

Си-Мо-порфировая рудно-магматическая система Аксуг (Северо-Восточная Тува): источники и процессы формирования рудоносной магмы

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

Аннотация

В развитии рудно-магматической системы (РМС) Аксуг выделяются два этапа: 1 – становление Аксугского гранитоидного плутона, 2 – внедрение рудоносных малых интрузий. Интрузивные образования двух этапов сложены однотипными породами и сопровождаются медной минерализацией, соответственно бедной рассеянной и крупномасштабной прожилково-вкрапленной. Плутон и малые интрузии представлены породами габброидной и гранитоидной ассоциаций с близкими петрогеохимическими характеристиками однотипных магматитов. Габброидная ассоциация хорошо проявлена в плутоне и включает габбро, габбродиориты и пироксен-амфиболовые диориты/кварцевые диориты. Габброидная ассоциация малых интрузий представлена габбродиорит- и диорит-порфиридами. Спектры микроэлементов габброидов аналогичны магматитам зон субдукции. Их изотопные составы: $\epsilon\text{Nd}(500) = +(7.2-6.1)$, $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_{500} = 0.7030-0.7022$. Модельный возраст $\text{TNd}(\text{DM})$ составляет 0.85-0.74 млрд. лет. Согласно геохимическим характеристикам, источником базальтовой магмы является деплетированная мантия, метасоматизированная субдукционными флюидами.

Гранитоидная ассоциация плутона включает тоналиты, плагиограниты и амфиболовые диориты/кварцевые диориты; гранитоидная ассоциация малых интрузий представлена тоналит-порфирами и кварцевыми диоритовыми порфиридами. Спектры микроэлементов и изотопные составы Nd и Sr магматитов гранитоидной ассоциации во многом аналогичны габброидам. Согласно геохимическим параметрам тоналитовая и плагиогранитная магмы сформировались при плавлении юной мафической коры, а диоритовая магма вследствие смешения базальтовой и тоналитовой/плагиогранитной магм.

При формировании РМС металлы и летучие привносились базальтовой и гранитоидной магмами из метасоматизированной мантии и юной мафической коры. Условия сжатия при становлении плутона не способствовали концентрированному отделению флюида, что обусловило развитие бедной рассеянной минерализации. Условия растяжения при формировании малых интрузий благоприятствовали интенсивному отделению рудоносных флюидов. Взаимодействие магмы и флюидов малых интрузий с породами плутона сопровождалось выносом металлов из последних и вовлечением в рудообразующий процесс, что способствовало повышению рудного потенциала магматической системы и развитию богатого оруденения на завершающем этапе ее развития.

Ключевые слова:

Медно-молибден-порфировые месторождения, рудоносный магматизм, геохимия и изотопная геохимия, Аксуг, Тува

Сu-Мо-ПОРФИРОВАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА АКСУГ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА): ИСТОЧНИКИ И ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНОЙ МАГМЫ

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

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

ВВЕДЕНИЕ

На территории Северо-Восточной Тувы известно несколько формационных типов медного оруденения, ведущим из которых является медно-молибден-порфировый, представленный крупным Аксугским месторождением и несколькими рудопроявлениями, образующими Аксугский рудный узел. Месторождение Аксуг, расположенное на южном склоне Восточного Саяна, относится к существенно медному подтипу Сu-Мо-порфировых месторождений с повышенными содержаниями Au, Ag, Pt, Pd, Re. Предварительно разведанные балансовые запасы категории В+С1, утвержденные в 2014 г. ГКЗ Роснедра, составили 467397.3 тыс. т. руды при среднем содержании (вес. %) Сu – 0.67, Мо – 0.015, запасы металлов (тыс. т.) Сu – 3121.2, Мо – 70.7 [Проект освоения..., 2019]. Месторождение находится в стадии доразведки и подготовки к освоению и рассматривается, как эталонный объект медно-порфирового оруденения. Возраст месторождения большинством исследователей принимается как девонский. Однако по результатам проведенных в последние годы изотопных исследований [Berzina et al., 2003; Pollard et al., 2017; Берзина и др., 2019] установлено, что месторождение сформировалось в кембрии и ассоциирует с вулканитами Хамсаринского сегмента венд-раннекембрийской Кузнецко-Тувинской островной дуги в составе Алтае-Саянской складчатой области [Берзин, Кунгурцев, 1996]. Месторождение Аксуг – уникальный объект: с одной стороны, оно относится к наиболее древним (малораспространенным) Сu-Мо-порфировым месторождениям в мире, а с другой является пока единственным крупным месторождением, тесно ассоциирующим с развитием островной дуги Палеоазиатского океана. Все это позволяет рассматривать месторождение Аксуг, как древний аналог молодых (кайнозойских) Сu-Мо-порфировых месторождений островных дуг в юго-западной части Тихого океана.

Оруденение ассоциирует с малыми интрузиями порфировых пород, локализованными в Аксугском гранитоидном плутоне, залегающем среди габброидов островодужного комплекса. Нами проведены геохимические и изотопные исследования

магматических пород месторождения Аксуг с целью выяснения взаимосвязи плутона и малых интрузий, установления источников магмы и металлов, эволюции рудно-магматической системы (РМС), завершившейся формированием крупномасштабного оруденения.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Медно-молибден-порфировое месторождение Аксуг расположено на южном склоне Восточного Саяна в области его сочленения с Западным Саяном по Кандатскому разлому. В структурном плане рудный район является сегментом Кузнецко-Тувинского островодужного террейна. Его основание сложено островодужными вулканитами хамсаринской свиты – составной части протяженного (от Кузнецкого Алатау на северо-западе до Озерной зоны Северной Монголии включительно) венд-раннекембрийского вулканического пояса, сформировавшегося при субдукции Палеоазиатского океана [Берзин, Кунгурцев, 1996]. В Хамсаринской зоне вулканического пояса расположено месторождение Аксуг и ряд Cu-Mo-порфировых рудопроявлений. Самые древние образования в изученном районе (рис. 1, а) представлены метаморфическими породами (гнейсы, сланцы, мраморы) билинской свиты верхнерифейского возраста [Государственная..., 2012].

Месторождение Аксуг приурочено к сочленению Кандатского разлома с Даштыгойским грабеном рифтогенного типа и соприкасается с грабеном по тектоническому нарушению (Челдезрикскому региональному разлому). Грабен выполнен вулканитами кендейской свиты дискуссионного возраста (O_3 или D_1) и несогласно залегающими на них терригенными образованиями атакшильской свиты (D_2) [Государственная..., 2012]. Кендейская свита представлена эффузивами преимущественно среднего и основного состава. Субвулканические образования, сопровождающие эффузивы кендейской свиты, сложены габбро-долеритами, риолит- и риодацит-порфирами, образующими дайки, штоки и экструзии. С этими образованиями некоторые исследователи сопоставляют магматиты месторождения Аксуг (аксугского комплекса), возраст которых принимается как ранний девон на основании наличия гальки оруденелых порфировидных гранодиоритов в конгломератах атакшильской свиты [Государственная..., 2012, 2013]. К юго-востоку от рудного района расположен крупный Кадыр-Осский гранитоидный массив таннуольского комплекса среднего кембрия.

Месторождение локализовано в Аксугском плутоне, залегающем среди габброидов хойтоокинского комплекса. Последние прорывают отложения хамсаринской свиты и пересекаются гранитоидами таннуольского комплекса. По геологическим данным возраст хойтоокинского комплекса принимается как ранний или средний кембрий [Государственная..., 2012].

Аксугский плутон сложен габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами. (рис. 1, б). Плутон вмещает мелкие тела (штоки и дайки) порфирировых пород, аналогичных по составу магматитам плутона. С плутоном ассоциирует рассеянная медная минерализация, основное промышленное оруденение связано с малыми интрузиями порфирировых пород. Поздние магматические образования представлены мелкими телами и дайками гранодиоритов, лейкогранитов и аплитов.

