

ИЗОТОПИЯ СВИНЦА СОРСКОГО Cu-Mo-ПОРФИРОВОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (Кузнецкий Алатау)

А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон, Р.Ш. Крымский*

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

** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

Изучен изотопный состав свинца в полевых шпатах интрузивных пород вмещающего, рудоносного порфирического, пострудного комплексов и сульфидов Сорского магматического центра с одноименным Cu-Mo-порфирическим месторождением. Положение изотопных составов на ураногенной диаграмме свинца ниже кривой эволюции орогена свидетельствует о доминировании в магматических породах свинца мантийной природы и незначительной роли корового свинца.

На ураногенной диаграмме свинец магматитов образует линейную последовательность (тренд), что интерпретируется как смешение свинца из разных источников. Согласно геохимическим параметрам, глубинным источником магматизма была слабодеплетированная мантия, метасоматизированная субдукционными флюидами. Линейная корреляция изотопных отношений свинца в магматитах Сорского магматического центра объясняется как смешение свинца мантии и субдукционных флюидов. Мантийный свинец преобладает в базитах вмещающего, порфирического, пострудного комплексов и лейкогранитах вмещающего комплекса. В дифференцированных магматитах (вмещающих монзонитоидах, рудоносных порфирах и пострудных сиенит-порфирах), по данным изотопии свинца, фиксируется субдукционная составляющая, роль которой возрастает от раннего комплекса к позднему.

На основании изотопных составов свинца сульфидов предполагается мантийный источник свинца (молибдена) брекчиевых руд и гетерогенный источник (мантия и субдукционные флюиды) свинца (меди) прожилковых руд.

*Рудоносный порфирический магматизм, изотопы свинца, источники магматизма и оруденения,
Сорское Cu-Mo-порфирическое месторождение, Кузнецкий Алатау.*

ISOTOPIES OF LEAD FROM THE SORA PORPHYRY Cu-Mo MAGMATIC CENTER (Kuznetsk Alatau)

A.P. Berzina, A.N. Berzina, V.O. Gimon, and R.Sh. Krymskii

We studied the isotopic composition of lead in feldspars from the intrusive rocks of enclosing, ore-bearing porphyry, and post-ore complexes and in sulfides from the Sora magmatic center including the Sora porphyry Cu-Mo deposit. The arrangement of the isotopic composition points below the orogen evolution curve on the uraniumogenic lead diagram evidences a predominance of lead of mantle genesis in the igneous rocks and a minor content of crustal lead.

On the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram, the lead of magmatites forms a linear sequence (trend), which is interpreted as mixing of lead from different sources. According to the geochemical parameters, weakly depleted mantle metasomatized by subduction fluids was a source of magmatism. The linear correlation between the ratios of Pb isotopes in the igneous rocks of the Sora magmatic center is explained by the mixing of the mantle and subduction fluids. Mantle lead is predominant in the basites of the enclosing, porphyry, and post-ore complexes and in the leucogranites of the enclosing complex. According to lead isotopy data, the differentiated magmatites (enclosing monzonitoids, ore-bearing porphyry, and post-ore syenite-porphyry) contain a subduction component, whose content increases in passing from early to late complex.

The Pb-isotopic composition of sulfides suggests the mantle source of Pb in molybdenite of the breccia ores and the heterogeneous source (mantle and subduction fluids) of Pb in chalcopyrite of the veinlet ores.

Ore-bearing porphyry magmatism, lead isotopes, sources of magmatism and mineralization, Sora porphyry Cu-Mo deposit, Kuznetsk Alatau

ВВЕДЕНИЕ

Медно-молибден-порфирические рудно-магматические системы относятся к классу мантийно-коровых. Развитие таких систем определяется сложным сочетанием петрологических процессов в верхней мантии и коре [Richards, 2003]. В качестве первичного источника меди и молибдена рассматривается

мантия [Sillitoe, 1972]. В процессе химической дифференциации Земли создавались резервуары, в разной степени обогащенные или обедненные рудными элементами. При формировании Cu-Mo-порфировых месторождений основная масса металлов, согласно многочисленным геологическим и геохимическим исследованиям, привносится в зону рудоотложения магматическими флюидами, ассоциирующими с порфировыми комплексами. В качестве потенциальных источников рудоносных порфировых комплексов рассматриваются мантия [Jiang et al., 2006], континентальная [Titley, 2001] и океаническая [Sillitoe, 1972; Oyarzun et al., 2001] кора. Месторождения данного типа часто локализуются в центрах многократного длительного во времени проявления интрузивного магматизма [Titley, Beane, 1981]. Установлению источников и выяснению характера эволюции магматических и рудообразующих процессов способствуют изотопно-геохимические исследования. Весьма информативен в этом плане свинец [Faure, 1986], повсеместно распространенный элемент, способный своим изотопным составом отражать геохимические и вследствие этого геологические особенности окружающей среды.

В отличие от стронция и неодима при изучении свинца возможно использование рудных минералов и установление потенциального источника металлов. Важно также то, что свинец изучается в трехмерном пространстве, поскольку образуются три радиогенных изотопа (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb) при распаде радиогенных нуклидов (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th соответственно). Сульфиды и полевые шпаты (обогащенные свинцом минералы) вследствие их низких отношений U/Pb и Th/Pb сохраняют изотопный состав резервуара (источника) в момент их образования [Faure, 1986] и, таким образом, дают возможность проследить эволюцию свинца во времени и определить его источники при развитии магмородообразующей системы.

При изучении изотопии свинца был установлен широкий диапазон изотопных отношений на Cu-Mo-порфировых месторождениях мира и относительно узкий в пределах отдельных регионов и конкретных месторождений [Doe, Zartman, 1979]. В Сибири, крупнейшей Cu-Mo-порфировой провинции, такие работы не проводились. В статье обсуждаются первые данные по изотопии свинца, полученные по полевым шпатам и сульфидам полихронного Сорского магматического центра (СМЦ), включающего одноименное Cu-Mo-порфировое месторождение. Исследование изотопного состава свинца преследовало следующие цели: определить Pb-изотопный состав в породах отдельных комплексов и рудах; на основе полученных данных проанализировать взаимоотношения базитов и дифференцированных пород в отдельных комплексах; сравнить изотопные составы свинца СМЦ с Cu-Mo-порфировыми месторождениями других регионов; установить источники рассеянного в породах и рудного свинца СМЦ.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

СМЦ находится в Кузнецком Алатау (Хакасия), северо-западном секторе Алтае-Саянской складчатой области. Кузнецкий Алатау интерпретируется как один из островодужных террейнов в системе раннепалеозойской активной окраины Сибирского кратона [Берзин, Кунгурцев, 1996]. В строении Кузнецкого Алатау принимают участие фрагменты позднерифейско-раннекембрийских офиолитовых ассоциаций, венд-кембрийские островодужные комплексы и карбонатно-терригенные отложения внутриокеанических поднятий. Коллизия террейна с Сибирским континентом в позднем кембрии—раннем ордовике сопровождалась становлением гранитоидных плутонов пестрого состава (рис. 1, А). Один из них (Уйбатский) вмещает Сорское месторождение. На севере Кузнецкого Алатау распространены щелочно-базитовые интрузивные комплексы, в становлении которых выделяются три этапа: 500, 420, 400 млн лет [Врублевский и др., 2004]. В девоне широко проявился наземный вулканизм, представленный преимущественно бимодальными сериями, варьирующими по составу и щелочности. С вулканитами ассоциируют щелочно-габброидные и щелочно-гранитоидные интрузивные комплексы. Согласно современным представлениям, развитие Алтае-Саянской области и, в частности, Кузнецкого Алатау от кембрия до девона во многом обусловлено воздействием на континентальную литосферу серии плюмов [Добрецов, 2003] или непрерывным развитием «горячей точки» [Ярмолюк, Коваленко, 2003].

