

УЗКИЙ ДИАПАЗОН ИЗОТОПНЫХ ВАРИАЦИЙ СВИНЦА В ОБШИРНОЙ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) И ИСТОЧНИКИ ЕЕ Au, Ag И МНОГОМЕТАЛЬНОЙ КРУПНОМАСШТАБНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ: ДАННЫЕ ВЫСОКОТОЧНОГО ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА

© 2025 г. И. В. Чернышев*, А. В. Чугаев, В. А. Коваленкер

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ)

Российской Академии наук,

пер. Старомонетный, 35, Москва, 119017 Россия

**e-mail: cheriv1935@gmail.com*

Поступила в редакцию 09.05.2024 г.

После доработки 26.07.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

Чаткало-Кураминский регион Срединного Тянь-Шаня является суперкрупной порфирово-эпитермальной золоторудной провинцией. В этой палеовулканической области локализованы Au, Ag и полиметаллические месторождения мирового класса (Кальмакыр, Кочбулак, Канимансур и другие). С помощью высокоточного ($\pm 0.02\%$) MC-ICP-MS метода изотопного анализа свинца изучена коллекция, включающая 63 рудных образца (из них 47 галенит) из 18 месторождений, представляющие известные в регионе типы Au-Ag, Au-Ag-полиметаллических и Cu-Au-Mo месторождений, а также 21 образец магматических пород региона, для которых изотопный состав свинца определялся в минеральных фракциях полевых шпатов. Вариации величин изотопных отношений свинца рудных месторождений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ находятся в узком диапазоне значений, соответственно 17.9885–18.1598, 15.5897–15.6412 и 38.0385–38.2380. Эти вариации в относительном выражении составляют 0.94 %, 0.33 % и 0.52 % соответственно и являются одними из минимальных среди рудных провинций мира. Еще более высокой (в 2–5 раз) степенью гомогенности характеризуется изотопный состав свинца конкретных месторождений. Изотопный состав свинца месторождений и рудных полей Чаткало-Кураминского региона не зависит от их минерального состава и геохимического профиля, а определяется геологической позицией месторождений в регионе. Обнаруженное близкое сходство изотопного состава свинца рудных месторождений и позднепалеозойских гранитоидов поддерживает представления о генетической связи крупномасштабной Au, Ag и полиметалльной минерализации с магматизмом, развивавшимся в субдукционной обстановке. Представляет особый интерес факт идентичности изотопного состава свинца Cu-Au-Mo порфирового месторождения Кальмакыр и совмещенного с ним в пространстве Au-эпитермального месторождения Актурпак, свидетельствующий о единстве источников рудоносных растворов этих месторождений, различных по составу и P – T условиям образования. Изотопный состав и его эволюционные модельные характеристики по модели Стейси–Крамерса определяют (в согласии с данными по Sr и Nd) свинец пород и месторождений региона как среднекоровый, характерный для островодужных областей андийского типа. Мантийной составляющей источника рудоносных магм региона являлось вещество мантийной литосферы и океанической коры, подвергшееся частичному плавлению в субдукционной обстановке в зоне мантийного клина. Повышенное относительно среднекорового значение параметра Th/U, лежащее в диапазоне 3.86–3.99, свидетельствует о значительном вкладе вещества докембрийских пород фундамента Чаткало-Кураминского террейна в петрогенезис рудоносных магм.

Ключевые слова: Чаткало-Кураминский регион, порфирово-эпитермальные системы, изотопный состав Pb, метод MC-ICP-MS, источники вещества

DOI: 10.31857/S0016752525010017, EDN: GQEYBW

ВВЕДЕНИЕ

Изучение изотопных характеристик месторождений и их корреляций с особенностями пород, строением, возрастом и эволюцией тектонических бло-

ков, к которым приурочены месторождения, представляет сейчас один из главных инструментов при решении таких фундаментальных вопросов, как природа источников рудных компонентов, их от-

носительный вклад в формирование рудной минерализации различного состава и возраста. Результаты, полученные в этом направлении, отражены в целом ряде публикаций, например (Sillitoe, Hart, 1984; Puig, 1988; Wörner et al., 1992; Bouse et al., 1999; Tosdal et al., 1999; Tosdal, Munizaga, 2003; Chiaradia et al., 2004; Kamenov et al., 2007; Audetat et al., 2008; Kamenov et al., 2013; Saunders et al., 2016; Чернышев и др., 2008, 2011а,б, 2018; Чугаев и др., 2020).

Особый интерес для изотопно-геохимических, как и для других исследований, представляют регионы с экстремальным концентрированием металлов

на участках земной коры, представляющих собой целые рудные провинции. К ним относится Чаткало-Кураминский регион, свинцово-изотопному изучению которого посвящена настоящая работа.

Чаткало-Кураминская рудная провинция Среднего Тянь-Шаня (рис. 1) является одним из редких примеров палеовулканических областей доэоценового возраста с хорошо сохранившимися порфировыми, эпитермальными и скарновыми месторождениями и принадлежит к числу крупнейших золотосеребряных провинций мира. Суммарные (разведанные и прогнозные) ресурсы золота в порфиро-

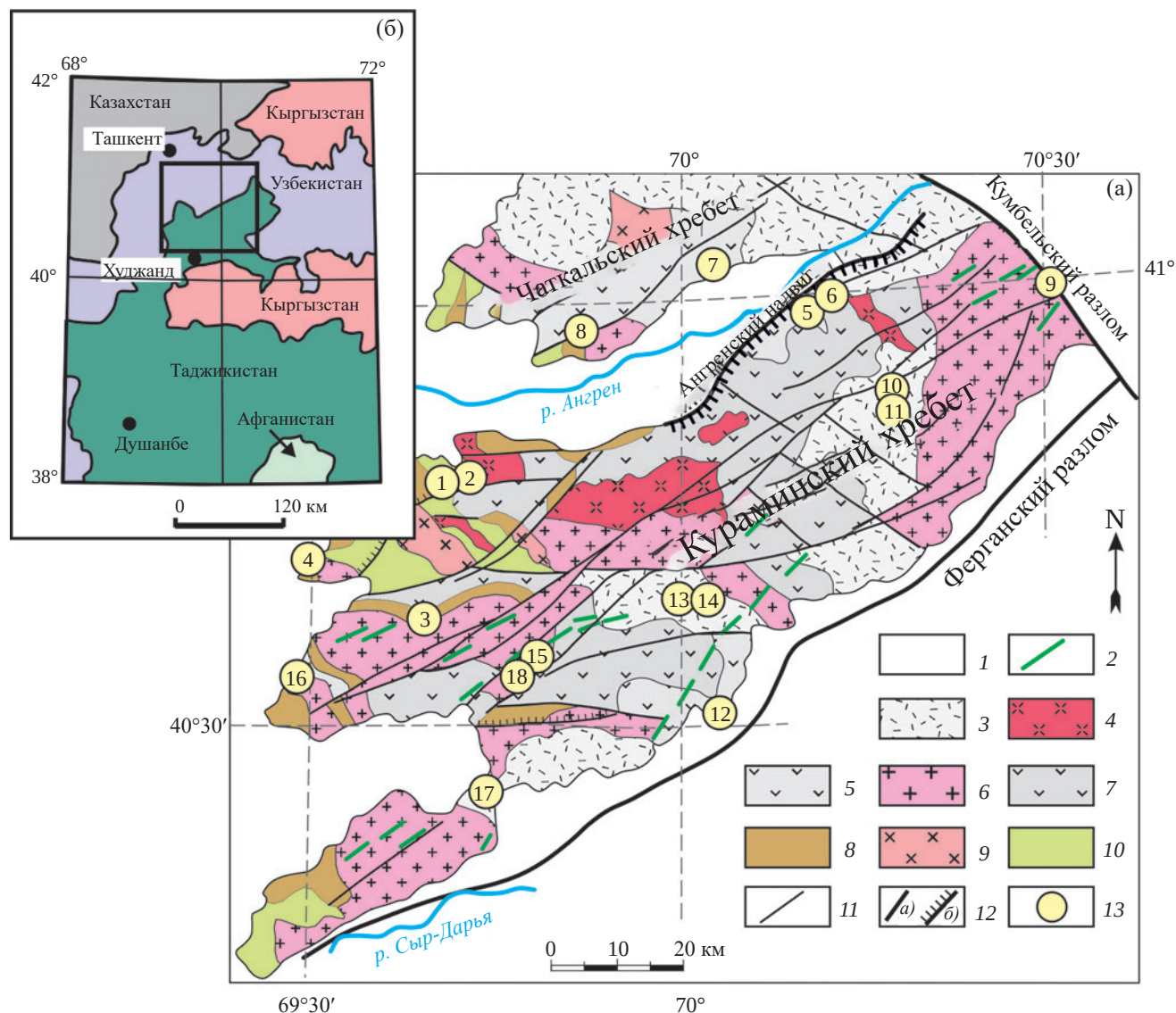


Рис. 1. Геологическая схематическая карта Чаткало-Кураминского региона (а) (по Коваленкер и др., 1997, с добавлениями) с мелкомасштабной схемой положения региона (б).

1 — четвертичные отложения; 2 — дайковые пояса (диабазовые порфиры, фельзит-порфиры); 3 — площади преимущественного распространения вулканоплутонического комплекса C_2-P_1 ; 4 — гранит-, гранодиорит- и граносиенит-порфиры C_2 ; 5 — андезитоациты, кварцевые порфиры, их туфы C_2 ; 6 — гранодиориты, граниты и диориты карамазарского типа C_2 ; 7 — вулканические породы C_2 ; 8 — карбонатные породы D_3-C_1 ; 9 — гранодиорит- и гранит-порфиры D_1-S_2 ; 10 — сланцы, роговики, спилиты $S-O$; 11 — региональные разломы; 12 — глубинные разломы (а) и надвиги (б); 13 — изученные месторождения и их номера в соответствии с табл. 1 (1 — Кальмакыр; 2 — Актурпак; 3 — Алтын-Топкан; 4 — Иккиджолон; 5 — Кочбулак; 6 — Кайрагач; 7 — Кызылалмасай; 8 — Акчасай; 9 — Пирмираб-2; 10 — Лашкерек; 11 — Учкыз; 12 — Апрельевка; 13 — Восточный Канимансур; 14 — Замбарак; 15 — Канджол; 16 — Курусай; 17 — Янгикан — Чорух-Дайрон; 18 — Школьное).

вых и эпипермальных месторождениях Алмалыкского и Ангреновского районов составляют по разным оценкам от 2–3 до 4–5 тыс. т (Shayakubov et al., 1999; Альпиев, Кулешов, 2013).

Это позволило рассматривать этот регион как суперкрупную порфирово-эпипермальную золоторудную провинцию (Kovalenker et al., 2008). В то же время и ресурсы серебра в Карамазарском районе с учетом гигантского серебро-порфирового месторождения «Большой Канимансур», содержащего 50 тыс. т Ag (Потапьев, 2003), достигают многих десятков тыс. т. Чрезвычайно высокая золотоносность-сереброносность Чаткало-Кураминского региона и одновременно его высокая рудонасыщенность по полиметаллам во многом обуславливает неубывающий интерес к этому региону со стороны науки и практической геологии.

Первые результаты свинцово-изотопного изучения месторождений Чаткало-Кураминского региона были получены в ИГЕМ РАН более 30 лет назад в рамках научной темы по изучению месторождений золота в континентальных поясах (Эндегенные источники..., 1987). В упомянутой монографии изотопные составы свинца приведены только в графической форме. Цифровые изотопные данные и более подробное их обсуждение представлены в научных отчетах по этой теме, находящихся в фондах ИГЕМ РАН. Изученная коллекция образцов ограничивалась семью Au-Ag эпипермальными месторождениями региона и некоторыми магматическими породами. Полученные данные показали схожесть изотопных характеристик изученных месторождений и магматических пород и свидетельствовали в пользу смешанного происхождения рудного свинца. Достаточно узкий диапазон региональных вариаций изотопного состава свинца всего в 3–4 раза превышал стандартную погрешность (~0.2–0.3 %) измерения изотопного состава свинца методом термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS), который в прошлом столетии был единственным рабочим методом изотопного анализа в геохимии изотопов свинца и в том числе применялся нами в вышеупомянутой работе. Свинцово-изотопное изучение месторождений и районов при подобном соотношении «масштаб вариаций – погрешность измерения» представлялось нам не перспективным.

Позднее, уже в начале 21-го столетия были опубликованы отдельные результаты измерений изотопного состава свинца, полученные методом TIMS по рудным минералам некоторых месторождений Чаткало-Кураминского региона. Результаты по галениту и самородному золоту из эпипермальных месторождений Пирмираб-2 и Кочбулак (Металогения золота..., 2012) значительно (особенно по отношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) отличаются от наших данных и в настоящей статье не рассматриваются. В более ранней обстоятельной работе (Chiaradia et al., 2006) изучено всего три рудных образца из месторождения

Чаткало-Кураминского региона (Кочбулак, Кальмакыр), однако в этой работе приводятся изотопно-свинцовые данные по 40 минералам из некоторых золоторудных месторождений разного типа, локализованных в структурах регионов Срединного, Северного и Южного Тянь-Шаня, соседних с Чаткало-Кураминским. Эти данные обсуждаются в настоящей статье в контексте интерпретации наших новых результатов по Чаткало-Кураминскому региону. Кроме того, также методом TIMS были получены довольно многочисленные данные по *валовым пробам* магматических пород Чаткало-Кураминского региона и соседних с ним террейнов Западного Тянь-Шаня (Konopelko et al., 2017; Dolgoplova et al., 2017). Мы не использовали эти данные для прямых сопоставлений с результатами, вновь полученными в настоящей работе, ввиду высоких содержаний урана и тория (или отношений U/Pb Th/Pb) в породах региона и обусловленных этим обстоятельством недопустимо большими погрешностями определения в валовых пробах пород интересующих нас начальных изотопных составов свинца. Эти погрешности составляют от нескольких долей % до 1.5 % и сильно превосходят саму измерительную погрешность метода TIMS. Необходимые пояснения сделаны в разделах «Результаты» и «Объекты изотопного изучения свинца».

Свинцово-изотопное изучение Чаткало-Кураминского региона, результаты которого представлены в настоящей статье, базируется на применении высокоточного варианта метода многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно связанной плазме (MC-ICP-MS) (Rékhamper, Halliday, 1997). Новые возможности, которые привнес метод MC-ICP-MS в изучение вариаций изотопного состава свинца (Collerson, 2002; Kamenov et al., 2005; Чернышев и др., 2007, 2008, 2011б и другие работы), связаны с 10-кратным (по сравнению с методом TIMS) снижением погрешности измерения изотопных отношений и доведением ее до уровня ± 0.02 – 0.005 %. Такая точность позволяет: получать достоверную картину распределения изотопного состава обыкновенного свинца, ограниченную уровнем неопределенности всего 0.02–0.03 %; фиксировать малые различия изотопного состава, лежащие в пределах 0.1 % и определенно коррелирующие с геологической историей изучаемых пород и минералов; выявлять короткие эволюционные тренды изотопного состава, несущие информацию о процессах смешения свинца, поступавшего из различных источников.

Круг объектов, изученных в настоящей работе, включает 63 минерала из 18 месторождений, представляющих известные в регионе типы Au–Ag, Au–Ag–полиметаллических и Cu–Au–Mo месторождений, различающихся по составу минерализации и генезису, а также 21 образец магматических пород ре-

гиона. В связи с общим интересом к сравнительному изучению изотопного состава свинца пород и рудных месторождений региона, особое внимание в настоящей работе было уделено задаче определения начальных изотопных составов свинца, т. е. составов, отвечающих в масштабе геологического времени моментам образования изучаемых объектов.

При точности $\pm 0.02\%$, с которой методом MC-ICP-MS проводится измерение изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в галените и других рудных минералах, необходимо было реализовать аналогичные (или близкие) по точности определения начальных значений этих отношений в магматических породах. Поэтому в качестве непосредственных объектов анализа свинца в интрузивных и вулканических породах в настоящей работе использовались выделенные из пород мономинеральные фракции полевых шпатов. Это позволило в значительной степени избежать погрешностей, возникающих при «коррекции на возраст»¹ изотопных отношений свинца в системах с высокими величинами U/Pb и Th/Pb отношений. Связанные с этим вопросы рассмотрены в следующих разделах настоящей статьи.

В результате проведенных исследований определены начальные изотопные отношения свинца в различных типах рудных месторождений и магматических пород Чаткало-Кураминской провинции; дана интерпретация полученных результатов; определены особенности изотопного состава свинца и эволюционные характеристики его источников; с привлечением ранее опубликованных изотопно-геохимических данных по Sr и Nd идентифицированы мантийная и коровая составляющие источников рудоносных магм и месторождений Au, Ag и полиметаллов Чаткало-Кураминского региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

За почти 100-летний период изучения и горно-промышленного освоения Чаткало-Кураминского региона опубликовано большое количество работ, составляющих сегодня основу геологических знаний об этом регионе. Ниже в кратком изложении приводятся данные о строении, геологической эволюции, металлогении и рудных месторождениях Чаткало-Кураминского региона, которые в контексте настоящей статьи представляются наиболее существенными.

Чаткало-Кураминский регион расположен в западной части Срединного Тянь-Шаня на территории хребтов Чаткальского, Кураминского

и Могол-Тау (рис. 1, Konopelko et al., 2017). В тектоническом отношении регион принадлежит к структурам Тяньшаньского орогена, являющегося фрагментом Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП). Согласно тектонической модели Тяньшаньского орогена, развиваемой в последние десятилетия (Зоненшайн и др., 1990; Sengor et al., 1993; Куренков и др., 1995; Mikolaichuk et al., 1997; Biske, Seltmann, 2010; Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017 и другие работы), его структуры сформировались в палеозое в результате субдукции океанической плиты Палео-Туркестанского океана под Сырдарьинско-Таримский (Палео-Казахстанский) палеоконтинент. В процессе субдукции и последующей коллизии мегаблоков в западной части Тянь-Шаня сформировались три главные структуры: Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань. *Северный Тянь-Шань* представляет деформированную окраину Палео-Казахстанского континента. *Южный Тянь-Шань* рассматривается как интенсивно деформированная окраина складчато-надвигового пояса, образованного во время финального закрытия Палео-Туркестанского океана. *Срединный Тянь-Шань* является позднепалеозойским вулканоплутоническим поясом, который на территориях к западу от Талас-Ферганского разлома, включающих Чаткало-Кураминский регион, представлен образованиями Бельтау-Кураминской вулканической дуги карбонового возраста. Последние несогласно перекрывают и пересекают образования более раннего силурийско-раннедевонского дугового пояса, которые сформировались на каледонском и/или докембрийском основании на ранней стадии эволюции Палео-Туркестанского океана в результате направленной на север (в современных координатах) субдукции (Seltmann et al., 2011). Среди позднепалеозойских магматических пород в пределах Чаткало-Кураминского региона выделяются как субдукционные (C_1 - C_2)², так и постсубдукционные (P_1) комплексы.

Первые из них, развитые в Тянь-Шане исключительно западнее Талас-Ферганского разлома, в Чаткало-Кураминском регионе представлены гранитными интрузиями известково-щелочного состава и вулканическими толщами (Shayakubov, 1998; Seltmann et al., 2005, 2011). Постсубдукционные комплексы пород P_1 характерны для всех террейнов Тянь-Шаня (Konopelko et al., 2007). В Чаткало-Кураминском регионе они представлены малыми интрузиями (субвулканические тела и дайки

¹ Коррекция изотопных отношений свинца на радиогенную добавку изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb , которая происходит в породах и минералах за счет распада U и Th в течение отрезка времени, разделяющего интересующее нас геологическое событие и настоящий момент времени.

² Здесь и далее стратиграфическая привязка дается согласно цифровым границам международной стратиграфической шкалы (Cohen et al., 2019). При этом принимается двухчленное деление карбоновой системы/периода на C_1 (миссисипская подсистема) и C_2 (пенсильванская подсистема).

гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, фельзитов) и их эффузивными фациями (игнимбриты, туфы, туфолавы, риолиты и трахириолиты) (Геология и полезные ..., 1998). Присутствие в Чаткало-Кураминском регионе послепермских магматических пород достоверно не установлено.

Геологическое строение Чаткало-Кураминского региона определяется, прежде всего, широким распространением здесь продуктов интрузивного и эффузивного известково-щелочного магматизма, формировавшихся в течение всего палеозоя, максимум которого пришелся на период C_1 - C_2 . В основании палеозойского разреза залегают породы терригенной флишеоидной формации О-S, которые состоят из слабометаморфизованных глинистых сланцев и песчаников. Они прорываются телами плагиогранитов и адамеллитов и перекрываются вулканитами среднего и кислого состава раннедевонского возраста, которые включают андезиты, дациты и их туфы. Средний палеозой (D_3 - C_1) представлен фрагментами мощной терригенно-карбонатной толщи. Средне- и позднедевонские породы в основном представлены песчаниками, илистыми и доломитовыми известняками и доломитами. Среди раннекарбоновых пород преобладают в основном известняки, в том числе кремнистые, а позднекарбоновые породы представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками и вулканитами среднего и кислого состава.

Позднепалеозойские кислые магматические породы (C_2 - P_1) характеризуются развитием малых интрузий (субвулканические тела и дайки гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, гранит-порфиров, фельзитов и фельзит-порфиров) и эффузивных фаций (игнимбриты, туфы, туфолавы, флюидальные риолиты и трахириолиты) (Геология и полезные..., 1998). Предполагается, что эти породы образовались на каледонском и/или докембрийском основании в результате направленной на север субдукции во время эволюции и закрытия Палеотуркестанского океана на юге (Seltmann et al., 2011).

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕГИОНА

Металлогенические особенности Чаткало-Кураминского региона определяются широким распространением в нем Cu-Au-Mo-порфировых, Au-Ag-Se-, Au-Ag-Te-Se- и Ag-Pb-Zn-Bi-эпитермальных, а также Ag-Pb-Zn-скарновых месторождений (Shayakubov, Dalimov, 1998;). Кроме того, в регионе широко распространены U-Mo-месторождения (Лаверов и др., 2012), которые здесь не рассматриваются. Считается (Seltmann et al., 2011), что подобная металлогеническая специализация типична для областей, формирование которых было связано с обстановками субдукции. По преобладанию того или иного типа рудной минерализации и в соответствии с ее металлогеническим профилем Чаткало-Кураминский регион

подразделен на три основных рудных района: *Алмалыкский*, *Ангренский* и *Карамазарский*. Первые два из этих районов расположены соответственно на северо-западных склонах Кураминского и юго-восточных отрогах Чаткальского хребтов, третий охватывает юго-восточные склоны Кураминского хребта (рис. 1).

В *Алмалыкском* рудном районе локализованы крупные, мирового класса Cu-Au-Mo-порфировые месторождения (Кальмакыр, Сарычек, Дальнее), а также крупные Ag-Pb-Zn скарновые месторождения Алтын-Топкан и Курганшинкан, которые контролируются зоной субширотного Южно-Ангренского разлома (рис. 1). Породами, вмещающими Cu-Au-Mo рудную минерализацию порфировых месторождений Алмалыкского района, являются кварцевые монциты и гранодиориты, а формирование месторождений связывается с позднепалеозойскими интрузиями порфировых гранитоидов среднего-кислого состава (Golovanov et al., 1986; Cheng et al., 2018). В Алмалыкском районе также известны эпитермальные золоторудные месторождения, как например, изученное нами месторождение Актурпак, крутопадающие кварц-сульфидные жилы которого с комплексной Au-Ag-Bi-Te-Pb-Zn-As минерализацией обнаруживают отчетливую пространственную и временную связь с месторождением Кальмакыр, предполагающую их формирование в рамках единой порфирово-эпитермальной рудообразующей системы (Коваленкер и др., 2007; Kovalenker, 2003; Kovalenker et al., 2004). Здесь также известно значительное число эпитермальных золоторудных месторождений, обычно мелких и средних по размеру, которые не играют заметной роли в общем балансе золота этого района. Поэтому в целом по наиболее промышленно-значимому типу месторождений этот рудный район может быть назван *золото-порфировым*.

Ангренский рудный район характеризуется преимущественным распространением эпитермальных месторождений, отличающихся разнообразным геохимическим профилем (Au-Ag, Au-Ag-Te, Au-Bi-Te-Se, Au-Pb-Zn, Ag-Pb-Zn), типами минерализации (низко-сульфидизированные – LS, промежуточно-сульфидизированные – IS, и высоко-сульфидизированные – HS). К наиболее промышленно важным относятся Au-Ag месторождения Кызылалмасай (LS-IS тип), Au-Ag-Te Кочбулак и Au-Bi-Te-Se Кайрагач (HS-IS типа). Ag-Pb-Zn-руды месторождений Лашкерекского рудного поля (IS-HS тип) не играют существенной роли в балансе золота этого района. Геологическая позиция Au-Ag месторождения Кызылалмасай (LS-типа) и Au-Pb-Zn месторождения Акчасай (IS-тип) определяется их расположением на юго-восточных отрогах Чаткальского хребта в пределах Шаваз-Дукентского грабена, который

сложен породами каледонского (метаморфические сланцы и гранитоиды силурийского возраста) и герцинского этапов (интрузивные и вулканогенные комплексы C_1-C_2 , малые порфировые интрузии и дайки C_2-P_1) (Пирназаров, Колоскова, 2005). Иную позицию занимают эпитермальные месторождения, расположенные на северо-западных склонах Кураминского хребта. Месторождения Кочбулак и Кайрагач залегают среди андезито-дацитовых вулканитов акчинской и надакской свит (C_1-C_2) Караташской кальдеры, которая находится в северной части Лашкерекской мульды проседания, на пересечении Южно-Ангренской и Лашкерек-Дукентской зон глубинных разломов (Islamov et al., 1999). В южной части мульды, сложенной субвулканическими кислыми породами C_2-P_1 , располагаются эпитермальные серебро-полиметаллические месторождения Лашкерекского рудного поля (IS-тип).

В целом, с учетом значимости золота в металлогеническом профиле распространенных месторождений в Ангренском рудном районе, он может быть назван *золото-эпитермальным*.

Кармазарский рудный район, как уже отмечалось, занимает территорию юго-восточных отрогов Кураминского хребта и характеризуется широким развитием постколлизийного магматизма (C_2-P_1), представленного известково-щелочными калиевыми гранитами кармазарского комплекса и мощными раннепермскими вулканическими толщами (Потапьев 2003; Shayakubov, Dalimov, 1998). Ярко выраженная серебро-полиметаллическая специализация металлогении этого района обеспечивается, прежде всего, широким развитием $Ag-Pb-B$ -эпитермальных (Канимансурское и Канджолское рудные поля) и $Pb-Zn$ -скарновых (Кансайское и Курсайское рудные поля) месторождений, при незначительной роли собственно золоторудной минерализации (Школьное, Апрельевка и др.). В этой связи Кармазарский рудный район рассматривается как *серебро-полиметаллический*.

Основные характеристики изученных месторождений приведены в табл. 1.

ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА

При рассмотрении имеющихся по Чаткало-Кураминскому региону изотопно-геохронологических данных следует отметить трудности, с которыми изотопное датирование сталкивается в этом регионе.

Они вызваны низкотемпературными гидро-термальными изменениями, которым в перм-триасовое время подверглись породы Чаткало-Кураминского региона и которые привели к избирательному нарушению замкнутости их геохрономет-

рических изотопных систем. Изучение минералогических и изотопных признаков нарушений $K-Ar$ и $Rb-Sr$ систем породообразующих минералов (Волков и др., 1997; Чернышев и др., 2011) показало, что эти нарушения сводятся исключительно к потере радиогенных изотопов аргона и стронция минералами, (т. е. к «омоложению» определяемого возраста), а случаи его «удревнения» не доказаны. Обнаружена зависимость степени «омоложения» возраста, определявшегося по минералам порфировых вкрапленников полевых шпатов и биотита, от степени их измененности. Некоторые подходы, примененные при подборе датируемого материала и интерпретации данных, позволили получить не искаженные датировки или датировки близкие к действительному возрасту пород. Сюда, например, относится использование вкрапленников прозрачного, структурно не преобразованного санидина для $K-Ar$ и $^{40}Ar-^{39}Ar$ датирования, применение изохронного $Rb-Sr$ метода при использовании валовых проб пород и составляющих их минералов.

В результате определений $U-Pb$ возраста пород по циркону, проведенных в последние годы с помощью методик SHRIMP и LA-ICP-MS (Seltmann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2017; Cheng et al., 2018 a,b) получено несколько серий в большинстве случаев непротиворечивых геохронологических данных, которые вместе с отдельными более ранними $Rb-Sr$, $K-Ar$ и $^{40}Ar-^{39}Ar$ датировками наметили временное положение эпох палеозойского магматизма в Чаткало-Кураминском регионе. Возраст конкретных пород и границы проявленных в регионе эпох магматизма в будущем, возможно, будут уточнены, по мере того как для датирования пород по циркону будет применяться высокоточный традиционный метод $U-Pb$ (ID TIMS), который (в отличие от SHRIMP и LA-ICP-MS технологий $U-Pb$ метода) позволит контролировать постформационную потерю цирконом радиогенного свинца или присутствие в цирконе древнего радиогенного свинца. Состояние $U-Pb$ систем циркона в породах Чаткало-Кураминского региона остается пока вопросом открытым, хотя имеет важное значение для оценки соответствия $U-Pb$ датировок действительному возрасту пород.

Наиболее древняя датировка 505 ± 6 млн лет получена по циркону из плагиогранитов, связанных с офиолитами в районе Султан-Увас, в крайнем западном сегменте Западного Тянь-Шаня, расположенном примерно в 800 км северо-западнее Чаткало-Кураминского региона (Dolgoplova et al., 2017). Датировка офиолитовой ассоциации ~505 млн лет, отвечающая позднему кембрию, интерпретируется как время раскрытия Палео-Туркистанского океана.

Продолжительный ($O-S_1$) период глубоководного осадконакопления, происходившего в островодужной обстановке и аккреции дуги к Палео-

Таблица 1. Краткая характеристика изученных месторождений Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань)

№ на рис. 1	Название месторождения	Координаты	Тип месторождения*	Геохимический профиль минерализации	Вмещающие породы	Характерные рудные минералы**	Характерные жильные минералы**
Алмалыкский рудный район							
1	Кальмакыр	40°48'34"N 69°38'50"E	Cu-Au-(Mo)-порфировый	Cu, Au (Mo, Re, Ag, As, Se, Te)	Риолиты D ₁ , сиенито-диориты алмалыкского комплекса (C ₁), граниты и гранодиорит-порфиры (C ₃)	Ccp, Mlb, Bn, Cc, Po, Tn-Td, Au-nat., Mgt, Hem	Qtz, Ms, Bt, Chl, Crb, Anh-Gp
2	Актурпак	Близки координатам м-ния Кальмакыр	Au-эпitherмальный (HS-IS)	Au (Ag, Cu, Pb, Zn, W, Bi, As, Te, Sn)	Сиенито-диориты алмалыкского комплекса (C ₁), терригенно-карбонатные породы (D ₃)	Pu, Ccp, En, Tn-Td, Cc, Bn, Ag-Bi-tel, Cu-Bi-ss, Cu-Sn-ss, Au-nat	Qtz, Kfs, Ms, Bt, Chl, Crb
3	Алтын-Топкан	40°37'57"N 69°36'38"E	Pb-Zn-(Ag)-скарновый	Pb, Zn (Ag, Bi, Cu)	Известняки, доломиты, мергели (D ₁₋₂ и C ₁), пироксеновые, пироксен-гранатовые и гранатовые скarnы, гранодиорит	Gn, Sp, Cp, Py, Mgt, Td-Tn, Ag-ss	Px, Rt, Grt, Crb, Qtz
4	Иккиджелон	40°41'58"N 69°26'44"E	Au-кварц-сульфидный жильный	Au (As, Pb, Zn, Cu)	Песчаники, сланцы (O-S), диориты C ₂	Py, Apy, Gn, Sp, Ccp, Tn, As-Sb-ss, Au-nat	Qtz, Ser, Chl, Crb
Ангренский рудный район							
5	Кочбулак	40°56'27"N 70°07'14"E	Au-Ag-Te эпitherмальный (HS-IS)	Au, Ag, Te (Cu, Sb, Bi, Pb, Sn)	Вулканы андезитоадакитовой формации (C ₂₋₃),	Py, Ccp, Td-Gdf, Fm, Gn, Sp, Ag-Bi-Cu-Pb-ss, Cu-Sn-ss, Sb-As-ss, Au-nat, Te-nat, Au-Ag-Pb-Bi-tel	Qtz, Crb, Ba, Al, Dsp, Prl, Ser, APS, Chl
6	Кайрагач	40°58'18"N 70°09'30"E	Au-Ag-Te-Se эпitherмальный (HS-IS-LS)	Au (Cu, Ag, Bi, Sb, As, Sn, Se, Te, Hg)	Вулканы андезитоадакитовой формации (C ₂₋₃)	Py, Cp, Td-Tn-Gdf, Fm-Lzn, Ag-Cu-Pb-Bi-ss, Cu-Sn-ss, Ag-Sb-As-ss, Au-nat, El, Te-nat, Bi-Pb-sel, Au-Ag-Pb-Bi-tel, Cst	Qtz, Ba, Anh, Crb, Al, Dsp, Ser-Sm, APS, Chl
7	Кызылалма-сай	40°48'50"N 69°38'39"E	Au-Ag эпitherмальный (LS)	Au, Ag (As, Sb, Se)	Вулканы андезитоадакитовой формации (C ₂₋₃), каледонские гранитоиды фундамента с ксенолитами сланцев (O-S)	Py, Cp, Tn-Td, Ag-Sb-As-ss, El, Ag-nat, Ag-Sb, Ag-sel	Qtz, Carb, Ser-Sm, Chl, Ba
8	Акчасай	40°56'42"N 69°54'09"E	Au-Zn-Pb-эпitherмальный (IS-LS)	Au (Ag, Cu, Bi, Te, Se, Pb, Zn, Sb)	Игнимбриты, туфы риодацитов (D ₁)	Sp, Gn, Py, Cp, Td-Tn, Sb-ss, Au-Ag-tel	Qtz, Crb, Chl, Ser

Таблица 1. Окончание

№ на рис. 1	Название месторождения	Координаты	Тип месторождения*	Геохимический профиль минерализации	Вмещающие породы	Характерные рудные минералы**	Характерные жильные минералы**
9	Пирмираб-2	41°00'15"N 70°43'36"E	Au-Ag-эпите- рмаль- ный (LS)	Au, Ag (Bi, Se, Te)	Вулканыты надалакской свиты (C ₂₋₃) и суб- вулканические интрузии куюдинского комплекса (P ₁)	Pu, Cp, Gn, Sp, Td-Tn, Ag-Sb-As-ss, Bi-ss, Au- nat, Au-Ag-tel	Qtz, Crb, Ser-III, Chl, Grt
10	Лашкерек	40°53'04"N 70°17'42"E	Ag-Pb-Zn эпите- рмаль- ный (IS-LS)	Ag-Pb-Zn-(Cu, Au, Bi, Sb, As, Mo)	Кислые вулканыты оясайской свиты (C ₃ - P ₁) и экструзивные тела надалакской свиты (C ₂₋₃)	Gn, Sp, Cp, Pu, Td-Tn- Frb, Bo, Cc, Ag-nat, Ag- ss, Cu-Bi-ss	Qtz, Crb, Chl, Ser, Ba
11	Учкыз	40°52'13"N 72°13'40"E	Au эпите-рмаль- ный (HS-LS), на глу- бине — Cu-Au-Mo порфировый (?)	Au (Mo)	Кислые вулканыты (C ₂₋₃) и (C ₃ -P ₁)	Pu, Mlb, Ccp	Qtz, Ser, Chl, Crb
Карамазарский рудный район							
12	Апрелевка	40°29'32"N 70°03'20"E	Au-Ag эпите-рмаль- ное (LS)	Au-Ag	Флюидальные фельзиты и фельзит-пор- фиры (C ₃ -P ₁)	Pu, El, Gn, Ccp, Sp	Qtz, Ad, Crb, Ba, Ser
13	Восточный Канимансур	40°37'11"N 69°58'33"E	Ag-Pb-Zn эпите- рмаль- ное (IS-LS)	Ag (Pb, Zn, Cu)	Флюидальные фельзиты и фельзит-пор- фиры (C ₃ -P ₁)	Gn, Sp, Ccp, Pu, Td-Tn- Frb, Ag-nat, Ag-ss	Qtz, Fl, Car, Ser
14	Замбарак	40°39'02"N 69°53'47"E	Ag-Pb-Zn эпите- рмаль- ное (IS-LS)	Pb, Zn (Cu, Ag Bi)	Флюидальные фельзиты и фельзит-пор- фиры (C ₃ -P ₁)	Gn, Sp, Ccp, Pu, Ag-ss; Bi-ss	Qtz, Crb, Brt, Ser- III
15	Канджол	40°37'03"N 69°46'53"E	Ag-Pb-Zn эпите- рмаль- ный (IS-LS)	Ag (Pb, Zn, Cu, Bi, Se, Cd)	Гранодиориты карамазарского комплекса (C ₂)	Gn, Sp, Pu, Cp, Td-Tn- Frb, Po, El, Ag-ss, Bi- ss, Ag-nat	Qtz, Crb, Brt, Kfs, Ser-III
16	Курусай	40°34'22"N 69°23'22"E	Pb-Zn-скарнов- ый	Pb, Zn	Известняки (C ₁), гранат-пироксеновые скарны	Sp, Gn, Ccp, Pu, Po	Crb, Grt, Px, Qtz, Ep, Ser
17	Янгикан (Чорух- Дайрон)	40°23'51"N 69°41'16"E	Pb-Zn-(Mo,W)- скарнов- ый	Pb, Zn (Mo, W)	Позднепалеохойские диориты и гранодио- риты музбекского комплекса эффузивы кислого и среднего состава; скарны	Sp, Gn, Ccp, Pu, Mlb, She	Alb, Grt, Crb, Bt, Qtz, Tur, Ep
18	Школьное	40°35'2"N 69°41'6"E	Au-Ag эпите-рмаль- ный (LS)	Au, Ag	Гранодиориты карамазарского комплекса (C ₂)	El, Pu, Gn, Sp, Ccp, Ag-ss	Qtz, Crb, Ad, Ser- III, Chl, Ba

* Типы эпите-рмальной минерализации: HS — высоко-сульфидизированный, IS — промежуточно-сульфидизированный, LS — низко-сульфидизированный; ** Символы для минералов — **Рудные**: Ag-nat — серебро самородное, Ag-Sb — интерметаллиды; Apr — арсениды; Au-nat — золото самородное, Bn — борнит, Bt — биотит, Grt — гранат, Cc — халькозин, Ccp — пирротин, Crb — халькопирит, En — энартит, Frb — фрайбергит, Gn — галенит, Gdf — галенит, Gdt — галенит, Lzn — люцит, Mgt — магнетит, Mlb — молибденит, Po — пирротин, She — шеллит, Sp — сфалерит, Me-sel — селениты и сульфоселениды различных металлов, Me-ss — сульфиды и сульфосилиды различных металлов, Me-tel — теллуриды и сульфотеллуриды различных металлов, Td — тетраэдрит, Tn — теннантит; **Жильные**: Ad — адуляр, Al — алунит, Anh — ангидрит, APS — алюмо-фосфат-сульфаты группы алуниды; Ba — барит, Bt — биотит, Chl — хлорит, Crb — карбонаты, Ep — эпидот, Grp — гипс, Ill — иллит, Fl — флюорит, Fps — полевые шпаты, Ms — мусковит, Prl — пиррофиллит, Px — пироксен, Rt — родонит, Qtz — кварц, Ser — серицит, Sm — смектит, Tur — турмалин.

