

РОЛЬ ПЛЮМОВ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ,
МАГМАТИЗМЕ И ОРУДЕНЕНИИ

УДК 552.3+550.42+553.43

СОРСКОЕ Cu-Mo-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (*Кузнецкий Алатау*):
МАГМАТИЗМ, ВЛИЯНИЕ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА
НА РАЗВИТИЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

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

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

В пределах Сорского Cu-Mo-порфирового месторождения выделяются плутоногенный, порфировый (рудноносный) и дайковый комплексы, формировавшиеся от ордовика до девона соответственно на коллизионном, постколлизионном и рифтогенном этапах развития региона. Магматизм месторождения проявился синхронно с внутриплитным, широко распространенным в пределах Кузнецкого Алатау и инициированным Алтае-Саянским мантийным плюмом. По структурному положению и геохимическим характеристикам дайковый комплекс месторождения сопоставляется с внутриплитными образованиями прилегающих районов. Становлению дайкового комплекса предшествовало развитие Сорской рудно-магматической системы, включающей близкие по геохимическим характеристикам и металлогенической специализации плутоногенный и порфировый комплексы.

Согласно моделям взаимосвязи мантийных плюмов и рудно-магматических систем, развитие плутоногенного и порфирового комплексов Сорского месторождения соответствует этапу теплового воздействия плюма на литосферу, вызывающего ее плавление и как следствие проявление известково-щелочного магматизма. При перестройке геодинамического режима от коллизионного и постколлизионного к рифтогенному создавались условия для продвижения на верхние горизонты плюмовых расплавов, принимавших участие в формировании внутриплитных образований, в частности, дайкового комплекса Сорского месторождения.

Сорское Cu-Mo-порфировое месторождение, рудномагматические системы, мантийный плюм, геохимия базальтоидного и гранитоидного магматизма, Sr-Nd-Pb изотопия магматических пород, источники базальтоидной и гранитоидной магм, субдукционные флюиды, Кузнецкий Алатау.

THE SORA PORPHYRY Cu-Mo DEPOSIT (*Kuznetsk Alatau*): MAGMATISM AND EFFECT
OF MANTLE PLUME ON THE DEVELOPMENT OF ORE-MAGMATIC SYSTEM

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

Several complexes are recognized within the Sora porphyry Cu-Mo deposit: plutogenic, porphyry (ore-bearing), and dike. They formed since Ordovician till Devonian at the collision, postcollisional, and rift stages of the regional evolution, respectively. Magmatism was manifested at the deposit synchronously with intraplate magmatism, which was widespread within Kuznetsk Alatau and was initiated by the Altai-Sayan mantle plume. In structural position and geochemical characteristics the dike complex is similar to the intraplate complexes in adjacent regions. It formed after the development of the Sora ore-magmatic system including the plutogenic and porphyry complexes with similar geochemistry and metallogeny.

According to the models for the relationship of mantle plumes with ore-magmatic systems, the plutogenic and porphyry complexes of the Sora deposit developed at the stage of the thermal plume effect on lithosphere, which caused its melting and, as a result, calc-alkalic magmatism. A change of the collision and postcollisional geodynamic regime by the rift one favored the ascent of plume melts, which then participated in the formation of intraplate structures, in particular, the dike complex of the Sora deposit.

Sora porphyry Cu-Mo deposit, ore-magmatic systems, mantle plume, geochemistry of basaltoid and granitoid magmatism, Sr-Nd-Pb isotopy of igneous rocks, sources of basaltic and granitic magmas, subduction fluids, Kuznetsk Alatau

ВВЕДЕНИЕ

Активно развивающаяся в последние годы парадигма мантийных плюмов (горячих точек) затронула почти все разделы наук о Земле, включая металлогению. Показателен в этом отношении интерес к магматическим PGE и Cu-Ni месторождениям, связь которых с мантийными плюмами интерпретируется как прямая (генетическая). С плюмовой активностью пространственно и во времени ассоциируют месторождения и других типов. Cu-Мо-порфиновые месторождения известны в ареалах Сибирского (пермотриасового) [Добрецов и др., 2001; Берзина, Борисенко, 2008], Исландского [Jensen, 1998], Йеллоустоунского [Orpliger et al., 1997] и Таримского плюмов [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010]. Связь Cu-Мо-порфиновых месторождений с мантийными плюмами признается как косвенная (парагенетическая) [Pirajno, 2000].

Особенности развития Cu-Мо-порфинового магматизма в ареалах мантийных плюмов позволяют говорить о разнообразном характере их связи. Наиболее близко по времени с внутриплитным магматизмом формировалось Мо-порфиговое месторождение Фламмефельд (Восточная Гренландия). Оруденение ассоциирует с порфировым комплексом (40 млн лет), завершившим становление щелочно-салического массива Кангерлуссуак (50 млн лет), синхронного с габброидами Кэп Эдвард Хольм и Скайергаард [Tegner et al., 1998; Brooks et al., 2004]. На время 50—47 млн лет назад район Кангерлуссуак находился над Исландским протоплюмом [Tegner et al., 1998] в центре ареала его воздействия на литосферу. При формировании массива Кангерлуссуак расплав поступал из стратифицированного очага с магмой щелочно-базальтоидного до фонолитового состава, эволюционировавшего в процессе кристаллизационной дифференциации и ассимиляции корового материала до насыщенного и пересыщенного кремнеземом [Riishuus et al., 2006]. В целом геологические данные позволяют предполагать, что рудоносный магматизм проявился на фоне взаимодействия плюмового магматизма с нижней корой. От центра ареала Исландского плюма к периферии магматизм с Мо-порфировым оруденением омолаживается (по-видимому, в связи с его растеканием вдоль границы с литосферой). На месторождении Мальмбьерг, ассоциирующем с щелочно-салическим массивом Вернер Бьерге, возраст сиенитов 30, рудоносных гранитов 25.7, молибденита 25.8 млн лет [Brooks et al., 2004].

Согласно [Orpliger et al., 1987; Murphy, 1998] развитие Cu-Мо-порфинового оруденения в штате Невада и ближайшем окружении связано с прохождением Северо-Американской плиты над Йеллоустоунским протоплюмом. В интервале 55—15 млн лет площадь штата находилась над плюмом. В развитии магматизма выделяются два этапа: ранний известково-щелочной повышенной щелочности (45—35 млн лет) и поздний бимодальный (20—15 млн лет). Медно-молибден-порфиговое оруденение ассоциирует с известково-щелочным магматизмом, предшествовавшим бимодальному. Предполагается, что выплавление известково-щелочной магмы соответствует инкубационному этапу развития плюма, на котором его производные вызывают плавление литосферы, но энергетически не способны ее прорвать. С проявлением бимодального магматизма (20 млн лет по настоящее время) ассоциирует Au-Ag эпitherмальное оруденение [Orpliger et al., 1997; Saunders et al., 2008], а также Мо-порфировые месторождения типа Клаймекс [Saunders et al., 2008]. В качестве источника металлов (в том числе и Мо) рассматривается базальтоидная мама.

В плане проблемы связи Cu-Мо-порфиновых месторождений и мантийных плюмов представляет интерес выявленная в последние годы приуроченность богатых Cu-Мо-порфиновых провинций к зонам пересечения континентальных окраин Тихого и Индийского океанов с асейсмическими океаническими хребтами и зонами симаунтов [Cooke et al., 2005], интерпретируемыми как производные внутриплитного (плюмового) магматизма. Выявлена корреляция возраста Cu-Мо-порфинового оруденения Перу и Чили и времени поглощения хребтов Наска и Хуан Фернандес в субдукционном трое [Rosenbaum et al., 2005]. Согласно [Reich et al., 2003], протолитом рудоносных порфиров Cu-Мо месторождения-гиганта Лос Пеламбрес (Чили) могли быть породы океанического хр. Хуан Фернандес, переработанные в зоне субдукции. Вышесказанное позволяет предполагать первичный плюмовый источник рудного вещества и его концентрирование при вовлечении в зону субдукции продуктов плюмового магматизма.

