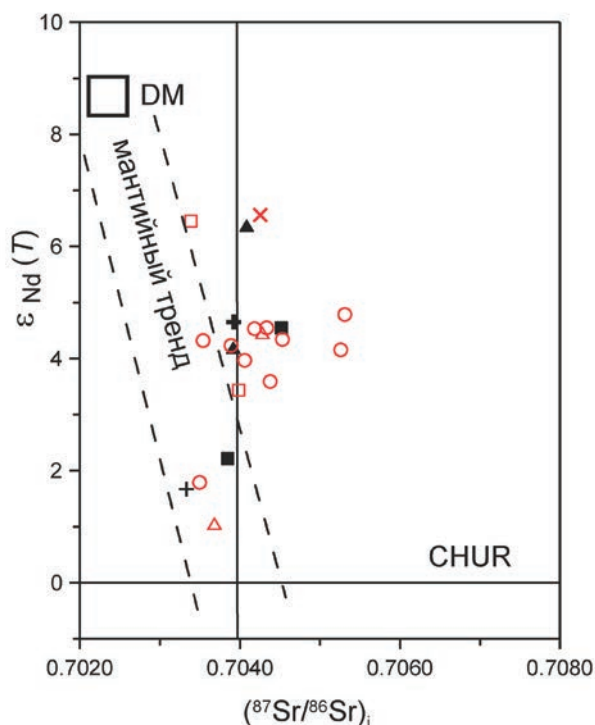
Монцодиорит (k-69v) отобран в карьере Сорского месторождения. Акцессорный циркон, выделенный из этой пробы, представлен главным образом кристаллами и обломками кристаллов размером 200–300 мкм призматического габитуса. Некоторые кристаллы имеют гетерогенное внутреннее



Фиг. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов и микроэлементов в породах Сорского рудного узла: а — габброидах, б — монцититоидах, в — гранитоидах. Содержания REE и микроэлементов нормированы к хондриту и примитивной мантии соответственно (McDonough, 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 монцитидоритах 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).

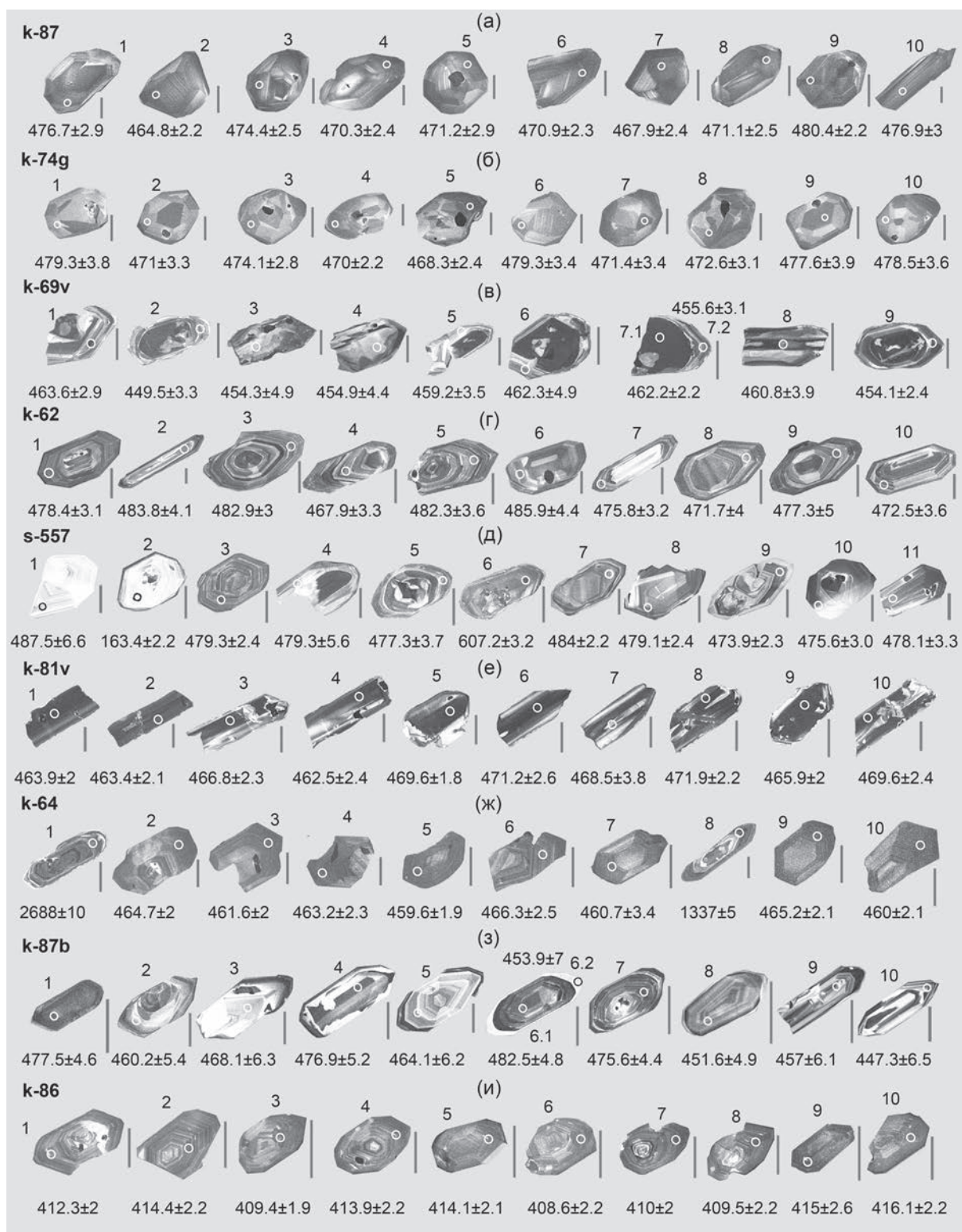
Лейкогранит (s-557) отобран в ~6 км к северо-востоку от Сорского карьера. Циркон