Относительно плутона малые интрузии являются автономными образованиями: связь между ними парагенетическая, опосредованная через общий нижний очаг [Сотников и др., 1988], продуцирующий по модели [Richards, 2011] базальтовую и кислую магмы. Согласно Re-Os датировкам молибденитов месторождения (518, 516, 511(± 2) [Verzina et al., 2003]; 517.3, 517.4 (± 3) [Pollard et al., 2017]) становление малых интрузий произошло в верхней половине раннего кембрия. Эти датировки отвечают в Туве этапу аккреции (столкновения) островных дуг с океаническими поднятиями и докембрийскими структурами и формирования синаккреционных гранитоидов, временной интервал которого соответствует середине раннего кембрия – первой половине среднего кембрия [Берзин, Кунгурцев, 1996; Ярмолук и др., 2003]. Формированию малых интрузий предшествовал подъём вмещающей структуры, перемещение плутона на верхний горизонт, его эрозия до уровня, благоприятного впоследствии для размещения малых интрузий. Все это свидетельствует об изменении геологической (геодинамической) обстановки сжатия на растяжение. В подобных условиях формировалось крупнейшее Cu-Mo-порфирировое месторождение Кулонг (Qulong) (Тибет) [Yang et al., 2009].

Прожилково-вкрапленное Cu-Mo оруденение месторождения Аксуг приурочено к многофазному штокообразному телу порфирировых пород, локализуясь как в порфирах, так и среди вмещающих пород плутона. Северная часть рудного штокверка сложена богатыми и сложными по составу пирит-халькопирит-молибденит-борнитовыми рудами с теннантитом и энаргитом и включает в себе основные запасы месторождения. В восточной и южной частях штокверка развиты в основном бедные прожилковые пирит-халькопиритовые руды. На западном фланге месторождения оруденение представлено

средними по качеству халькопирит-борнитовыми рудами с халькозином и самородной медью.

Основным полезным компонентом месторождения является медь, отношение Cu/Мо в рудах составляет ~45. Попутными компонентами являются молибден, золото, серебро, рений. Молибденит месторождения характеризуется повышенными содержаниями Re (до 460 г/т) [Berzina et al., 2005]. В сульфидных концентратах установлены высокие концентрации Pd (924 мг/т), Pt (96 мг/т) и Au (5.5 г/т) [Сотников и др., 2001]. В борнит-халькопирит-теллуридных рудах месторождения выявлены минералы элементов платиновой группы: меренскит (PdTe_2) [Берзина и др., 2007], арсенопалладинит (Pd_8As_3) [Кужугет и др., 2015].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

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 рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском спектрометре ARL-9900XP (аналитик Карманова Н.Г.). Погрешности определения не превышают 5 %. Концентрации редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Finnigan Element (аналитики Николаева И.В., Палесский С.В.). Пределы обнаружения микроэлементов и стандартное отклонение составляют 0.005-0.100 г/т и 2-7 %, соответственно. Измерения изотопных составов Rb и Sr выполнены на масс-спектрометре МИ 1201АТ с использованием стандартов ВНИИМ и ИСГ-1 с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением 0.70800 ± 7 и 0.71732 ± 10 , соответственно (аналитики Киселева В.Ю., Докукина Г.А.). 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 Баянова Т.Б., Серов П.А.). 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 ± 0.2 % (2 σ). 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]. Определение изотопного состава Pb в полевых шпатах магматических пород и сульфидах (молибдените, халькопирите и пирите) проведено в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике [Krymsky et al., 2007] на масс-спектрометре Triton в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме с использованием стандарта NIST 981 (аналитик Крымский Р.Ш.). Корректировка на текущее приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219$). Бланк (холостой опыт) во время проведения анализов не превышал 0.02 нг для Pb.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНЫЙ (Nd, Sr) СОСТАВЫ МАГМАТИТОВ

Аксугский pluton, площадь которого составляет около 12 км², сложен породами двух ассоциаций: габброидной и гранитоидной. Габброидная ассоциация представлена габбро, габбродиоритами и пироксен-амфиболовыми диоритами/кварцевыми диоритами. Далее в тексте для упрощения пироксен-амфиболовые диориты и пироксен-амфиболовые кварцевые диориты габброидной ассоциации объединены в группу пироксен-амфиболовых диоритов.

К гранитоидной ассоциации plutона, называемой так условно из-за преобладания пород кислого состава (тоналитов и плагиогранитов), отнесены также амфиболовые диориты/кварцевые диориты. Характерным отличием диоритов и кварцевых диоритов гранитоидной ассоциации от диоритов и кварцевых диоритов габброидной ассоциации является отсутствие в их составе пироксена. Далее в тексте для упрощения амфиболовые диориты и амфиболовые кварцевые диориты гранитоидной ассоциации объединены в группу амфиболовых диоритов.

Малые интрузии (штоки и дайки) сложены преимущественно тоналит-порфирами, менее распространены габбродиорит-, диорит- и кварцевые диорит-порфириты.

Породы малых интрузий повсеместно изменены в той или иной степени. В связи с этим породы plutона, однотипные с малыми интрузиями, в ряде случаев более информативны при установлении особенностей петрогеохимического и изотопного составов магматитов месторождения Аксуг. Вследствие этого в статье преобладает материал, полученный при изучении магматитов plutона.

Результаты аналитических определений состава породообразующих и редких элементов в магматитах приведены в таблице 1 (дополнительный материал), Rb-Sr и Sm-Nd изотопных составов – в таблицах 2 и 3 (дополнительный материал), соответственно. Для сравнения приведены также результаты анализов габброидов хойтоокинского комплекса.

Хойтоокинский комплекс. Хойтоокинский комплекс представлен габброидами, сложенными плагиоклазом и темноцветными минералами (амфибол, пироксен). Акцессорные минералы – магнетит и апатит. Габбро (S-0485) характеризуются повышенной щелочностью, преобладанием железа над магнием, по содержанию K_2O они относятся к высоко К-известково-щелочной серии (рис. 2, а) [Rickwood, 1989]. Порода высокоглиноземистая (Al_2O_3 – 19.24 %), низкотитанистая (TiO_2 – 0.77 %), обеднена когерентными элементами-примесями (Cr – 23 г/т), редкими землями (ΣREE – 43 г/т) и высокозарядными элементами (HFSE) (Zr – 27 г/т). В габбро повышенные содержания Sr (561 г/т) и низкие содержания Y и Yb (8.30 и 0.78, соответственно), высокое отношение Sr/Y (68). Спектр REE (рис. 3, а) дифференцированный с умеренным наклоном $((La/Yb)_n - 5.75)$.

В области средних редких земель (MREE) от Nd до Dy наклон крутой $((Nd/Dy)_n - 3.46)$, а в области легких (LREE) от La до Pr и тяжелых (HREE) от Ho до Yb – пологий $((La/Pr)_n - 1.12$ и $(Ho/Yb)_n - 1.13$, соответственно). Спектры микроэлементов габбро характеризуются хорошо выраженными отрицательными (Nb, Ta, Ti) и положительными (Ba, Pb, Sr) аномалиями, типичными для спектров магматитов, ассоциирующих с зонами субдукции.

Инициальный изотопный состав Sr, ϵ_{Nd} и модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ составляют, соответственно, 0.7029, +7.4, 0.66 млрд. лет.

Аксугский плутон. Габброидная ассоциация. Петрогеохимические характеристики габбро и габбродиоритов Аксугского плутона во многом аналогичны габбро хойтоокинского комплекса, а по содержанию K_2O они также относятся к высоко-К известково-щелочной серии (рис. 2, а). Породы повышенной глиноземистости (Al_2O_3 – 19-17 %), умеренно магниальные (MgO – 4.8-3.5 %; Mg# – 41-47), умеренно- и низкотитанистые (TiO_2 – 1.1-0.62 %). В них низкие содержания Cr (≤ 26 г/т), редкоземельных ($\Sigma REE \leq 63$ г/т) и высокозарядных (Zr ≤ 47 г/т) элементов, умеренные содержания (г/т) Sr (493-284) и Ba (407-353) и низкие Rb (91-37).

Спектры REE и микроэлементов габбро плутона (обр. S-0475, рис. 3, а) аналогичны спектрам габбро хойтоокинского комплекса (S-0485). Как и в последних, в

габбро (S-0475) низкие содержания Y, Yb и повышенные Sr. Они составляют 9, 0.9 и 488 г/т, соответственно. Отношение Sr/Y составляет 53. Спектр REE дифференцированный с пологим наклоном в области LREE, крутым – в области MREE и пологим в области HREE (соответственно, $(La/Pr)_n - 1.2$, $(Nd/Dy)_n - 2.6$, $(Ho/Yb)_n - 1.1$). Приведенные данные свидетельствуют о близких условиях формирования базальтовой магмы хойтоокинского комплекса и Аксугского плутона.