СМЦ включает интрузивные образования Сорского рудного поля, расположенного в северной части Уйбатского плутона. Магматизм, проявившийся во временном интервале кембрий—девон, представлен тремя комплексами (см. рис. 1, Б): вмещающим (плутоногенным), рудоносным порфировым и пострудным (рифтогенным).

ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ОРУДЕНЕНИЯ

Породы вмещающего комплекса, варьирующие по составу от основных до средних и кислых, образуют непрерывную габбро-гранитную серию. Габброиды 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 монциты. Более поздние лейкограниты несколько уступают по объему монцо-

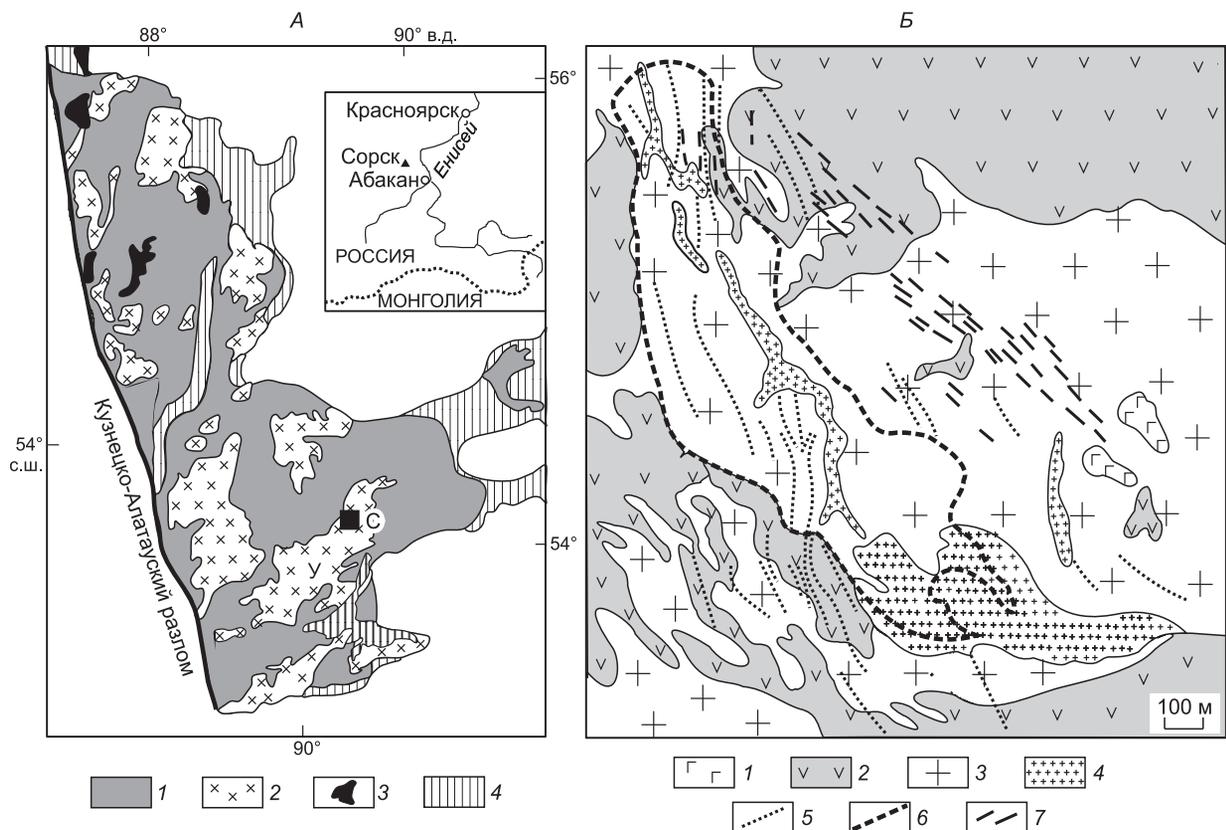


Рис. 1. Геологические схемы восточного сектора Кузнецкого Алатау, по [Геодинамическая карта..., 1989] (А) и Сорского магматического центра (Б).

А: 1 — вулканогенные и терригенно-карбонатные образования (нерасчлененные) (V—C₁); 2 — гранитоидные плутоны (C₃—O); 3 — щелочно-мафитовые интрузии (O—D); 4 — вулканиты бимодальной серии (D₁—D₂). У — Уйбатский плутон, С — Сорский магматический центр.

Б: 1—3 — вмещающий комплекс: 1 — габброиды, 2 — монцонитоиды, 3 — лейкограниты; 4 — гранит-порфиры рудоносного комплекса; 5 — дайки пострудного комплекса; 6 — контур брекчиевых руд; 7 — кварц-молибденитовые жилы.

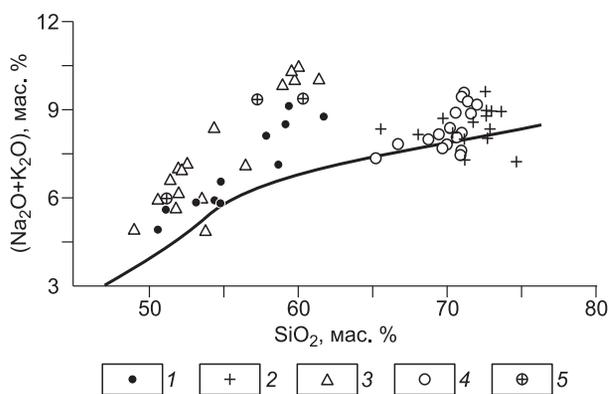
нитоидам. Согласно геохронологическим (Ar-Ar) определениям [Сотников и др., 2001], формирование монцонитоидов произошло в интервале 480—460 млн лет, лейкогранитов — 440—420 млн лет. Порфировый комплекс представлен дайками монцогаббро-, монцодиорит-порфиритов, сиенит-порфиритов (405—402 млн лет) и штоко-, дайкообразными телами рудоносных гранит-порфиритов (389—388 млн лет). Породы вмещающего и порфирового комплексов пересекаются многочисленными пострудными дайками диабазов и дацитовых порфиритов (373 млн лет, K-Ar), плагиопорфиритов и сиенит-порфиритов (360 млн лет, ⁴⁰Ar-³⁹Ar) [Сотников и др., 2001]. Эти дайки рассматриваются как комагматы девонских эффузивов близлежащих рифтогенных впадин [Сорское..., 1976]. Близкое во времени развитие магматизма СМЦ и внутриплитного магматизма в пределах Кузнецкого Алатау позволяет предполагать, что длительное многоимпульсное проявление эндогенной активности СМЦ инициировано активностью «горячей точки».

Временной разрыв между вмещающим и порфировым комплексами составляет около 15 млн лет. Вместе с тем комплексы представлены породными ассоциациями, близкими по минеральному составу и петрогеохимическим характеристикам [Берзина и др., 1999]. Вмещающие лейкограниты и рудоносные гранит-порфиры сопровождаются однотипными гидротермальными изменениями (калишпатизацией, альбитизацией, серицитизацией) и обладают общей металлогенической специализацией на медь и молибден. С лейкогранитами ассоциируют Cu-Mo-скарновая минерализация (в контакте с карбонатными толщами) и Cu-Mo-рассеянное оруденение в калишпатовых метасоматитах. Становление порфирового комплекса завершилось развитием богатого (промышленного) медно-молибденового оруденения.