Казахстанскому континенту, завершился периодом субдукционного магматизма, который в Чаткало-Кураминском регионе зафиксирован значениями U–Pb возраста циркона гранитов и гранодиоритов ряда интрузий (Карасай, Карабаш, Кызылалмасай, Акчисай и другие) (Seltmann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2017). Эти датировки образуют две группы значений 429–416 и 401–396 млн лет, которые вместе ограничивают стратиграфический возраст интрузий интервалом времени S_2 – D_1 .

Металлогеническое значение O–S– D_1 периода эволюции океанической структуры продолжительностью около 90 млн лет для Чаткало-Кураминского региона определяется формированием пород, специализированных на рудообразующие элементы. В первую очередь к ним относятся флишеидные (O–S) образования в Кураминской зоне, содержащие пачки углеродсодержащего вещества с концентрациями Au 0.005–0.5 г/т и Cu, Pb, As, Bi, Mo, W до 0.0n–0. n %. Комплекс субдукционных магматических пород S_2 – D_1 здесь также специализирован на Au (Усманов, 2001).

В период D_2 – C_1 Чаткало-Кураминский регион существовал в режиме пассивной континентальной окраины и накопления осадочных карбонатных толщ. За этим последовала эпоха магматизма карбонового времени (рис. 1), проявленного в Тянь-Шане исключительно западнее Талас-Ферганского разлома. Нижняя возрастная граница магматизма карбонового возраста в Чаткало-Кураминском регионе определяется сейчас U–Pb датировками циркона габброидных интрузий (340–335 млн лет) в районе Акчи, Кальмакыра и Белеути, представляющих образования ранней стадии развития Бельтау-Кураминской вулканической дуги (Cheng et al., 2018a,b). Датировки других, более молодых, чем габбро, гранитоидов и известково-щелочных вулкаников карбонового этапа магматизма в Чаткало-Кураминском регионе находятся в широком интервале значений. Наиболее древние из них относятся к порфировым интрузиям Алмалыкского района – месторождений Сарычеку (338–313 млн лет) и Кальмакыр (326–315 млн лет) (Cheng et al., 2018 a,b). В более ранней работе (Seltmann et al., 2011) были представлены несколько более молодые (317–297 млн лет) U–Pb датировки рудоносных интрузий Алмалыкского района, дающие среднее значение 308 ± 6 млн лет. Среди других, имеющих ключевое геологическое значение магматических пород карбонового возраста, согласно U–Pb данным по циркону (Seltmann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017), гранодиориты Кармазарского плутона показывают возраст 305 ± 6 млн лет. Возраст андезитодацитов акчинской и надакской свит, имеющих в регионе различную локализацию, в том числе в рудных полях месторождений Кочбулак и Кайрагач, ограничивается диапазоном 314–299 млн лет. Таким об-

разом, согласно имеющимся сейчас геохронологическим данным, доколлизийный магматизм на территории Чаткало-Кураминского региона был проявлен в интервале времени 340–299 млн лет, которое занимает около половины раннего карбона и весь поздний карбон.

В металлогеническом отношении эпоха карбонового магматизма в Чаткало-Кураминском регионе отмечена образованием гигантских Cu–Au–Mo месторождений Алмалыкского района, которые пространственно и по времени образования ассоциируют с порфировыми интрузиями. По данным U–Pb датирования этих пород, возраст Алмалыкской «порфировой системы» принимается равным 315 млн лет (Seltmann et al., 2011). Близко совпадает с этой оценкой прямая Re–Os датировка рудного молибденита (320 ± 2 млн лет) из месторождения Сарычеку (Xue et al., 2013).

В позднем карбоне в результате продолжавшейся субдукции произошло закрытие Палео-Туркестанского океана, положившее начало постколлизийному магматизму пермского времени, который широко проявился на всей территории Тянь-Шаня вкост границ террейнов. U–Pb датировки по циркону пород этого этапа магматизма в Западном Тянь-Шане в целом лежат в пределах 297–267 млн лет (Seltmann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2017). Существенно более узкий диапазон значений U–Pb возраста (290–286 млн лет) показывают разнообразные по составу и формам залегания постколлизийные породы, относящиеся непосредственно к Чаткало-Кураминскому региону. Эти породы представлены риолитами (фельзиториолитами) Адрасманской мульды (290 ± 3 млн лет), кварцевыми монцонитами и кварцевыми порфирами Чорух-Дайронского (290 ± 1 млн лет) и Сангарского (286 ± 1 млн лет) интрузивов соответственно, а также порфировидными гранитами Арашанского интрузива (289 ± 3 млн лет). Сохранившийся особый интерес к возрасту кислых пород заключительного, раннепермского этапа магматизма в вулканотектонических структурах Чаткало-Кураминского региона обусловлен их ассоциированностью с урановыми и некоторыми Au–Ag месторождениями (Лаверов и др., 2012). Весьма тщательное изучение этих пород Rb–Sr и K–Ar методами (Волков и др., 1997) дало следующие результаты. Смешанные Rb–Sr изохроны (валовые пробы + минералы вкрапленников) показали возраст 284 ± 1 млн лет ($N = 12$, СКВО = 3.5) по липаритам и гранит-порфирам Бабайтаудорского массива и 281 ± 8 млн лет ($N = 16$, СКВО = 1) по трахилипаритам и аляскитам Самгарского экстррузива. В результате использования в качестве K–Ar геохронометров сепарированных вручную «grain by grain» неизмененных вкрапленников биотита и прозрачного санидина по вулканикам Самгарского массива (биотит), Кызылнуринской

кальдеры (санидин) и Чилтенской кальдеры (биотит) получены соответственно значения возраста 290 ± 9 , 291 ± 9 и 296 ± 9 млн лет.

Металлогенический профиль раннепермской эпохи эволюции Чаткало-Кураминского региона составляют разнообразные по геохимической специализации эпитеермальные Au–Ag месторождения, а также Au-кварц-сульфидные и скарновые полиметаллические Pb–Zn (Mo–W) месторождения. Так, образование эпитеермальных месторождений Кочбулакского рудного поля относили к эпохе магматизма позднекарбонического времени на основании косвенных данных, а именно данных U–Pb датирования циркона андезито-дацитовых толщ, к которым эти месторождения приурочены (Seltmann et al., 2011). Однако прямые определения возраста гидротермальной минерализации этих месторождений дали следующие результаты. По типичным Au–Ag эпитеермальным месторождениям Чаткало-Кураминского региона — Школьное (Кармазарский район) и Кайрагач (Ангренский район) получены Rb–Sr изохронные датировки, определенно свидетельствующие о раннепермском возрасте этих месторождений. Так, значения возраста и другие параметры Rb–Sr изохрон составляют: для месторождения Школьное (Moraley, Shatagin, 1999) — $T = 296 \pm 2$ млн лет ($N = 8$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7071 \pm 0.0002$, СКВО = 10); для месторождения Кайрагач (Чернышев и др., 2011a) — по разрезу I $T = 291 \pm 3$ млн лет ($N = 9$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70561 \pm 0.0009$, СКВО = 0.6) и по разрезу II $T = 290 \pm 6$ млн лет ($N = 10$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7057 \pm 0.0006$, СКВО = 14). Эпитеермальная минерализация другого метального состава, а именно Ag–Pb–Zn, датирована K–Ar методом на месторождении Замбарак, расположенном в Адрасманской мульде в пределах Канмансурского рудного поля (Волков и др., 1997). Среднее значение по данным анализа четырех проб серицита дает цифру возраста 290 ± 9 млн лет, которая согласуется с упоминавшейся выше (Konopelko et al., 2017) U–Pb датировкой циркона (290 ± 3 млн лет) из фельзиториолитов, вмещающих в Адрасманской мульде Ag–Pb–Zn минерализацию.

Интервал времени, разделяющий формирование андезит-дацитовых формаций позднекарбонического (~305 млн лет) возраста и эпитеермальной Au–Ag минерализации Кочбулакского и других рудных полей, можно с учетом разброса изотопных датировок оценить примерно в 12–15 млн лет. При этом эпитеермальная минерализация по времени близко совпадает с пиком раннепермского магматизма (~290 млн лет), что подтверждает предположение (Kovalenker et al., 2004) о временной и генетической связи в Чаткало-Кураминском регионе эпитеермальных месторождений и субвулканических интрузий нижнепермского возраста.

Дискуссионным (хотя и в меньшей степени острым, чем 15–20 лет назад) для Чаткало-

Кураминского региона остается вопрос о продолжительности на его территории магматизма и эндогенной активности, в том числе гидротермальной деятельности. U–Pb датировки по циркону моложе 280 млн лет для пород Чаткало-Кураминского региона пока не получены. Таковые известны только для преимущественно лейкократовых по составу, разгнейсованных гранитоидов Гиссарского и Кызылкумского террейнов Западного Тянь-Шаня, удаленных от Чаткало-Кураминского региона к юго-западу и западу на 150–500 км (Dolgoplova et al., 2017). По магматическим породам собственно Чаткало-Кураминского района, как пермским, так и более древним, в 60–80 годы прошлого столетия в ряде геохронологических лабораторий СССР были получены многочисленные K–Ar и отдельные Rb–Sr датировки в интервале значений 280–240 млн лет. В более поздних работах (Волков и др., 1997, 1999; Чернышев и др., 2011a, 2017), в которых Rb–Sr, K–Ar, ^{40}Ar – ^{39}Ar и U–Pb (ID TIMS) датирование магматических пород и гидротермальных образований сопровождалось детальным минералогическим изучением их минеральных компонентов, было показано, что молодые (< 280 млн лет) датировки *не являются действительным возрастом пород (или импульсов магматизма): они фиксируют результаты «перезапуска» (reset) изотопных часов*, который происходил в пермь-триасовое время под действием процессов химических и структурных изменений вещества пород. Эти процессы протекали в амагматичный период эволюции региона в условиях продолжавшейся его тектонической активности, которая, согласно (Геология и полезные..., 1998), завершилась к началу юры. Тектоническая активность сопровождалась перестройками рельефа территории и подтоком тепла, что способствовало взаимодействию пород региона с поровыми растворами и (или) подземными водами.

Итак, согласно имеющимся изотопно-геохронологическим данным, цифровые границы времени проявления в Чаткало-Кураминском регионе *доколлизийного и постколлизийного магматизма можно определить соответственно интервалами 340–299 млн лет и 297–280 млн лет*. Они говорят о сближенности этих эпох магматизма, но при учете погрешностей датирования не исключают, что период магматического «затишья» в конце карбона — начале перми мог достигать 5–7 млн лет. Кроме того, результаты изотопно-геохронологических исследований в согласии с геолого-тектоническими реконструкциями (Усманов и др., 2001) свидетельствуют о существовании *двух продуктивных металлогенических эпох* в палеозойской истории Чаткало-Кураминского региона. С первой эпохой ранне-позднекарбонического времени связано образование около 315 млн лет назад гигантских Cu–Au–Mo порфировых месторождений Алмалыкского района и ассоциирующих

с ними полиметаллических скарновых, Au эпитеpmальных и Au-кварц-сульфидных месторождений. Во вторую, раннепермскую эпоху 296–290 млн лет назад сформировались локализованные в Ангренском и Карамазарском районах многочисленные Au и Ag эпитеpmальные месторождения различного метального профиля, а также полиметаллические скарновые месторождения.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd (КРАТКИЙ ОБЗОР ДАННЫХ, ОПУБЛИКОВАННЫХ ПО РЕГИОНУ)

Среди результатов изучения изотопного состава Sr и Nd, известных сейчас для магматических пород и рудных месторождений западной части Тянь-Шаня, данные, представляющие Чаткало-Кураминский регион, являются наиболее представительными (Волков и др., 1997; Moralev, Shatagin, 1999; Чернышев и др., 2011a; Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2017; Cheng et al., 2018 a,b). Для палеозойских пород Чаткало-Кураминского региона и расположенных от него к Западу террейнов Кызылкумского сегмента общий размах вариаций опубликованных изотопных характеристик ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ и ϵ_{Ndt} , вычисленных для валовых проб пород, составляет соответственно 0.704–0.707 и –5–+7, а значения модельного возраста T_{DM} находятся в интервале 0.9–1.5 млрд лет.

Можно обратить внимание на тот факт, что при достаточно широком общем диапазоне значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) диапазон средних значений этого параметра, характеризующих в Чаткало-Кураминском регионе породы различного возраста и состава, существенно меньше и составляет от 0.70524 ± 0.00042^3 (габбро ранней стадии эволюции Бельтау-Кураминской дуги (C_1)) до 0.70688 ± 0.00020 (гранитоиды порфировых месторождений Алмалыкского района (C_1 – C_2)). В этом интервале находятся средние значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) для остальных групп изучавшихся пород: гранитоиды и габбро (S_2 – D_1) – 0.70645 ± 0.00085 ; гранитоиды и вулканыты (C_1 – C_2) – 0.70618 ± 0.00031 ; кислые вулканыты (P_1) – 0.70567 ± 0.00050 . При расчете этих средних значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) на основании исходных аналитических данных, опубликованных в вышеупомянутых работах, мы исключили из рассмотрения данные, полученные по породам с высоким отношением Rb/Sr, а именно $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 2$. Причина сделанной нами выбраковки состоит в том, что для таких пород, часто встречаемых в Чаткало-Кураминском регионе, коррекция измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на возраст сильно снижает достоверность рассчитываемых величин ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$). Об этом говорит присутствие в цитируемых статьях нереальных значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$),

таких как 0.687, 0.696 (Dolgoplova et al., 2017), 0.695 (Konopelko et al., 2017) и другие, и ставит под сомнение достоверность значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$), рассчитываемых для других пород региона с аналогичными высокими показателями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Для жильных минералов (барит, ангидрит, гипс) эпитеpmальных Au–Ag месторождений региона (Кайрагач, Кочбулак, Школьное и др.), по данным (Moralev, Shatagin, 1997; Чернышев и др., 2011a), среднее значение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) составляет 0.70667 ± 0.00043 и является весьма надежным и представительным для региона параметром в силу крайне низких в этих минералах значений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0.015$, практически исключающих необходимость коррекции измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на возраст.

Результаты изучения представительной коллекции магматических пород Чаткало-Кураминского региона (19 образцов) (Dolgoplova et al., 2017) рассматриваются в контексте данных, полученных по всем террейнам Западного Тянь-Шаня (32 образца). Из них три образца, относящиеся к образованиям каледонского этапа магматизма, показывают отчетливые положительные значения ϵ_{Ndt} +7.0, +6.9 и +5.0. Значение +6.9 относится к гранодиоритам Карабашского интрузива в Чаткало-Кураминском регионе. Эти данные указывают на присутствие ювенильного мантийного вещества на начальном (каледонском) этапе развития субдукционного магматизма в регионе. Однако большая часть пород, изученных в Чаткало-Кураминском регионе (17 из 19) как силур-девонского (S_2 – D_1), так и карбонового (C_1 – C_2) возраста, характеризуется слабо отрицательными (от –0.1 до –5.1) значениями ϵ_{Ndt} , которые коррелируют со значениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) в интервале от 0.7045 до 0.7065, свидетельствуя о значительном вкладе вещества древней континентальной коры при формировании очагов гранитоидных магм.

ОБЪЕКТЫ ИЗОТОПНОГО ИЗУЧЕНИЯ СВИНЦА

Для данного изотопного исследования была использована коллекция рудных минералов, собранная авторами настоящей статьи в ходе минералогического, петрологического и геохронологического изучения отдельных разнотипных (эпитеpmальных, порфировых, скарновых) месторождений, а также опробования ряда других рудных объектов и обнажений магматических пород Чаткало-Кураминского региона. Эта коллекция охватывает основные типы месторождений и ареалы их распространения в Чаткало-Кураминском регионе. Некоторые месторождения (Кальмакыр, Актурпак, Кочбулак, Кайрагач, Лашкерек) по количеству образцов представлены в изученной коллекции более детально (от 4 до 17 образцов), что дало возможность оценить масштаб вариаций свинцово-изотопных характеристик в пределах рудообразующих систем месторождений.

³ Здесь и далее приводится среднеквадратичное отклонение (± 1 SD) результата для единичного образца.

Непосредственными объектами анализа изотопного состава свинца для большинства рудных образцов являлся галенит (46 образцов). Кроме того, использовался пирит (14), самородное золото (1), алтаит (1) и силъванит (1). В магматических породах (21 образец) анализировались исключительно мономинеральные фракции калиевого полевого шпата (11) и плагиоклаза (10). Перечень изученных образцов рудных и породообразующих минералов, соответственно из рудных месторождений и магматических пород и места отбора образцов приведены в Приложении.

Основной объем свинцово-изотопных исследований в **Алмалыкском** рудном районе был сосредоточен на Au—Cu—Mo порфириновом месторождении мирового класса Кальмакыр, которое представлено 10 образцами сульфидов (галенит (8) и пирит (2)), отобранных из кварц-карбонат-пирит-галенит-сфалеритовых жил и прожилков (табл. 1, 2). Четыре образца (пирит (3) и галенит (1)) характеризуют существенно сульфидные руды HS-IS типа (пирит, блеклые руды, сфалерит, галенит) Au—Cu эпитеpмального месторождения Актурпак, которое расположено в верхней периферийной части месторождения Кальмакыр. Эти два месторождения принадлежат, согласно (Kovalenker et al., 2003, 2004) единой порфириново-эпитеpмальной рудообразующей системе. Один образец галенита относится к скарновому Ag—Pb—Zn месторождению Алтын-Топкан (рис. 1), другой отобран из рудной жилы расположенного в Алмалыкском рудном районе небольшого Au-кварц-сульфидного жильного месторождения Иккиджелон (рис. 1, табл. 1, 2).

В **Ангренском** рудном районе исследовались в основном месторождения эпитеpмального типа (табл. 1, 2). Наиболее широко представлены Au—Ag-теллуридные эпитеpмальные месторождения HS-IS типа: крупное Кочбулак (17 образцов — галенит (7), пирит (7), самородное золото (1), алтаит (1), силъванит (1)) и среднемасштабное Кайрагач (6 образцов — галенит (5), пирит (1)), принадлежащие единому рудному полю. Единичными образцами галенита представлены: крупное Au—Ag-эпитеpмальное месторождение Кызылалмасай LS-типа и среднемасштабное месторождение того же типа Пирмираб-2 (Чадакское рудное поле) (рис. 1). Для Ag-полиметаллического эпитеpмального (IS-LS тип) месторождения Лашкерек изотопные данные были получены по 8 образцам галенита. По единичным образцам сульфидов был изучен изотопный состав Pb расположенного западнее Лашкерекского рудного поля Au-эпитеpмального рудопроявления Учкыз (HS-IS тип) и приуроченного к западной части Шаваз-Дукентского грабена Au—Ag—Pb—Zn месторождения Акчасай.

Для месторождений **Карамазарского** рудного района свинцово-изотопные данные были получены

в общей сложности по 12 образцам галенита из эпитеpмальных Au—Ag (LS тип) месторождений Апрелька и Школьное, эпитеpмальных (Ag—(Cu)-полиметаллических (IS тип) месторождений Восточный Канимансур, Замбарак и Канджол, а также из скарновых полиметаллических месторождений Курусай (Pb—Zn) и Северный Янгикан (W—Mo) (табл. 1, 2).