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).

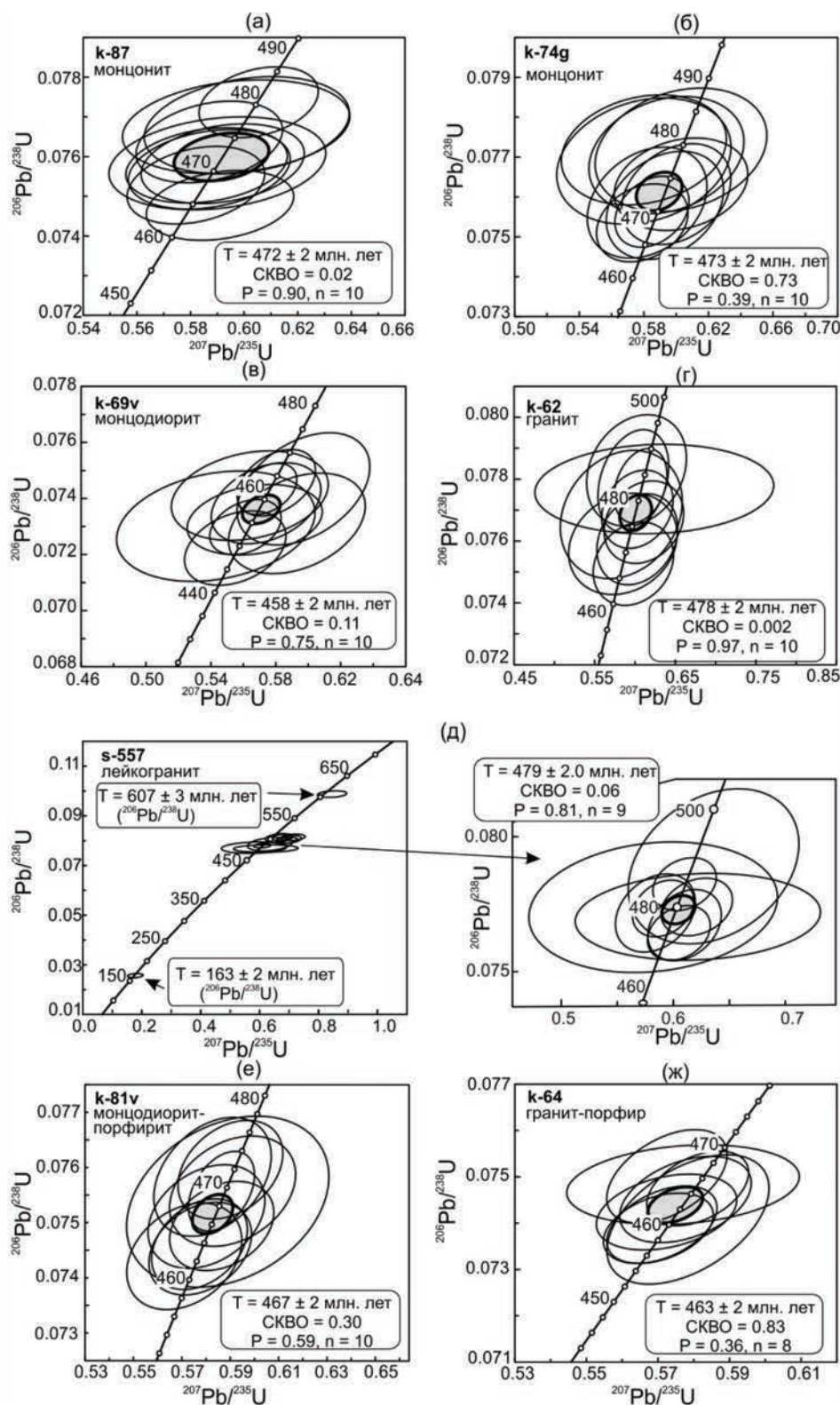
Малые интрузии

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).

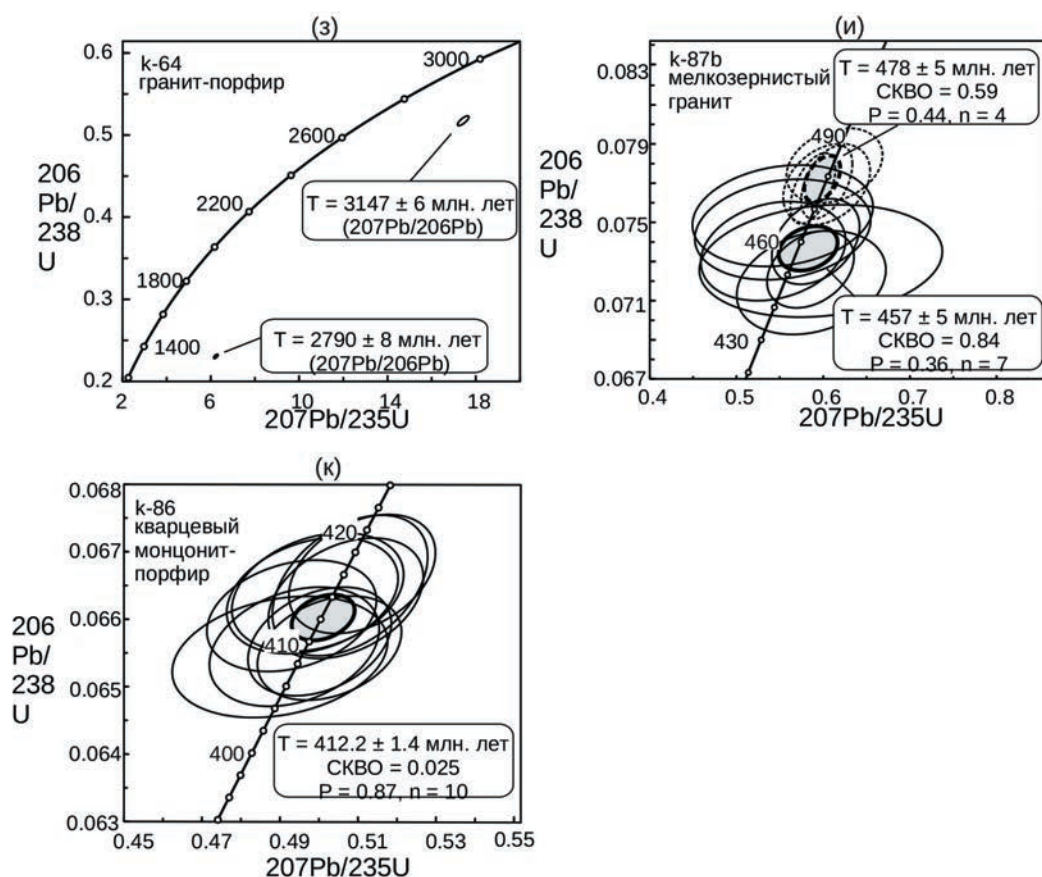
Гранит-порфир (к-64) отобран в карьере Сорского месторождения. Цирконы, выделенные из гранит-порфиров, относятся к двум морфологическим типам. Циркон первого типа (фиг. 9ж, кристаллы 2–7, 9, 10) представлен идиоморфными призматическими кристаллами или их обломками