В габбродиоритах содержания Y и Yb увеличиваются (соответственно до 15 и 1.4 г/т в пробе S-0480). Отношение Sr/Y уменьшается до 20. Спектры REE габбродиоритов (S-0480, 2391) дифференцированные с умеренным наклоном $((La/Yb)_n - 5.4-3.0)$ без выраженной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* - 1.1-1.0$) (рис. 3, а). Наклон спектра крутой в области средних (MREE) и пологий в области HREE (соответственно, $(Nd/Dy)_n - 2.6-1.8$, $(Ho/Yb)_n - 1.1$).

Для габброидов плутона получены следующие изотопные характеристики. Значения $\epsilon_{Nd}(500)$ и $T_{Nd}(DM)$ габбро S-0475 составляют соответственно +6.8 и 0.79 млрд. лет. Близки к ним оценки этих характеристик габбродиорита S-0480 (+6.7 и 0.85 млрд. лет). Инициальный изотопный состав стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{500}$ габбро – 0.7022.

В пироксен-амфиболовых диоритах относительно габброидов уменьшаются содержания породообразующих оксидов за исключением SiO_2 , Na_2O и K_2O (рис. 2, а; 4, а). Содержание K_2O увеличивается с повышением содержания SiO_2 , а содержание Na_2O находится на уровне содержаний в габброидах.

В пироксен-амфиболовых диоритах повышены содержания REE (до 84 г/т), в основном за счет содержаний средних и тяжелых REE. В этих породах высокие содержания Yb и Y (соответственно, 2.63-1.90 и 25-19 г/т), пониженные содержания Sr (382-316 г/т) и низкие отношения Sr/Y (19-13). Спектры REE (рис. 3, б) дифференцированные с умеренным наклоном $((La/Yb)_n - 3.5-2.5)$. Для всех образцов пироксен-амфиболовых диоритов отмечается отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* - 0.7$).

В пироксен-амфиболовых диоритах S-0484 и S-0494g значение $\epsilon_{Nd}(500)$ составляет +6.1 и +7.2, соответственно, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{500}$ 0.7027 и 0.7030. Модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ составляют, соответственно, 0.84 и 0.74 млрд. лет.

Аксугский плутон. Гранитоидная ассоциация. Породы гранитоидной ассоциации Аксугского плутона, в отличие от габброидной, относятся к известково-щелочной серии (рис. 2, а). В амфиболовых диоритах относительно пироксен-амфиболовых высокие содержания Al_2O_3 , Na_2O и низкие содержания K_2O (рис. 2, а; 4, а). По содержанию породообразующих компонентов (TiO_2 , FeO, MgO, CaO, K_2O) (рис. 2,

а; 4, а) и элементов-примесей амфиболовые диориты гранитоидной ассоциации занимают преимущественно промежуточное положение между габброидами и тоналитами. При этом высокие концентрации оксидов в амфиболовых диоритах частично перекрываются с их содержаниями в габброидах, а пониженные количества – с содержаниями в тоналитах.

Концентрации Sr в амфиболовых диоритах варьируют в диапазоне 739-557 г/т. В породах низкие содержания Y (10.6-8.1 г/т), высокие отношения Sr/Y (92-52). Спектры REE амфиболовых диоритов дифференцированные ((La/Yb)_n – 8.1-6.4), без Eu аномалии (рис. 3, в). Наклон спектров в области MREE крутой ((Nd/Dy)_n – 3.9-3.2), в области LREE и HREE – пологий ((La/Pr)_n – 1.4-1.3, (Ho/Yb)_n – 1.2-1.1, соответственно).

Тоналиты, как и ассоциирующие с ними амфиболовые диориты, имеют высокие содержания Al₂O₃ и Na₂O (соответственно, 17-16 и 5-4 %). Относительно диоритов в них повышены содержания Na₂O. Для тоналитов характерны высокие содержания Sr и низкие Y и Yb (соответственно 730-600, 11-6 и 1.1-0.6 г/т). Отношение Sr/Y варьирует от 100 до 53. Спектры дифференцированные ((La/Yb)_n – 10-8) с крутым наклоном в области MREE ((Nd/Dy)_n – 5.4-3.9) и пологим в области LREE и HREE ((La/Pr)_n – 1.6-1.4, (Ho/Yb)_n – 1.1-0.9) (рис. 3, г). В целом спектры REE тоналитов близки таковым амфиболовых диоритов, однако для тоналитов отмечается более крутой наклон в области MREE.

В плагиогранитах (образец 253) высокие содержания Sr (до 674 г/т), низкие содержания Y и Yb (соответственно, 3.6 и 0.3 г/т) и высокие отношения Sr/Y (185). Спектр REE дифференцированный ((La/Yb)_n – 22) с крутым наклоном в области MREE ((Nd/Dy)_n – 5.9) (рис. 3, з). В области HREE наклон спектра уменьшается, но остается отрицательным ((Ho/Yb)_n – 1.1). В образцах S-0476b и S-0485a плагиогранитов понижены содержания Sr (504 и 155 г/т, соответственно). Содержания Y и Yb несколько повышены относительно плагиогранита 253. Отношение Sr/Y соответственно уменьшается до 80 и 40. Спектры REE этих проб дифференцированные, но наклон в области MREE менее крутой относительно спектра пробы 253 ((Nd/Dy)_n – 2.5, 5.5 и 5.9, соответственно), а наклон в области HREE, в отличие от спектра пробы 253, положительный (Ho/Yb_n - 0.9, 0.9, 1.1, соответственно) (рис. 3, з).

В амфиболовом диорите 2386, тоналите 2412, плагиограните S-0485a изотопные составы Nd и Sr близки. Их значения соответственно составляют: ε_{Nd}(500) +(7.8, 7.4, 8.0); (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₅₀₀ 0.7031, 0.7035, 0.7027. Близки также и оценки Nd модельных возрастов тоналита и плагиогранита: T_{Nd}(DM) 0.62 и 0.57 млрд. лет, соответственно.

Рудоносные малые интрузии (порфировый комплекс). В составе малых интрузий доминируют тоналит-порфиры известково-щелочной серии (рис. 2, б). Менее распространены диорит-, кварцевые диорит-порфириты и редко габбродиорит-порфириты. В нашей коллекции отсутствуют образцы малых интрузий мафического состава. В таблице 1 (дополнительный материал) приведены химические анализы таких пород из коллекции старшего геолога Аксугской ГРП Г.И. Добрянского.

По химическому составу магматиты малых интрузий во многом аналогичны породам плутона. Содержания порообразующих оксидов в них в основном соответствуют диапазонам содержаний однотипных пород плутона. Среди них выделяется габброидная ассоциация высоко-К известково-щелочной серии, представленная габбродиорит-порфиритами (63-335) и ассоциирующими с ними диорит-порфиритами (63-372), и гранитоидная ассоциация известково-щелочной серии, включающая кварцевые диорит-порфириты и тоналит-порфиры.

Химические составы пород габброидных ассоциаций малых интрузий и плутона близки. Вместе с тем, в габбродиорит-порфирите (63-335) относительно габбро плутона (S-0475) отмечаются повышенные содержания MgO и пониженные содержания Al_2O_3 и CaO, обусловленные, по-видимому, различием в соотношении темноцветных минералов и плагиоклаза. В породах габброидной ассоциации малых интрузий, как и в аналогичных породах плутона, с увеличением содержания SiO_2 снижаются содержания всех оксидов за исключением Na_2O , K_2O и Al_2O_3 (рис. 2, б; 4, б).

Гранитоидная ассоциация малых интрузий включает кварцевые диорит-порфириты и тоналит-порфиры. В кварцевых диорит-порфиритах, как и в амфиболовых диоритах плутона, проявляется тенденция уменьшения содержания K_2O с увеличением содержания SiO_2 (рис. 2, б.). На рис. 2, б фигуративные точки пород малых интрузий образуют линейный тренд, конечными членами которого являются габбродиорит-порфириты и тоналит-порфиры. Подобная ситуация, как отмечалось выше, характерна для пород плутона.

В кварцевом диорит-порфирите (2379) высокое содержание Sr (380 г/т) и низкие содержания Y и Yb (соответственно 8.8 и 0.9 г/т), отношение Sr/Y (43) высокое. Спектр REE (рис. 3, д) дифференцированный, без Eu аномалии, наклон спектра крутой $((La/Yb)_n - 11)$. Значения $\epsilon_{Nd}(500)$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{500}$ составляют, соответственно, +7.5 и 0.7026.