Магматические породы Чаткало-Кураминского региона, в которых определялся изотопный состав Pb (всего 21 образец) (табл. 3), характеризуют три этапа субдукционного магматизма региона. Каледонский этап представлен лейкогранитами, биотитовыми гранитами и биотит-роговообманковыми гранодиоритами, отобранными из интрузивных массивов девонского возраста, обнажающихся юго-западнее Алмалыкского рудного поля. Этап магматизма карбонового времени представлен отобранными в разных частях Ангренского района дацитами и диабазами из даек в пределах Кочбулакского и Лашкерекского рудных полей, а также гранодиорит-порфирами, грано-сиенит-порфирами, сиенитами и гранодиоритами, отобранными в районах месторождений Акчасай, Пирмираб, Майликотан и Шамаджон. Свинцово-изотопные характеристики пород, сформированных на этапе магматизма раннепермского времени, в настоящей работе рассматриваются на примере кварцевых порфиров и граносиенит-порфиров, отобранных в северной части Ангренского района на территории Чаткальского хребта в районе урановорудного поля, объединяющего месторождения Алатанга, Каттасай и Джекиндек.

Обсуждаемые ниже для этих постколлизийных пород высокоточные свинцово-изотопные данные заимствованы из нашей более ранней публикации (Чернышев и др., 2017). Непосредственными объектами изотопного (Pb) и элементного (Pb, U, Th) анализа всех перечисленных пород Чаткало-Кураминского региона были сепарированные фракции полевых шпатов: плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

В большей части магматических пород (от гранитоидов до габброидов) полевые шпаты являются главными концентраторами обыкновенного Pb и обладают значительно более низкими (по сравнению с породами в целом) отношениями U/Pb и Th/Pb. В структуре кальциевых плагиоклазов свинец в виде Pb^{+2} непосредственно замещает Ca^{+2} . Замещение свинцом одновалентных ионов щелочных металлов, например, Na^{+1} в олигоклазе и K^{+1} в калиевых полевых шпатах происходит при компенсационном участии ионов Al^{+3} и Si^{+4} . Относительно малые (10^{-3} – 10^{-2} см при 500–600 °C) эффективные радиусы диффузии свинца для полевых шпатов, близкие к таковым для аксессуарного циркона и монацита (Cherniak, 1995), дают основание полагать, что посткристаллизационный изотопный об-

Таблица 2. Результаты изучения изотопного состава свинца в рудных месторождениях Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань)

№	Номер образца	Месторождение	Минерал	Измеренные/Скорректированные				
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Алмалыкский рудный район								
1	Кл-1/06-н	Кальмакыр	Галенит	18.0523	15.6140	38.1046	0.86493	2.1108
2	Кл-7/06-н	Кальмакыр	Галенит	18.0690	15.6216	38.1424	0.86455	2.1109
3	Кл-8/06-н	Кальмакыр	Галенит	18.0622	15.6197	38.1371	0.86477	2.1114
4	78-6к	Кальмакыр	Галенит	18.0476	15.6116	38.0944	0.86502	2.1108
5	78-25а	Кальмакыр	Галенит	18.0552	15.6147	38.1082	0.86483	2.1106
6	78-29	Кальмакыр	Галенит	18.0732	15.6216	38.1435	0.86435	2.1105
7	78-44	Кальмакыр	Галенит	18.0480	15.6114	38.0893	0.86499	2.1104
8	78-126	Кальмакыр	Галенит	18.0456	15.6099	38.0906	0.86503	2.1108
9	78-44	Кальмакыр	Пирит	18.0482	15.6087	38.0849	0.86483	2.1102
10	78-122	Кальмакыр	Пирит	18.0541	15.6150	38.1166	0.86490	2.1112
Среднее				18.0555	15.6148	38.1112	0.86482	2.1108
$\pm 1\text{SD}$				± 0.0096	± 0.0047	± 0.0227	± 0.00021	± 0.00037
$\nu, \%$				0.0530	0.0300	0.0600	0.0240	0.0180
11	86/83	Актурпак	Галенит	18.0486	15.6134	38.1156	0.86508	2.1118
12	87/83	Актурпак	Пирит	18.0424	15.6074	38.0785	0.86504	2.1105
13	113/82	Актурпак	Пирит	18.0462	15.6095	38.1041	0.86497	2.1115
14	116/82*	Актурпак	Пирит	18.0711	15.6146	38.1209	0.86406	2.1095
Среднее				18.0380	15.6130	38.1190	0.86556	2.1133
$\pm 1\text{SD}$				18.0438	15.6108	38.1043	0.86516	2.1118
$\nu, \%$				± 0.0046	± 0.0029	± 0.0183	± 0.00027	± 0.0012
				0.0260	0.0180	0.0460	0.0310	0.0540
15	68	Алтын-Топкан	Галенит	18.1034	15.6067	38.1090	0.86209	2.1051
16	215	Алтын-Топкан	Галенит	18.1598	15.6157	38.1173	0.85990	2.0990
Среднее				18.1316	15.6112	38.1132	0.86100	2.1020
17	226а/77	Иккижелон	Галенит	18.1198	15.6344	38.2335	0.86284	2.1100
Алмалыкский рудный район								
Среднее				18.066	15.615	38.117	0.8643	2.1099
$\pm 1\text{SD}$				± 0.0330	± 0.0070	± 0.0360	± 0.0014	± 0.0032
$\nu, \%$				0.1800	0.0400	0.0900	0.0170	0.0150
Ангренский рудный район								
18	К6-308А/76	Кочбулак	Галенит	18.0007	15.6010	38.1087	0.86669	2.1171
19	К6-13/82	Кочбулак	Галенит	18.0200	15.6036	38.1332	0.86590	2.1162
20	318/77	Кочбулак	Пирит	18.0141	15.6030	38.0989	0.86615	2.1149
21	355/78*	Кочбулак	Пирит	18.0029	15.6013	38.0841	0.86660	2.1154
				18.0020	15.6010	38.0840	0.866 63	2.1155

Таблица 2. Продолжение

№	Номер образца	Месторождение	Минерал	Измеренные/Скорректированные				
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
22	108/81	Кочбулак	Пирит	18.0039	15.5971	38.0826	0.86632	2.1152
23	K6-126/79	Кочбулак	Алтаит	18.0125	15.6002	38.1012	0.86608	2.1153
24	110/77	Кочбулак	Сильванит + теллуриды Au и Ag	17.9970	15.5987	38.0785	0.86674	2.1158
25	124/79	Кочбулак	Самородное золото	18.0166	15.6022	38.1033	0.86599	2.1149
26	K6-99/79	Кочбулак	Галенит	17.9914	15.6006	38.1082	0.86711	2.1181
27	3/06-н	Кочбулак	Галенит	17.9931	15.6006	38.1106	0.86703	2.1181
28	5/06-н	Кочбулак	Галенит	17.9942	15.6016	38.1135	0.86703	2.1181
29	K6-122/79	Кочбулак	Галенит	17.9962	15.6002	38.1091	0.86686	2.1176
30	K6-2/79	Кочбулак	Галенит	17.9932	15.6011	38.1134	0.86706	2.1182
31	83/79	Кочбулак	Пирит	18.0092	15.5991	38.0913	0.86617	2.1151
32	31/82	Кочбулак	Пирит	18.0118	15.6029	38.1053	0.86626	2.1156
33	113/81*	Кочбулак	Пирит	18.0331	15.610	31.1701	0.86487	2.1167
				18.0330	15.6110	38.1700	0.86569	2.1167
34	28/82*	Кочбулак	Пирит	18.0439	15.6056	31.1260	0.86487	2.1130
				18.0440	15.6060	38.1260	0.86489	2.1129
Среднее				18.0078	15.6018	38.1081	0.86639	2.1162
$\pm 1\text{SD}$				± 0.0148	± 0.0031	± 0.0215	± 0.00059	± 0.0015
$\nu, \%$				0.0820	0.0200	0.0560	0.0690	0.0710
35	22/82	Кайрагач	Пирит	17.9939	15.5970	38.0776	0.86679	2.1161
36	Kr-23/82	Кайрагач	Галенит	17.9983	15.5959	38.0792	0.86652	2.1157
37	26/82	Кайрагач	Галенит	17.9888	15.5964	38.0706	0.86701	2.1164
38	8/86	Кайрагач	Галенит	17.9887	15.5940	38.0654	0.86688	2.1161
39	148/87	Кайрагач	Галенит	18.0032	15.5984	38.0926	0.86642	2.1159
40	ЧК-216/87	Кайрагач	Галенит	17.9900	15.5951	38.0659	0.86688	2.1159
Среднее				17.9938	15.5961	38.0752	0.86675	2.1160
$\pm 1\text{SD}$				± 0.0059	± 0.0015	± 0.0102	± 0.00023	± 0.0002
$\nu, \%$				0.0330	0.0100	0.0270	0.0270	0.0110
41	Ka1/06	Кызылалмасай	Галенит	17.9917	15.6013	38.1144	0.86714	2.1184
42	73/81	Пирмираб 2	Галенит	18.0397	15.6143	38.2003	0.86555	2.1176
43	389/83	Лашкерек	Галенит	18.0197	15.6031	38.1227	0.86589	2.1156
44	392/83	Лашкерек	Галенит	18.0162	15.6012	38.1150	0.86595	2.1156
45	399/83	Лашкерек	Галенит	18.0124	15.6005	38.1138	0.86610	2.1160
46	403/83	Лашкерек	Галенит	18.0132	15.6024	38.1201	0.86616	2.1162
47	462/83	Лашкерек	Галенит	18.0176	15.6028	38.1197	0.86598	2.1157
48	513/83	Лашкерек	Галенит	18.0140	15.6026	38.1181	0.86614	2.1160
49	517/83	Лашкерек	Галенит	18.0131	15.6015	38.1165	0.86612	2.1160
50	56	Лашкерек	Галенит	18.0124	15.6011	38.1150	0.86613	2.1160

Таблица 2. Окончание

№	Номер образца	Месторождение	Минерал	Измеренные/Скорректированные				
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Среднее ±1SD ν, %				18.0148 ±0.0027 0.0150	15.6019 ±0.0009 0.0060	38.1176 ±0.0031 0.0080	0.86606 ±0.00010 0.0110	2.1159 ±0.00024 0.0110
51	89/82	Учкыз	Пирит	17.9965	15.5897	38.0385	0.86626	2.1137
52	83/88	Актасай	Галенит	18.0754	15.6212	38.1676	0.86422	2.1116
Ангренский рудный район								
Среднее ±1SD ν, %				18.0090 ±0.0180 0.1000	15.6010 ±0.0060 0.0350	38.1070 ±0.0310 0.0810	0.8663 ±0.0006 0.0720	2.1160 ±0.0014 0.0680
Карамазарский рудный район								
53	310/78	Апрелевка	Галенит	18.1514	15.6091	38.1614	0.85994	2.1024
54	322/78	Апрелевка	Галенит	18.1515	15.6093	38.1607	0.85995	2.1023
Среднее				18.1515	15.6092	38.1611	0.85994	2.1024
55	19-2/83	Школьное	Галенит	18.0784	15.5982	38.1035	0.86281	2.1077
56	5266	Канджол	Галенит	18.1022	15.6023	38.1141	0.86190	2.1055
57	6363	Канджол	Галенит	18.1234	15.6068	38.1283	0.86114	2.1038
Среднее				18.1128	15.6046	38.1212	0.86152	2.1047
58	579/76	Восточный Каньмансур	Галенит	18.1189	15.6098	38.1399	0.86152	2.1050
59	581/76	Замбарак	Галенит	18.1124	15.6061	38.1302	0.86163	2.1052
60	4	Курусай	Галенит	18.0737	15.6014	38.1132	0.86321	2.1088
61	662/76	Курусай	Галенит	18.0714	15.5983	38.1013	0.86315	2.1084
Среднее				18.0726	15.5999	38.1073	0.86318	2.1086
62	603/76	Янкиган (Чорух-Дайрон)	Галенит	17.9995	15.5916	38.1009	0.86622	2.1168
63	605/76	Янкиган (Чорух-Дайрон)	Галенит	18.0029	15.5908	38.0969	0.86602	2.1162
Среднее				18.0012	15.5912	38.0989	0.86612	2.1165
Карамазарский рудный район								
Среднее ±1SD ν, %				18.090 ±0.0520 0.2900	15.602 ±0.0070 0.0430	38.123 ±0.0230 0.0610	0.8625 ±0.0021 0.240	2.1075 ±0.0050 0.240
Чаткало-Кураминский рудный район								
Среднее ±1SD ν, %				18.0384 ±0.0451 0.2500	15.6051 ±0.0084 0.0540	38.1125 ±0.0312 0.0820	0.8651 ±0.0019 0.2200	2.1129 ±0.0046 0.2200

Примечания. 1) Геологическая привязка изученных образцов приведена в Приложении. 2) *Образцы, в которых было определено общее содержание Pb, U, Th и для которых проведена коррекция (на возраст 300 млн лет) измеренных изотопных отношений Pb на присутствие в них радиогенной добавки ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb . Содержания Pb, Th, U составляли соответственно: Обр. 116/82 – 128, 1.33, 0.255 мкг/г, Обр. 355/78 – 244, 0.08, 0.08 мкг/г, Обр. 113/81 – 84, 0.01, 0.023 мкг/г, Обр. 28/82 – 3531, 0.139, 0.198 мкг/г. 3) Элементные отношения U/Pb, Th/Pb определяли методом ICP-MS из растворов образцов с погрешностью 10 %.

Таблица 3. Результаты изучения изотопного состава Рb магматических пород Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань)

№	Номер образца	Порода	Минерал/Вал	Содержания, мкг/г			Измеренные			Скорректированные**		
				Pb	U	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Алмалыкский рудный район												
1	180/84 (2)	Биотитовые лейкократовые граниты	КПШ	53.5	0.51	0.11	17.9667	15.5907	38.0218	17.958	15.590	38.009
2	180/84 (7)	То же	Пл	23.7	0.87	0.38	18.1199	15.6005	38.0909	18.055	15.597	38.043
3	181/84 (2)	То же	КПШ	85.1	0.07	0.02	17.9022	15.5851	38.0116	17.901	15.585	38.011
4	182/84	Биотит-роговообманковые гра-нодио-риты	КПШ	71.4	0.16	0.15	17.9007	15.5827	38.0077	17.892	15.582	38.005
Ангренский рудный район												
5	К6 38/88	Диабазы	Пл	1.76	0.02	0.05	18.0374	15.5661	38.1448	17.951	15.562	38.134
6	К6 53/88	То же	Пл	1.93	0.03	0.01	18.0461	15.5749	38.1504	18.030	15.574	38.135
7	54/88	Дацинты	Пл	29.2	0.2	0.16	18.0864	15.6038	38.1219	18.070	15.603	38.115
8	Кр-324/84	Андезитовые дациты	Пл	10.5	1.18	0.41	18.1799	15.5886	38.2034	18.061	15.582	38.092
9	Кр-33/87	То же	Пл	12.1	0.03	0.02	18.0349	15.5888	38.0761	18.030	15.589	38.074
10	Чк-258/87	Дацинты	КПШ	50.7	0.36	0.11	17.8965	15.5622	37.9231	17.890	15.562	37.916
11	Л-400/87	Диабазы	Пл	26.3	0.99	0.32	18.0935	15.6102	38.1566	18.056	15.608	38.119
12	717/83	Роговообманковые диорит-порфиры	Пл	18.5	1.11	0.5	18.1254	15.6090	38.1455	18.043	15.605	38.086
13	80/91	Биотит-роговообманковые гранодиориты	КПШ	39	0.18	0.09	17.9836	15.5887	38.0349	17.977	15.588	38.030
14	121/91	Граносиенит-порфиры	КПШ	37.8	0.61	0.41	17.9870	15.5914	38.1382	17.954	15.590	38.122

Таблица 3. Окончание

№	Номер образца	Порода	Минерал/Вал	Содержания, мкг/г			Измеренные				Скорректированные**			
				Pb	U	Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
15	135/91	Биотит-роговообманковые гранодиориты	КПШ	36	1.67	0.98	18.0681	15.5918	38.0795	17.985	15.587		17.985	38.034
16	111/88	Кварцевые диориты	Пл	11.3	0.67	0.22	18.0291	15.5956	38.1989	17.970	15.592		17.970	38.140
17	53/84	Роговообманковые сиениты	Пл	37.8	1.3	0.96	18.1400	15.6202	38.2438	18.062	15.616		18.062	38.210
18*	55–90	Кварцевые порфиры	КПШ	40	1.2	0.30	17.990	15.592	38.140	17.965	15.590		17.965	38.112
19*	35–1	То же	КПШ	34	0.99	0.18	17.994	15.592	38.149	17.977	15.591		17.977	38.122
20*	121/90–1	Граносиенит-порфиры	КПШ	16	2.4	0.69	18.146	15.603	38.318	18.005	15.595		18.005	38.176
21*	121/90–2	То же	КПШ	12	1.3	0.34	18.191	15.603	38.381	18.098	15.598		18.098	38.279

Примечания. *) данные заимствованы из работы (Чернышев и др., 2017). **) коррекция на возраст $T = 400$ млн лет для образцов 180/84 (2), 180/84 (7), 181/84 (2), 182/84; $T = 305$ млн лет для образцов К6 38/88, К6 53/88, 54/88, Кр-324/84, Кр-33/87, Чк-258/87, Л-400/87, 717/83, 80/91, 121/91, 135/91, 111/88, 53/84; $T = 292$ млн лет для образцов 55-90, 35-1, 121/90-1, 121/90-2. ***) Элементные отношения U/Pb, Th/Pb определяли методом ICP-MS из растворов образцов с погрешностью 10 %.

мен свинца между полевыми шпатами и другими компонентами пород был незначительным.

При свинцово-изотопном изучении магматических пород анализ полевых шпатов в силу перечисленных особенностей этих минералов, в первую очередь низких отношений U/Pb и Th/Pb , снижает роль факторов, от которых зависит правильность коррекции измеренных изотопных отношений Pb (на возраст, таких как погрешности определения содержаний Pb , U и Th , возможная миграция урана в посткристаллизационный период существования породы, неопределенность возраста, на который делается коррекция), что, в конечном счете, минимизирует погрешность вычисления начальных изотопных отношений свинца.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Принципы метода. При использовании современных высокоточных масс-спектрометрических систем измерения интенсивностей ионных токов конечная точность результатов изотопного анализа элементов определяется тем, насколько полно в том или ином методе корректируется эффект приборной масс-дискриминации изотопов (ПМД). Двумя основными подходами (принципами) концепции современного высокоточного изотопного анализа свинца на основе MC-ICP-MS (Rehkämper, Halliday, 1998) являются: 1) проведение анализа из моноэлементных, гомогенных в отношении Pb растворов; 2) корректирование ПМД с помощью трасера — изотопного отношения $^{205}Tl/^{203}Tl$, измеряемого одновременно (on line) с изотопными отношениями свинца. Реализация этих принципов в конкретных методиках (например, Kamenev et al., 2005; Чернышев и др., 2007) привела к 10-кратному (по сравнению с традиционным методом TIMS, применявшимся в геохимии в течение 40 лет) улучшению точности изотопного анализа обыкновенного свинца, что и сделало рассматриваемый MC-ICP-MS метод аналитической основой современной геохимии изотопов свинца.

Масс-спектрометрия. Выполнявшиеся в ходе настоящей работы измерения изотопного состава свинца в рудных минералах и полевых шпатах магматических пород проводились на 9-коллеторном ICP-MS масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Finnigan). Базовые режимы прибора, измерительные процедуры, обоснование их выбора и оценки точности изотопных анализов подробно изложены в нашей работе (Чернышев и др., 2007). Измерения проводились в режиме «мокрой» плазмы при мощности ВЧ-генератора 950 Вт. Использовался трасер — реактив таллия особой чистоты. В ходе анализов оптимальные интенсивности ионных токов ($\sim 8 \times 10^{-11}$ А по изотопу ^{208}Pb и $\sim 1 \times 10^{-11}$ А по изотопу ^{205}Tl) поддерживались при концентрации Pb и Tl в анализируемых растворах соответ-

ственно ~ 200 и ~ 20 нг/мл. В статическом мультиколлекторном режиме on line регистрировали пики изотопов свинца (m/z 208, 207, 206, 204), таллия (205, 203) и ртути (202). Используя пик $^{202}Hg^+$, вводили коррекцию на интерференционное наложение ионов $^{204}Hg^+$ на пик $^{204}Pb^+$. При корректировании результатов измерений на эффект ПМД изотопов свинца величина изотопного отношения $^{205}Tl/^{203}Tl$ в трасере принималась равной 2.3889 ± 0.0001 . Трасер в виде раствора добавляли к навескам образцов непосредственно перед измерениями. В ходе одного анализа регистрировалось 27 масс-спектров при времени интегрирования на пиках 8 сек. Измерения проводились из азотнокислых растворов с концентрацией 3 % по HNO_3 .