Фиг. 9. Католюминесцентные изображения цирконов из магматических пород Сорского рудного узла. Магматиты Уйбатского плутона: а, б – монцониты, в – монцодиорит, г – крупнозернистый биотитовый гранит, д – лейкогранит. Малые интрузии рудоносного порфирового 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 порфирового 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	$T(\text{DM})$, 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 Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i [*]
		г/г				
Уйбатский плутон						
k-75	габбро	18.3	2092	0.02534	070402±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-порфиров 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).

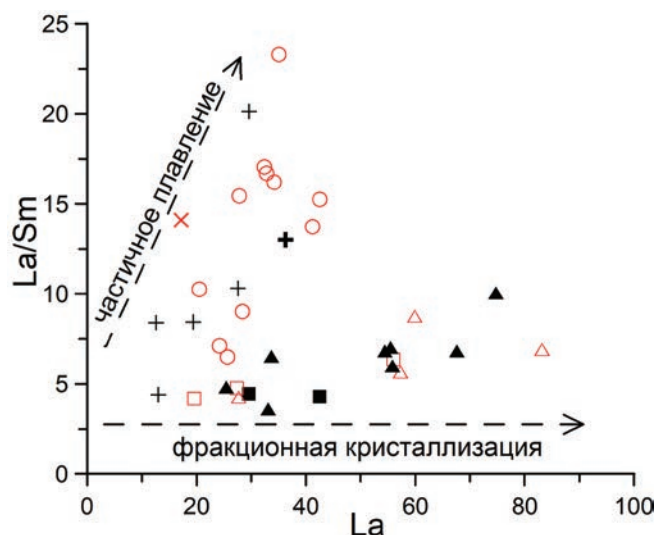
Механизмы формирования и источники монцонитоидных, кислых магм и металлов

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-монцитонитовые 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-коллизии 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 монцитонитов 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-коллизии

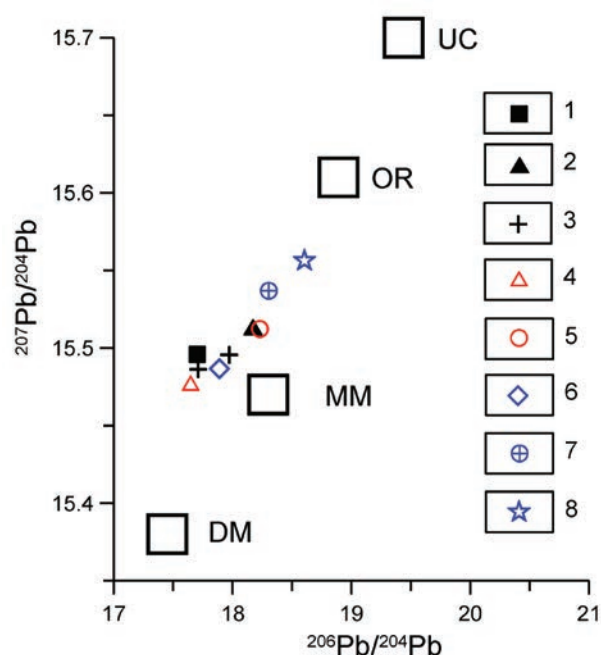
(плутон) и постколлизийной (малые интрузии) обстановках. При субдукции металлы вместе с продуктами плавления метасоматизированной мантии (гидратированная мафическая магма, обогащенная летучими), транспортируются в кору (Keith et al., 1997; Richards, 2011). Часть из них сохраняется в продуктах кристаллизации 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-Мо-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-Мо-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 (повышенные 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, сформировавшегося 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-порфиров, 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