Петрогеохимические характеристики тоналит-порфиров аналогичны тоналитам плутона. В них высокие содержания Sr (844-787 г/т), низкие содержания Y и Yb

(соответственно 6.5-5.2 и 0.55-0.60 г/т) и высокие отношения Sr/Y (152-125). В тоналит-порфирах отмечаются высокие содержания Ni (до 34 г/т). Спектры REE (рис. 3, д) дифференцированные $((La/Yb)_n - 11-9)$, без Eu аномалии, с крутым наклоном в области MREE $((Nd/Dy)_n - 5.4-4.2)$ и пологим в области LREE и HREE $((La/Pr)_n - 1.7-1.5, (Ho/Yb)_n - 1.0-0.9)$. Изотопные составы тоналитов и тоналит-порфиров также близки. В тоналит-порфирах (обр. S-0494 и 2335) значения $\epsilon_{Nd}(500)$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{500}$ и $T_{Nd}(DM)$ составляют +7.7, 7.6; 0.7030, 0.7024 и 0.59, 0.60 млрд. лет, соответственно.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ РЬ ПЛАГИОКЛАЗОВ И СУЛЬФИДОВ

Данные по изотопному составу свинца в плагиоклазах магматических пород и сульфидах из зон рудной минерализации месторождения приведены в таблице 4 (дополнительный материал) и на рис. 5. Исследовались плагиоклазы габбро хойтоокинского комплекса, тоналитов Аксугского плутона и тоналит-порфиров малых интрузий. В габбро хойтоокинского комплекса и тоналитах Аксугского плутона отношения изотопов РЬ составляют: $^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.3932 и 19.4047, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.5772 и 15.6096, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.8807 и 38.3573, соответственно. Относительно этих образований свинец тоналит-порфиров менее радиогенный (отношения изотопов составляют: $^{206}Pb/^{204}Pb - 18.3769$, $^{207}Pb/^{204}Pb - 15.5069$, $^{208}Pb/^{204}Pb - 37.9949$). Изотопные составы РЬ молибденита и халькопирита близки к плагиоклазу тоналит-порфира (соответственно $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.1766$ и 18.2111 ; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.5116$ и 15.5051 ; $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.7630$ и 37.7793). В пирите свинец наименее радиогенный ($^{206}Pb/^{204}Pb - 17.8717$, $^{207}Pb/^{204}Pb - 15.4463$, $^{208}Pb/^{204}Pb - 37.4620$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В разных районах мира медно-молибденовое оруденение пространственно и во времени ассоциирует с малыми интрузиями порфировых пород, поэтому при его изучении последним уделяется большое внимание. Вместе с тем, некоторые исследователи [Titley, Beane, 1981] подчеркивали приуроченность Cu-Mo порфировых систем к магматическим центрам длительной активности. Они указывали на близость составов разновозрастных магматических ассоциаций, на основании чего высказали предположение общности их источников, путей транспортировки магм и эволюции на разных этапах развития магматических центров. Наши исследования в этом направлении позволили выявить ряд особенностей в развитии разновозрастного

магматизма, включающих геодинамическую обстановку, доминирующие механизмы эволюции расплавов и рудоносность [Берзина и др., 1999, 2007, 2010].

В развитии РМС месторождения Аксуг выделяются два этапа. На раннем этапе произошло становление Аксугского гранитоидного плутона с бедной медной минерализацией, на позднем – внедрение малых интрузий, с которыми ассоциирует промышленное оруденение. Развитие малых интрузий обусловлено активизацией мантийных процессов (о чем свидетельствует внедрение предрудных мафических даек), сопровождавшихся коровым магмообразованием на фоне изменения во времени режима (сжатия на растяжение). Как было показано выше, каждый этап магматизма представлен габброидной и гранитоидной ассоциациями. При этом петрогеохимические особенности однотипных ассоциаций обоих этапов близки, что предполагает сходные состав и пути эволюции базальтовой и кислой магм на разных этапах развития РМС.

Источник и механизмы эволюции базальтовой магмы

В районе месторождения Аксуг выделяются три эпизода внедрения базальтовой магмы, с которыми связано становление габброидов хойтоокинского комплекса, Аксугского плутона и малых интрузий. Минеральные и петрохимические составы производных разновозрастного базальтового магматизма во многом аналогичны (см. выше). По содержанию K_2O все габброиды относятся к высоко К известково-щелочной серии (рис. 2, а, б).

Спектры REE и микроэлементов габбро хойтоокинского комплекса и Аксугского плутона идентичны (рис. 3, а). Согласно нормированным по примитивной мантии содержаниям La, Ce, Zr, Hf (< 10), габбро обеднены литофильными элементами и аналогичны по составу. Для спектров типичны положительные аномалии Ba, U, K, Pb, Sr и отрицательные аномалии Th, Nb, Ta, Ti, характерные для надсубдукционных магматитов. Такие геохимические особенности связывают с частичным плавлением мантийного источника, ранее обогащенного крупноионными литофильными элементами (LILE) и LREE, при воздействии на него водных флюидов или расплавов, формировавшихся при субдукции океанической плиты (слэба). Высокие отношения Ba/La (82-31) и низкие Th/La (0.14-0.06), согласно [Kelemen et al., 2007], свидетельствуют о ведущей роли флюидов в обогащении мантийного источника. Преобразование (метасоматоз) мантии, вызванное субдукционными флюидами, согласно модельным возрастам $T_{Nd}(DM)$ габброидов, составляющим 0.85-0.66 млрд. лет,

возможно, произошло в связи с древними позднерифейскими субдукционными процессами, широко проявленными на неопротерозойской активной окраине Сибирского палеоконтинента при эволюции Палеоазиатского океана [Кузьмичев, Ларионов, 2013; Гордиенко, Метелкин, 2016].

На диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500} - \epsilon_{\text{Nd}}(500)$ (рис. 6) изотопные составы габбро расположены вблизи мантийного тренда и изотопного состава деплетированной мантии (ДМ). Относительно близкие изотопные составы габбро хойтоокинского комплекса и Аксугского плутона и аналогичные спектры их элементов-примесей свидетельствуют о сходстве составов их источников. Вместе с тем, в габбро Аксугского плутона относительно габбро хойтоокинского комплекса отмечаются пониженные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(500)$, что, возможно, обусловлено влиянием на изотопную систему габбро плутона флюидов, связанных с развитием рудно-магматического процесса.

Спектры REE габбро хойтоокинского комплекса и Аксугского плутона от умеренно до слабодифференцированных, без Eu аномалии. Спектры имеют относительно крутой наклон в области MREE что свидетельствует о равновесии базальтоидных расплавов с амфиболом, возможном в условиях их повышенной водонасыщенности. В ассоциирующихся с габбро плутона пироксен-амфиболовых диоритах высокие содержания Y и Yb, MREE и HREE (рис. 3, б), низкие отношения Sr/Y. Спектры REE слабодифференцированные, пологие. Наличие отрицательной Eu аномалии указывает на фракционирование плагиоклаза при низком давлении в условиях относительно небольших глубин [Annen et al., 2006].

В пироксен-амфиболовых диоритах отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1581, 0.1488) превышает среднекоровое и близко к этому отношению в габбро. На диаграмме La – La/Yb (рис. 7, а), используемой для выяснения роли плавления и кристаллизационной дифференциации в магматическом процессе [Wang, 2005; Wang et al., 2015], точки составов пироксен-амфиболовых диоритов образуют единую направленность, отвечающую тренду кристаллизационной дифференциации. Низкое значение $\epsilon_{\text{Nd}}(500)$ и повышенное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$ пироксен-амфиболового диорита S-0484 (рис. 6), возможно, свидетельствуют о контаминации расплава коровым веществом. Таким образом, пироксен-амфиболовые диориты являются продуктом кристаллизации магмы, которая формировалась в малоглубинных внутрикоровых камерах вследствие кристаллизационной дифференциации базальтового расплава и ассимиляции корового субстрата (терригенного материала островодужного комплекса).