Химическая подготовка проб. Химическая подготовка проб для масс-спектрометрических измерений в случае анализа галенита сводилась к растворению микрозерна галенита в капле концентрированной азотной кислоты. Навески отобранных зерен пирита (20–30 мг) предварительно обрабатывались 0.5М HNO_3 в течение 1 ч при комнатной температуре. Растворение пирита осуществлялось в смеси концентрированных кислот $HNO_3 + HCl$ (1:3). Раствор упаривался, а полученные соли переводились в бромидную форму. В случае полевых шпатов подготовленные навески (50–100 мг) проб предварительно обрабатывались 1М HNO_3 в течение 2 ч при температуре около 80 °С. При растворении полевых шпатов использовалась смесь $HNO_3 + HF$ (1:3). На завершающей стадии соли растворялись в 1М HBr для получения бромидов. Выделение свинца из растворов пирита и полевых шпатов осуществлялось на микроколонках с анионитом AG 1 $\times$ 8 (200–400 меш) в среде 1М HBr . Суммарный уровень фоновых загрязнений в химических операциях, согласно данным систематически проводившихся «холостых» опытов с применением метода изотопного разбавления, не превышал 0.1 нг Pb .

Точность результатов анализа. Точность и правильность конечных результатов изотопного анализа, включающего химические процедуры и собственно масс-спектрометрические измерения, контролировалась по данным систематических анализов стандартного образца изотопного состава обыкновенного свинца SRM 981 и стандартов горных пород USGS AGV-2 (андезит) и BCR-1 (базальт), проводившихся в ходе выполнения серий анализов изучавшихся образцов. Итоговая погрешность ($\pm 2SD$) измерения отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ в галените не превышала ± 0.02 %, а в пирите и полевых шпатах ± 0.03 %. Итоговая погрешность измерения отношений $^{208}Pb/^{206}Pb$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ в перечисленных минералах не превышала ± 0.01 %.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Обсуждаемые в следующих разделах статьи начальные изотопные составы свинца руд и по-

род Чаткало-Кураминского региона представлены в табл. 2 и 3. Там же приведены непосредственно измеренные значения изотопных отношений свинца и общие содержания Pb, U и Th. В примечаниях к таблицам указаны значения возраста, которые были приняты для коррекции измеренных изотопных отношений.

Из 63 проанализированных рудных образцов (табл. 2) 46 представлены галенитом и один образец алтаитом (PbTe), для которых, как уже отмечалось выше, измеренные изотопные отношения свинца фактически являются его начальными изотопными отношениями с погрешностью, равной аналитической погрешности $\pm 0.02\%$. Что касается остальных изучавшихся минералов (пирит — 14, самородное золото и силъванит ((Au,Ag)Te₂)), то содержание в них свинца, по данным предварительных анализов, составило 100–1000 мкг/г. Последующие количественные ICP-MS анализы четырех образцов пирита (обр. 14, 21, 33, 37, табл. 2) на содержание Pb, U и Th показали, что при характерных для изучаемых образцов пирита отношениях U/Pb $\sim 0.00004 \div 0.01\%$ и Th/Pb $\sim 0.00006 \div 0.02\%$ коррекция на возраст весьма мала, так что итоговая погрешность определения начальных изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ практически не отличается от собственно аналитической погрешности $\pm 0.02\%$, а в случае отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ превышает ее в 2 раза. Поэтому для отдельных образцов пирита и минералов золота и серебра, в которых содержания количественно не определялись (н. о.), в качестве начальных изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ принимались измеренные значения.

Во всей совокупности изученных нами рудных месторождений Чаткало-Кураминского региона на изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ варьируют соответственно в диапазонах значений 17.9885–18.1598, 15.5897–15.6412 и 38.0385–38.2380, которые в относительном выражении составляют 0.94 %, 0.33 % и 0.52 %. Такой масштаб региональных вариаций изотопного состава свинца является одним из минимальных среди рудных провинций мира, для которых, как и для Чаткало-Кураминского региона, получены представительные свинцово-изотопные данные. Не касаясь рудных провинций, включающих месторождения с заведомо широкими вариациями изотопного состава свинца (стратиформные месторождения, золоторудные месторождения орогенного типа), отметим, что наиболее близкой к Чаткало-Кураминскому региону по масштабу вариаций изотопных отношений свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ является олово-бор-полиметаллическая провинция Южно-Сихотэ-Алиня Дальнего Востока (соответственно 0.83 %, 0.30 % и 0.50 %) (Chugaev et al., 2020), а также провинция колчеданных месторождений

рудного Алтая (1.0 %, 0.18 % и 0.28 %) (Чернышев и др., 2023). Ряд других крупных рудных провинций, среди которых Восточно-Забайкальская и Уральская колчеданная, характеризуются размахом вариаций, превышающим указанный выше размах в 3–4 раза, а в известной провинции Au-Ag-полиметаллических месторождений Центральных Анд он достигает соответственно величин 5.3 %, 1.0 % и 3.3 % (Macfarlane et al., 1990). В то же время относительно малые вариации, характерные для месторождений Чаткало-Кураминского региона, значительно (например, в 50 раз для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) превышают аналитическую погрешность метода, с которой эти данные получены. Такое соотношение позволяет в большинстве случаев рассматривать наблюдаемые вариации изотопного состава свинца как реальные, т. е. геологически значимые.

Отношения U/Pb и Th/Pb в полевых шпатах в 21 изученной пробе, как максимальные значения (соответственно 0.043 и 0.15 в обр. № 22 (табл. 3)), так и среднее значение этих отношений соответственно 0.015 и 0.037, примерно на порядок ниже значений, характерных для валовых проб соответствующих магматических пород Чаткало-Кураминского региона. Отношения U/Pb и Th/Pb в породах региона находятся в диапазонах значений соответственно 0.070–0.59 и 0.26–3.0 (Агапова и др., 1990; Konopelko et al., 2017; Dolgoplova et al., 2017). В случае прямого анализа валовых проб магматических пород, характерных для Чаткало-Кураминского региона, погрешности определения начальных изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ **составляли бы от нескольких десятых долей % до 1.5 %**. Использование полевых шпатов сводит эти погрешности в среднем к величинам соответственно $\pm 0.055\%$ для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $\pm 0.021\%$ для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\pm 0.032\%$ для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Таким образом, для большинства изученных проб полевых шпатов погрешности не более чем в 2.5 раза превышают (причем только для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) собственно аналитическую погрешность метода измерения $\pm 0.02\%$. Использование полевых шпатов обеспечило определение начальных свинцово-изотопных отношений по магматическим породам, по своей точности эквивалентных результатам изучения галенита и других рудных минералов, и дало возможность проведения корректного сравнения и корреляций свинцово-изотопных характеристик пород и рудных месторождений.

В магматических породах Чаткало-Кураминского региона диапазон начальных значений изотопных отношений свинца, определенных по фракциям полевых шпатов, примерно в 1.5 раза шире, чем для рудного свинца. Для отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диапазоны значений составляют

17.890–18.070, 15.562–15.616 и 37.916–38.279 соответственно.

ОБСУЖДЕНИЕ

Модельные параметры эволюции свинца

Мелкомасштабные Pb-Pb диаграммы в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 2) визуализируют соотношение изотопных составов свинца пород и руд Чаткало-Кураминского региона с характеристиками эволюционных кривых двухстадийной модели Стейси-Крамера (далее S-K). Точки изотопных составов

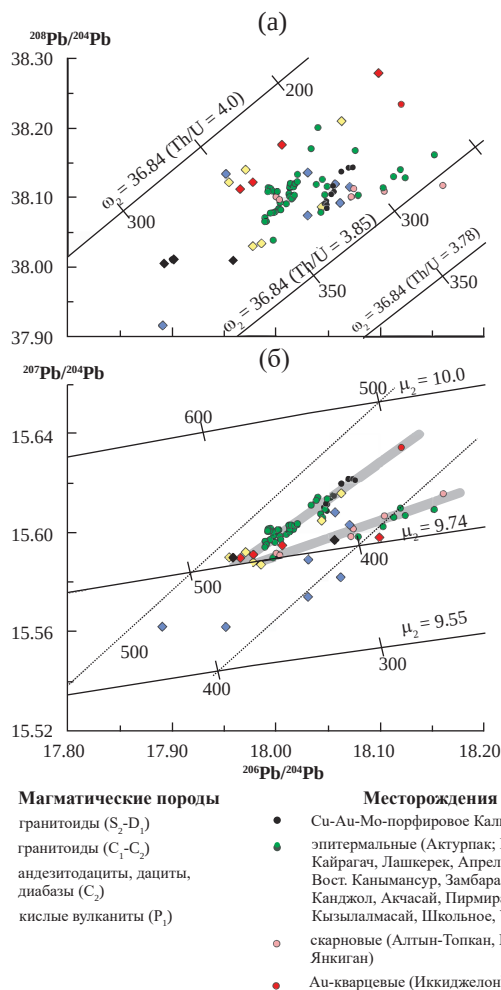


Рис. 2. (а,б) Изотопные диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) с результатами измерений изотопного состава свинца в Au, Ag и полиметаллических месторождениях, а также в магматических породах Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). Аналитическая погрешность ($\pm 0.02\%$) не превышает размеры символов, отображаемых изотопных отношений. На диаграммы сплошными линиями нанесены эволюционные кривые модели Стейси-Крамера (Stacey, Kramers, 1975), точечными линиями – Pb–Pb изохроны. Эволюционные кривые, маркированные значениями $\mu_2 = 9.74$ (рис. 2б) и $\omega_2 = 36.84$ ($\text{Th}/\text{U} = 3.78$) (рис. 2а) являются средними эволюционными кривыми земного свинца по модели Стейси-Крамера.

свинца всех проанализированных нами месторождений региона находятся выше средней эволюционной кривой земного свинца S-K.

Аналогичное положение они занимают по отношению к линии эволюции изотопного состава свинца области «орогена» модели плюмботектоники Зартмана-Доу (далее Z-D) (Zartman, Doe, 1981). Значения эволюционного параметра $\mu_2 (= ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ рудного свинца региона, согласно модели S-K, выше среднего значения 9.74 для земного свинца. При этом региональный диапазон значений μ_2 достаточно узок и находится в пределах 9.74–9.91.

Обратимся к результатам, полученным по магматическим породам. Изучавшиеся четыре серии пород являются выборкой для оценки изотопного состава свинца магматических образований, отвечающих определенным этапам геологической эволюции Чаткало-Кураминского региона. При этом образцы отобраны вне рудоносных зон с целью минимизировать вклад свинца, который потенциально мог быть привнесен в породы гидротермальными растворами. Как и рудный свинец, свинец изучавшихся гранитоидов каледонского (S_2 - D_1), карбонового (C_1 - C_2) возраста и нижнепермских (P_1) кислых вулканических и субвулканических пород, характеризуется значениями $\mu_2 > 9.74$.

Свинец в большей части дацитов и даек диабазов, отобранных в районе Кочбулакского рудного поля, отличается от остальных анализировавшихся пород пониженными значениями отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определяющими значения параметра μ_2 в интервале 9.7–9.55. Область значений $\mu_2 > 9.6$, свойственная в целом свинцу Чаткало-Кураминского региона, характерна для рудоносных гранитоидных интрузий порфировых систем, формирование которых происходило в надсубдукционных обстановках андийского типа (Bouse et al., 1999; Chiaradia et al., 2004; Borba et al., 2016) или при коллизионных процессах (Shafiei, 2010; Чугаев и др., 2021).

Значения модельного ^{207}Pb – ^{206}Pb возраста (T_m), который определяет минимальное время, прошедшее с момента отделения свинца от U–Pb систем резервуаров-источников, для свинца всей совокупности изученных рудных месторождений и магматических пород Кураминского региона находятся в интервале 515–375 млн лет. Учитывая обсуждавшийся выше диапазон возраста месторождений Чаткало-Кураминского региона 315–290 млн лет, определяемый геологическими данными и данными изотопного датирования (U–Pb, Rb–Sr, K–Ar и другие методы), можно видеть, что значения модельного возраста свинца в регионе оказывается на 100–200 млн лет древнее действительного возраста широко проявленной в регионе рудной минерализации и контролирующей ее верхнепалеозойских магматических пород. Это позволяет считать, что в формировании магматических пород и верхнепалеозойской рудной минерализации региона в качестве источника участ-

вовало более древнее, коровое вещество, претерпевшее в более позднее время (относительно времени образования) потерю урана. Такая оценка характера источника согласуется как с повышенными значениями отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ во всей совокупности образцов, так и комплементарно пониженными значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. При обсуждении этого вопроса можно рассматривать непосредственно изотопное отношение $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (табл. 2), которым определяется модельный эволюционный параметр — элементное отношение Th/U , характеризующее источник (источники) свинца. Диапазон вариаций величины отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в рудном свинце Чаткало-Кураминского региона лежит в пределах значений 2.0990 (месторождение Алтын-Топкан) и 2.1184 (месторождение Кызылалмасай). Значения отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, рассчитанные для всех 63 рудных образцов, находятся в диапазоне 3.86–3.99 и значимо превосходят величину 3.78, отвечающую средней эволюционной кривой модели S–K. Наиболее высокими значениями (среднее 3.956 ± 0.013 (1SD)) обладал источник свинца месторождений Ангреновского рудного района, где преобладают эпиптермальные месторождения. Для свинца месторождений Алмалыкского рудного района (Cu–Au–Mo порфировое Кальмакыр и ассоциирующихся с ним месторождений других типов) рассчитанное среднее отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ составляет 3.926 ± 0.022 (1SD). Относительно самые низкие значения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (среднее 3.908 ± 0.024 (1SD)) свойственны свинцу разнообразных по составу и типу минерализации месторождений Карамазарского рудного района.

Средней эволюционной кривой S–K в диапазоне возраста 350–250 млн лет отвечают значения отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в диапазоне ~ 2.084 – 2.092 . В свинце региона в целом (породы плюс месторождения) величины $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и вычисленные значения отношения Th/U варьируют соответственно в пределах 2.0990–2.1243 и 3.86–4.00. Можно заключить, что региональные источники верхнепалеозойских магм и рудоносных флюидов в данном регионе обладали повышенным отношением Th/U по сравнению со средним его значением для земной коры. Эта черта, как показано в ряде работ (Wedepohl, 1995; Kramers, Tolstikhin, 1999), характерна для коровых пород, прошедших рециклинг вещества и испытавших частичную потерю U при высоких P – T параметрах на активных окраинах континентов в зонах субдукции или во внутриплитных условиях.

Излагаемая интерпретация отношения Th/U в свинце Чаткало-Кураминского региона поддерживается двумя особенностями изотопного состава свинца региона. 1. Значения модельного возраста свинца, рассчитанного по отношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ с использованием параметров модели S–K, для большей части рудных образцов лежит в диапа-

зоне значений 300–257 млн лет, который (в отличие от рассмотренных выше значений модельного возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) с неопределенностью 15–20 млн лет совпадает с интервалом времени 315–290 млн лет, который согласно рассмотренным выше геохронологическим данным ограничивает возраст двух главных эпох формирования Au–Ag и полиметаллической минерализации в Чаткало-Кураминском регионе. Это означает, что в породах-источниках свинца, вовлеченных в Чаткало-Кураминском регионе в процесс субдукции и образования рудоносных магм, величина отношения Th/Pb (в отличие от U/Pb и Th/U (!)) на протяжении последних как минимум 500 млн лет оставалась относительно постоянной. 2. Наблюдается корреляция измеренных в рудных образцах значений изотопных отношений $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 3).

Предварительно отметим, что изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ без привлечения некоторых дополнительных параметров свинца не позволяет рассчитать модельный возраст T_m свинца в изучаемых образцах. Однако при сопоставлении образцов, имеющих общий источник свинца, непосредственно отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ может служить оценкой относительного вклада его древнего компонента в источ-

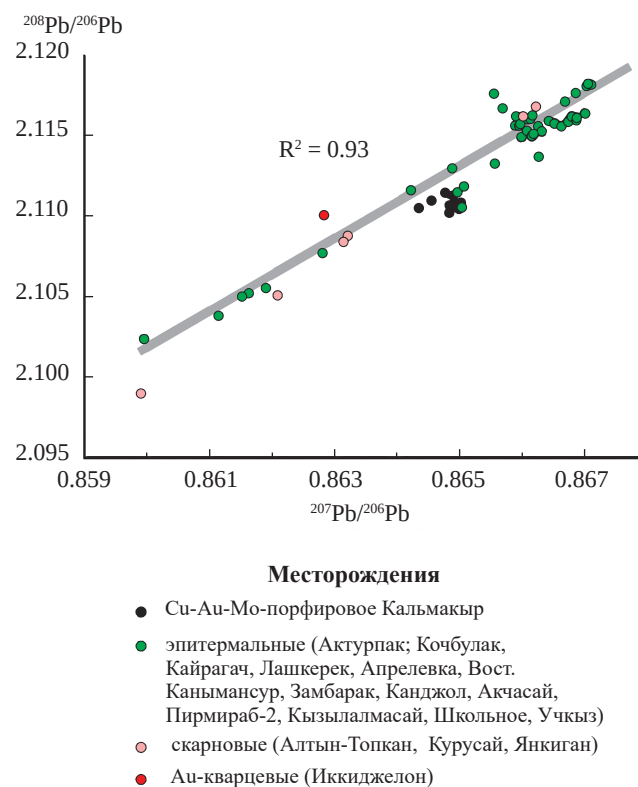


Рис. 3. Изотопная диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ с результатами измерений изотопного состава свинца в Au, Ag и полиметаллических месторождениях Чаткало-Кураменского региона (Срединный Тянь-Шань). Аналитические погрешности ($\pm 0.005\%$ и $\pm 0.010\%$) не превышают размеры символов, отображаемых изотопных отношений.

нике. Диаграмма на рис. 3 включает данные по всем 63 проанализированным нами рудным образцам региона. Отчетливо видно, что при отмечавшемся выше относительно небольшом масштабе вариаций изотопного состава рудного свинца Чаткало-Кураминского региона существует прямая корреляция величин отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Эту зависимость можно рассматривать как свидетельство того, что в региональных источниках, заметно гетерогенных по изотопному составу свинца, более древняя компонента свинца, участвовавшая в рециклинге вещества и «отмеченная» более высоким значением отношением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, характеризуется дефицитом изотопа ^{206}Pb , который, в конечном счете, определяется повышенным отношением Th/U в источниках свинца.

По сравнению с рудным свинцом свинец магматических пород региона показывает значительно более слабую корреляцию значений изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. По-видимому, это связано с колебаниями величины отношения Th/U , а отсюда и изотопного отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, в ограниченных и пространственно разобщенных объемах магматических пород (расплавов), которые представлены изучавшимися пробами массой порядка 1–2 кг. В противоположность этому весьма гомогенный изотопный состав свинца рудных минералов в пределах отдельных месторождений и рудных полей формировался в магматогенно-гидротермальных системах в процессе мобилизации свинца из больших объемов мантийного/корового вещества.