Минеральный состав габброидов и монцонитоидов двух комплексов варьирует в широких пределах, но в целом относительно первых в монцонитоидах уменьшаются содержания пироксена, амфибола, магнетита, увеличиваются количества плагиоклаза, калишпата, биотита, кварца. Следует отметить вы-

Рис. 2. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ для магматитов СМЦ.

1, 2 — вмещающий комплекс: 1 — монцогаббро, монцодиориты, монцониты, 2 — лейкограниты; 3, 4 — порфировый комплекс: 3 — предрудные дайки, 4 — рудоносные гранит-порфиры; 5 — дайки пострудного комплекса. Кривая — граница породных ассоциаций субщелочной и нормальной щелочности [Классификация..., 1981].



сокие содержания амфибола, особенно в габбро и монцодиоритах вмещающего 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%.

Породы вмещающего и порфирового комплексов относятся преимущественно к субщелочной серии. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ возрастает от габброидов (0.3—0.4) к монцонитоидам (0.6—0.8), лейкогранитам и гранит-порфирам (0.6—1.0). В лейкогранитах и гранит-порфирах коэффициенты железистости и глиноземистости составляют соответственно 0.5—0.7 и 1.0—1.1. По геохимическим характеристикам лейкограниты и гранит-порфиры относятся к I-типу. На рис. 2 лейкограниты и гранит-порфиры образуют автономное поле, смещенное относительно общей направленности фигуративных точек габброидов и монцонитоидов вмещающего и порфирового комплексов, что допускает предположение об отсутствии генетической связи лейкогранитов и рудоносных гранит-порфиров с предшествующими монцонитами и монцонит-порфирами соответственно.

Диабазы и сиенит-порфиры пострудного комплекса по петрохимическим характеристикам близки к предрудным дайкам. Фигуративные точки первых (см. рис. 2) лежат вблизи предрудных монцогаббро-порфиров и сиенит-порфиров, обладающих повышенной щелочностью относительно однотипных пород вмещающего комплекса.

Руды Сорского месторождения представлены прожилковым и брекчиевым типами [Сорское..., 1976] существенно молибденового профиля, а обломки брекчиевых руд — лейкогранитами, реже монцонитоидами и гранит-порфирами. Цемент в основном кварцевый с вкрапленностью сульфидов и флюорита. Брекчиевые руды менее распространены, но более богаты относительно прожилковых. Промышленно ценными минералами являются молибденит (главный) и халькопирит. Широко распространен пирит.

Из проанализированных минералов молибденит представляет брекчиевые руды, халькопирит — прожилковые, пирит — рудную вкрапленность в измененных гранит-порфирах. Минералы кристаллизовались из высоко- (молибденит, >400 °C), средне- (халькопирит, <360 °C) и низкотемпературных (пирит, <250 °C) [Berzina, Sotnikov, 1977] флюидов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СВИНЦА В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Определение содержаний элемента выполнено в Аналитическом центре коллективного пользования ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ИСП-МС на масс-спектрометре ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Количество определений в породах вмещающего, порфирового и пострудного комплексов составило соответственно 10, 8 и 6 анализов. Содержание свинца в магматитах в целом варьирует от 4.7 до 22 г/т и возрастает во всех комплексах от основных пород к кислым. В породах порфирового комплекса содержания свинца (4.9—22 г/т) повышенные относительно вмещающего (6.0—11.8 г/т) и пострудного (4.7—11.5 г/т) комплексов.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА

Изотопный состав свинца определяли в полевых шпатах магматических пород и сульфидах (молибдените, халькопирите, пирите) рудных тел. При выделении минералов на анализ раздробленные породы (до 0.15—0.1 мм) подвергались магнитной и электромагнитной сепарации, разделению в тяжелых жидкостях. Для выделения полевых шпатов после указанных процедур применяли флотацию. Фракция полевых шпатов представлена в базитах плагиоклазом, в лейкогранитах, сиенит- и гранит-порфирах — преимущественно калишпатом, в монцонитоидах — плагиоклазом и калишпатом.

Измерения Pb-изотопного состава выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Сульфиды (около 100 мг) разлагали в смеси концентрированных $\text{HCl} + \text{HNO}_3$ (1:3) кислот при температуре 80—

90 °С в открытых тefлоновых бюксах на плитке, плагиоклазы (массой 200 мг) — в смеси концентрированных HF + HNO₃ (5:1) кислот в закрытых тefлоновых бюксах в сушильном шкафу при 150 °С 24 ч. Предварительно фракции плагиоклаза последовательно выщелачивались концентрированными азотной и соляной кислотами по 4 ч при 80 °С. В дальнейшем анализировался изотопный состав остатков от выщелачивания. Изотопный состав выщелоков не определяли. Свинец выделялся на 100 мкл микроколонках со смолой в Eichrom Sr Spec в 1н и 8н HCl. Пробы наносились на Re ленты в смеси с силикагелем и 0.2н H₃PO₄.

Свинец анализировали на масс-спектрометре TRITON в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме. Измерялись отношения изотопов свинца ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, каждое из них состояло из 50 блоков по 10 сканов при токе на испарителе 2.2—2.3 А и температуре 1300 °С. Перед каждой партией проб измерялся стандарт — 50 нг NIST 981. Средняя точность анализов составила 0.05 % (2σ) для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Корректировка на приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.9374, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.4916, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.7219) при той же температуре. Измеренные отношения изотопов свинца корректировались на масс-фракционирование 0.120 % а.е.м. для ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb; 0.135 % а.е.м. для ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb. Бланк (холостой опыт) во время проведения анализов не превышал 0.2 нг для Pb. Его состав: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.120, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.542, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 37.354. Соотношение свинца бланка к пробе не превышало 1/200000, поэтому поправка на содержание холостого свинца для измеренных отношений не вводилась.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И СУЛЬФИДОВ

В таблице приведены результаты определения Pb-изотопных составов в полевых шпатах и сульфидах, а также параметры источника свинца по модели Стейси—Крамерса [Stacey, Kramers, 1975]: μ, ω, χ и модельный возраст (рассчитанный по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb).