В Центрально-Азиатском орогенном поясе Cu-Мо-порфиговое оруденение приурочено к ареалам Сибирского (пермотриасового) и Алтае-Саянского (раннесреднепалеозойского) плюмов. В северной части ареала Сибирского плюма Cu-Мо-порфиговое оруденение ассоциирует с субщелочными гранитоидами двух типов: дифференциатов щелочно-основной магмы и продуктов кристаллизации гибридной магмы с участием мантийной и нижнекоровой компоненты [Добрецов, 2003]. В центре ареала плюмового магматизма (Норильский район) распространены гранитоиды первого типа. Гранитоиды второго типа прослеживаются на его периферии (Таймырская орогенная область). В южной части ареала расположена Северо-Монгольская Cu-Мо-порфировая рудная провинция, включающая крупное месторождение Эрдэнэтуин-Обо и ряд мелких месторождений и рудопроявлений. Оруденение генетически связано с известково-щелочным магматизмом повышенной щелочности, синхронным с бимодальным магматизмом Северной Монголии. Предполагается, что развитие многоэтапного рудопродуктивного известково-

щелочного магматизма Эрдэнэтуин-Обо, завершившегося формированием месторождения, обусловлено тепловым воздействием плюма на литосферу [Берзина, Сотников, 2007]. Роль мантийного плюма как источника тепла без заметного вклада плюмовой компоненты в магмообразование отмечали, в частности, китайские исследователи. Согласно [Zhao et al., 2007], тепловой поток в ареале Тихоокеанского суперплюма вызвал массовое плавление литосферы и, как следствие, широкомасштабное проявление ранне-мелового гранитоидного магматизма в орогенной области Деби (Китай).

При изучении магматизма в ареалах мантийных плюмов исследователи отмечали развитие гранитоидов, формировавшихся при петрологических процессах с разным участием плюмовой компоненты. Так, в ареале Эмейшаньского плюма выделяются три типа гранитоидов, представленных производными: 1) кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, 2) частичного плавления мафических пород андерплейтинга (наиболее ранних образований эмейшаньского магматизма на границе кора—мантия), 3) плавления пород фундамента [Shellnutt, Zhou, 2007]. Отмечается существенная роль плюмовой компоненты в формировании гранитоидов первых двух типов и несущественная в развитии гранитоидов третьего типа.

В ареале Алтае-Саянского плюма локализованы Cu-Mo-порфиновые месторождения одноименной складчатой области. В настоящей статье рассматривается Сорское месторождение, расположенное в Кузнецком Алатау, характеризующемся широким развитием внутриплитного магматизма. Работа направлена на выяснение особенностей магматизма месторождения и влияния плюмовой активности, проявившейся в регионе, на развитие рудно-магматической системы. С этой целью анализируются временные взаимоотношения магматических событий на месторождении с внутриплитными в регионе и обсуждаются изотопные и геохимические характеристики магматических пород месторождения.

ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Сорское месторождение находится в Кузнецком Алатау, сегменте Алтае-Саянской складчатой области, входящей в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1, А). В Кузнецком Алатау внутриплитный магматизм развивался в широком временном диапазоне (от позднего рифея до девона включительно). Ранние образования представлены высокотитанистыми базальтами офиолитовых ассоциаций, сформировавшихся еще на океанической стадии развития каледонид [Плотников и др., 2000; Шокальский и др., 2000]. С ордовика до девона в регионе протекала практически непрерывная интрузивная деятельность с формированием массивов ультраосновных щелочных пород, нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов [Врублевский и др., 2004]. В связи с развитием рифтогенеза в раннем девоне формировались многочисленные впадины и грабены, выполненные щелочными эффузивами основного и кислого составов [Шокальский и др., 2000]. Ассоциирующие с последними интрузии представлены тешенитами, щелочными гранитами и сиенитами.

Развитие внутриплитного магматизма в Алтае-Саянской складчатой области, по мнению Н.Л. Добрецова [2003], связано с воздействием на литосферу каледонид кембрийско-ордовикского и девонского мантийных плюмов. В.В. Ярмолюк и В.И. Коваленко [2003] считают, что проявление магматизма внутриплитной специфики вызвано активностью Алтае-Саянского плюма, воздействие которого на литосферу каледонид охватило временной интервал не менее 140 млн лет. Согласно оценкам этих авторов, поперечник головной части плюма составлял около 900 км. Взаимодействие плюма с литосферой сопровождалось ее плавлением и формированием в Алтае-Саянской области гранитоидных батолитов [Владимиров и др., 1999].

Вопрос, следует ли выделять один или два мантийных плюма, в настоящее время не может иметь однозначного решения. Для обсуждения представленного в статье материала важно, что в течение длительного времени (от 500 до 360 млн лет назад) геологическое развитие региона во многом определялось внутриплитной активностью. В связи с этим для упрощения в дальнейшем используется название Алтае-Саянский плюм.

МАГМАТИЗМ СОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологическая характеристика месторождения. Кузнецкий Алатау (см. рис. 1) рассматривается как островодужный террейн, в строении которого участвуют преимущественно венд-кембрийские вулканы и карбонатно-терригенные толщи, вмещающие гранитоидные плутоны. В одном из них (Уйбатском) расположено Сорское месторождение. Магматизм месторождения представлен тремя интрузивными комплексами (см. рис. 1, Б), формировавшимися на коллизионном, постколлизионном и рифтогенном этапах развития региона.

Породы Уйбатского плутона, соответствующие коллизионному этапу, выделяются как плутоногенный (вмещающий) комплекс. В них локализованы мелкие тела порфирового комплекса: предрудные