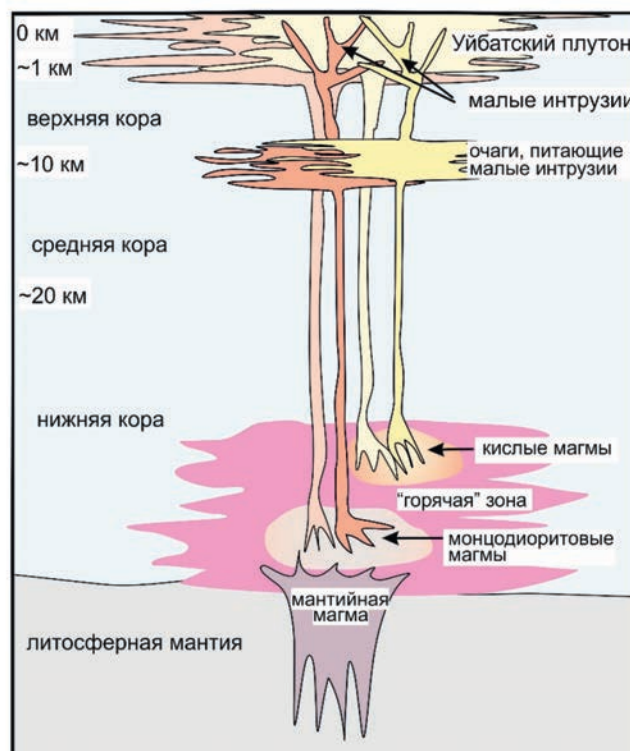
магм происходило, по-видимому, на разных глубинных уровнях “горячей зоны”: монцодиоритовой на нижнем, а гранитной магмы — на верхнем. В средне-верхнекоровых камерах магмы эволюционировали по составу до монцонитовой и потенциально рудоносной лейкогранитной соответственно.

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-порфиров 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 Жунмуцол и штоками и дайками рудоносных порфиров (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 металлогеническая 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-Mo-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 pluton и малые интрузии, генерировал крупнообъемный долгоживущий глубинный магматический резервуар.

Внедрение даек габброидов после становления Уйбатского plutона предполагает активизацию мантийного мафического магматизма. Присутствие габброидов в составе plutона 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 plutона (фиг. 13). Штоки и дайки малых интрузий питала магма позднего очага. Все вышесказанное свидетельствует об отсутствии прямой генетической связи между plutоном и малыми интрузиями. Связь между ними опосредована через общий глубинный очаг. Подобные взаимоотношения между plutоном 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 plutона связана бедная Cu-Mo минерализация, а с гранит-порфирами — богатое оруденение. В качестве благоприятного фактора формирования Cu-Mo-порфировых месторождений исследователи рассматривают изменение тектонического режима (Cooke et al., 2005). Изменение тектонического режима в рассматриваемом регионе привело к быстрому подъему plutона, эрозии его кровли, а также относительному перемещению расположенного под plutоном 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 эксплозивных 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 порообразующих 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. ФГУП “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 (Балыкса). 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 вулканоплутоническая 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 1:200 000. 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 (порфировые) 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-порфировом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 786–801.
- Травин А.В. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфировых 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/egg037>
- 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 Corocohuayco 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 $\pm$ (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/petro/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 // *Tectonophysics*. 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>