В породах вмещающего и порфирикового комплексов отношения изотопов свинца в полевых шпатах варьируют в диапазонах: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb от 17.647 до 18.243, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb от 15.447 до 15.514, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb от 37.481 до 37.915. Далее в целях сокращения приводится только название породы, включающей проанализированный полевой шпат. Монцогаббро (к-75) и лейкограниты (к-82) вмещающего комплекса характеризуются близкими изотопными отношениями (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb — 17.702 и 17.710, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb — 15.496 и

Отношения изотопов свинца в полевых шпатах и сульфидах Сорского магматического центра

№ образца	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb ±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb ±2σ	T, млн лет	μ*	ω*	χ*
Полевые шпаты							
Вмещающий комплекс							
к-75	17.7022 ± 8	15.4958 ± 10	37.5145 ± 32	488	9.40	35.6	3.79
к-69в	18.1726 ± 7	15.5136 ± 7	37.9152 ± 23	158	9.36	34.6	3.70
к-74д	17.9717 ± 6	15.4956 ± 7	37.5642 ± 23	277	9.33	33.9	3.63
к-82	17.7097 ± 5	15.4862 ± 5	37.5097 ± 16	463	9.36	35.3	3.78
Рудоносный порфириковый комплекс							
к-81в	17.6473 ± 4	15.4773 ± 5	37.4814 ± 18	493	9.34	35.5	3.80
к-60	18.2430 ± 5	15.5107 ± 6	37.7176 ± 18	96	9.33	33.1	3.55
к-70	18.2292 ± 5	15.5122 ± 6	37.7507 ± 19	111	9.34	33.4	3.57
Пострудный дайковый комплекс							
к-96	17.8479 ± 11	15.4947 ± 13	37.5779 ± 43	373	9.35	34.8	3.72
к-86	18.9810 ± 8	15.5471 ± 9	38.3167 ± 31	-411	9.35	32.1	3.43
Сульфиды							
s-2035	17.8880 ± 3	15.4867 ± 3	37.7159 ± 7	324	9.31	35.1	3.77
s-723	18.3041 ± 7	15.5369 ± 8	38.1339 ± 28	106	9.43	35.3	3.74
s-60a	18.6044 ± 14	15.5562 ± 17	38.1287 ± 56	-86	9.45	33.6	3.56

Примечание. Образцы: к-75 — монцогаббро, к-69в — монцодиориты, к-74д — монзониты, к-82 — лейкограниты, к-81в — монцогаббро-порфириты, к-60, к-70 — гранит-порфиры, к-96 — диабазы, к-86 — сиенит-порфиры, s-2035 — молибденит, s-723 — халькопирит, s-60a — пирит.

* Модельный возраст и параметры μ, ω, χ рассчитаны по двухстадийной модели [Stacey, Kramers, 1975] с использованием Isoplot, version 3.70 [Ludwig, 2008].

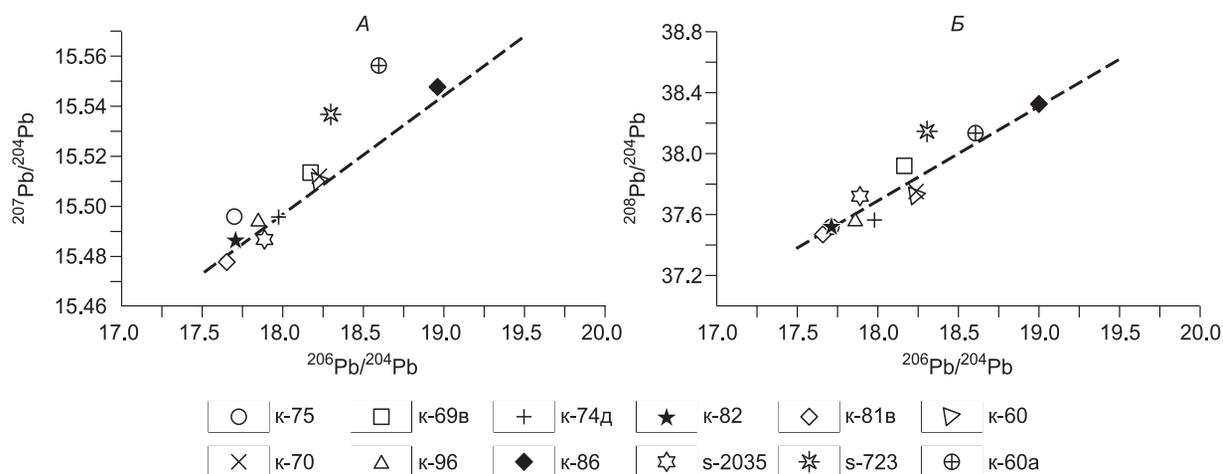


Рис. 3. Изотопные составы свинца в полевых шпатах и рудных минералах СМЦ на ураногенной (А) и торогенной (Б) диаграммах.

Номера образцов см. в таблице.

15.486, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 37.515 и 37.510 соответственно). Относительно этих образований свинец монцитонитов (к-74д) и монцодиоритов (к-69в) более радиогенный (отношения изотопов возрастают: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 18.173, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 15.514, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 37.915).

В монцогаббро-порфиридах рудоносного комплекса (к-81в) свинец наименее радиогенный ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 17.647, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 15.477, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 37.481). Кислые и основные магматиты рудоносного комплекса, в отличие от вмещающего, существенно различаются по свинцу. Свинец гранит-порфиров (к-60, к-70) более радиогенный относительно монцогаббро-порфиров: изотопные отношения этих образцов близки и соответственно составляют: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 18.243 и 18.229, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 15.511 и 15.512, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 37.718 и 37.751.

Контрастность составов свинца возрастает в магматитах пострудного комплекса. Свинец диабазов по изотопному составу близок к базитам предшествующих комплексов. В сиенит-порфирах свинец наиболее радиогенный ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 18.981, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 15.547, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 38.317) среди магматитов СМЦ.

На ураногенной ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и торогенной ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) диаграммах (рис. 3) фигуративная точка молибденита приближена к группе магматитов (базитов трех комплексов и лейкогранитов), обедненных радиогенным свинцом. Отношения изотопов свинца в молибдените составляют: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 17.888, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 15.487, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 37.716. Свинец халькопирита более радиогенный по сравнению с молибденитом. На ураногенной диаграмме фигуративная точка халькопирита расположена ближе к гранит-порфирам и смещена относительно общей направленности фигуративных точек свинца в магматитах в область повышенных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В свинце пирита фиксируется дальнейшее возрастание $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а также $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Рассчитанные модельные возрасты по свинцу монцогаббро (488 млн лет) и пострудных диабазов (372 млн лет) близки к геологическим и геохронологическим (Ar-Ar) датировкам. Модельные возрасты монцогаббро-порфиров (493 млн лет) и лейкогранитов (463 млн лет) превышают геологические и геохронологические и близки к модельному возрасту монцогаббро. У магматитов с повышенной долей радиогенного свинца (монцодиоритов, монцитонитов, гранит-порфиров, а также сульфидов) модельные возрасты ниже геологических и геохронологических. Сиенит-порфирам присуще отрицательное значение модельного возраста. Значительное расхождение модельных и геохронологических датировок позволяет рассматривать состав данного свинца как аномальный, сформировавшийся из нескольких источников. Совокупности изотопных отношений свинца в магматитах на ураногенной и торогенной диаграммах образуют линейные тренды. Корреляционная зависимость изотопных отношений характерна для систем с переменными параметрами $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ), $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (ω) и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (χ), функционирующих в условиях смешения свинцов, по крайней мере, двух источников.

Рассчитанным значениям μ , ω и χ отвечают кажущиеся (модельные) отношения в источнике U/Pb, Th/Pb, Th/U соответственно [Fauger, 1986]. Породам с низкими отношениями изотопов (базиты всех трех комплексов и лейкограниты) свойственны повышенные значения ω (35.6—34.8) и χ (3.80—3.72). В сиенит-порфирах пострудного комплекса с высокими изотопными отношениями свинца значения этих ха-

рактических (32.1 и 3.43 соответственно) минимальные. Средняя часть тренда представлена рудоносными порфирами и монцонитоидами с промежуточными значениями приведенных параметров. Из этого следует, что увеличение изотопных отношений в магматах контролируется уменьшением Th/Pb и Th/U в их источниках или, другими словами, обогащением источников магматитов свинцом и ураном относительно тория.