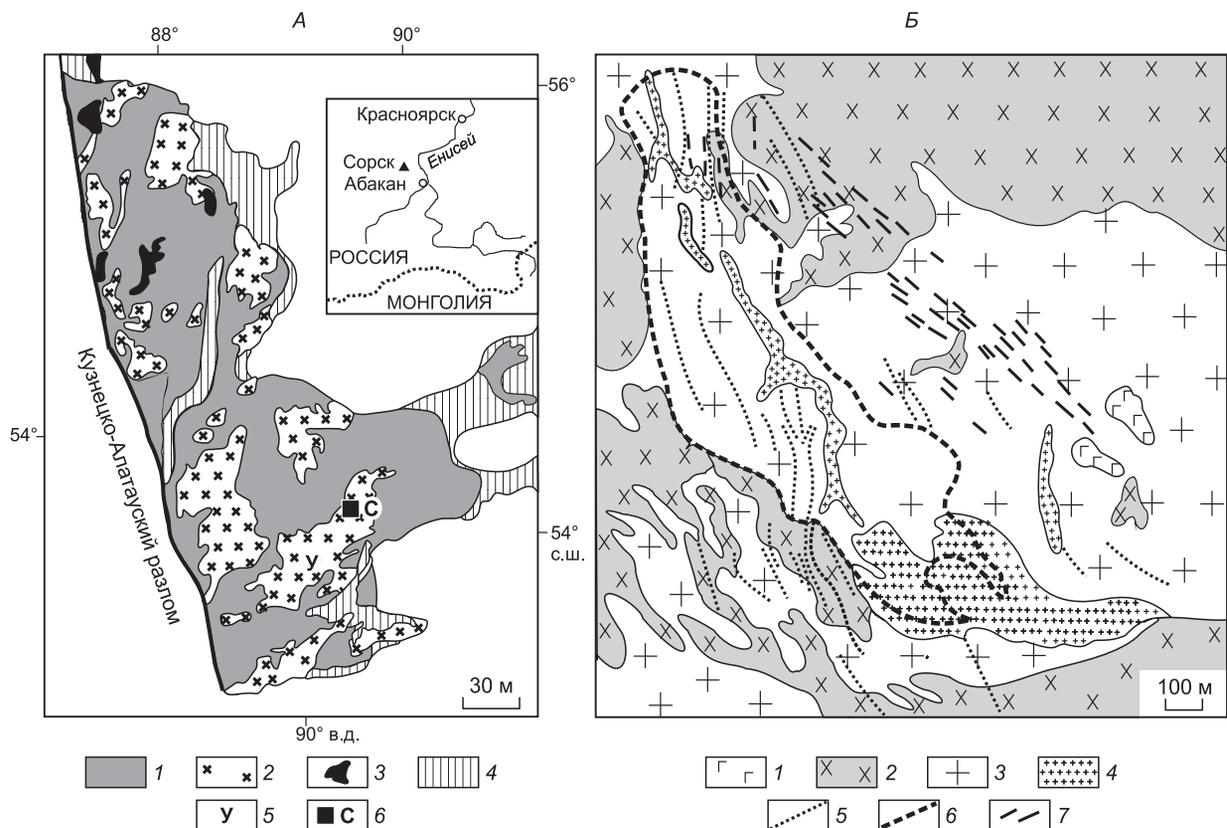


Рис. 1. Геологические схемы восточного сектора Кузнецкого Алатау [Геодинамическая..., 1989] (А) и Сорского месторождения (Б).

А — 1 — вулканогенные и терригенно-карбонатные образования (нерасчлененные), V—C₁; 2 — гранитоидные плутоны; C₃—O; 3 — щелочно-мафитовые интрузии, O—D; 4 — вулканы бимодальной серии, D₁—D₂¹; 5 — Уйбатский плутон; 6 — Сорское месторождение. Б — Плутоногенный комплекс, 1—3: 1 — габброиды, 2 — монцонитоиды, 3 — лейкограниты; 4 — гранит-порфиры рудоносного комплекса; 5 — дайковый (рифтогенный) комплекс; 6 — контур брекчиевых руд; 7 — кварц-молибденитовые жилы.

дайки и штоки рудоносных порфиров, отвечающие постколлизии (переходному к рифтогенному) этапу. Оба комплекса представлены габбро-гранитными сериями с однотипными ассоциациями магматических и гидротермально-измененных пород и общей металлогенической специализацией на медь и молибден. С плутоногенными образованиями связана бедная кварцево-жильная и рассеянная вкрапленная минерализация. Основное оруденение, представленное брекчиевым и прожилково-вкрапленным типами, ассоциирует со становлением порфирового комплекса.

В плутоногенный комплекс входят габброиды (≥ 480 млн лет), монцонитоиды (480—460 млн лет) и лейкограниты (440—420 млн лет). Здесь и далее приведены Ag-Ag данные по В.И. Сотникову и др. [2001], возрастные интервалы по которым обычно более широкие по сравнению с U-Pb датированием цирконов за счет включения датировок, связанных с гидротермальной активностью [Добрецов и др., 2010]. Геохронологический возраст предрудных даек (мелкозернистых габбро, монцодиоритовых и монцонитовых порфиритов) 405—402, рудоносных гранит-порфиров 389—388 млн лет.

Многочисленные дайки диабазов, дацитовых порфиритов, плагиопорфиритов (365 млн лет) и сиенит-порфиритов (360 млн лет) образуют пояс северо-западного простирания, прослеживающийся далеко за пределами рудного поля. Эти интрузивные образования являются комаматами девонских эффузивов [Кузнецов и др., 1971] близлежащих рифтогенных впадин и выделяются как дайковый (рифтогенный) комплекс.

Сопряженность во времени магматизма Сорского рудного поля с проявлением внутриплитной активности в Кузнецком Алатау и в целом в Алтае-Саянской складчатой области предполагает связь рудно-магматической системы с глубинными процессами, развивавшимися в литосфере при воздействии на нее мантийного плюма.

ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ОРУДЕНЕНИЯ

Плутоногенный и порфиновый комплексы. Габброиды плутоногенного комплекса встречаются среди монцонитоидов и гранитов в виде останцов до 4—5 км², сложенных преимущественно авгит-амфиболовыми монцогаббро и монцодиоритами. За пределами плутона отмечаются небольшие массивы габбро, габброноритов и пироксеновых диоритов. В составе плутона преобладают породы среднего состава: монцодиориты, кварцевые монцодиориты и монцониты. Поздние лейкограниты несколько уступают по объему монцонитоидам. При существенном разрыве в возрасте плутоногенного и порфинового комплексов (около 20 млн лет) их породные ассоциации по составу близки. Принципиальное различие в текстуре пород двух комплексов. Породы плутоногенного комплекса равномерно-зернистые, преимущественно среднезернистые до мелкозернистых. Для пород порфинового комплекса характерна порфировидная до порфировой текстура, составными частями которой являются вкрапленники (преимущественно средних размеров) и тонкозернистая основная масса.

Близки по составу также ассоциации породообразующих и аксессуарных минералов однотипных пород рассматриваемых комплексов. Содержание минералов в габброидах и монцонитоидах варьируют в широких пределах. Вместе с тем в монцонитоидах относительно габброидов уменьшаются содержания пироксена, амфибола, магнетита, увеличивается количество плагиоклаза, калишпата, биотита, кварца, из аксессуарных — апатита и циркона. Следует отметить высокие содержания амфибола, особенно в габбро и монцодиоритах плутоногенного комплекса, где его количество часто превышает 50 об. %. Минеральный состав лейкогранитов и гранит-порфиров однообразен. Породы сложены плагиоклазом, калишпатом и кварцем примерно в равных количествах. Темноцветный минерал представлен биотитом, содержание которого не превышает 2 %.

Содержания породообразующих и редких элементов в породах приведены в таблице. По содержанию щелочей породы вмещающего и порфинового комплексов соответствуют преимущественно субщелочной серии. Отмечаются две особенности в распределении щелочей двух комплексов, а именно, повышенная щелочность предрудных даек (габбро-порфириты и монцонитовые порфириты) относительно однотипных образований вмещающего комплекса (рис. 2) и пониженная в лейкогранитах и гранит-порфирах относительно предшествующих монцонитоидов. На рис. 2 составы первых приближены к границе поля нормальной щелочности и частично его перекрывают. По отношению K_2O/Na_2O габброиды (0.3—0.4) относятся к натриевой серии, а монцонитоиды (0.6—0.8), лейкограниты и гранит-порфиры (0.6—1.0) — к калиевой. В лейкогранитах и гранит-порфирах коэффициенты железистости и глиноземистости составляют соответственно 0.5—0.7 и 1.0—1.1. По этим характеристикам, а также низким содержаниям редких элементов и отсутствию в них щелочных амфиболов лейкограниты и гранит-порфиры отвечают I-типу.

Дайковый (рифтогенный) комплекс. В составе комплекса доминируют диабазы и сиенит-порфиры. Диабазы — тонкозернистые породы, сложенные плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, магнетитом. В сиенит-порфирах вкрапленники (15—20 %) представлены альбит-олигоклазом, калишпатом и биотитом (хлоритизированным или мусковитизированным). Основная масса сложена микролитами или призматическими зернами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены калишпатом и кварцем. Аксессуарные минералы представлены мелкими зернами апатита и циркона.