Источник и механизмы эволюции гранитоидной магмы

Тоналитовая/плаггиогранитная магма. Петрогеохимические характеристики амфиболовых диоритов и тоналитов во многом близки (рис. 2, а; 3, в, г; 4, а). Вместе с тем, от амфиболовых диоритов к тоналитам и далее к плаггиогранитам уменьшаются содержания TiO_2 , FeO , MgO , CaO (рис. 4, а), а также когерентных элементов-примесей (Sc , V , Co) на фоне роста SiO_2 и Na_2O . На основании этих данных можно предположить формирование тоналитового и плаггиогранитного расплавы вследствие кристаллизационной дифференциации диоритового расплава, обусловленной фракционированием пироксена, амфибола, биотита, магнетита. На диаграмме $La - La/Yb$ (рис. 7, а), точки составов амфиболовых диоритов и тоналитов плутона образуют два автономных поля, вытянутых вдоль тренда кристаллизационной дифференциации. Согласно диаграмме, амфиболовые диориты и тоналиты – продукты двух расплавы, не связанных между собой кристаллизационной дифференциацией, но в эволюции каждого из расплавы роль кристаллизационной дифференциации была существенной. На диаграмме $La - La/Yb$ (рис. 7, б) точки составов тоналит-порфиров расположены вдоль тренда плавления, свидетельствуя о плавлении, как доминирующем механизме формирования расплава. Согласно рис. 7, б, в тоналит-порфирах в отличие от тоналитов плутона, роль кристаллизационной дифференциации не существенна, что может быть обусловлено быстрой кристаллизацией порфиров в связи с отделением флюида в приповерхностных условиях.

Мультиэлементные спектры тоналитов, плаггиогранитов и тоналит-порфиров аналогичны спектрам габброидов: тот же набор положительных и отрицательных аномалий, низкие содержания HFSE и HREE относительно LILE и LREE. Гранитоиды, как и габброиды, обеднены литофильными элементами-примесями. Изотопные составы Nd и Sr тоналитов, плаггиогранитов и тоналит-порфиров близки к таковым габброидов (рис. 6). Все это свидетельствует о родстве тоналитов и плаггиогранитов с габброидами. Согласно диаграмме $La - La/Yb$ (рис. 7, а), тоналитовый и плаггиогранитный расплавы не могут быть дифференциатами базальтовой магмы, материнской для габброидов. Но они могли сформироваться при частичном плавлении базальтов с геохимическими характеристиками, близкими к таковым габброидов. Мафический состав их протолита подтверждается высокой магнезиальностью (до 43), присутствием Ni и Sr (соответственно до 6 и 31 г/т в тоналитах, и до 34 и 39 г/т в тоналит-порфирах).

Изотопные составы Nd и Sr тоналитов, плагиогранитов и тоналит-порфиров: соответственно $\epsilon_{Nd}(500)$ +7.4 - +6.7; +8.0 - +7.3; +7.7 - +6.5 и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{500}$ 0.7035; 0.7027; 0.7030-0.7011, близкие к этим оценкам габбро плутона (+6.8, 0.7022), свидетельствуют о доминировании в тоналитовой магме вещества метасоматизированной деплетированной мантии, унаследованного от протолита. Несколько повышенное значение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{500}$ и пониженное $\epsilon_{Nd}(500)$ тоналита (рис. 6) объясняется, по-видимому, взаимодействием расплава с терригенным материалом субстрата. Близкие изотопные составы габброидов и тоналитов (+ плагиогранитов) и модельные неодимовые возрасты 0.69-0.57 млрд. лет, которые несколько древнее геохронологического и геологического возрастов, позволяют предполагать, что источником магмы могли быть базальты юной мафической коры, представленной вулканитами островодужного комплекса, а также андерплейтинг (продукт кристаллизации мантийной магмы на границе кора-мантия).

Тоналиты и плагиограниты плутона и тоналит-порфиры малых интрузий характеризуются низкими содержаниями Y и Yb, высокими отношениями Sr/Y и $(La/Yb)_n$, крутым наклоном спектров REE и отсутствием Eu аномалии (рис. 3, з, д). Согласно этим характеристикам, материнская магма тоналитов и плагиогранитов плутона и тоналит-порфиров малых интрузий находилась в равновесии с амфиболом и гранатом (при доминировании амфибола и отсутствии плагиоклаза), что согласно экспериментальным исследованиям [Rapp, Watson, 1995; Туркина, 2000; Martin et al., 2005], возможно при давлении не менее 10-12 кбар, соответствующем низам утолщенной коры.

Диоритовая магма. Амфиболовые диориты генетически не связаны напрямую с габброидами плутона. Это хорошо иллюстрируют диаграммы $SiO_2 - K_2O$ (рис. 2, а) и $La - La/Yb$ (рис. 7, а). На диаграмме $SiO_2 - K_2O$ (рис. 2, а) содержание K_2O в амфиболовых диоритах (а также тоналитах и плагиогранитах), в отличие от пироксен-амфиболовых диоритов уменьшается при росте SiO_2 . Некоторое повышение K_2O с ростом SiO_2 в тоналитах свидетельствует о влиянии процесса фракционирования, что также подтверждается расположением фигуративных точек тоналитов на диаграмме $La - La/Yb$ (рис. 7, а) вдоль тренда фракционной кристаллизации. Точки составов амфиболовых диоритов на диаграмме $La - La/Yb$ (рис. 7, а) выходят за пределы поля габбро и ассоциирующих с ними пироксен-амфиболовых диоритов. Согласно этим данным, магма, из которой кристаллизовались амфиболовые диориты, не может быть

дифференциатом базальтовой магмы, материнской для габбро и пироксен-амфиболовых диоритов.

Петрогеохимические и изотопные характеристики габбро, амфиболовых диоритов и тоналитов (рис. 3, а, в, г; 6) близки. Все это предполагает формирование амфиболовых диоритов вследствие смешения базальтовой и тоналитовой (плагиогранитной) магм. Такое предположение подтверждается широким распространением включений мелкозернистых мафических образований в амфиболовых диоритах и тоналитах. Эти образования обычно округлые, размером до 3 см. Встречаются также включения неправильной и прожилкообразной формы. Контакты включений с вмещающей породой как резкие, так и постепенные. Подобные включения обычно отмечаются при смешении мафической и кислой магм.

О взаимодействии (взаимопроникновении вещества) мафической и кислой магм свидетельствуют также отмечаемые в шлифах роговообманковых диоритов и тоналитов сложнзональные кристаллы плагиоклаза округлой формы, а также “глазки” кварца с оторочкой, сложенной игольчатыми амфиболом и апатитом. Глазки кварца с амфиболовой оторочкой отмечены в гранитоидах разных регионов мира и рассматриваются, как магматическая структура, свидетельствующая о гибридизации магм. Исследователи считают, что кварц из кислой магмы вступает в реакцию с жидкой фазой мафической магмы, что способствует кристаллизации оторочки с мелкозернистым амфиболом [Hibbard, 1991; Renna et al., 2006 и др.]. Сложнзональные кристаллы плагиоклаза интерпретируются, как доказательство миграции кристаллов плагиоклаза между расплавами, отвечающими смешению с разным соотношением мафической и кислой магм при их кристаллизации [Janoušek et al., 2004; Słaby, Martin, 2008 и др.].

Смешение мафической и кислой магм иллюстрируется положением фигуративных точек составов магматитов на бинарных диаграммах отношений пороодообразующих оксидов (рис. 8, а, б). Точки составов пород на 4-х компонентных диаграммах образуют гиперболическую последовательность и интерпретируются, как смешение двух конечных составов [Chen et al., 2009].

Кварцевые диорит-порфириды малых интрузий по петрогеохимическим характеристикам близки к амфиболовым диоритам плутона. Интервалы содержаний оксидов в этих породах перекрываются (рис. 4, а, б). Аналогичны их спектры REE и микроэлементов (рис. 3, в, д). На бинарной диаграмме отношений пороодообразующих оксидов (рис. 8, б) точки составов кварцевых диорит-порфиритов следуют, как и точки

амфиболовых диоритов, вдоль гиперболической кривой, что свидетельствует о смешении мафической и кислой магм. В амфиболовых диоритах и кварцевых диорит-порфиритах относительно тоналитов, плагиогранитов и тоналит-порфиров повышенные содержания Y и Yb. В диоритовых породах содержания Y и Yb соответственно составляют: 10.6-8.1 и 1.10-0.71 г/т, тогда как в тоналитовых породах (+плагиогранитах) преобладают значения $Y \leq 7.3$ и $Yb \leq 0.62$ г/т. Значения $(La/Yb)_n < 10$ преобладают в диоритовых породах и > 10 в тоналитовых породах (+плагиогранитах), при этом отношение $(Ho/Yb)_n$ уменьшается от 1.2-1.1 до 1.1-0.9. Отношение Sr/Y в этих группах пород составляют соответственно 92-43 и 185-40 (при доминировании значений ≥ 100). Такие геохимические параметры позволяют предполагать смешение магм в области стабильности амфибола + граната (при давлении около 10 кбар), но на более высоком глубинном уровне относительно очагов исходных магм.