Величины μ магматитов лежат в диапазоне 9.40—9.33. В монцогаббро вмещающего комплекса фиксируется повышенное значение μ . В монцогаббро-порфиридах и диабазах μ снижается до 9.34 и 9.35. Значения μ рудоносных гранит-порфиров, пострудных сиенит-порфиров и соответствующих им базитов стабильны.

Как отмечалось выше, свинец в молибдените брекчиевых руд наименее радиогенный среди сульфидов и по изотопному составу близок к свинцу базитов и лейкогранитов. К этим породам молибденит близок и по параметрам ω и χ , несколько отличается пониженным значением μ (см. таблицу), т.е. U/Pb отношением во флюиде относительно магматических расплавов с близким изотопным составом свинца. Халькопирит и пирит по Pb-изотопному составу близки к гранит-порфирам. Относительно последних в халькопирите отмечаются повышенные значения μ , ω и χ . В пирите значения ω и χ близки к гранит-порфирам, а величина μ по сравнению с последними несколько выше.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопный состав свинца как индикатор источника и характера связи магм основного, среднего и кислого составов

Низкие и близкие изотопные отношения свинца в полевых шпатах базитов вмещающего, порфирового и пострудного комплексов (см. таблицу, рис. 3) предполагают общий мантийный резервуар при развитии разновозрастного базитового магматизма СМЦ. Отмечаемые некоторые изменения параметров μ , ω и χ в базитах (см. выше) отражают влияние эндогенных процессов на состав мантийного источника. Понижение μ в базитах порфирового и пострудного комплексов относительно вмещающего позволяет говорить о снижении U/Pb, а уменьшение ω , χ в пострудных базитах относительно предшествующих комплексов — о снижении Th/Pb и Th/U в источнике от раннего этапа магматизма к позднему. Изменение параметров, очевидно, вызвано некоторым обогащением во времени мантийного источника свинцом по сравнению с ураном и торием и ураном относительно тория, что возможно при фракционировании этих элементов во время выплавления базальтоидных магм или воздействия глубинных флюидов на мантийный источник.

Во вмещающем комплексе изотопный состав свинца лейкогранитов аналогичен монцогаббро, что свидетельствует о генетической связи лейкогранитов с предшествующими базитами. Такая взаимосвязь устанавливается также и по данным изотопного состава неодима. Так, на диаграмме $\epsilon_{Nd}-T$ (рис. 4) можно видеть, что фигуративная точка лейкогранитов лежит вблизи линии эволюции во времени изотопного состава неодима в монцогаббро [Берзина и др., 2010].

Состав свинца в монцонитоидах более радиогенный по сравнению с предшествующими базитами. Изотопные составы стронция в габброидах и монцонитоидах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7043\text{—}0.7045$) в отличие от свинца близки [Сотников и др., 2000]. С увеличением количества SiO_2 от габброидов к монцонитоидам, уменьшением содержаний мафических породообразующих оксидов и совместимых микроэлементов увеличиваются содержания щелочей, Ba, Zr, Hf, U, Th, Y [Берзина и др., 2010]. Все это предполагает формиро-

Состав свинца в монцонитоидах более радиогенный по сравнению с предшествующими базитами. Изотопные составы стронция в габброидах и монцонитоидах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7043\text{—}0.7045$) в отличие от свинца близки [Сотников и др., 2000]. С увеличением количества SiO_2 от габброидов к монцонитоидам, уменьшением содержаний мафических породообразующих оксидов и совместимых микроэлементов увеличиваются содержания щелочей, Ba, Zr, Hf, U, Th, Y [Берзина и др., 2010]. Все это предполагает формиро-

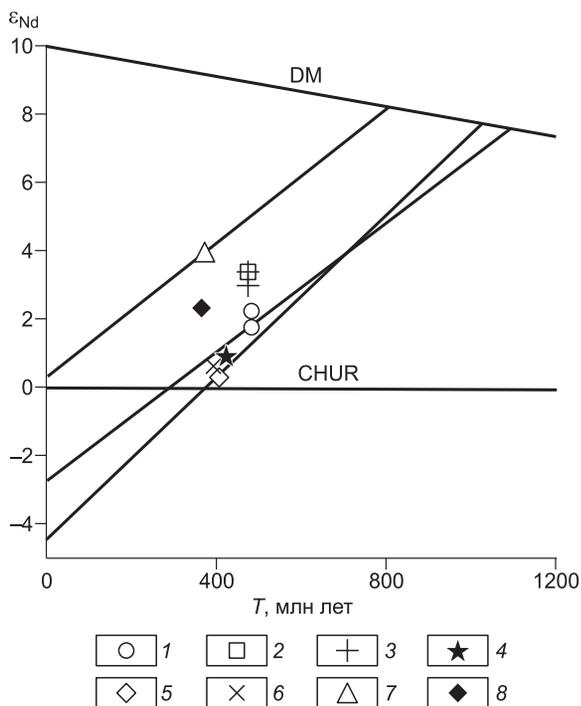


Рис. 4. Диаграмма $\epsilon_{Nd}-T$ для пород СМЦ, по [Берзина и др., 2010].

1—4 — вмещающий комплекс: 1 — монцогаббро, 2 — монцониты, 3 — монцониты, 4 — лейкограниты; 5, 6 — порфировый комплекс: 5 — габбро-порфириды, 6 — гранит-порфиры; 7, 8 — пострудный комплекс: 7 — диабазы, 8 — сиенит-порфиры. DM — деплетированная мантия, CHUR — однородный хондритовый резервуар. Показаны тренды эволюции изотопного состава неодима базитов.

вание монцонитоидного расплава в процессе фракционной кристаллизации базальтоидной магмы. Монцонитоиды в отличие от лейкогранитов (см. рис. 4) отклоняются от линии эволюции изотопного состава неодима предшествующих базитов. Изменение изотопных составов свинца и неодима от монцогаббро к монцонитоидам свидетельствует об участии в развитии монцонитоидной магмы наряду с мантийным другим источником. Высокие нормированные по примитивной мантии содержания Rb, Ba, U, K, Sr, Pb, легких REE относительно средних и тяжелых REE, а также Ti в базитах и монцонитоидах [Берзина и др., 2010] указывают на участие субдукционного источника в их формировании. Изменения геохимических и изотопных характеристик от монцогаббро к монцонитоидам позволяют предполагать, что проявление последних происходило на фоне увеличения в магматическом процессе субдукционной компоненты, которая может быть представлена флюидами и/или расплавами, отделявшимися от слэба. При этом считается, что основным источником флюидов являются metabазальты, а расплавы — переслаивающиеся с metabазальтами океанические осадки [Kelemen et al., 2007]. Высокие отношения U/Th, Ba/Th, Ba/La, Pb/Ce, Sr/Nd в габброидах и монцонитоидах говорят о доминирующей роли флюидов слэба в метасоматическом преобразовании мантии.

Свинец гранит-порфиров рудоносного комплекса более радиогенный по сравнению с предрудными монцогаббро-порфиридами, а также монцогаббро и лейкогранитами вмещающего комплекса. Фигуративная точка гранит-порфиров на диаграмме $\epsilon_{Nd}-T$ лежит вблизи точки монцогаббро-порфиров и линии эволюции изотопного состава неодима в монцогаббро. Из этого следует, что материнская магма гранит-порфиров, как и лейкогранитов, по-видимому, формировалась в процессе частичного плавления базитов. Возможен также альтернативный вариант реактивизации нижнекорового и/или промежуточного очагов, функционировавших во время становления лейкогранитов.