В породах широко проявлен аутометасоматоз. Породообразующие минералы в той или иной степени замещены хлоритом, серицитом, эпидотом, карбонатом. В связи с этим они характеризуются повышенными количествами потерь при прокаливании (в диабазах часто > 5 мас. %). По содержанию щелочей диабазы и сиенит-порфиры близки к предрудным дайкам (см. рис. 2).

Оруденение. Экономически важное оруденение, связанное с развитием порфинового комплекса, характеризуется существенно молибденовым профилем и представлено прожилковым, прожилково-вкрапленными и

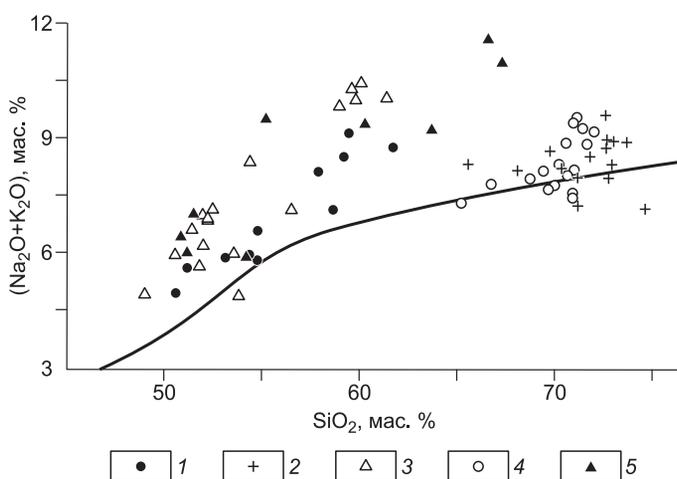


Рис. 2. Диаграмма $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ для магматических пород месторождения.

Комплексы: плутоногенный: 1 — монцогаббро, монцодиориты, монцониты, 2 — лейкограниты; порфиновый: 3 — предрудные дайки, 4 — рудоносные гранит-порфиры; 5 — дайковый. Кривая — граница породных ассоциаций нормальной и повышенной щелочности [Rickwood, 1989].

**Содержания породообразующих (мас. %) и редких (г/т) элементов в магматических породах
Сорского месторождения**

Компонент	П	Р	Д	П	Р	Д	П	Р
	к-75	к-103	к-98j	к-74g	к-104	к-104d	к-82	к-64
SiO ₂	49.94	51.17	51.16	57.86	58.05	58.17	71.56	70.60
TiO ₂	1.23	1.28	0.83	0.78	0.75	0.96	0.13	0.13
Al ₂ O ₃	18.51	16.51	17.42	18.11	17.22	16.70	15.43	15.90
Fe ₂ O ₃ _{общ}	9.59	8.22	6.07	6.61	6.18	5.61	1.83	1.50
MnO	0.15	0.15	0.15	0.13	0.11	0.09	0.03	0.03
MgO	5.36	5.72	2.67	2.80	2.14	1.80	0.10	0.11
CaO	8.94	7.39	5.12	5.20	3.72	3.62	0.65	1.06
Na ₂ O	3.77	4.89	5.19	4.59	6.29	5.99	5.47	5.81
K ₂ O	1.10	1.92	3.56	3.50	3.41	3.02	3.34	4.00
P ₂ O ₅	0.65	0.77	0.42	0.41	0.58	0.50	0.03	0.01
П.п.п.	0.96	1.32	6.96	0.18	0.84	3.20	1.34	0.44
Сумма	100.19	99.33	99.54	100.17	99.29	99.65	99.90	99.59
Sc	21	15.4	7.7	9.5	4.3	9.4	0.65	0.70
V	272	226	109	149	80	53	7.3	10.9
Cr	57	111	12.6	339	26	6.5	475	31
Co	32	29	12.0	18.5	6.5	3.5	2.1	0.90
Ni	29	111	2.3	31	<2	<2	26	<5
Cs	0.41	1.92	1.54	0.89	1.36	1.80	0.64	0.09
Rb	16.2	72	89	65	67	64	55	105
Ba	757	1031	1268	874	1350	1131	871	999
Sr	2067	1612	633	292	996	541	266	425
Y	26	28	24	23	19.6	35	9.1	10.5
Zr	103	183	194	235	203	176	193	224
Hf	2.7	5.1	4.2	5.6	5.5	3.8	5.5	5.6
Nb	9.3	14.4	23	16.3	16.0	18.5	16.4	19.9
Ta	0.44	0.77	1.88	0.82	1.10	1.13	0.84	0.89
Th	1.80	3.9	5.6	6.5	7.5	4.3	10.7	10.5
U	0.68	2.8	3.3	2.2	4.2	3.3	4.8	3.6
Pb	6.0	13.5	9.6	11.8	13.6	10.5	6.6	17.7
La	42	83	65	54	60	54	33	33
Ce	90	158	114	104	112	98	49	52
Pr	12.7	20	13.0	13.4	13.3	11.8	4.8	5.1
Nd	53	75	46	51	46	41	14.6	15.5
Sm	9.9	12.0	7.2	8.0	6.8	7.5	1.93	1.97
Eu	3.1	3.2	1.82	2.4	1.57	1.89	0.38	0.96
Gd	7.3	9.2	6.1	6.4	5.1	6.6	1.52	1.49
Tb	0.92	1.07	0.75	0.80	0.62	0.94	0.19	0.19
Dy	4.9	5.1	3.7	4.1	3.3	5.1	1.15	1.13
Ho	0.87	0.90	0.70	0.69	0.57	1.01	0.25	0.25
Er	2.3	2.2	1.96	2.0	1.64	2.9	0.83	0.88
Tm	0.32	0.32	0.29	0.29	0.25	0.45	0.15	0.16
Yb	1.91	1.79	1.71	1.80	1.51	2.8	1.10	1.25
Lu	0.26	0.23	0.25	0.28	0.22	0.39	0.18	0.19

Примечание. Комплексы: П — плутоногенный, Р — рудоносный порфировый, Д — дайковый. Породы: к-75 — монцогаббро, к-103 — монцогаббровый порфирит, к-98j — диабаз, к-74g — монзонит, к-104 — монзонитовый порфирит, к-104d — сиенит-порфир, к-82 — лейкогранит, к-64 — гранит-порфир.

брекчиевым типами [Сорское..., 1976]. Цемент брекчиевых руд преимущественно кварцевый с вкрапленностью сульфидов и флюорита; среди обломков доминируют лейкограниты, реже монцонитоиды и гранит-порфиры. Преобладают прожилковые и прожилково-вкрапленные руды с пониженными содержаниями металлов относительно брекчиевых руд. Промышленно ценными минералами являются молибденит (главный) и халькопирит.

ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЗМА ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Плутоногенный и порфиновый комплексы. Базиты. На диаграмме изотопов стронция и неодима (рис. 3) магматические породы двух комплексов расположены вдоль тренда эволюции мантийных магм и приближены к недифференцированной мантии (BSE), что позволяет говорить об участии в магнообразовании слабдеплементированного мантийного источника. Породы плутоногенного и порфинового комплексов в целом характеризуются узким диапазоном изотопных составов стронция и неодима (см. рис. 3). Значения ϵ_{Nd} на время 400 млн варьируют от +0.3 до +2.5. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в апатитах магматических пород ограничены интервалом 0.7040—0.7043 [Сотников и др., 2000].