Результаты проведенных исследований позволяют предполагать, что формирование магматитов Аксугской РМС вызвано неоднократным поступлением базальтовой магмы в кору. При этом выделяются следующие механизмы формирования магм: 1 – кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы, 2 – плавление юной мафической коры (островодужного комплекса), 3 – смешение базальтовой и кислой магм. По модели [Annen et al., 2006; Richards, 2011] при внедрении в кору базальтовая магма размещается преимущественно на границе кора-мантия, а коровые выплавки и производные их смешения эволюционируют во внутрикоровых очагах. Это объясняет доминирование кислых и средних магматитов в составе плутона и малых интрузий месторождения Аксуг.

Формирование диоритовой магмы вследствие кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы происходило в малоглубинных коровых очагах. Согласно геохимическим характеристикам магматитов и экспериментальным данным по плавлению metabазальтов [Rapp, Watson, 1995; Zhang et al., 2013] тоналитовая/плагиогранитная магмы формировались вследствие плавления субстрата в низах коры при давлении не ниже 10 кбар (на глубине около 30 км). В менее глубинных коровых очагах ($8 \leq P \leq 10$ кбар) имело место смешение базальтовой и тоналитовой/плагиогранитной магм.

Источники металлов

Для выяснения источников рудных элементов использованы изотопные составы Pb сульфидов (халькопирита, молибденита, пирита) и плагиоклаза магматитов

меторождения Аксуг. Изотопные составы Pb сульфидов и плагиоклаза тоналит-порфира варьируют в узком диапазоне (Таблица 4, дополнительный материал). Их фигуративные точки (рис. 5) лежат вблизи изотопного состава Pb метасоматизированной мантии. Исследователями Cu-Мо-порфировых месторождений [Audétat, Pettke, 2006; Richards, 2011] метасоматизированная мантия рассматривается в качестве первичного источника металлов. Продукт плавления метасоматизированной мантии (гидратированная базальтовая магма), обогащенный летучими, транспортирует металлы в кору [Keith et al., 1997; Richards, 2011]. Часть из них сохраняется в закристаллизовавшейся магме (андерплейтинге) на границе кора-мантия при приостановке движения вследствие изменения физико-химических свойств расплава в новых условиях [Annen et al, 2006]. Другая часть транспортируется вместе с движущейся вверх эволюционирующей базальтовой магмой на фоне кристаллизационной дифференциации и смешения с коровыми выплавками.

В плагиоклазах габбро хойтоокинского комплекса и особенно тоналита Аксугского плутона повышена роль радиогенного Pb. Изотопные отношения свинца этих пород близки таковым источника типа “ороген” (смешанного мантийно-корового) (Рис. 5) [Zartman, Doe, 1981]. Близкие изотопные составы Pb рудных минералов и плагиоклаза тоналит-порфира свидетельствуют о связи рудоносных флюидов с гранитоидной магмой малых интрузий и доминировании в них мантийного Pb.

Изотопный состав серы сульфидов, близкий к метеоритному стандарту ($\delta^{34}\text{S}$ пирита = 1-1.7 ‰, $\delta^{34}\text{S}$ халькопирита = 0.7-(-1.8) ‰, $\delta^{34}\text{S}$ молибденита = 2.5-3.2 ‰) [Сотников и др., 2004] подтверждает ее мантийный источник.

О мантийном источнике рудных элементов месторождения Аксуг свидетельствуют также повышенные концентрации элементов платиновой группы в рудах. Для Cu-порфировых месторождений с повышенными содержаниями Au, Pt, Pd, содержащих теллуридную минерализацию, предполагается, что Pt и Pd транспортируются из метасоматизированной литосферной мантии теллуридными расплавами, а Cu и Au – силикатными [Holwell et al., 2019].

Вторым источником металлов Аксугской РМС является юная мафическая кора (продукт плавления метасоматизированной мантии), представленная магматитами островодужного комплекса. Обогащение медью вулканитов островной дуги подтверждается проявлением в них на территории Аксугского и прилегающих районов медной минерализации (рудопроявление Красная горка и др.) [Попов и др., 1988]. Тоналитовый расплав, формировавшийся вследствие плавления metabазальтов

островной дуги в низах коры при давлении не ниже 10 кбар (на глубине около 30 км), наследовал особенности их состава. Согласно современным представлениям [Richards, 2011 и др.], источником летучих и металлов для постсубдукционных месторождений, к каковым относится Аксуг, являются кумуляты амфибола и обогащенные Cu и Mo сульфиды в низах коры, кристаллизовавшиеся в процессе фракционирования и эволюции расплавов островной дуги. При плавлении такого источника, вызванном изменением геодинамического режима, образующийся гранитоидный расплав мобилизует летучие и металлы источника и транспортирует их на верхние горизонты коры.

РОЛЬ МАГМАТИЗМА ОТДЕЛЬНЫХ ЭТАПОВ В РАЗВИТИИ РУДНОГО ПОТЕНЦИАЛА МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Исследователи по-разному оценивают роль плутоногенного магматизма и малых интрузий в формировании Cu-Mo-порфировых месторождений. Одни связывают оруденение с малыми интрузиями (игнорируя при этом роль плутоногенного магматизма), другие придерживаются противоположной точки зрения [Покалов, 1992].

Магматические образования двух этапов развития магматизма на месторождении Аксуг представлены непрерывным рядом пород, варьирующих по составу от габброидов до тоналитов и плагиогранитов. Петрогеохимические характеристики однотипных пород разных этапов магматизма близки, что свидетельствует об общности их источников и единой направленности в эволюции магм. С разными этапами магматизма ассоциируют однотипные гидротермальные изменения, а также рудная (существенно медная) минерализация. Однако, с первым этапом связано развитие бедной минерализации, а со вторым – крупномасштабное оруденение.

Малые интрузии не являются продолжением плутоногенного магматизма. Они отвечают развитию автономного процесса, проявившегося в изменившейся геологической (геодинамической) обстановке. Энергетически малые интрузии самостоятельно не могут обеспечить столь крупномасштабное проявление гидротермального изменения и ассоциирующего с ним оруденения [Сотников и др., 1988]. Для этого необходимо поступление вместе с магмой большого объема флюида с нижних горизонтов [Сотников и др., 1988; Keith et al., 1993], что возможно только в условиях растяжения [Keith et al. 1997]. Аксугский плутон сформировался при аккреции в условиях сжатия, благоприятных для эволюции расплавов во внутрикоровых камерах, представляющих относительно закрытую систему, в которой металлы

концентрировались в минералах и межзерновом флюиде. Условия растяжения на втором этапе развития системы способствовали быстрому подъему гидратированных базальтовой и тоналитовой магм. Такой процесс сопровождается насыщением расплавов флюидами, их отделением с экстрагированием металлов. Физико-химические свойства позволяли тоналитовым расплавам достигать уровня их размещения и развития оруденения. Насыщение гидратированного базальтового расплава флюидом достигается на глубине около 30 км [Hedenquist, Lowenstern, 1994]. Мигрируя на верхние горизонты, флюиды взаимодействуют с тоналитовыми расплавами, обогащая их летучими и металлами.

При эволюции магм металлы перераспределяются между расплавом, минералами (титаномагнетит, магнетит, амфибол, пироксен, биотит) и водным флюидом [Рябчиков и др., 1980, 1981; Candela, Holland, 1984; Keppler, Wyllie, 1991]. К благоприятным для концентрирования флюидных компонентов и металлов относятся зоны, обогащенные амфиболом, образованные при кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в нижней-средней коре. Предполагается, что эти амфиболовые кумуляты могут содержать небольшое количество сульфидов и при воздействии поздних расплавов и/или флюидов металлы из сульфидов и темноцветных минералов будут выносятся и вовлекаться в поздний магматический процесс [Richards, 2011]. Считается, что дегидратация амфиболов из зон амфиболизации является дополнительным источником воды, необходимой для формирования продуктивных расплавов и гидротермальных флюидов на уровне средней-нижней коры [Davidson et al., 2007].