Более радиогенный изотопный состав свинца и понижение значений ω и χ (соответственно модельных отношений Th/Pb и Th/U) гранит-порфиров относительно лейкогранитов обусловлено существенной ролью субдукционного (флюидного) свинца в источнике гранит-порфиров. Обоеднение источника гранит-порфиров торием вызвано с меньшей подвижностью элемента во флюиде по сравнению с ураном и свинцом [Kelemen et al., 2007]. Дальнейшее возрастание роли субдукционного свинца намечается в сиенит-порфирах пострудного комплекса. Изотопные составы неодима сиенит-порфиров и монцонитоидов вмещающего комплекса на время формирования первых (360 млн лет) близки (см. рис. 4), что позволяет предполагать формирование пострудных сиенит-порфиров вследствие частичного плавления монцонитоидов (или их источников), вызванного притоком тепла и флюидов при внедрении базитовой магмы, фиксируемой дайками диабазов.

Сравнение с Cu-Мо-порфировыми месторождениями других регионов

Данные по Pb-изотопному составу геологических комплексов, предшествующих формированию СМЦ, отсутствуют. В связи с этим, с целью оценки роли вмещающей коры и мантии в формировании рудно-магматической системы, представляет интерес сравнение Pb-изотопных характеристик СМЦ с хорошо изученными месторождениями других регионов, для которых эта проблема широко обсуждалась.

При интерпретации изотопных составов свинца широко используются двухстадийная модель эволюции земного свинца Стейси—Крамерса [Stacey, Kramers, 1975] и модель эволюции свинца в резервуарах: мантии, коры (нижней и верхней) и орогена [Zartman, Doe, 1981] (рис. 5). На ураногенной диаграмме свинца кривой эволюции верхней коры соответствуют высокие $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вследствие обогащения пород ураном в процессе дифференциации вещества в литосфере. Кривая эволюции мантии, наоборот, характеризуется низкими $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в результате перераспределения урана из мантии в кору. Обоеднение нижней коры изотопом ^{207}Pb относительно мантии объясняется высокой подвижностью урана при метаморфизме. Кривая Стейси—Крамерса и кривая орогена Зартмана—Доу, отражающие эволюцию свинца при смешении мантийного и корового вещества в процессе формирования континентальной коры, практически совпадают.

Ураногенные диаграммы (см. рис. 5) пород и минералов (полевых шпатов, сульфидов) важных в экономическом отношении Cu-Мо-порфировых месторождений разных регионов мира демонстрируют существенные различия их изотопных составов. Чрезвычайно низкие отношения изотопов свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \leq 16.449$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \leq 15.142$) типичны для молибденита и пирита Мо-порфирового месторождения Фламмефельд (Восточная Гренландия) [Jensen, 1998]. Оруденение ассоциирует с гранитами и гранит-порфирами, завершающими становление щелочного массива кварцевых сиенитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов третичного возраста, формировавшегося близко по времени с щелочно-мафитовыми интрузиями. Развитие магматизма третичного возраста контролировалось взаимодействием базальтоидной магмы с древней континентальной корой [Riishuus et al., 2006]. По оценке [Jensen, 1998], более половины свинца поступило из архейских метаморфизованных гнейсов с очень низкими U/Pb отношениями.

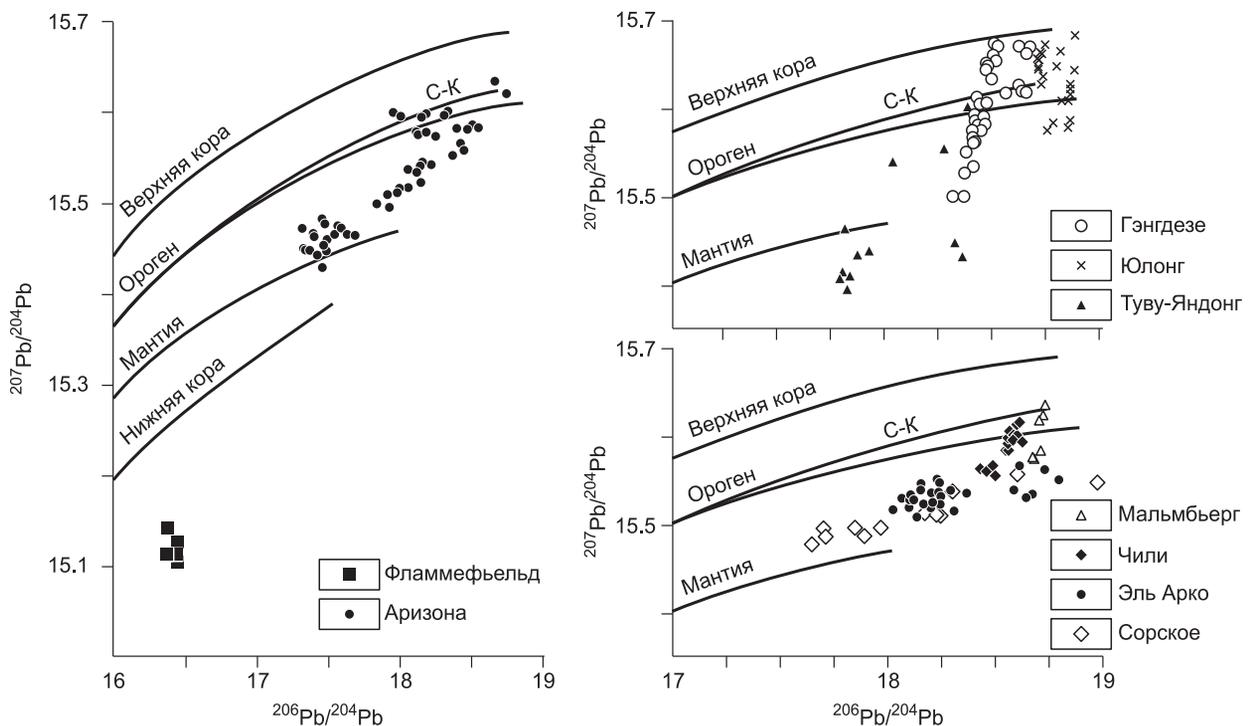


Рис. 5. Сравнение изотопных отношений свинца СМЦ с Cu-Мо-порфировыми месторождениями других регионов.

Использованы данные по месторождениям: штата Аризона [Bouse et al., 1999], Фламмефельд, Мальмбьерг [Jensen, 1998], Гэнгдесе [Qu et al., 2007], Юлонг [Hou et al., 2003], Туву-Яндонг [Zhang et al., 2006], Чили [Tosdal, Munizaga, 2003], Эль Арко [Weber, López Martínez, 2006]. Кривые эволюции свинца: С-К, по [Stacey, Kramers, 1975], мантии, орогена, нижней и верхней коры, по [Zartman, Doe, 1981].

Cu-Мо-порфировые месторождения, локализованные на севере Чили (30—40° ю.ш.) (Рио Бланко—Лос Бронкес, Лос Пеламбрес, Эль Теньенте), и Мо-порфировое месторождение Мальмбьерг (Восточная Гренландия) на ураногенной диаграмме свинца тяготеют к кривым эволюции средней коры Стейси—Крамера и орогена Зартмана—Доу. Месторождения Чили ассоциируют с мезозойскими и кайнозойскими вулканическими и плутоническими комплексами, формировавшимися при субдукции вдоль континентальной окраины Южной Америки. Рудный свинец месторождений Чили поступал из разновозрастных интрузивных образований, в формировании которых принимали участие два источника, представленные предшествующими магматическими породами (или их протолитами): карбоновыми и триасовыми с высокими $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; раннемеловыми с низким $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Tosdal, Munizaga, 2003]. Месторождение Мальмбьерг ассоциирует с порфировыми гранитами, завершающими становление щелочного комплекса третичного возраста. Изотопный состав свинца магматических пород и сульфидов объясняется смещением мантийного свинца с коровым, ремобилизованным из протерозойских гнейсов, палеозойских и мезозойских осадков [Jensen, 1998].