Мультиэлементные спектры мафических пород плутоногенного и порфинового комплексов характеризуются низкими содержаниями тяжелых редких земель и высокочargedных элементов (Nb, Ta, Ti) относительно крупноионных литофильных элементов и легких редких земель (см. таблицу, рис. 4). Такой тип спектра свидетельствует о том, что источником базитовой магмы Сорской рудно-магматической системы была литосферная мантия, метасоматически преобразованная субдукционной компонентой. Положительные аномалии бария и отрицательные тория (см. рис. 4) отражают высокую роль бария относительно тория при метасоматозе, развивающемся в мантийном клине под воздействием отделяющихся от слэба флюидов и/или расплавов. Высокие отношения Ba/La и низкие Th/La (рис. 5), которые рассматриваются как индикаторы участия флюидов и расплавов соответственно [Kelemen et al., 2003], позволяют предполагать доминирующую роль флюидов в преобразовании мантии.

Изотопные характеристики свинца также свидетельствуют о мантийном источнике рудно-магматической системы Сорского месторождения. Это хорошо видно при сравнении Соры с Cu-Mo-порфировыми месторождениями, различающимися по роли коровой или мантийной компоненты в их формировании (рис. 6). Месторождения, в которых по ряду геохимических характеристик фиксируется коровая составляющая, характеризуются трендом изотопных составов с наклоном от крутого для месторождений Северного Чили до вертикального для рудных полей Гэнгдесе и Юлонг в Китае. При этом поля изотопных составов свинца месторождений тяготеют к кривым орогена и верхней коры по модели [Zartman, Doe, 1981].

В отличие от упомянутых выше месторождений, Эль Арко (Мексика) характеризуется полого наклоненным трендом изотопных составов свинца, расположенным ниже кривой орогена и приближенным к кривой эволюции мантии. Исследователи этого месторождения связывают развитие рудно-магматической системы с мантийным источником и исключают существенное участие коровой составляющей [Weber, López Martínez, 2006]. Изотопные составы Сорского месторождения расположены на ураногенной диаграмме свинца, как и Эль Арко, вблизи и вдоль кривой эволюции мантии, что предполагает существенную роль мантии как первичного источника рудно-магматической системы.

Гранитоиды. Согласно изотопным составам стронция и неодима (см. рис. 3), в формировании гранитоидов плутоногенного и порфинового комплексов доминировала мантийная составляющая. Вместе с

тем кора являлась средой, в которой происходила длительная эволюция базальтоидных расплавов, и ее особенности, такие как температура, давление и структура (в частности, глубинные разломы), во многом определяли характер магматических процессов. Согласно

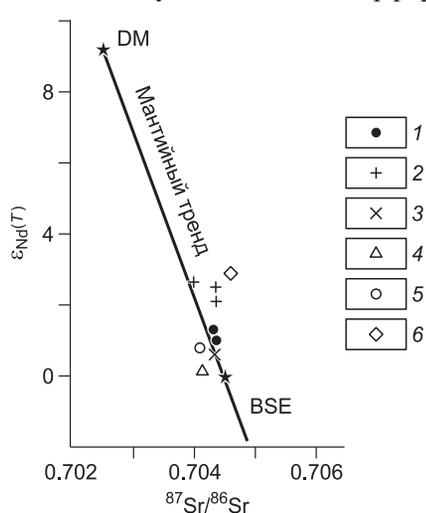
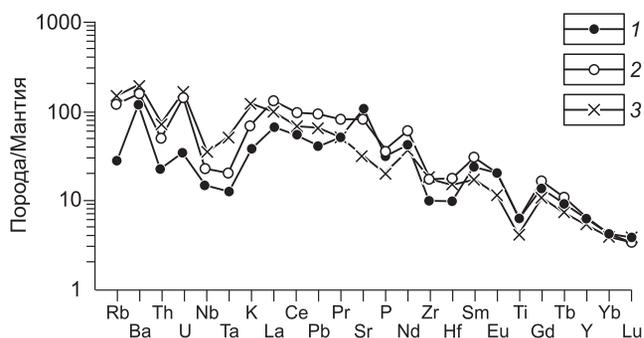


Рис. 3. Изотопные составы стронция и неодима магматических пород месторождения.

Комплексы: плутоногенный, 1—3: 1 — монцогаббро, 2 — монцониты, 3 — лейкограниты; порфиновый, 4—5: 4 — монцогаббро-порфиры, 5 — гранит-порфиры; дайковый: 6 — сиенит-порфиры. Данные по неодиму [Берзина и др., 2010], по стронцию [Сотников и др., 2000]. Изотопные составы рассчитаны на 400 млн лет. При расчете величины $\epsilon_{Nd}(T)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$. Использованы изотопные составы стронция в апатитах. DM — деплементированная мантия, BSE — силикатная Земля в целом.

Рис. 4. Мультиэлементные спектры базитов месторождения.

1—3 — комплексы: 1 — плутогенный, 2 — порфировый, 3 — дайковый.



но геологическим и петрогеохимическим характеристикам пород, при эволюции базальтоидной магмы и формировании гранитоидной доминировали два процесса: кристаллизационная дифференциация и частичное плавление ранее закристаллизовавшихся пород. Важная роль фракционной кристаллизации (оливина, пироксена, амфибола, магнетита) в эволюции базальтоидной магмы подтверждается снижением содержаний когерентных элементов и увеличением количеств некогерентных с ростом кремнезема в габброидах и монцонитоидах.

Геохимические характеристики пород плутогенного и порфирового комплексов позволяют предполагать, что протолитом кислых пород являются предшествующие базиты рудно-магматической системы. На диаграмме кремнезем—щелочи (см. рис. 2) породы основного и среднего составов (габброиды и монцонитоиды) образуют общую направленность, а породы кислого состава (лейкограниты и гранит-порфиры) отклоняются в область пониженной щелочности. Понижение щелочности кислых пород нельзя объяснить фракционированием полевых шпатов, так как на спектрах REE не отмечается или слабо выражена отрицательная аномалия европия, а на мультиэлементных спектрах отсутствует отрицательная аномалия стронция (рис. 7).

Различие в изотопных составах неодима и свинца (см. рис. 3 и 6) указывает на автономное проявление лейкогранитов относительно монцонитоидов. Значения ϵ_{Nd} лейкогранитов (а также гранит-порфиров), близкие к габброидам, допускают возможность образования кислых пород вследствие частичного плавления габброидов. Обедненность кислых пород тяжелыми редкими землями и иттрием (см. таблицу, рис. 7) свидетельствует о формировании при плавлении протолита гранатсодержащего рестита. Согласно экспериментальным работам [Rapp, Watson, 1995], образование граната происходит при давлении ($P \geq 12$ кбар), соответствующем низам коры.

Линейная последовательность изотопных составов свинца в полевых шпатах магматических пород Сорского месторождения (см. рис. 6, А) возможна при участии в эндогенном процессе, по меньшей мере, двух источников. Фигуративные точки изотопных отношений свинца в минералах месторождения расположены между изотопными составами свинца мантии (недифференцированной и деплетированной) и базальтов срединно-океанических хребтов. Как указывалось выше, первичным источником Сорской рудно-магматической системы является мантия, метасоматизированная субдукционными флюидами. Формирование таких флюидов связывают с плавлением базальтов MORB в составе океанической плиты [Kelemen et al., 2003]. Группа пород с менее радиогенным свинцом включает базиты плутогенного и порфирового комплексов, а также лейкограниты плутона и молибденит брекчиевых руд. В составе этих образований доминирует мантийный свинец. В монцонитах и рудоносных гранит-порфирах доля радиогенного свинца возрастает, что позволяет предполагать существенное участие флюидов субдукционной природы в их формировании. Такие флюиды привносились в мантийный клин при субдукции, а также могли поступать из погребенных (или реликтовых) слэбов на коллизионном и рифтогенном этапах развития регионов. Подобная ситуация рассматривалась, например, для месторождений Си-порфирового пояса Юлонг (Китай) [Hou et al., 2003].