С этапом становления плутона (и островодужного комплекса) связано формирование андерплейтинга и зон, обогащенных амфиболом, образующимся при кристаллизационной дифференциации базальтовой и гранитоидной магм в коровых промежуточных камерах. Андерплейтинг и зоны амфиболизации, ассоциирующие с плутоном, – потенциальные коровые источники металлов и летучих, которые вовлекаются в магматический процесс на этапе формирования малых интрузий. В этот процесс вовлекается также рассеянная минерализация, связанная со становлением плутона. Все сказанное предполагает важную роль плутоногенного магматизма в транспортировке металлов из мантии в кору и концентрировании их в продуктах кристаллизации базальтовой и гранитоидной магм, из которых они мобилизуются при внедрении малых интрузий. Взаимодействие расплавов и флюидов малых интрузий с породами плутона способствовало концентрированию металлов до уровня,

достаточного для формирования богатого оруденения. Таким образом, плутоногенный магматизм на Аксуге, как и на других Cu-Mo-порфировых месторождениях, вносит существенный вклад в развитие рудного потенциала малых интрузий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Плутон и малые интрузии месторождения Аксуг сформировались на аккреционном этапе развития Тувинской островной дуги в условиях сжатия и растяжения, соответственно. Интрузивные тела сложены породами габброидной и гранитоидной ассоциаций с близкими петрогеохимическими характеристиками однотипных пород. В качестве источника габброидов рассматривается обогащенная металлами и летучими метасоматизированная мантия. В процессе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы сформировались ассоциирующие с габброидами пироксен-амфиболовые диориты/кварцевые диориты. Гранитоидная ассоциация включает амфиболовые диориты/кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты плутона и кварцевые диорит-порфиры и тоналит-порфиры малых интрузий. Образование тоналитовой и плагиогранитной магм произошло вследствие частичного плавления юной мафической коры (магматитов островодужного комплекса), а диоритовой магмы вследствие смешения базальтовой и тоналитовой (+ плагиогранитной) магм.

Источниками металлов и летучих Аксугской РМС являются метасоматизированная мантия и юная мафическая кора, из которых базальтовая и тоналитовая магмы транспортировали их на верхние горизонты. Эволюция магм в условиях коры сопровождалась мобилизацией, перераспределением и концентрированием металлов с последующим выносом их флюидами в зону рудоотложения.

Условия сжатия при становлении плутона препятствовали отделению флюидов, вследствие чего с ним ассоциирует бедная рудная минерализация. Условия растяжения при внедрении малых интрузий способствовали быстрому подъему магмы и флюидов с нижних горизонтов до уровня их размещения и проявления крупномасштабного оруденения. При этом металлы из вмещающих пород плутона вовлекались в магматический процесс, что способствовало существенному росту рудного потенциала на поздней стадии развития магматической системы.

Авторы выражают благодарность А.С. Борисенко за советы при подготовке статьи. Конструктивные замечания рецензента Р.А. Шелепаева и анонимного

рецензента позволили авторам улучшить структуру и текст статьи. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00921).

Литература

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63–81.

Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. Cu-Mo-порфировое месторождение Аксут (Северо-Восточная Тува): хронология процессов магматизма и рудообразования (U-Pb, Re-Os изотопные данные), металлогенические следствия // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (9), с. 1330-1349.

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.Н., Сотников В.И., Эконому-Элипоулос М., Элипоулос Д.Г. Первая находка меренскита (Pd,Pt)Te₂ в рудах Cu-Mo-порфировых месторождений России // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (8), с. 848-851,

Берзина А.П., Сотников В.И. Особенности формирования Cu-Mo-порфирового магматического центра Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия) в области влияния пермо-триасового плюма // Геология и геофизика, 2007, т. 48, №2, с.185-203.

Берзина А.П., Сотников В.И., Берзина А.Н., Гимон В.О. Геохимическая специфика Cu-Mo-порфировых магматических центров разных циклов развития Центрально-Азиатского подвижного пояса // Геохимия, 1999, № 11, с. 1151-1164.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 1, с. 91-108.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск, Объяснительная записка. Санкт-Петербург. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 652 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Восточно-Саянская серия. Лист N-47-XIX (Ак-Суг). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013, 214 с.

Добрянский Г.И., Сотников В.И., Берзина А.Н., Яровой С.А. Особенности магматизма Аксутского медно-молибденового месторождения // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы: Сб. науч. тр. - Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1992, с. 49-62.

Кужугет Р.В., Хертек А.К., Лебедев В.И., Забелин В.И. Особенности состава самородного золота в рудных ассоциациях Ак-Сугского золотомедно-молибден-порфирового месторождения, Восточная Тува // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2015, №2 (22), с. 63-74.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 1, с. 45-57.

Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1992, 288 с.

Попов В.С., Кудрявцев Ю.К., Алтухов Е.Н., Забелин В.И., Добрянский Г.И. Геологическая позиция медно- и молибден-порфирового оруденения Алтае-Саянской складчатой области // Геология рудных месторождений, 1988, т. 30 (3), с. 84-89.

Проект освоения Ак-Сугского месторождения. Предварительная экологическая и социальная оценка. Подготовлено для компании ООО “Голевская ГРК” компанией Geological Mining Consulting (ООО “Джеолоджикал Майнинг Консалтинг”). 2019. 50 с. <https://docplayer.ru/141567797-Predvaritelnaya-ekologicheskaya-i-socialnaya-ocenka.html>.

Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Ефимов А.С., Каленчук Г.Е. Медь в системе гранит-флюид // Геохимия, 1980, № 12, с. 1320-1326.

Рябчиков И.Д., Рехарский В.И., Кудрин А.В. Мобилизация молибдена флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов // Геохимия, 1981, № 12, с. 1243-1246.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Перцева А.П., Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Эволюция изотопов серы в Cu-Mo-порфировых рудно-магматических системах Сибири и Монголии // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 8, с. 963-974.

Сотников В.И., Берзина А.Н., Экономоу-Элиопоулос М., Элиопоулос Д.Г. Платина и палладий в рудах медно-молибден-порфировых месторождений Сибири и Монголии // Докл. РАН, 2001, 378, N 5, 663-667.

Сотников В.И., Берзина А.Н. Режим хлора и фтора в медно-молибденовых рудно-магматических системах / СО РАН, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Науч. ред. В.Н. Шарапов. Новосибирск, 1993, 132 с.

Сотников В.И., Берзина А.П., Калинин А.С. Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, Наука, 1988, с. 232-240.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-грандьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, т. 38 (7), с. 704-717.

Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2003, т. 389, № 3, с. 354-359.

Audéat A., Pettke T. Evolution of a porphyry-Cu mineralized magma system at Santa Rita, New Mexico (USA), *Journal of Petrology*, 2006, vol. 47, p. 2021-2046.

Annen C., Blundy J.D., Sparks R.S.J. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 2006, vol. 47, no. 3, pp. 505-539.

Berzina A.N, Sotnikov V.I, Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G. Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu-Mo and Mo-Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia // *Ore Geol. Rev.*, 2005 v. 26, no 1-2, p. 91-113.

Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages of molybdenite from porphyry Cu-Mo 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.

Candela P.A. Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis // *Reviews in Economic Geology*, vol.4 Ore deposition associated with magmas / Eds. J.A. Whitney and A.J. Naldrett, 1989, p. 223-233.

Candela P.A., Holland H.D. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 373-380.

Chen L., Ma C., She Z., Mason R., Zhang J., Zhang C. Petrogenesis and tectonic implications of A-type granites in the Dabie orogenic belt, China: Geochronological and geochemical constraints // *Geological Magazine*, 2009, v. 146, № 5, p. 638-651.

Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. Amphibole “sponge” in arc crust? // *Geology*, 2007, v. 35 (9), p. 787-790.

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.

Hedenquist J.W., Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // *Nature*, 1994, v. 370, p. 519-527.

Hibbard, M.J. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems // *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology* / Eds. Didier J., Barbarin B. Elsevier, Amsterdam, 1991, v. 13, p. 431-444.

Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier-Pergamon, Oxford, 2005, v.2, pp. 61-101.

Holwell D.A., Fiorentini M., McDonald I., Lu Y., Giuliani A., Smith D.J., Keith M., Locmelis M. A metasomatized lithospheric mantle control on the metallogenic signature of post-subduction magmatism // *Nat. Commun.* 106 3511 (2019).

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, № 2, p. 137-150.

Janoušek V., Braithwaite C.J.R., Bowes D.R., Gerdes A., Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sazava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 67-99.

Keith J.D., Christiansen E.H., Carten R.B. The genesis of giant porphyry molybdenum deposits // *Giant ore deposits* / Eds. B.H. Whiting, C.J. Hodgson, R. Mason. Soc. Econ. Geologists, Spec. Publ. № 2, 1993, p. 232-240.

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 // *Journal of Petrology*, 1997, v. 38 (12), p. 1679-1690.

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* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier-Pergamon, Oxford, 2007, v. 3, pp. 593-659.