Корреляция изотопных отношений свинца, источники рудоносных магм и Au, Ag и полиметалльной минерализации

В системе координат $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные составы свинца изученных месторождений Чаткало-Кураминского региона распадаются на две группы, которые формируют два линейных тренда (рис. 2б), имеющих высокую достоверность (R^2) линейной аппроксимации, соответственно 0.86 и 0.89. Точки изотопных составов первой группы представляют 49 образцов сульфидов и некоторых других Au-содержащих минералов только из месторождений Алмалыкского и Ангренского рудных районов. Вторая группа изотопных составов Pb, образующая тренд (рис. 2б), представлена данными по 14 образцам галенита, которые относятся ко всем четырем перечисленным типам месторождений. При доминирующей роли объектов Карамазарского района (10 образцов из 6 месторождений) в эту группу по изотопному составу Pb входит галенит только двух месторождений, расположенных вне Карамазарского района — скарнового месторождения Алтын-Топкан (Алмалыкский район) и Au-эпитермального Учкыз (Ангрен-

ский район). В распределении точек изотопного состава свинца месторождений между двумя трендами состав и тип месторождений играют второстепенную роль. На втором тренде совмещены точки всех четырех типов изучавшихся месторождений (Cu-Au-Mo-порфировый, Au-Ag-эпитермальный, Au-кварцевый и Pb-Zn (Mo-W)-скарновый типы).

Оба линейных тренда, четко проявленные в системе $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 2б), отмечаются и в системе $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в виде более «размытых» трендов (рис. 2а). Некоторое перераспределение точек между трендами на рисунке 2а по сравнению с трендами на рисунке 2б произошло из-за участия отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, которое в свою очередь определяется величиной Th/U в источнике рудного свинца.

Как видно, изотопный состав рудного свинца и его распределение в основном коррелируют с геологической позицией месторождений Чаткало-Кураминского региона и не зависят от состава их минерализации. Эта региональная особенность свинца в целом согласуется с выводами более ранних изотопных исследований крупных рудных провинций, согласно которым изотопный состав свинца рудных месторождений определяется составом пород и геохимическим типом вмещающих месторождения участков и блоков континентальной коры (Macfarlane et al., 1990; Bouse et al., 1999; Чернышев, Шпикерман, 2001; Chiaradia et al., 2008; Чугаев и др., 2021).

Можно отметить «крутой» наклон трендов на рисунке 2б. Тангенсы углов наклона составляют 0.281 и 0.138, отвечая модельным (по S-K) возрастам источника свинца соответственно ~3.2 и ~2.0 млрд лет. Интерпретация «крутых» трендов как вторичных изохрон в геологическом отношении представляется нереальной. В рамках альтернативного объяснения трендов как линий смешения можно привести лишь общие соображения относительно природы компонентов свинца, участвующих в смешении. Одним из них является обыкновенный, по происхождению мантийно-коровый свинец, обладающий значениями параметра μ_2 , в интервале 9.5–9.8 характерными для островодужных или окраинно-континентальных областей Андийского типа. Высокие значения изотопного отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (особенно в свинце месторождений, формирующих более крутой тренд) указывают на то, что другим компонентом был свинец так или иначе мобилизованный из древних, очевидно, докембрийских пород. Возможно, существовал игравший подчиненную роль третий компонент — верхнекоровый свинец, обладающий значениями параметра μ порядка 10 и выше. Признаком ограниченного участия третьего компонента является разброс точек относительно трендов.

Параметры изотопного состава свинца рудных месторождений и пород Чаткало-Кураминского ре-

гиона в целом совместимы с моделью образования порфировых и эпитермальных месторождений в «нормальных дуговых обстановках» (Richards, 2011, 2022 и цитируемые в них работы). Согласно модели (рис. 4), первичные базальтовые магмы при субдукции образовались в зоне мантийного клина за счет частичного плавления вещества мантийной литосферы, метасоматизированной при дегидратации субдуцированной океанической коры. Дальнейшее изменение состава мантийных магм, которые образовались в зоне мантийного клина и уже приобрели гибридные черты, происходило при подъеме магм в MASH-зоне⁴ в нижней коре. Рассматривая в рамках модели изотопные характеристики Pb (а также Sr и Nd) Чаткало-Кураминского региона, можно полагать, что процессы, происходившие в MASH-зоне⁴ сыграли ключевую роль в формировании источника (источников) рудоносных гибридных мантийно-коровых магм.

В ходе этих процессов:

- состав исходных базитовых магм изменялся вплоть до гранитоидного и приобретал коровые изотопные метки;
- с участием мантийных и коровых компонентов в магматическом источнике сформировался

⁴ MASH — melting, assimilation, storage, homogenization.

изотопный состав свинца, который в эволюционных моделях по параметру $\mu = 9.7\text{--}9.9$ примерно отвечает среднекоровому свинцу; он оставался таковым в период времени $C_1\text{--}P_1$ на протяжении 30–40 млн лет;

- сформировался масштаб изотопной неоднородности, в свою очередь определивший небольшие различия в изотопном составе свинца, которые проявляются при сравнении месторождений, локализованных в разных районах Чаткало-Кураминского региона.

Образование упоминавшихся выше эффузивов андезитодацитов и диабазовых даек Кочбулакского рудного поля в Ангренском районе и их некоторое отличие по изотопному составу свинца от других магматических пород и региона, возможно связано с разрывом сплошности слэба и быстрым подъемом на поверхность слабо контаминированных первичных мантийных расплавов.

«Батолитовый комплекс» (рис. 4) на территории Чаткало-Кураминского региона, вероятно, представлял собой серию обособленных магматических камер, эволюция которых сопровождалась образованием интрузивных тел, сепарацией флюидов и формированием рудно-магматических систем (РМС), которые по своему масштабу соответство-

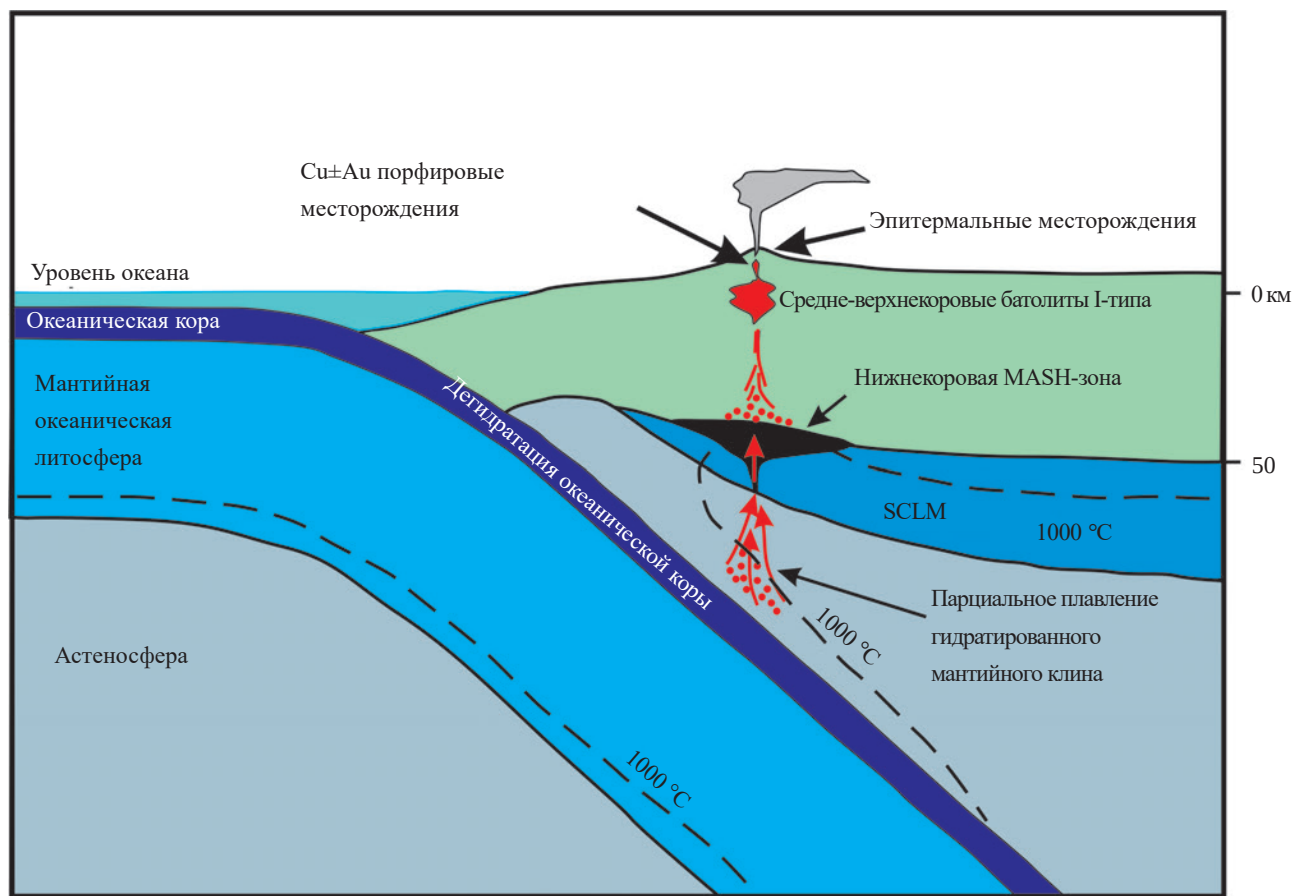


Рис. 4. Схема вулканической континентальной дуги, демонстрирующая образование рудоносных магм при формировании порфировых и эпитермальных месторождений в зоне субдукции (по Richards, 2011). Сокращения на графике: MASH — melting, assimilation, storage, homogenization; SCLM — subcontinental lithospheric mantle.

вали отдельным месторождениям или рудных полям, как, например, Кочбулакское и Алмалыкское рудные поля. Изотопная гомогенизация свинца, происходившая в пределах РМС, как мы полагаем, и определила характер вариаций (распределения) изотопного состава свинца, при котором при весьма высокой степени его гомогенности в пределах отдельных месторождений существуют заметные, хотя и небольшие различия изотопного состава, отличающие друг от друга поля и районы Чаткало-Кураминского металлогенической провинции.

Выявленное в Чаткало-Кураминском регионе на основе результатов высокоточного MC-ICP-MS анализа близкое сходство изотопных характеристик свинца полевых шпатов палеозойских магматических пород и свинца рудных минералов месторождений, которым обусловлено единое поле изотопных составов свинца на диаграммах (рис. 2а,б), поддерживает геологические представления о связи процессов минерализации различного метального профиля с субдукционным магматизмом в данном регионе и является пока одним из немногих прямых (типа *finger print*) доказательных фактов в пользу генетической связи Cu—(Au)—Mo порфировых и Au—Ag эпитеpmальных месторождений с батолитовыми и субвулканическими гранитоидами в рамках единых РМС. Дополнительным обоснованием вышесказанному является идентичность значений $(^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})_i$ в гранитоидах и жильных минералах некоторых Au—Ag эпитеpmальных месторождений региона.

Отметим еще один интересный факт, фиксируемый благодаря высокой точности применявшегося метода изотопного анализа Pb. Он заключается в весьма близком сходстве изотопных составов Cu—(Au)—Mo порфирового месторождения Кальмакыр и Au-эпитеpmального месторождения Актурпак. По данным анализа в общей сложности 14 образцов галенита и пирита средние значения всех изотопных отношений в этих месторождениях совпадают в пределах односигмового ($\pm 1\text{SD}$) интервала (табл. 2) Эти два месторождения, как уже выше отмечалось, рассматриваются как часть единой Алмалыкской порфирово-эпитеpmальной системы (Коваленкер и др., 2007; Kovalenker, 2003; Kovalenker et al., 2004). Идентичность изотопного состава свинца порфировой и эпитеpmальной минерализации можно рассматривать как одно из подтверждений реальности используемой генетической модели Дж. Ричардса (рис. 4) (Richards, 2011, 2022), предполагающей единство источника рудоносных растворов, сформировавших порфировую и эпитеpmальную минерализацию, которые, будучи сближены в пространстве, различаются минеральным составом и геохимическим профилем в силу разных *P-T* условий своего формирования.

Выше была подробно рассмотрена особенность U—Th—Pb системы регионального источника ру-

доносных магм Чаткало-Кураминского региона — повышенное (относительно среднекорового 3.78) значение параметра $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, лежащее в диапазоне 3.86—3.99. В связи с этим отмечалось, что частичная потеря урана коровыми породами, прошедшими рециклинг в условиях нижней коры ($T > 600^\circ\text{C}$), рассматривается как причина деплетированности U—Th—Pb систем магм в отношении урана. Результаты изучения изотопного состава свинца Чаткало-Кураминского региона в согласии с древними (0.9—1.5 млрд лет) значениями Sm—Nd модельного возраста магматических пород региона позволяют идентифицировать эти рециклированные породы и свидетельствуют о том, что коровым компонентом магм, формировавшихся в обстановке субдукции, являлись составляющие фундамент Чаткало-Кураминского террейна докембрийские (позднепротерозойские) породы. Контаминация исходных мантийных магм веществом докембрийских пород, деплетированных ураном, согласно схеме (рис. 4), вероятно, происходила в MASH-зоне и выше нее по мере продвижения магмы через толщу континентальной коры.

Отмеченные выше особенности свинца Чаткало-Кураминского террейна (обогащенность изотопами ^{208}Pb и ^{207}Pb , деплетированность ураном источника магм) отмечаются и в других террейнах Западного Тянь-Шаня: Срединного, Северного, а также в Кокшаальском сегменте Южного Тянь-Шаня (Chiaradia et al., 2006). В этой зоне ЦАСП наблюдается систематическое с юго-запада на северо-восток уменьшение ураногенной составляющей изотопного состава рудного свинца, которое обусловлено увеличением в источнике вклада вещества докембрийских блоков, лежащих на Таримском фундаменте.

Возвращаясь теперь к обсуждавшимся выше трендам распределения изотопных составов свинца, можно добавить, что эта линейная корреляция отражает неоднородность рудогенерирующих магм в отношении **двух компонентов**, смешанных в глубинных условиях в MASH-зоне — свинца исходных базальтовых расплавов и свинца ассимилированных пород фундамента региона, что вполне согласуется с упомянутыми выше данными изучения Rb—Sr и Sm—Nd систем магматических пород и рудных месторождений Чаткало-Кураминского региона.

Участие в рудообразовании другого, второстепенного по своему вкладу компонента свинца, изотопные характеристики которого отвечают верхнекоровым, предположительно обусловлено контаминацией рудоносных растворов свинцом, мобилизованным из терригенно-осадочных флишеидных (O—S) и терригенно-карбонатных (D_3 — C_1) пород, слагающих соответственно основание Бельтау-Кураминской дуги и вышележащую часть осадочного разреза региона. Эти породы за счет присутствия в них древнего кластогенного материала могли к началу верхнепалеозойских рудообразующих эпох

стать источником свинца с повышенными содержаниями радиогенных изотопов свинца. Кроме того, как уже выше отмечалось, эти породы и особенно породы О-S специализированы на рудообразующие элементы (Усманов, 2001). В этой связи отметим, что во всех, правда, немногочисленных случаях, когда упомянутые породы являются непосредственно рудовмещающими (месторождения Иккиджелон, Алтын-Топкан, Акчасай), изотопный состав свинца в таких месторождениях относится к числу наиболее радиогенных ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.07\text{--}18.10$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.61\text{--}15.63$), а значения параметра μ_2 относятся к числу наиболее высоких в регионе: $9.82\text{--}9.93$.

Свинцово-изотопные данные, как и ранее опубликованные результаты Rb—Sr изохронного датирования Au—Ag минерализации (Чернышев и др., 2011а), поддерживают концепцию, согласно которой формирование Au—Ag минерализации в месторождениях Кочбулак и Кайрагач, несмотря на их ассоциированность с андезито-дацитами $C_1\text{--}C_2$, происходило в порфирово-эпitherмальной системе и генетически было связано с внедрением более поздних (по отношению к андезито-дацитам) субвулканических гранит-порфиров нижнепермского возраста (Коваленкер и др., 2007).

Масштаб региональных и локальных вариаций изотопного состава свинца

Совокупность величин изотопных отношений свинца, полученных по Чаткало-Кураминскому региону, включающая детальные свинцово-изотопные данные по отдельным месторождениям (Кальмакыр, Актурпак, Кочбулак, Кайрагач, Лашкерек, от 4 до 17 образцов по каждому месторождению), позволяют оценить степень региональной и локальной гомогенности изотопного состава свинца в регионе и ее возможные причины.

Сначала отметим, что в 50–60-е годы прошлого столетия на начальном этапе развития геохимии изотопов свинца и методов его изотопного масс-спектрометрического анализа гомогенной считалась совокупность образцов или объектов, в которой вариации изотопного состава свинца не превышали 0.3–0.5 % (Kanasewich, 1968). В последующем, в период широкого применения приборов и методик термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) с характерными для нее погрешностями изотопного анализа свинца 0.1–0.3 %⁵ в качестве

условной границы между гомогенным и гетерогенным изотопным составом принимался уровень 0.1 % (Gulson, 1986), который примерно отвечал минимальной погрешности метода TIMS. В результате начавшегося уже в нынешнем столетии применения метода MC-ICP-MS, повлекшего снижение погрешности изотопного анализа обыкновенного свинца (по сравнению с TIMS) почти на порядок, было показано, что в целом ряде фанерозойских месторождений различного геологического положения и генезиса гомогенность изотопного состава свинца обнаруживается на уровнях ниже 0.1 %, вплоть до уровня 0.02 %, отвечающего аналитической погрешности MC-ICP-MS анализа (Kamenov et al., 2005; Чернышев и др., 2008; Чернышев и др., 2018; Чугаев и др., 2020; Чернышев и др., 2023).

Значения коэффициентов вариации $v_{i/4}$ изотопного состава свинца для Чаткало-Кураминского региона, вычисленные на основании результатов по данным всей совокупности изученных рудных образцов, составляют $v_{6/4} = 0.25\%$, $v_{7/4} = 0.054\%$ и $v_{8/4} = 0.082\%$. По этим характеристикам свинец Чаткало-Кураминского региона в отношении своего изотопного состава является одним из наиболее гомогенных среди других крупных провинций с рудной минерализацией магматогенно-гидротермального происхождения, для которых в последние годы выполнены высокоточные измерения изотопного состава рудного свинца (Урал, Забайкалье, Ю. Сихотэ-Алинь, Ю. Верхоянье). Более низкими (в среднем в 1.5 раза) значениями коэффициентов $v_{i/4}$ обладает только свинец колчеданно-полиметаллических месторождений рудного Алтая (Чернышев и др., 2023).

Коэффициенты вариации $v_{i/4}$, рассчитанные по результатам анализа минералов отдельно для каждого из упомянутых месторождений Кальмакыр, Актурпак, Кочбулак, Кайрагач и Лашкерек (табл. 2), лежат в пределах значений $v_{6/4} = 0.082\text{--}0.015\%$, $v_{7/4} = 0.030\text{--}0.006\%$ и $v_{8/4} = 0.060\text{--}0.008\%$. Эти значения существенно (в среднем в 2–5 раз) ниже значений для региона в целом (табл. 2). Таким образом, гомогенность изотопного состава свинца, наблюдаемая в Чаткало-Кураминском регионе в целом в еще большей степени проявлена внутри входящих в него месторождений, в которых масштаб вариаций

не эффективным или даже бессмысленным. Погрешность измерения изотопных отношений свинца методом TIMS весьма критична к целому ряду факторов и условий проведения масс-спектрометрического анализа. Мирровая практика показала, что погрешность этого метода, оцениваемая как воспроизводимость параллельных анализов ($\pm 2SD$), даже в оптимальных условиях составляет $\pm 0.05\%$ на единицу разницы масс, т. е. $\pm 0.1\%$ для изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и в 1.5–2 раза большую величину соответственно для отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Трудно контролируемые отклонения от оптимальных условий анализа в разных ситуациях приводят к возрастанию погрешности до 0.3–0.4 % и более.