Дайковый (рифтогенный) комплекс. При широком временном диапазоне развития внутриплитного магматизма в пределах Кузнецкого Алатау, в районе Сорского месторождения проявлены его поздние производные — образования дайкового комплекса девонского возраста. На диаграмме кремне-

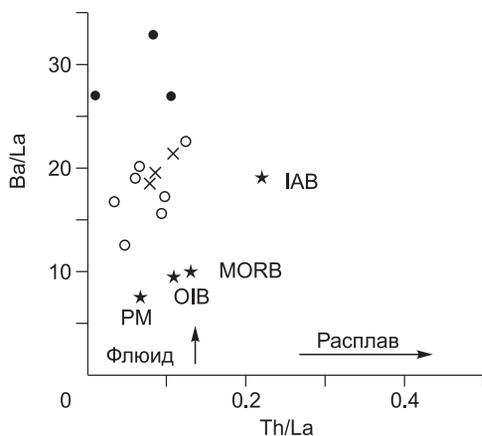


Рис. 5. Диаграмма Ba/La—Th/La для базитов месторождения.

Усл. обозн. см. на рис. 4. Базальты островных дуг (IAB), срединно-океанических хребтов (MORB), по [Kelemen et al., 2003], океанических островов (OIB), по [Sun, McDonough, 1989], примитивная мантия (PM), по [White, 1997].

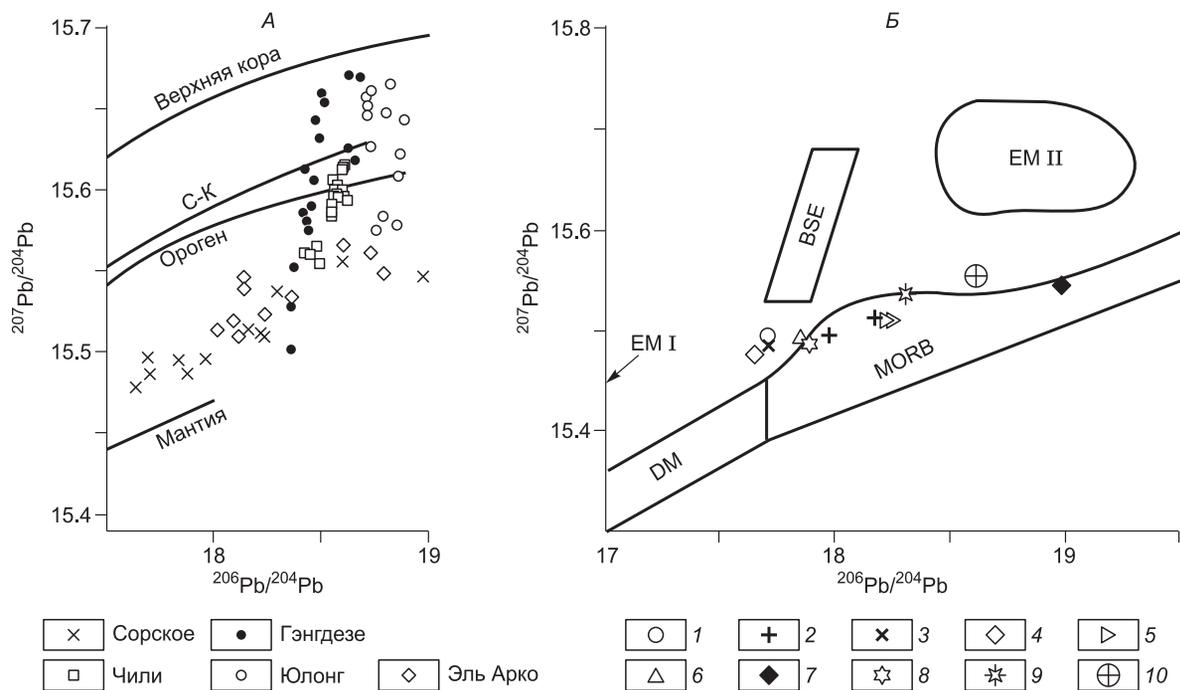
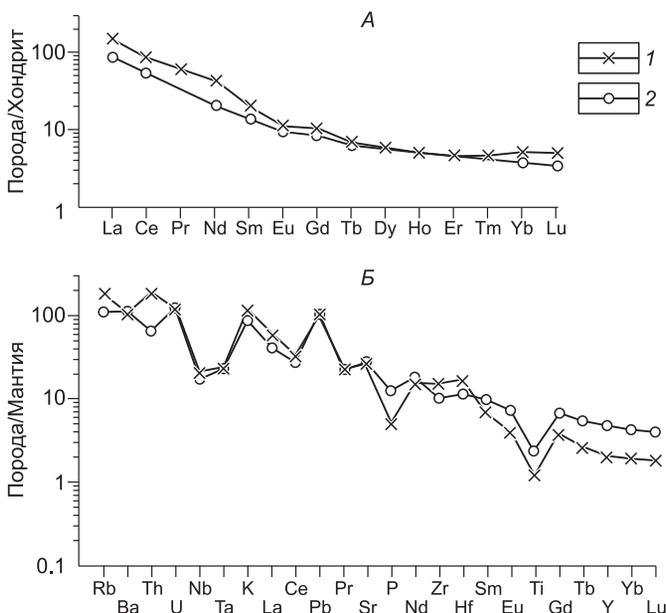


Рис. 6. Положение изотопных составов свинца на плумботектонической диаграмме (А) и относительно модельных мантийных источников и MORB (Б).

А — кривые эволюции свинца мантии, орогена, нижней и верхней коры по [Zartman, Doe, 1981], коры (С—К) по [Stacey, Kramers, 1975]. Для Сорского месторождения использованы данные [Берзина и др., 2011]. Для сравнения приведены данные по месторождениям: Гэнгдесе [Qu et al., 2007], Юлонг [Hou et al., 2003], Чили [Tosdal, Munizaga, 2003], Эль Арко [Weber, López Martínez, 2006]. Б — комплексы. 1—3 — плутоногенный: 1 — монцогаббро, 2 — монциты, 3 — лейкограниты; порфировый, 4—5: 4 — габбро-порфиры, 5 — гранит-порфиры; дайковый: 6—7: 6 — диабазы, 7 — сиенит-порфиры. Сульфиды, 8—10: 8 — молибденит, 9 — халькопирит, 10 — пирит. DM, BSE, EM I (мантия, обогащенная неодимом), EM II (мантия, обогащенная стронцием), MORB по [Zindler, Hart, 1986].

зем—щелочи (см. рис. 2) поля рифтогенных даек, плутоногенных и порфировых образований в значительной степени перекрываются, но в целом породы дайкового комплекса, как и порфирового, характеризуются повышенной щелочностью относительно плутоногенных образований.



Диабазы рифтогенного комплекса по изотопному составу неодима существенно отличаются от предшествующих базитов. Значения ϵ_{Nd} составляют: в диабазах +4.3, плутоногенных монцогаббро +1.3, +1.0, монцогаббро-порфиридах +0.3. По этому параметру диабазы приближаются к щелочно-мафитовым комплексам, распространенным на севере Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2003]. Диабазы близки к последним и по возрасту протолита. Рассчитанные значения T_{DM} (млн лет) состав-

Рис. 7. Редкоземельные (А) и мультиэлементные (Б) спектры плутоногенных лейкогранитов и рудоносных гранит-порфиров месторождения.