Изотопные составы свинца порфиров и сульфидов месторождений Аризоны (юго-запад США) на ураногенной диаграмме расположены между кривыми эволюции мантии и орогена. Изотопные отношения увеличиваются с северо-запада на юго-запад и согласуются с изменением свинца в породах раннепротерозойского основания. Согласно [Bouse et al., 1999], источником свинца (и других металлов) позднемеловых и раннетретичных порфировых плутонов и ассоциирующих с ними месторождений является гибридизированная нижняя кора. Предполагается участие базальтоидной магмы в процессе гибридизации коры и незначительная ее роль в развитии порфирового магматизма.

Изотопным составам свинца гранодиорит-порфиров и рудных минералов Cu-порфировых месторождений неогенового возраста, образующих рудный пояс Гэнгдесе (Южный Тибет), и палеогеновым монцогранит-порфирам Cu-рудного пояса Юлонг (Восточный Тибет) свойственны широкий диапазон $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и узкий $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. На ураногенной диаграмме они образуют вертикальные тренды, которые объясняются смещением свинцов, поступавших из базальтов погребенного слэба, океанических осадков и мантийного клина [Hou et al., 2003; Qu et al., 2007; Gao et al., 2007]. Высокие отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

объясняются присутствием в источнике древнего радиогенного компонента в составе субдуцированных осадков [Jiang et al., 2006].

На Cu-порфировом месторождении Туву-Яндонг (Северный Тянь-Шань, Северо-Западный Китай) карбонового возраста точки Pb-изотопных составов плагиогранит-порфиров лежат ниже кривой эволюции мантии, а пирита — между кривыми мантии и орогена. По комплексу геохимических исследований авторы связывают формирование порфиров и оруденения с плавлением океанического слэба [Zhang et al., 2006].

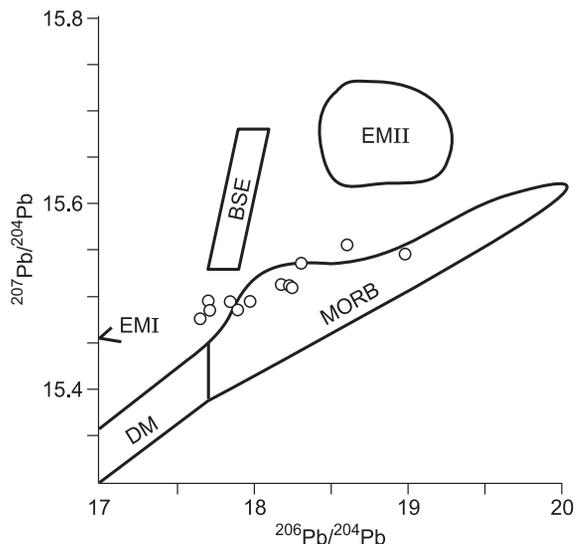
Среди рассматриваемых месторождений Фламмефельд характеризуется относительно гомогенным свинцом, его состав контролировался существенным вкладом нерадиогенного свинца нижней коры. На других месторождениях точки Pb-изотопных отношений на ураногенной диаграмме образуют линейные тренды, свидетельствующие об участии в образовании рудно-магматических систем гетерогенного свинца. Точки Pb-изотопных составов месторождений Чили и Мальмбьерг образуют короткие крутые тренды между кривыми эволюции орогена и средней коры. Для месторождений Гэнгдесе и Юлонг типичны крутые тренды, расположенные между кривыми мантии и верхней коры. Точки Pb-изотопных составов месторождений юго-запада США прослеживаются вдоль линии с относительно умеренным наклоном (косого тренда) между кривыми мантии и кривой эволюции Стейси—Крамерса. Для приведенных выше месторождений предполагается существенная роль свинца коровых источников (вмещающей коры, субдуцированных океанических осадков, базальтов океанического слэба). Наклон и протяженность трендов изотопных составов свинца на Cu-Мо-порфировых месторождениях в какой-то степени являются отражением сложных соотношений вещества мантии, океанической и континентальной коры в развитии рудно-магматических систем.

Распределение изотопных составов СМЦ на ураногенной диаграмме свинца значительно отличается от приведенных выше месторождений. По составу свинца СМЦ наиболее близок к месторождению Эль Арко (Мексика). Формирование Cu-порфирового месторождения Эль Арко юрского возраста произошло в островодужной обстановке. Изотопные отношения калишпатов гранодиорит-порфиров и сульфидов расположены ниже кривой орогена, что предполагает, с учетом изотопных составов стронция и неодима, мантийный источник магмы и рудоносных флюидов [Weber, López Martínez, 2006]. В отличие от Cu-Мо-порфировых месторождений юго-запада США рудно-магматическая система Эль Арко развивалась в условиях фракционирования и дифференциации базальтоидной магмы без значительного участия материала континентальной коры. Фигуративные точки свинца СМЦ, как и месторождения Эль Арко, удалены от кривой эволюции орогенного и среднекорового свинца, приближены к кривой эволюции в мантии и повторяют ее направленность, что свидетельствует о доминирующей роли свинца мантийного источника и несущественной роли вещества вмещающей коры в магмородообразующем процессе СМЦ.

На рис. 6 фигуративные точки магматитов и сульфидов СМЦ расположены между полями валовой силикатной Земли (BSE) и деплетированной (DM) мантии и частично перекрывают поле базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). Согласно оценкам $\epsilon_{Nd}(T)$ пород, варьирующих в узком интервале (от +0.3 до +2.2), предполагается связь магматитов СМЦ со слабодеплетированным мантийным источником, относительно близким к модельному типу BSE. Положение фигуративных точек магматитов и сульфидов вблизи и внутри поля MORB следует связывать с влиянием вещества океанической плиты на изотопный состав свинца рудообразующей магматической системы. Магматизм СМЦ проявился после завершения субдукции. В связи с этим в качестве доминирующего источника свинца при развитии магматизма СМЦ рассматривается слабодеплетированная мантия, метасоматизированная в процессе субдукции. Линейный тренд изотопных отношений отражает смешение свинца мантии и слэба. Согласно геохимическим характеристикам пород, поступление свинца слэба в вышележащую литосферу осуществлялось флюидами. Мы предполагаем также, что после завершения субдукции реликты слэба в подстилающей литосфере

Рис. 6. Положение изотопных составов свинца магматитов и рудных минералов СМЦ относительно:

DM (деплетированной мантии), BSE (валовой силикатной Земли), EMI (мантии, обогащенной неодимом), EMII (мантии, обогащенной стронцием), MORB (базальтов срединно-океанических хребтов) [Zindler, Hart, 1986].



при тектономагматической активизации вовлекались в эндогенный процесс, что обусловило многократное поступление флюидов на верхние уровни литосферы с последующим участием в развитии рудно-магматической системы.