⁵ Полученные по второй половине XX столетия результаты применения метода TIMS продолжают оставаться основой знания общих закономерностей эволюции изотопного состава земного свинца. Однако при изучении его распределения и причин вариаций в пределах тектонических блоков и отдельных регионов Земли, в которых, как показано в последние годы, вариации изотопного состава лежат на уровне первых десятых долей % и в редких случаях составляют первые %, применение метода TIMS представляется

ций изотопных отношений в среднем близок к уровню величины погрешности их измерения $\pm 0.02\%$. Средние значения изотопных отношений свинца конкретных месторождений во многих случаях отличаются друг от друга на величины, превышающие значения коэффициентов $\bar{v}_{i/4}$ ⁶. Аналогичный характер распределения изотопного состава рудного свинца наблюдается и в других упоминавшихся металлогенических провинциях.

Потенциальное практическое значение сохраняет зависимость изотопного состава свинца и степени его гомогенности от масштаба рудной минерализации, хотя ранее проводившееся с применением метода TIMS на примере месторождений Австралии, Тасмании и Северной Америки изучение влияния «тоннажа металлов» (или масштаба рудообразующей системы) на степень гомогенности изотопного состава свинца не привело к однозначным выводам (Gulson, 1986). Изучение взаимосвязи этих двух характеристик затруднено ввиду влияния на каждую из них ряда геологических условий рудообразования. Кроме того, сама граница между гомогенным и гетерогенным изотопным составом свинца оставалась «размытой» вследствие ограниченной точности метода TIMS (см. примечание 5). Высокоточные данные, полученные в настоящей работе, на вопрос о возможности существования *прямой зависимости* между обсуждаемыми характеристиками конкретно для месторождений Чаткало-Кураминского региона, дают отрицательный ответ. Коэффициенты вариации $v_{6/4}$, $v_{7/4}$, $v_{8/4}$ для пяти месторождений не превышают значения 0.08 %, 0.03 % и 0.06 % соответственно. При этом максимальными значениями обладает свинец суперкрупного (Кальмакыр) и крупного (Кочбулак) месторождений, в то время как минимальные значения 0.03–0.006 %, близкие к уровню аналитической погрешности, и, следовательно, отвечающие наиболее гомогенному изотопному составу свинца, характерны для относительно менее крупных по масштабу минерализации месторождений Кайрагач и Лашкерек.

Рассмотренные месторождения Чаткало-Кураминского региона обладают характеристиками гомогенности изотопного состава свинца, близкими к таковым для ранее изученных крупных и суперкрупных месторождений различного состава и возраста, локализованных в металлогенических провинциях России, таким как месторождения Арсеньевское и Южное (Sn–Pb–Zn, Южный Сихотэ-Алинь), Дарасун (Au, Восточное Забайкалье), Гайское и Сафьяновское (Cu–Pb–Zn, Урал) (Чернышев и др., 2008; Чугаев и др., 2013; Chugaev et al., 2020 и другие ра-

боты). Одним из исключений в отношении гомогенности изотопного состава свинца является крупное орогенное золоторудное месторождение Нежданинское (Ю. Верхоянье)⁷, по которому изучавшийся галенит (всего 62 образца) принадлежит к двум разновозрастным минеральным ассоциациям — Au-сульфидной и наложенной Au-полиметаллической, значимо различающихся по изотопному составу свинца: в среднем на 0.3 % по $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.07 % по $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и 0.23 % по $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В то же время галенит каждой из двух минеральных ассоциаций, формирующих месторождение, характеризуется значениями коэффициентов $v_{i/4}$, которые почти на порядок ниже вычисленных для Нежданинского месторождения в целом и не более чем в 2 раза превышают аналитическую погрешность $\pm 0.02\%$ (Чернышев и др., 2011б).

Данные по месторождению Нежданинское, уникальные по своей представительности и детальности, дают основание предположить, что определяющим фактором, который на конкретных месторождениях влиял на степень гомогенности изотопного состава свинца, были изменения тектонической обстановки в магматогенно-гидротермальной системе месторождений в ходе рудоотложения, повлиявшие на смену источника свинца (и других металлов) в рудоносном флюиде. Относительно высокую степень гомогенности изотопного состава свинца разновысотных месторождений Чаткало-Кураминского региона, различающихся геохимическим профилем минерализации, парагенезисом рудных минералов и другими особенностями, можно объяснить тем, что формирование каждого месторождения происходило при доминирующей роли одного магматогенного источника свинца, питавшего данную РМС. Другой источник — разнообразные по минералого-петрографическому составу терригенные породы нижнепалеозойского основания Чаткало-Кураминского региона, как уже отмечено выше, играл второстепенную роль. Возможно, что влияние этих верхнекорковых контаминантов с неизбежными различиями изотопного состава свинца было одной из причин относительно небольших изотопных отличий, которые выявляются в Чаткало-Кураминском регионе при сопоставлении между собой индивидуальных месторождений или отдельных их групп.

Возможность химических изотопных сдвигов, происходивших непосредственно в зоне рудоотложения после поступления в нее металлоносных растворов, как для месторождений Чаткало-Кураминского, так и других регионов, сейчас можно исключить ввиду полного отсутствия количественных оценок эффектов фракционирования изотопов свинца в гидротермальных условиях. Представляет-

⁶ Коэффициенты $v_{i/4}$ и $\bar{v}_{i/4}$ — выраженные в % среднеквадратичное отклонение соответственно единичных и средних значений изотопных отношений, где $i/4$ — отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; $v_{i/4} = \sqrt{N} \cdot \bar{v}_{i/4}$; где N — количество проанализированных образцов.

⁷ Нежданинское входит в тройку крупнейших по запасам золота (638 т Au) месторождений России.

ся также, что длительное протекание гидротермальных процессов, формировавших крупные месторождения, было не причиной химических сдвигов в изотопном составе свинца, а скорее фактором его выравнивания и гомогенизации в пределах крупных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кратко суммируем главные особенности изотопного состава свинца позднепалеозойских месторождений и магматических пород Чаткало-Кураминской провинции, отражающие происхождение локализованной в ней крупномасштабной, мирового класса Au, Ag и полиметальной минерализации и природу ее источников. Об изотопных характеристиках свинца, их сходстве, вариациях и различного рода коррелятивных связях в изучаемых объектах мы имеем возможность судить на основании данных высокоточного ($\pm 0.02\%$) MC-ICP-MS анализа.

В относительном выражении масштаб (размах) вариаций величин изотопных отношений свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, составляющий в Чаткало-Кураминском регионе 0.94 %, 0.33 % и 0.52 % соответственно, **является одним из минимальных** среди рудных провинций мира. Такая изотопная гомогенность свинца в регионе в целом сочетается с гомогенностью изотопного состава свинца, проявленной в еще более высокой (в 2–5 раз) степени в пределах конкретных рудных месторождений региона.

Изотопный состав свинца, характерный для месторождений и рудных полей, коррелирует с их геологической позицией в регионе и **не зависит** от минерального состава, геохимического профиля и других вещественных особенностей месторождений.

Выявленное близкое сходство изотопных характеристик свинца позднепалеозойских магматических пород и рудных месторождений является одним из прямых доказательств **генетической** связи локализованных в Чаткало-Кураминском регионе разнотипных по составу Au, Ag и полиметаллических месторождений с батолитовыми и субвулканическими гранитоидами, образованными в ходе субдукционного магматизма. Факт идентичности изотопного состава свинца Cu–Au–Mo месторождения Кальмакыр порфиривого типа и Au-эпитермального месторождения Актурпак поддерживает реальность представлений (Kovalenker, 2003; Kovalenker et al., 2004; Коваленкер и др., 2007) **о единстве источника рудоносных растворов**, формирующих порфириковую и эпитермальную минерализацию, которые совмещены в пространстве, но различаются по *P–T* условиям формирования и составу. Этот факт согласуется и с известной схемой формирования порфириковых и эпитермальных месторождений в обстановке субдукции (Richards, 2011).

Изотопный состав и корреляция изотопных отношений свинца (в согласии с ранее опубликованными данными по Sr и Nd) определяют свинец рудных месторождений и магматических пород Чаткало-Кураминского региона, как **среднекоровый, характерный для островодужных областей** Андийского типа, сформировавшийся с участием мантийных и коровых компонентов. При сопоставлении этих данных с генетической моделью Дж. Ричардса (2011) (рис. 4) можно предположить, что мантийной составляющей источника (источников) магм в изучаемом регионе было вещество **мантийной литосферы и океанической коры**, подвергшееся частичному плавлению в субдукционной обстановке в зоне мантийного клина. В то же время результаты изучения изотопного состава свинца в согласии, прежде всего, с данными по Nd позволяют идентифицировать второй, коровый компонент рудоносных магм региона. Повышенные значения изотопных отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, характерные для свинца рудных месторождений и пород региона, интерпретируемые в рамках эволюционной модели Стейси-Краммерса (1975), указывают на повышенное относительно среднекорового значения параметра $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ в диапазоне 3.86–3.99 и, как следствие, на **значительный вклад вещества докембрийских пород фундамента** Чаткало-Кураминского террейна в формирование субдукционных гранитоидных магм. В этом отношении Чаткало-Кураминский регион не является исключением среди других террейнов Западного Тянь-Шаня, в которых, по свинцово-изотопным данным (Chiaradia et al., 2006), идентифицируется проявленный в разной степени вклад вещества докембрийских блоков фундамента Центрально-Азиатского складчатого пояса, участвовавших в петрогенезисе гранитоидов.

Обращаясь к вопросу о весьма высокой степени гомогенности изотопного состава Pb в месторождениях Чаткало-Кураминского региона, и исходя из вполне реалистичного предположения о том, что формирование рудно-магматических систем месторождений происходило (или, по крайней мере, начиналось) в магматических камерах, которые (по Richards, 2011) находятся в зоне образования верхнекоровых (5–6 км) батолитов I-типа, можно предполагать, что в процессе формирования месторождений действие соответствующих им РМС не сопровождалось фракционированием компонентов U–Th–Pb системы. При этом роль контаминации флюидов рудовмещающих пород была незначительной, что обеспечивало сохранение индивидуальности изотопного состава свинца и его гомогенности в пределах конкретных месторождений.

Авторы выражают благодарность своим коллегам — сотрудникам ИГЕМ РАН К. Н. Шатагину, Н. И. Сердюку, И. В. Рассохиной, О. Ю. Плотин-

ской за помощь при проведении работы и подготовке статьи. Авторы благодарны научному редактору статьи А. Б. Кузнецову, а также А. В. Иванову и анонимному рецензенту за полезные замечания и рекомендации.

Работа выполнена по темам Госзадания ИГЕМ РАН FMMN-2024-0021 и FMMN-2024-0013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альпиев Е.А., Кулешов В.А. (2013) Металлогения и полезные ископаемые Чаткало-Кураминской металлогенической зоны. *Вестник Казанского НТУ*. 5, 3–10.
- Агапова А.А., Чернышев И.В., Троицкий В.А., Коваленкер В.А., Русинов В.А. (1990). Изотопный состав свинца и стронция эпитеpmальных золото-серебряных месторождений Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня. Тезисы докладов совещания «Изотопное датирование эндогенных рудных формаций». Киев, 165–167.
- Волков В.Н., Гольцман Ю.В., Аракелянц М.М. и др. (1997) Возраст ультракислого вулканизма в позднеорогенных прогибах Чаткало-Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань) *Стратиграфия и геологическая корреляция*. (1), 86–104.
- Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. (1998). Ташкент: Университет, 722 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 328 с.
- Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л. (1997) Эпитеpmальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан). *Геология рудных месторождений*. 39(2), 127–152.
- Коваленкер В.А., Конеев Р.И., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю. (2007) Кураминская позднепалеозойская порфирово-эпитеpmальная золоторудная провинция (Срединный Тянь-Шань). *Современные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан*. Ташкент: ИМР, 86–89.
- Куренков С.А., Аристов В.А. (1995) О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана. *Геотектоника*. (6), 22–32.
- Лаверов Н.П., Величкин В.И., Власов Б.П., Аleshин А.П., Петров В.А. (2012) Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН. 320 с.
- Металлогения золота и меди Узбекистана. (2012) Ташкент, 339–341.
- Пирназаров М.М., Колоскова С.М. (2005) Геохимические поля рудно-магматических систем Шаваз-Дукентского вулканно-тектонического грабена (Ангренский золоторудный район). *Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение*. Ташкент. Fan va texnologiya. 290–293.
- Усманов Ф.А. (2001) Статистический металлогенический анализ. Породно-рудные ассоциации (на примере Чаткало-Кураминских гор). *Геология и минеральные ресурсы*. 1, 3–15.
- Чернышев И.В., Шпикерман В.И. (2001) Изотопный состав рудного свинца как отражение блокового строения Центральной части Северо-Востока Азии. *ДАН*. 377(4), 530–533.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. (2007) Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb. *Геохимия*. (11), 1155–1168.
- Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Shatagin K.N. (2007). High-precision Pb isotope analysis by multicollector-ICP-mass-spectrometry using $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ normalization: optimization and calibration of the method for the studies of Pb isotope variations. *Geochem. Int.* 45(11), 1065–1076.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н., Молошаг В.П. (2008) Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов. *ДАН*. 418(4), 530–535.
- Чернышев И.В., Коваленкер В.А., Гольцман Ю.В., Плотинская О.Ю., Баирова Э.Д., Олейникова Т.И. (2011a) Изохронное Rb-Sr датирование процессов позднепалеозойского эпитеpmального рудогенеза на примере месторождения золота Кайрагач (Кураминский рудный район, Срединный Тянь-Шань), *Геохимия*. (2), 115–128.
- Chernyshev I.V., Kovalenker V.A., Goltzman Y.V., Plotinskaya O.Y., Bairova E.D., Oleinikova T.I. (2011) Rb-Sr isochron dating of late paleozoic epithermal ore-forming processes: A case study of the Kairagach gold deposit, Kurama ore district, Central Tien Shan. *Geochem. Int.* 49(2), 107–119.
- Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. (2011b) Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция. *Геология рудных месторождений*. 53(5), 395–418.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В. (2017) Аномальный изотопный состав свинца галенита и возраст процесса преобразования гидротермальных урановых минералов (на примере месторождения Чаули, Чаткало-Кураминский район, Узбекистан). *Геология рудных месторождений*. 59(6), 576–586.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В. (2018) Изотопный состав свинца и источники металлов в месторождениях зо-

лота и серебра Южного Верхоянья (Якутия, Россия): по данным высокоточного MC-ICP-MS метода. *Геология рудных месторождений*. **60**(5), 448–471.

Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Дергачев А.Л., Раткин В.В. (2023) Источники металлов колчеданных месторождений Рудного Алтая по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава свинца. *Геохимия*. **68**(6), 545–569.

Chernyshev I.V., Vikentyev I.V., Chugaev A.V., Dergachev A.L., Ratkin V.V. (2023) Sources of metals for the Rudny Altai VMS deposits: results of high-precision MC-ICP-MS lead isotope study. *Geochem. Int.* **61**(6), 539–561.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю. (2013) Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со Структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS-изучения изотопного состава Pb). *Геология рудных месторождений*. **55**(4), 282–294.

Чугаев А.В., Дубинина Е.О., Чернышев И.В., Травин А.В., Коссова С.А., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Плотинская О.Ю., Олейникова Т.И., Садасюк А.С. (2020) Источники и возраст золоторудной минерализации месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье): результаты изучения изотопного состава Pb, S, Sr, Nd и данные ^{39}Ar – ^{40}Ar геохронометрии. *Геохимия*. **65**(11), 1059–1079.

Chugaev A.V., Dubinina E.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Kossova S.A., Larionova Y.O., Nosova A.A., Plotinskaya O.Yu., Oleinikova T.I., Sadasyuk A.S. (2020) Sources and Age of the gold mineralization of the Irokinda Deposit, Northern Transbaikalia: evidence from Pb, S, Sr, and Nd isotope-geochemical and ^{39}Ar – ^{40}Ar geochronological data. *Geochem. Int.* **58**(11), 1208–1227.

Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Дубинина Е.О., Садасюк А.С., Гареев Б.И., Коссова С.А., Баталин Г.А. (2021) Коровый источник Pb и S на золото-порфириновом месторождении Юбилейное (Южный Урал, Казахстан): высокоточные Pb-Pb и $\delta^{34}\text{S}$ данные. *Геология рудных месторождений*. **63**(3), 195–206. Эндогенные источники рудного вещества (1987). М.: Наука, 187–199 с.

Audétat A., Pettke T., Heinrich C.A., Bodnar R.J. (2008) The composition of magmatic hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Economic Geology*. **103**, 877–908.

Biske Y.S., Seltnmann R. (2010) Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan Oceans. *Gondwana Res.* **17**, 602–613.

Borba M.L., Junior F.C., Kawashita K., Takehara L., Babinski M., Bruckman M. (2016) The Bajo de la Alumbrera and Agua Rica Cu–Au (Mo) porphyry deposits of Argentina: Genetic constraints on ore formation and

sources based on isotope signatures. *Ore Geology Reviews*. **75**, 116–124.

Bouse R.M., Ruiz J., Titley S.R., Tosdal R.M., Wooden J.L. (1999) Lead isotope compositions of Late Cretaceous and early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona; implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits. *Economic Geology*. **94**(2), 211–244.

Cheng Zh., Zhang Zh., Turesebekov A., Nurtaev B.S., Xu L., Santosh M. (2018a) Petrogenesis of gabbroic intrusions in the Valerianov-Beltai-Kurama magmatic arc, Uzbekistan: The role of arc maturity controlling the generation of giant porphyry Cu–Au deposits. *Lithos*. **320–321**, 75–92.

Cheng Zh., Zhang Zh., Chai F., Hou T. Santosh M., Turesebekov A., Nurtaev B.S. (2018b) Carboniferous porphyry Cu–Au deposits in the Almalyk orefield, Uzbekistan: the Sarychek and Kalmakyr examples. *International geology review*. **60**(1), 1–20.

Cherniak D.J. (1995) Diffusion of lead in plagioclase and K-feldspar: an investigation using Rutherford backscattering and resonant nuclear reaction analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **120**, 358–371.

Chiaradia M., Fontboté L., Paladines A. (2004) Metal sources in mineral deposits and crustal rocks of Ecuador (1 N–4 S): a lead isotope synthesis. *Economic Geology*. **99**(6), 1085–1106.

Chiaradia M., Konopelko D., Seltnmann R., Cliff R. (2006) Lead isotope variations across terrane boundaries of the Tien Shan and Chinese Altay. *Mineralium Deposita*. **41**, 411–428.

Chugaev A.V., Chernyshev I.V., Ratkin V.V., Gonevchuk V.G., Eliseeva O.A. (2020) Contribution of crustal and mantle sources to genesis of Sn, B and Pb–Zn deposits in South Sikhote-Alin subprovince (Russian Far East): Evidence from high-precision MC-ICP-MS lead isotope study. *Ore Geology Reviews*. **125**, 103683.

Collerson K.D., Kamber B.S., Schoenberg R. (2002) Applications of accurate, high precision Pb isotope ratio measurement by multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol.* **188**, 65–83.

Dolgoplova A., Seltnmann R., Konopelko D., Biske Y.S., Shatov V., Armstrong R., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. (2017) Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U–Pb SHRIMP geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf isotope mapping of granitoids. *Gondwana Research*. **47**, 76–109.