Keppeler H., Wyllie P.J. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the system haplogranite-H₂O-HCl and haplogranite-H₂O-HF // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 109, p. 139-150.

Krymsky R.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M., Estumano G.S. Uranium-lead dating method at the Pará-Iso isotope geology laboratory, UFPA, Brazil // *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 2007, v. 97, № 1, p. 115-128.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1-24.

McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995, v. 120 (3-4), p. 223-253.

Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. Paragenesis and Re-Os molybdenite age of Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation // *Economic Geology*, 2017, v. 112 (4), p. 1021-1028.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891-931.

Renna M.R., Tribuzio R., Tiepolo M. Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro-granite association of Ota (Corsica-Sardinia batholith) // *Lithos*, 2006, v.90 (1), p. 92-110.

Richards J.P. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geol. Rev.*, 2011, v. 40, p. 1-26.

Slaby E., Martin H. Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze pluton (Sudetes, Bohemian massif) // *Journal of Petrology*, 2008, v. 49 (2), p. 353-391.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247-263.

Titely S.R., Beane R.E. Porphyry copper deposits. Part 1. Geological settings, petrology, and tectogenesis // *Econ. Geol.*, 1981, 75th anniversary vol., p. 214-235.

Wang Q. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology* // 2005 v. 47, № 1, p. 119-144.

Wang H., Fu B., Xu Z., Lu X., Lu J., Li H., Qu W., Yang X., Chen W., Zhang J. Geology, geochemistry, and geochronology of the Wangjiazhuang porphyry-breccia Cu(-Mo) deposit in the Zouping volcanic basin, eastern North China Block // *Ore Geol. Rev.*, 2015, v. 67, p. 336-353.

Zhang C., Holtz F., Koepke J., Wolff P.E., Ma C., Bédard J.H. Constraints from experimental melting of amphibolite on the depth of formation of garnet-rich restites, and implications for models of Early Archean crustal growth // *Precambrian Research*, 2013, v. 231, p. 206-217.

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 Qulong, Tibet // *Ore Geol. Rev.*, 2009, v. 36 (1-3), 133-159.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75, №. 1-2, p. 135-162.

Рис. 1. Геологическая схема Северо-Восточной Тувы (с упрощением) по [Государственная..., 2012] (а) и схема Cu-Мо-порфирового месторождения Аксуг с упрощением по [Добрянский и др., 1992] (б).

а – стратифицированные образования: 1 – терригенные образования атакшильской свиты (D_2), 2 – вулканогенно-осадочные образования кендейской свиты ($D_1:O_3$), 3 – вулканогенно-осадочные образования хамсаринской свиты (E_1), 4 – метаморфические породы билинской свиты (RF_3); интрузивные образования: 5 – бреньский комплекс сиенит-граносиенит-гранитовый ($D_1:O_3$), 6 – таннуольский комплекс гранодиорит-плагиогранитовый (E_2), 7 – аксугский комплекс габбро-плагиогранит-диоритовый (E_{1-2}), 8 – хойтоокинский комплекс пироксенит-габбровый (E_{1-2}); 9 – тектонические нарушения, 10 – местоположение месторождения Аксуг.

б – 1 – четвертичные отложения, 2 – терригенные отложения (D_2), 3 – дайки гранодиоритов, лейкогранитов, аплитов, 4 – тоналит-порфиры, 5 – дайки габбродиорит-, диорит-, кварцевых диорит-порфиритов, 6 – дайки плагиогранитов, 7 – тоналиты, 8 – роговообманковые диориты/кварцевые диориты, 9 – пироксен-роговообманковые диориты/кварцевые диориты, 10 – габбро, габбродиориты; 11 – тектонические нарушения.

Рис. 2. Составы магматических пород месторождения Аксуг на диаграмме SiO_2-K_2O .

а – породы Аксугского плутона и хойтоокинского комплекса: 1 – габбро хойтоокинского комплекса; 2–3 – габброидная ассоциация Аксугского плутона (2 – габбро, габбродиориты, 3 – пироксен-амфиболовые диориты/кварцевые диориты); 4–6 – гранитоидная ассоциация Аксугского плутона (4 – амфиболовые диориты/кварцевые диориты, 5 – тоналиты, 6 – плагиограниты).

б – породы малых интрузий: 1–2 габброидная ассоциация (1 – габбродиорит-порфирит, 2 – диорит-порфирит); 3–4 гранитоидная ассоциация (3 – кварцевые диорит-порфириты, 4 – тоналит-порфиры).

Границы полей магматических серий приведены в соответствии с [Rickwood, 1989]: I – толеитовая, II – известково-щелочная, III – высоко-К известково-щелочная, IV – шощонитовая. Содержания оксидов (мас. %) пересчитаны на 100 % сухого остатка.

Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных элементов и микроэлементов в магматических породах месторождения Аксуг.

а – габброиды Аксугского плутона и хойтоокинского комплекса, б – пироксен-амфиболовые диориты Аксугского плутона, в – амфиболовые диориты Аксугского плутона, г – тоналиты и плагиограниты Аксугского плутона, д – кварцевые диорит-порфириты и тоналит-порфиры малых интрузий.

Номера проб соответствуют приведенным в тексте и в табл. 1 (дополнительный материал). Содержания REE и микроэлементов нормированы по хондриту и примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Рис. 4. Диаграммы SiO_2 – петрогенные оксиды для магматических пород месторождения Аксуг.

а – породы Аксугского плутона и хойтоокинского комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 2 а

б – породы малых интрузий. Усл. обозн. см. на рис. 2 б.

Содержания оксидов (мас. %) пересчитаны на 100 % сухого остатка.

Рис. 5. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для плагиоклазов и сульфидов месторождения Аксуг.

1-3 – плагиоклазы из: 1 – габбро (хойтоокинский комплекс), 2 – тоналита (Аксугский плутон), 3 – тоналит-порфира (малые интрузии); 4-6 – сульфиды: 4 – молибденит, 5 – халькопирит, 6 – пирит. ДМ – деплетированная мантия [Hofmann, 2005], ММ – метасоматизированная мантия [Kelemen et al., 2007]; ОР – ороген, ВК – верхняя кора [Zartman, Doe, 1981].

Рис. 6. Изотопные составы магматических пород месторождения Аксуг на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(500)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{500}$.

Усл. обозн. см. на рис. 2 а, б. Номера проб соответствуют приведенным в тексте и табл. 2, 3 (дополнительный материал). ϵ_{Nd} и первичные изотопные отношения Sr рассчитаны на возраст 500 млн. лет (по данным U-Pb датирования циркона [Берзина и др., 2019]). ДМ – деплетированная мантия [Goldstein, Jacobsen, 1988], BSE – силикатная Земля в целом [Jacobsen, Wasserburg, 1984].

Рис. 7. Диаграмма La–La/Yb для магматических пород месторождения Аксуг.

а – породы Аксугского плутона и хойтоокинского комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 2, а.

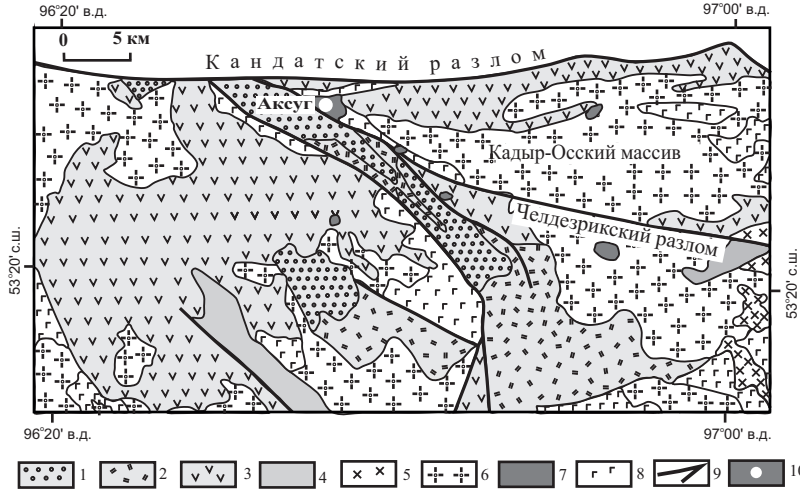
б – породы малых интрузий. Усл. обозн. см. на рис. 2, б.

Рис. 8. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}-\text{FeO}_t/\text{SiO}_2$ для магматических пород месторождения Аксуг.

а – породы Аксугского плутона и хойтоокинского комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 2, а.

б – породы малых интрузий. Усл. обозн. см. на рис. 2, б.

а



б