Нормирование по хондриту и примитивной мантии, по [McDonough, Sun, 1995]. 1 — лейкограниты, 2 — гранит-порфиры.

ляют: монцогаббро — 980 и 1080, монцогаббро-порфириды — 1030, диабазы — 800 [Берзина и др., 2010]. Возраст протолита щелочных основных пород 820—840 млн лет [Врублевский и др., 2003]. Из этих данных следует, что относительно плутоногенного и порфирикового комплексов мантийный источник базитов рифтогенного комплекса соответствует омоложенному, обедненному неодимом домену.

По изотопному составу свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 17.6473 ± 0.0004 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 15.4773 ± 0.0005 , $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 37.4814 ± 0.0018) диабазы близки к базитам предшествующих комплексов (см. рис. 6, Б). Согласно микроэлементному спектру (см. рис. 4), мантийный источник диабазов, как и предшествующих базитов, испытал метасоматическое преобразование флюидами субдукционной природы. Но в диабазах относительно ранних базитов отмечаются повышенные содержания ниобия и тантала, что предполагает участие мантийного источника, отвечающего внутривулканическим базальтам (ОИВ). Обеднение диабазов стронцием по сравнению с предшествующими базитами (см. таблицу, рис. 4), по-видимому, вызванное отсутствием плагиоклаза в источнике, также свидетельствует о специфике состава мантии при формировании базитов дайкового комплекса.

В сиенит-порфирах ϵ_{Nd} составляет +2.9. По этому параметру сиенит-порфиры значительно отличаются от диабазов, но близки к плутоногенным монцонитам (см. рис. 3). Эти данные позволяют рассматривать последние как протолит сиенит-порфириков. На диаграмме изотопов свинца (см. рис. 6) сиенит-порфиры, как и вмещающие монцонитоиды, смещены относительно базитов в область повышенных содержаний радиогенных изотопов. Причем сиенит-порфиры максимально обогащены радиогенным свинцом (^{206}Pb), что позволяет предполагать возрастание роли субдукционной флюидной составляющей в формировании умеренно кислых пород от раннего комплекса (плутоногенного) к позднему (рифтогенному). Такая тенденция, очевидно, обусловлена повышенной насыщенностью литосферы флюидами в связи с многократным их поступлением из реликтов слэба при активизации глубинных процессов. В условиях развития многоэтапного магматизма не исключается рециклинг остаточных флюидов ранних этапов в эндогенный процесс поздних этапов.

О РОЛИ ПЛЮМОВОЙ АКТИВНОСТИ В РАЗВИТИИ СОРСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

По распределению редких элементов образования дайкового комплекса, развитые в пределах рудного поля, обнаруживают определенное сходство с щелочно-базитовыми комплексами Кузнецкого Алатау. По геохимическим характеристикам внутривулканические образования Кузнецкого Алатау существенно отличаются от других щелочных провинций [Гертнер и др., 2002]. Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау заметно обеднены легкими редкими землями и высокозарядными элементами, что предполагает их формирование в сложной обстановке, совмещающей надсубдукционные и плюмовые источники [Врублевский и др., 2004]. На диаграмме Ta/Yb — Th/Yb (рис. 8) образования дайкового комплекса попадают в поле щелочных пород Кузнецкого Алатау. Частично к этому полю относятся также габброиды плутоногенного и порфирикового комплексов. Согласно диаграмме Ce/Pb — Zr/Nb (рис. 9) доля компоненты ОИВ в диабазах достигает 20 %, а в монцогаббро — 10 %. В монцогаббро-порфиридах она составляет менее 5 %.

В целом в магматических породах Сорского рудного поля, включая дайки рифтогенного этапа, плюмовые геохимические характеристики проявлены слабо. Возможно, что следы воздействия плюма на литосферу стирались флюидами, привносимыми в мантийный клин при субдукции и из реликтов слэба на последующих этапах развития региона. На позднем (рифтогенном) этапе в магматический процесс, возможно, вовлекались остаточные циркулирующие флюиды, связанные с развитием плутоногенного и порфирикового комплексов. Насыщенность диабазов флюидами, о чем свидетельствуют высокие содержания потерь при прокаливании, а также близость некоторых геохимических характеристик диабазов и предшествующих базитов не противоречат такому предположению.

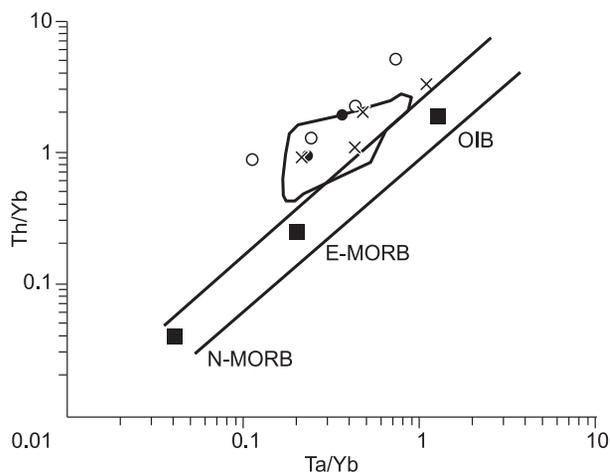


Рис. 8. Диаграмма Ta/Yb — Th/Yb для базитов месторождения.

Усл. обозн. см. на рис. 4. N-MORB, E-MORB, OIB, по [Sun, McDonough, 1989].

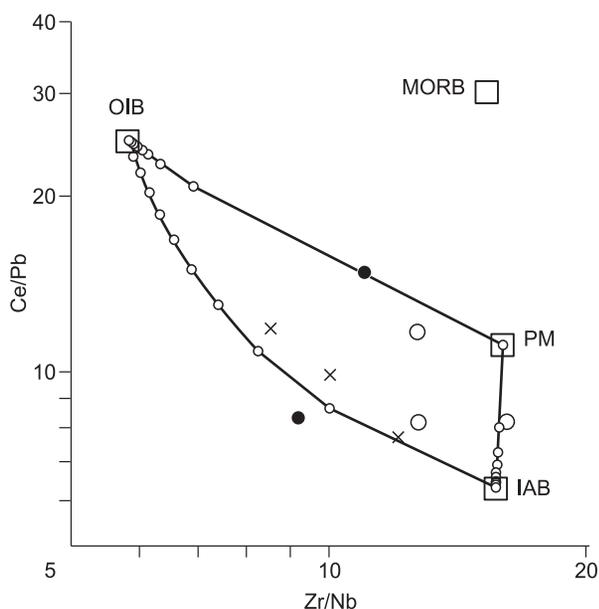


Рис. 9. Диаграмма Zr/Nb—Ce/Pb для базитов месторождения.

Усл. обозн. см. на рис. 4. IAB, MORB, по [Kelemen et al., 2003], OIB, по [Sun, McDonough, 1989], PM, по [White, 1997]. Показаны линии смешения модельных расплавов, проградированные через 10 %.