Golovanov I.M., Nikolaeva E.I., Khazhikhin M.A. (1986) Geological and structural conditions of localization of the high-grade ores of porphyry copper deposits. In: *Geology and metallogeny of copper deposits*

- (Eds. G.H. Fridrich et al.). Springer Verlag: Berlin-Haidelberg. 261–270.
- Gulson B.L. (1986) Lead isotopes in mineral exploration. *Dev. Econ. Geol.* **23**, 245.
- Islamov F., Kremenetsky A., Minzer E., Koneev R. (1999) The Kochbulak-Kairagach ore field Au, Ag and Cu deposits of Uzbekistan. In *Excursion Guidebook of the IGCP-473 International field Conference in Uzbekistan. IAGOD Guidebook series 7* (Eds Shayakubov et al.). GFZ, Potsdam. 91–106.
- Kamenov G.D., Perfit M.R., Jonasson I.R., Mueller P.A. (2005) High-precision Pb isotope measurements reveal magma recharge as a mechanism for ore deposit formation: Examples from Lihir Island and Conical seamount, Papua New Guinea. *Chem. Geol.* **219**, 131–148.
- Kamenov G.D., Saunders J.A., Hames W.E., & Unger D.L. (2007) Mafic magmas as sources for gold in middle Miocene epithermal deposits of the northern Great Basin, United States: evidence from Pb isotope compositions of native gold. *Economic Geology*. **102**(7), 1191–1195.
- Kamenov G.D., Melchiorre E.B., Ricker F.N., DeWitt E. (2013) Insights from Pb isotopes for native gold formation during hypogene and supergene processes at Rich Hill, Arizona. *Economic Geology*. **108**(7), 1577–1589.
- Kanasewich E.R. (1968) The interpretation of lead isotopes and their geological significance. In: *Radiometric Dating for Geologists*. pp. 147–223, E.I. Hamilton, R.M. Farguar, eds., Wiley-Interscience. New York, 506 p.
- Kramers J.D., Tolstikhin I.N. (1997) Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical geology*. **139**(1–4), 75–110.
- Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklund O., Belyatsky B. (2007) Post-collisional granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan: age, petrogenesis and regional tectonic implications. *Lithos*. **97**, 140–160.
- Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. (2017) A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan. *Gondwana Research*. **47**, 110–130.
- Kovalenker V.A. (2003) Porphyry-epithermal ore-forming systems: contours of problem. *Problems of ore deposits and maximizing the prospecting efficiency*. Tashkent: IMR. 148–149.
- Kovalenker V.A., Chernyshev I.V., Plotinskaya O.Yu., Prokof'ev V.Yu. (2004) Ore mineralogy, fluid inclusions, age and isotope characteristics of the Late Paleozoic high-sulfidation gold-telluride deposits in the Kurama Mountains, Middle Tien Shan. In *Gold-silver-telluride deposits of the Golden Quadrilateral, South Apuseni Mts., Romania* (Eds. N.J. Cook, C.L. Chiobanu). IAGOD Guidebook ser. 12. 239–241.
- Kovalenker V., Chernyshev I., Plotinskaya O., Prokof'ev V., Koneev R. (2008) The super-large Kurama porphyry-epithermal gold province (Middle Tien Shan): Key deposits, magmatic and hydrothermal activity age, mineralogical and fluid regime features. In 33. International Geological Congress. Abstract CD-ROM, X-CD Technologies. Oslo, Norway. MRD10
- Macfarlane A.W., Marcet P., Le Huray A.P., Petersen U. (1990) Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks. *Economic Geology*. **85**(8), 1857–1880.
- Mikolaichuk A.V., Kurenkov S.A., Degtyarev K.E., Rubtsov V.I. (1997) Northern Tien Shan main stages of geodynamic evolution in the Late Precambrian–Early Paleozoic. *Geodynamics*. (6), 16–34.
- Moralev G.V., Shatagin K.N. (1999) Rb-Sr study of Au-Ag Shkol'noe deposit (Kurama Mountains, north Tadjikistan): age of mineralization and time scale of hydrothermal processes. *Mineralium Deposita*. **34**, 405–413.
- Puig A. (1988) Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes. *Economic geology*. **83**(4), 843–858.
- Rehkämper M., Halliday A.M. (1998) Accuracy and long-term reproducibility of lead isotopic measurements by MC-ICP-MS using an external method for correction of mass discrimination. *Int. J. Mass Spec. Ion Proc.* **58**, 123–133.
- Richards J.P. (2011) Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*. **40**(1), 1–26.
- Richards J.P. (2022). Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? *Geosphere*. **18**(1), 130–155.
- Saunders J.A., Mathur R., Kamenov G.D., Shimizu T. (2016) New isotopic evidence bearing on bonanza (Au-Ag) epithermal ore-forming processes. *Miner. Dep.* **51**, 1–11.
- Shafiei B. (2010) Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications. *Ore Geology Reviews*. **38**(1–2), 27–36.
- Stacey J.S., Kramers I.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**(2), 207–221.
- Seltmann R., Porter M. (2005) The porphyry Cu-Au/Mo deposits of Central Asia. 1. Tectonic, geologic and metallogenetic setting, and significant deposits. In *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*. (Ed. Porter T.M.). PGC Publishing, Adelaide. **2**, 467–512.
- Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. (2011) Hercinian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the

- Tien Shan orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, **42**, 821–838.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. (1993) Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, **364**, 299–307.
- Sillitoe R.H., Hart S.R. (1984) Lead-isotopic signatures of porphyry copper deposits in oceanic and continental settings, Colombian Andes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**(10), 2135–2142.
- Shayakubov T.S. (Ed.), 1998. Geological Map of Uzbekistan, 1:500 000 Goskomgeologia, Tashkent.
- Shayakubov T.S., Dalimov T.N. (Eds.), 1998. Geology and Minerals of the Republic of Uzbekistan. «Universitet», Tashkent, 722 p.
- Shayakubov T., Islamov F., Kremenetsky A., Seltmann R. (1999) Au, Ag and Cu deposits of Uzbekistan. *Excursion Guidebook*. GFZ, Potsdam. 116 p.
- Tosdal R.M., Munizaga F. (2003). Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30°–34°S). *Miner. Dep.* **38**, 234–250.
- Tosdal R.M., Wooden J.L., Bouse R.M. (1999) Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes. Society of Economic Geologists in Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration In: *Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration*. (Eda. Lambert D.D, Ruiz J.) *Rev Econ Geol.* **12**, 1–28.
- Wedepohl K.H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochimica et cosmochimica Acta.* **59**(7), 1217–1232.
- Wörner G., Moorbath S., Harmon R.S. (1992) Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology*. **20**, 1103–1106.
- Xue C.J., Duan S.G., Chai F.M., Muhetaer M., Tuleshibekov A.X., Qu W.J. (2013) Metallogenetic epoch of the Almalyk porphyry copper orefield, Uzbekistan, and its geological significance. *Earth Sciences Frontiers*. **20**(2), 197–204.
- Zartman R.E., Doe B.R. (1981) Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics*. **75**, 135–162.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение. Геологическая характеристика изученных образцов и место их отбора

№	Номер образца	Характеристика/место отбора
<i>Месторождение Кальмакыр</i>		
1	Кл-1/06-н	Кварц-карбонат-пирит-сфалерит-галенитовые жилки в кварц-серицитовом метасоматите/Карьер «Большой Кальмакыр», центральная часть
2	Кл-7/06-н	Кварц-карбонатный прожилок с пиритом и сфалеритом в зальбандах, галенитом и халькопиритом в осевой части/Карьер «Большой Кальмакыр», восточная часть
3	Кл-8/06-н	Кварц-карбонатный прожилок с пиритом в зальбандах, сфалеритом, галенитом и халькопиритом в осевой части/Карьер «Большой Кальмакыр», восточная часть
4	78-6к	Кварц-карбонатные прожилки с пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом в кварц-пирит-серицитовых метасоматитах/Карьер «Большой Кальмакыр», верхние горизонты
5	78-25а	То же
6	78-29	То же
7	78-44	То же
8	78-126	То же
9	78-122	То же
<i>Месторождение Актурнак</i>		
10	86/83	Существенно галенитовая руда с блеклой рудой и пиритом/Уклон. Рудные тела 1 и 8
11	87/83	Существенно пиритовая руда с прожилками и обособлениями блеклой руды, галенита и сфалерита/Уклон. Рудные тела 1 и 8
12	113/82	Богатые кварц-сульфидные руды с пиритом, блеклой рудой, и другими сульфидами/Уклон. Рудные тела 1 и 8
13	116/82	Уклон рудного тела 1 и 8. Богатые кварц-сульфидные руды с пиритом, блеклой рудой, и другими сульфидами
<i>Месторождение Алтын-Топкан</i>		
14	68	Массивная сфалерит-галенитовая руда/Врез дороги на Алмалык, карьер — верхние горизонты
15	215	То же
<i>Месторождение Иккиджелон</i>		
16	226а/77	Полосчатая кварц-арсенопирит-пиритовая жила с галенитом, блеклой рудой и сфалеритом/Штольня 52, отвал
<i>Месторождение Кочбулак</i>		
17	К6-308А/76	Массивный галенит/Штольня 45., рудное тело 228 (тр.)
18	К6-13/82	Друзовидная полость с галенитом, халькопиритом, сфалеритом в кварцевой жиле/Штольня 80, рудное тело 238(а)
19	318/77	Кварц-пиритовая линза/ Штольня 84, р.-10, рудное тело 238
20	355/78	Пиритовая линза / Штольня 84., р.-8а, рудное тело 238
21	108/81	Существенно пиритовая минерализация с колломорфно-полосчатым кварцем/ Штольня 80+50, полу/этаж, р.-5., рудное тело 238
22	К6-126/79	Крупное обособление мелкозернистого алтаита, колорадоита и других теллуридов среди кварц-пиритовых агрегатов/Штольня 40+30, рудное тело 241
23	110/77	Гнездовидные и прожилковидные скопления теллуридов среди существенно кварц-пиритовой минерализации/Штольня 80, ствол, рудное тело 241
24	124/79	Тесное срастание тонкокристаллического золота и коллоидного кварца/Штольня 40+30, рудное тело 241
25	К6-99/79	Полосчатая кварц-сфалерит-галенитовая руда/Штольня 12, между р.4 и р.6, рудная зона Кальга (в районе 18 структуры)
26	3/06-н	Кварц-сфалерит-галенитовая руда/Карьер «Узун-2», рудная зона Узун, рудное тело 65 пологое
27	5/06-н	То же

Приложение. Продолжение

28	К6-122/79	Крупное скопление галенита среди мелкозернистой блеклой руды/Штольня 12, рудное тело 121
29	К6-2/79	Кварц-сфалерит-галенитовая руда/Восстающий № 206, рудное тело 35
30	83/79	Пиритовая оторочка в лежащем зальбанде рудной жилы/Штольня 21, штрек 3, р-1, рудное тело 35а
31	31/82	Кварцево-сульфидное тело пологое, с пиритом с блеклыми рудами/Штольня 31-бис, р-2, южная стенка, рудное тело 254
32	28/82	Барит-карбонатный прожилок с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом/Штольня 1, ствол
33	113/81	Существенно пиритовая мелкозернистая минерализация с колломорфно-полосчатым кварцем/Штольня 80, +50 полуэтаж, р-5, рудное тело 238
Месторождение Кайрагач		
34	22/82	Сульфидная минерализация с пиритом и блеклой рудой/Поверхность, врез №27, рудное тело 3а
35	Кг-23/82	Барит-карбонатный прожилок с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом/Штольня 1, штрек 2
36	26/82	То же/Штольня 1, ствол
37	8/86	Баритовые прожилки с галенитом, сфалеритом, халькопиритом в кварцевой жиле/Штольня 5, штрек 4, ствол, между р.1-2 и р.3-4
38	148/87	Секущая сфалерит-галенит-баритовая жила/Штольня 9, р.-32, рудное тело 26
39	ЧК-216/87	Сильно раздробленная порода с выделениями галенита/Чукуркотан, скважина 343, 63.0 м
Месторождение Кызылалмасай		
40	Ка1/06	Сульфидная минерализация с галенитом/Участок «Центральный», рудное тело №1, верхняя часть
Месторождение Пирмираб 2		
41	73/81	Кварц-карбонат-пирит-галенит-сфалеритовая жила/Штольня 42 (ГРП)
Месторождение Лаикерек		
42	389/83	Прожилково-вкрапленные до массивных полиметаллические руды/Скважина 166, 130.2 м
43	392/83	Прожилково-вкрапленные до массивных существенно галениновые руды/Скважина 166, 135.5 м
44	399/83	Субвертикальная жила массивной галенит-сфалеритовой руды («свинчак»)/Штольня 7, ствол, рудное тело 1-2
45	403/83	Субвертикальная существенно галениновая жила с высокими конц. Pb, Ag и Mo/Штольня 7, Северо-Восточный штрек-2, 18 м от устья, рудное тело 1-2
46	462/83	Существенно галениновая с халькопиритом и сфалеритом прожилково-вкрапленная минерализация/Скважина 190. рудный интервал 204-220 м
47	513/83	Существенно галениновая со сфалеритом минерализация/Штольня 1, ствол у устья штреха СВ-2. Совмещенное рудное тело 1-2+3, висячий бок
48	517/83	Кварц-галенит-сфалеритовая с халькопиритом прожилково-вкрапленная минерализация/Штольня 1, штрек СВ-2, р-1, рудное тело 3, висячий бок
49	56	Массивная полиметаллическая руда/Рудный отвал штольни 7
Месторождение Учкыз		
50	89/82	Кварц-серицит-пиритовые метасоматиты/Устье штольни 1
Месторождение Акчасай		
51	83/88	Кварц-полиметаллическая жила/Штольня 1, рудная зона 1 (отвал)
Месторождение Апрелька		
52	310/78	Карбонат-баритовая жила с галенитом, сечет Au-Ag –кварцевую жилу Главная/Шахта, горизонт-100, штрек Северный
53	322/78	Галенит-баритовый секущий прожилок/Шахта, горизонт -100, квершлаг
Месторождение Школьное		
54	19-2/83	Массивная полиметаллическая руда/Рудный отвал

Приложение. Окончание

<i>Месторождение Канджол</i>		
55	5266	Полиметаллическая руда/Отвалы старых горных выработок
56	6363	Полиметаллическая руда/Отвалы старых горных выработок
<i>Месторождение Восточный Канымансур</i>		
57	579/76	Массивная флюорит-галенитовая жила/Горизонт +1464 м (II), штрек 15, район р.5-6
<i>Месторождение Замбарак</i>		
58	581/76	Галенитовая с халькопиритом и сфалеритом руда/Горизонт 3, блок 139, подэтаж, рудное тело 1
<i>Месторождение Курусай</i>		
59	4	Богатая галенитом полиметаллическая руда/Рудный склад
60	662/76	Полиметаллическая руда/Горизонт XI, рудное тело 7
<i>Месторождение Янкиган (Чорух-Дайрон)</i>		
61	603/76	Сфалерит-галенитовая руда/Рудный отвал
62	605/76	Сфалерит-галенитовая руда/Рудный отвал
<i>Магматические породы</i>		
63	180/84 (2)	Биотитовые лейкократовые граниты/Дорога Алмалык-Алтын Топкан в районе Рудоспуска №5 (к западу от г. Алмалык)
64	180/84 (7)	То же
65	181/84 (2)	То же/Дорога Алмалык-Алтын Топкан в районе Рудоспуска №5 (к западу от г. Алмалык)
66	182/84	Биотит-роговообманковые гранодиориты/Дорога Алмалык-Алтын Топкан в районе Рудоспуска №5 (к западу от г. Алмалык)
67	К6 38/88	Диабазы/Месторождение Кочбулак, штольня 34, штрек 1в
68	К6 53/88	То же/Месторождение Кочбулак, штольня 35, штрек 4, р-9, 10м
69	54/88	Дацинты/Месторождение Кочбулак, штольня 34, штрек 1в., сбивка с 3с-а, рудное тело 59 (Узун)
70	Кр-324/84	Андезитодациты/ Нишбаш (между штольней 3 Кайрагач и Кочбулаком)
71	Кр-33/87	То же/Чукуркотан (Кайрагачское рудное поле), скважина 145-п, 76 м
72	Чк-258/87	Дацинты/Чукуркотан (Кайрагачское рудное поле), скважина 443, 338 м
73	Л-400/87	Диабазы/Месторождение Лашкерк, правый борт р. Лашкерек I
74	717/83	Роговообманковые диорит-порфиры/Месторождение Шамаджон
75	80/91	Биотит-роговообманковые гранодиориты/Правый борт р. Майликотан, 0.8 км выше слияния с правым притоком
76	121/91	Граносиенит-порфиры/Правый борт р. Майликотан, в 100 м выше дороги
77	135/91	Биотит-роговообманковые гранодиориты/Верховья Абджазая
78	111/88	Кварцевые диориты/Месторождение Акчисай. К северу от устья штольни 1
79	53/84	Роговообманковые сиениты/Верховья р. Чадаксай
80	55–90	Кварцевые порфиры/Бабайтагский экструзив (первая фаза)
81	35–1	То же
82	121/90–1	Граносиенит-порфиры/русло долины р. Джекиндек
83	121/90–2	То же

LOW Pb ISOTOPIC VARIATIONS IN THE EXTENSIVE CHATKAL–KURAMA ORE PROVINCE, MIDDLE TIEN SHAN, AND SOURCES OF THE LARGE SCALE Au, Ag, AND MULTIMETAL MINERALIZATION: EVIDENCE FROM HIGH-PRECISION Pb ISOTOPE DATA

© 2025 I. V. Chernyshev*, A. V. Chugaev, V. A. Kovalenker

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Science, Staromonetnyi, 35, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: cheriv1935@gmail.com*

Received May 9, 2024

Revised July 26, 2024

Accepted August 21, 2024

The Chatkal–Kurama region in the central Tien Shan is a superlarge porphyry–epithermal gold ore province. The paleovolcanic area hosts world-class Au, Ag, and base-metal deposits (Kalmakyr, Kochbulak, Kanimansur, etc.). Using the high-precision ($\pm 0.02\%$) MC-ICP-MS method of lead isotope analysis, we studied a collection of 63 ore samples (47 of them are galena) from 18 deposits, which represent all types of Au–Ag, Au–Ag–base metal, and Cu–Au–Mo deposits known in the region. The same method was applied to study 21 samples of igneous rocks from this region, for which lead isotope composition was determined in monomineralic feldspar separates. The Pb isotope ratios $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ from the ore deposits vary within narrow ranges: 17.9885–18.1598, 15.5897–15.6412, and 38.0385–38.2380, respectively. These variations in relative terms are 0.94, 0.33, and 0.52 %, respectively, and are among the smallest among ore provinces around the world. An even higher (two to five times) degree of homogeneity is typical of the Pb isotopic composition at individual deposits in the region. The lead isotope composition of deposits and ore fields in the Chatkal–Kurama region does not depend on their mineralogical and geochemical features but is instead controlled by the geological settings of the deposits. The discovered close similarity between ore deposits and Late Paleozoic granitoids in Pb isotope composition provides evidence in support of the hypothesis that genetic connection of the large-scale Au, Ag, and base-metal is genetically related to magmatism, which developed in a subduction environment. An interesting fact is that the Pb isotope composition is identical at the Kalmakyr Cu–Au–Mo porphyry deposit and the neighboring Akturpak Au epithermal deposit, which provides evidence that metals for these deposits (which are different in composition and were formed under different P–T parameters) were derived from a common source. The isotope composition and its evolutionary model characteristics according to the Stacey–Kramers model indicate (in agreement with the data on Sr and Nd) that Pb of the rocks and deposits in the region is mid-crustal, typical of island-arc regions of the Andean type. The mantle component of the source of the regional ore-bearing magmas was the material of mantle lithosphere and oceanic crust that was partially melted in a subduction environment in the mantle wedge zone. The ratio $Th/U = 3.86\text{--}3.99$, which is higher than the average crustal value, indicates a significant contribution of Precambrian basement rocks of the Chatkal–Kurama terrane to the petrogenesis of the ore-bearing magmas.

Keywords: Chatkal–Kurama region, porphyry–epithermal systems, Pb isotope composition, MC-ICP-MS, sources of material