Таким образом, в формировании интрузивных пород СМЦ исключается участие древнего континентального вещества, что совпадает с выводом [Крук и др., 1999] относительно источников гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау. Хотя данные по изотопии свинца пород основания (нижнепалеозойских островодужных комплексов и карбонатных осадков океанических поднятий) отсутствуют и очень редки по изотопии стронция и неодима, низкие изотопные составы свинца, стронция и неодима магматитов СМЦ не допускают существенного влияния на их формирование вещества пород, вмещающих рудно-магматическую систему.

Об источниках металлов СМЦ

Как отмечалось выше, изотопный состав рудного свинца Cu-Mo-порфировых месторождений обычно близок к свинцу вмещающих магматических пород, что (наряду с геологическими и другими геохимическими данными) позволяет предполагать доминирующую роль магматических флюидов в формировании оруденения. В качестве потенциальных источников рудоносных порфиров и оруденения рассматриваются мантийный клин, океаническая кора (базальты + океанические осадки), континентальная кора (нижняя, средняя, морские и океанические осадки — продукты разрушения континентальной коры).

Изотопные составы свинца сульфидов СМЦ лежат значительно ниже кривой эволюции средней коры Стейси—Крамерса и орогена Зартмана—Доу, что свидетельствует о доминирующей роли мантии как источника рудного свинца и, возможно, молибдена и меди. Близкие изотопные составы свинца и модельные отношения U/Pb (μ), Th/Pb (ω) и Th/U (χ) молибденита с монзогаббро-порфиритами и лейкогранитами позволяют предполагать, что молибденит и магматиты являются производными относительно закрытой системы. Свинец таких систем именуется как нормальный [Faure, 1986]. Свинец халькопирита и рудоносных порфиров аномальный. Формирование гранит-порфиров связано с плавлением предшествующих базитов или закристаллизовавшихся очагов лейкогранитовой магмы, вызванным подтоком тепла и флюидов при внедрении базальтоидной магмы (предрудных даек). Аномальный свинец гранит-порфиров и рудного свинца в халькопирите свидетельствует о смешении свинцов протолита и флюида с субдукционной компонентой, что предполагает гетерогенный источник рудного свинца (меди) в халькопирите. Таким образом, пути миграции молибдена и меди различались. Молибден (по крайней мере, брекчиевых руд) мигрировал с мантийным свинцом, а медь (прожилковых руд) с гетерогенным при существенном участии субдукционного свинца. На основании вышесказанного предполагается мантийный источник свинца (молибдена) брекчиевых руд и гетерогенный источник (мантия и субдукционные флюиды) свинца (меди) прожилковых руд. Однако нельзя полностью исключить возможность совпадения пути миграции субдукционного свинца и мантийной меди в рудно-магматическом процессе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено изучение изотопного состава свинца в полевых шпатах пород разновозрастных (вмещающего, рудоносного порфирового, пострудного) комплексов и сульфидов СМЦ. Положение точек составов свинца на ураногенной диаграмме ниже кривой эволюции орогена, по модели [Zartman, Doe, 1981], свидетельствует о доминировании в магматических породах свинца мантийной природы и несущественной роли свинца вмещающей коры.

На ураногенной диаграмме свинец магматитов образует линейную последовательность (тренд), что интерпретируется как смешение свинца из разных источников. Согласно геохимическим параметрам, глубинным источником магматизма была слабодеплетированная мантия, метасоматизированная субдукционными флюидами. Линейная корреляция изотопных отношений свинца в магматитах СМЦ объясняется как смешение свинца мантии и субдукционных флюидов. Мантийный свинец преобладает в базитах вмещающего, порфирового, пострудного комплексов и лейкогранитах вмещающего комплекса. В дифференцированных магматитах (вмещающих монзонитоидах, рудоносных порфирах и пострудных сиенит-порфирах), по данным изотопии свинца, фиксируется субдукционная составляющая, роль которой возрастает от раннего комплекса к позднему. Изменение состава свинца дифференцированных пород во времени, очевидно, обусловлено повышением флюидонасыщенности на верхних уровнях системы в связи с многократным поступлением с глубоких горизонтов магмы с субдукционной флюидной компонентой.

Изотопный состав свинца молибденита брекчиевых руд близок к магматитам с мантийным свинцом (базиты и лейкограниты), а халькопирита прожилковых руд к гранит-порфирам с аномальным (гете-

рогенным) свинцом. Предполагается мантийный источник для свинца (молибдена) в молибдените брекчиевых руд и гетерогенный источник (мантия и субдукционная компонента) для меди прожилковых руд.

Авторы выражают искреннюю благодарность к.г.-м.н. С.И. Дрилю и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00664).

ЛИТЕРАТУРА

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.П., Сотников В.И., Берзина А.Н., Гимон В.О. Геохимическая специфика Cu-Мо-порфировых магматических центров разных циклов развития Центрально-Азиатского подвижного пояса (на примере Сибири и Монголии) // Геохимия, 1999, № 11, с. 1151—1164.

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.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Борисов С.М., Левченков 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-6 1:2 500 000 / Под ред. Л.П. Зоненшайна, Р.В. Межеловского, Л.М. Натапова. М., Мингео СССР, 1989.

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

Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А. Богатикова, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшакова. М., Недра, 1981, 160 с.

Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН, 1999, т. 366, № 3, с. 395—397.

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. 1112—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-Мо-порфировом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 786—801.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Berzina A.P., Sotnikov V.I. Physicochemical conditions of endogene processes in copper-molybdenum deposits in Central Asia // Econ. Geol., 1977, v. 72, № 1, p. 25—36.

Bouse R.M., Ruiz J., Titley S.R., Tosdal R.M., Wooden J.L. Lead isotope compositions of Late Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits // Econ. Geol., 1999, v. 94, № 2, p. 211—244.

Doe B.R., Zartman R.E. Plumbotectonics: the Phanerozoic // Geochemistry of hydrothermal ore deposits / Ed. H.L. Barnes. New York, Wiley-Interscience, 1979, p. 22—70.

Faure G. Principles of isotope geology. New York, Wiley & Sons, 1986, 589 p.

Gao Y.-F., Hou Z.-Q., Kamber B.S., Wei R.-H., Meng X., Zhao R.-S. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism // Contr. Miner. Petrol., 2007, v. 153, № 1, p. 105—120.

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 evidence for remobilization of continental crust // Chem. Geol., 1998, v. 150, № 1—2, p. 119—144.

Jiang Y.-H., Jiang S.-Y., Ling H.-F., Dai B.-Z. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints // Earth Planet. Sci. Lett., 2006, v. 241, № 3—4, p. 617—633.

Kelemen P.B., Hanghøj, Greene A.R. One view on 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 Ltd., 2007, v. 2, p. 593—659.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot, version 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4. 2008, 77 p.

Oyarzun R., Márquez A., Lillo J., López I., Rivera S. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism // *Miner. Deposita*, 2001, v. 36, № 8, p. 794—798.

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.

Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // *Econ. Geol.*, 2003, v. 98, № 8, p. 1515—1534.

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.

Sillitoe R.H. Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, № 3, p. 813—818.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Titley S.R. Crustal affinities of metallogenesis in the American Southwest // *Econ. Geol.*, 2001, v. 96, № 6, p. 1323—1342.

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

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.

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

Zhang L., Xiao W., Qin K., Zhang Q. The adakite connection of the Tuwu-Yandong copper porphyry belt, eastern Tianshan, NW China: trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry // *Miner. Deposita*, 2006, v. 41, № 2, p. 188—200.

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

*Рекомендована к печати 9 апреля 2010 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
5 октября 2009 г.*