Вышеизложенное позволяет предполагать, что доминирующая роль Алтае-Саянского плюма при формировании Сорской рудно-магматической системы (включающей плутоногенный и порфировый комплексы) заключалась, прежде всего, в обеспечении вышележащих горизонтов теплом, необходимым для инициирования и развития эндогенных процессов. Поступавшая тепловая энергия способствовала плавлению мантии, транспорту мантийного вещества (в том числе рудного) и флюидов субдукционной природы в кору и длительному функционированию

рудно-магматической системы с перераспределением мантийного вещества в коровых условиях, мобилизацией металлов и их концентрированием в рудообразующих флюидах [Берзина и др., 2011].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сорское Cu-Мо-порфировое месторождение расположено в ареале Алтае-Саянского мантийного плюма, воздействие которого на литосферу Кузнецкого Алатау сопровождалось широким развитием внутриплитного магматизма от кембрия до девона включительно. В этом же временном интервале формировались плутоногенный, рудоносный порфировый и дайковый комплексы Сорского месторождения. Дайковый комплекс по структурному положению и геохимическим характеристикам сопоставляется с внутриплитными образованиями, распространенными за пределами месторождения. Развитие Сорской рудно-магматической системы, включающей плутоногенный и порфировый комплексы, близкие по геохимическим характеристикам и металлогенической специализации, предшествовало становлению дайкового комплекса.

Согласно моделям взаимосвязи мантийных плюмов и рудно-магматических систем [Oppliger et al., 1997; Добрецов и др., 2010], развитие плутоногенного и порфирового комплексов Сорского месторождения соответствует этапу теплового воздействия плюма на литосферу, сопровождающегося плавлением коры и массовым проявлением известково-щелочного магматизма. При перестройке геодинамического режима от коллизионного и постколлизионного к рифтогенному создавались условия для продвижения на верхние горизонты плюмовых расплавов, принимавших участие в формировании внутриплитных образований, в частности, дайкового комплекса Сорского месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Берзина А.П., Сотников В.И. Особенности формирования Cu-Мо-порфирового магматического центра Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия) в области влияния пермотриасового плюма // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 185—203.

Берзина А.П., Борисенко А.С. Cu-Мо-порфировое оруденение и мантийные плюмы // Докл. РАН, 2008, т. 422 (5), с. 655—659.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Серов П.А., Гимон В.О. Сорский Cu-Мо-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., Крымский Р.Ш. Изотопия свинца Сорского Cu-Мо-порфирового магматического центра (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 636—648.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

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., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Геохимия, 2003, т. 391 (3), с. 378—382.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимирова А.Г., Руднев С.Н., Борисов С.М., Левченко О.А., Войтенко Д.Н. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Докл. РАН, 2004, т. 398 (3), с. 374—378.

Геодинамическая карта СССР и сопредельных акваторий. М-б 1:2 500 000 / Под ред. Л.П. Зоненшайна, Р.В. Межеловского, Л.М. Натапова. М., Мингео СССР, 1989.

Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Войтенко Д.Н., Сазонов А.М., Краснова Т.С., Тишин П.А. Геохимия щелочно-мафитовых плутонов Кузнецкого Алатау: свидетельства конвергентности окраинно-континентального и внутриплитного магматизма // Петрология магматических и метаморфических комплексов (Материалы Всерос. научн. конф.), 2002, вып. 3, т. I, Томск, ТГУ, с. 55—67.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 406 с.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1971, 352 с.

Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Владимирова А.Г., Симонов В.А. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Докл. РАН, 2000, т. 372 (1), с. 80—85.

Сорское медно-молибденовое месторождение / Под ред. А.А. Амшинского, В.И. Сотникова. М., Недра, 1976, 158 с.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н., Берзина А.П., Киселева В.Ю., Морозова И.П. Эволюция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изверженных породах медно-молибден-порфировых рудных узлов (по данным изучения акцессорного апатита) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (8), с. 1113—1123.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П., Берзина А.Н. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология магматических и метасоматических событий в Сорском Cu-Mo-порфировом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 786—801.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимирова А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 188 с.

Ярмолук 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.

Brooks C.K., Tegner C., Stein H., Thomassen B. Re-Os and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of porphyry molybdenum deposits in the East Greenland volcanic-rifted margin // Econ. Geol., 2004, v. 99 (6), p. 1215—1222.

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.

Hou Z.-Q., Ma H.-W., Khin Zhaw, Zhang Y.-Q., Wang M.-J., Wang Z., Pan G.-T., Tang R.-L. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike slip faulting in Eastern Tibet // Econ. Geol., 2003, v. 98 (1), p. 125—145.

Jensen S.M. Tertiary mineralization and magmatism, East Greenland: lead isotope evidence for remobilization of continental crust // Chem. Geol., 1998, v. 150 (1—2), p. 119—144.

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.

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120 (3—4), p. 223—253.

Murphy J.B., Opliger G.L., Brimhall G.H., Hynes A. Plume-modified orogeny: an example from the western United States // Geology, 1998, v. 26 (8), p. 731—734.

Oppliger G.L., Murphy J.B., Brimhall G.Jr. Is the ancestral Yellowstone hotspot responsible for Tertiary «Carlin» mineralization in the Great Basin of Nevada? // *Geology*, 1997, v. 25 (7), p. 627—630.

Pirajno F. Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 2000, 556 p.

Qu X., Hou Z., Khin Zaw., Li Y. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: preliminary geochemical and geochronological results // *Ore Geol. Rev.*, 2007, v. 31 (3—4), p. 205—223.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36 (4), p. 891—931.

Reich M., Parada M. A., Palacios C., Dietrich A., Schultz F., Lehmann B. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications // *Miner. Deposita*, 2003, v. 38 (7), p. 876—885.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989 (4), v. 22, p. 247—263.

Riishuus M.S., Peate D.W., Tegner C., Wilson J.R., Brooks C.K., Harris C. Temporal evolution of a long-lived syenitic centre: the Kangerlussuaq Alkaline Complex, East Greenland // *Lithos*, 2006, v. 92 (1—2), p. 276—299.

Rosenbaum G., Giles D., Saxon M., Betts P.G., Weinberg R.F., Duboz C. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: insights into the formation of ore deposits in Peru // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 239 (1—2), p. 18—32.

Saunders J.A., Unger D.L., Kamenov G.D., Fayer M., Hames W.E., Utterback W.C. Genesis of Middle Miocene Yellowstone hotspot-related bonanza epithermal Au-Ag deposits, Northern Great Basin, USA // *Miner. Deposita*, 2008, v. 43 (7), p. 715—734.

Shellnutt J.G., Zhou M.-F. Permian peralkaline, peraluminous and metaaluminous *A*-type granites in the Panxi district, SW China: their relationship to the Emeishan mantle plume // *Chem. Geol.*, 2007, v. 243 (3—4), p. 286—316.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society London, Special Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

Tegner C., Duncan R.A., Bernstein S., Brooks C.K., Bird D.K., Storey M. ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of Tertiary mafic intrusions along the East Greenland rifted margin: relation to flood basalts and the Iceland hotspot track // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 156 (1—2), p. 75—88.

Tosdal R.M., Munizaga F. Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30—34°S) // *Miner. Deposita*, 2003, v. 38 (2), p. 234—250.

Weber B., López Martínez M. Pb, Sr, and Nd isotopic and chemical evidence for a primitive island arc emplacement of the El Arco porphyry copper deposit (Baja California, Mexico) // *Miner. Deposita*, 2006, v. 40 (6—7), p. 707—725.

White W.M. *Geochemistry*, Chapter 11. *Geochemistry of the Solid Earth I: the mantle and core*. Baltimore, John-Hopkins University, 1997, p. 474—511.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics — the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75, p. 135—162.

Zhao Z.-F., Zheng Y.-F., Wei C.-S., Wu Y.-B. Post-collisional granitoids from Dabie orogen in China: zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust // *Lithos*, 2007, v. 93 (3—4), p. 248—272.

Zindler A., Hart S. *Chemical geodynamics* / *Annual Rev. Earth Planet Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.

*Поступила в редакцию
11 апреля 2011 г.*