

КОШРАБАДСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ В УЗБЕКИСТАНЕ: ПЕТРОГЕНЕЗИС, МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

Д.Л. Конопелько, Ю.С. Бискэ, К. Куллеруд*, Р. Зельтманн**, Ф.К. Диваев***

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

* Department of Geology, University of Tromsø, N-9037 Tromsø, Norway

** CERCAMS, Dept. Mineralogy, NHM, Cromwell Road, London SW7 5BD, UK

*** ГП «Центральная ГГЭ» Госкомгеологии РУз, 103030, Самарканд, ул. Гагарина, 148, Узбекистан

Кошрабадский массив, относящийся к герцинским постколлизийным интрузиям Тянь-Шаня, сложен двумя сериями пород: мафическими и кварцевыми монзонитами и гранитами главной фазы. Порфировидные гранитоиды главной фазы содержат овоиды щелочного полевого шпата, часто окаймленные плагиоклазом. Мафические породы, локально развитые в центральной части массива, образовались в результате инъекций мафической магмы в еще неконсолидированные породы главной фазы с образованием гибридных пород и разнообразных дайковых серий. Все породы массива отличаются очень высокой железистостью и присутствием фаялита, что свидетельствует о восстановительной обстановке формирования. Мафические породы являются результатом фракционной кристаллизации щелочно-базальтового мантийного расплава, а гранитоиды главной фазы демонстрируют признаки контаминации коровым веществом. Высокая железистость и повышенные содержания HFSE сближают породы массива с гранитами А-типа. Данные о геохимической эволюции пород массива подтверждают генетическую связь месторождений золота в пределах массива с магматическим процессом и указывают на возможность накопления золота в остаточных кислых расплавах и на относительно быстрое формирование рудных кварцевых жил в тех же структурах, которые контролировали внедрение поздних даек. Одновременное внедрение различных по составу постколлизийных гранитоидных интрузий хр. Северный Нурауау, включая кошрабадские гранитоиды, объясняется синхронным плавлением различных коровых протолитов в зоне транскорового сдвига в результате подъема горячего астеносферного вещества в обстановке растяжения. Циркуляция флюидов, вызванная этим процессом, обусловила мобилизацию рудных элементов из пород коры и формирование их промышленных концентраций.

Геохимия, тектоника, металлогения, Кошрабадский массив, Тянь-Шань.

THE KOSHRABAD GRANITE MASSIF IN UZBEKISTAN: PETROGENESIS, METALLOGENY, AND GEODYNAMIC SETTING

D.L. Konopel'ko, Yu.S. Biske, K. Kullerud, R. Seltmann, and F.K. Divaev

The Koshrabad massif, referred to as the Hercynian postcollisional intrusions of the Tien Shan, is composed of two rock series: (1) mafic and quartz monzonites and (2) granites of the main phase. Porphyritic granitoids of the main phase contain ovoids of alkali feldspar, often rimmed with plagioclase. Mafic rocks developed locally in the massif core resulted from the injections of mafic magma into the still unconsolidated rocks of the main phase, which produced hybrid rocks and various dike series. All rocks of the massif are characterized by high f (Fe/(Fe + Mg)) values and contain fayalite, which points to the reducing conditions of their formation. Mafic rocks are the product of fractional crystallization of alkali-basaltic mantle melt, and granitoids of the main phase show signs of crustal-substance contamination. In high f values and HFSE contents the massif rocks are similar to A-type granites. Data on the geochemical evolution of the massif rocks confirm the genetic relationship of the massif gold deposits with magmatic processes and suggest the accumulation of gold in residual acid melts and the rapid formation of ore quartz veins in the same structures that controlled the intrusion of late dikes. The simultaneous intrusion of compositionally different postcollisional granitoids of the North Nuratau Ridge, including the Koshrabad granitoids, is due to the synchronous melting of different crustal protoliths in the zone of transcrustal shear, which was caused by the ascent of the hot asthenospheric matter in the dilatation setting. The resulting circulation of fluids led to the mobilization of ore elements from the crustal rocks and their accumulation in commercial concentrations.

Geochemistry, tectonics, metallogeny, Koshrabad massif, Tien Shan

ВВЕДЕНИЕ

Кошрабадский массив, расположенный в Западном Узбекистане, представляет собой одну из интереснейших герцинских интрузий Тянь-Шаня. Массив известен как один из немногих фанерозойских комплексов гранитов рапакиви [Юдалевич и др., 1973], а также благодаря связанному с ним магматическому месторождению золота, крупнейшему из подобных месторождений в Тянь-Шане [Abzalov, 2007]. Кроме того, Кошрабадский массив расположен в Северо-Нуратинской структуре, формирование которой связано с региональным растяжением на постколлизийном этапе. Гранитоидные интрузии в этой структуре весьма разнообразны по составу и являются интересным примером гранитообразования в этой геодинамической обстановке. Кошрабадскому массиву и связанным с ним месторождениям посвящены многочисленные публикации [Хамрабаев и др., 1973; Проскуряков и др., 1979; Котов, 1993; Бортников и др., 1996; Месторождение..., 2001; Abzalov, 2007], однако статьи о петрогенезисе массива [Изох и др., 1975; Юдалевич и др., 1991] были основаны на ограниченных данных о составе пород. В настоящей работе петрогенезис Кошрабадского массива рассматривается с учетом новых данных о петрографии и составе пород, их полевых взаимоотношениях и на основе современных представлений о формировании сложнопостроенных интрузий. Выявленные тренды геохимической эволюции пород массива дополняют существующие представления о формировании связанных с ним золоторудных месторождений. Геодинамическая обстановка формирования интрузий хр. Северный Нуратау обсуждается с учетом новых геохимических и геохронологических данных. С этой точки зрения представленный материал рассматривается в печати впервые.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Домезозойские образования, обнажающиеся в пределах современного Тянь-Шаньского поднятия, традиционно делятся на Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань (рис. 1). Северный и Срединный Тянь-Шань представляют собой части Киргизско-Казахского континента или Палеоказахстана, окончательная амальгамация которого произошла к концу ордовика [Гесь, 1999]. В середине палеозоя был в основном сформирован верхний структурный этаж Палеоказахстана, для которого в Срединном Тянь-Шане характерны открыто морские шельфовые карбонатные фации верхнего девона — нижнего карбона, тогда как в Северном типичны неполные разрезы этого интервала с красноцветными песчаниками [Бискэ, 1996]. Формирование Южного Тянь-Шаня произошло в результате закрытия Туркестанского палеоокеана и коллизии Палеоказахстана с более южными континентами, которые в Узбекистанском секторе представлены Каракумо-Таджикским континентом. Закрытие океана и коллизия произошли в течение среднего—позднего карбона в результате субдукции океанической литосферы к северу с образованием на южной окраине Палеоказахстана надсубдукционной Бельтау-Кураминской магмати-

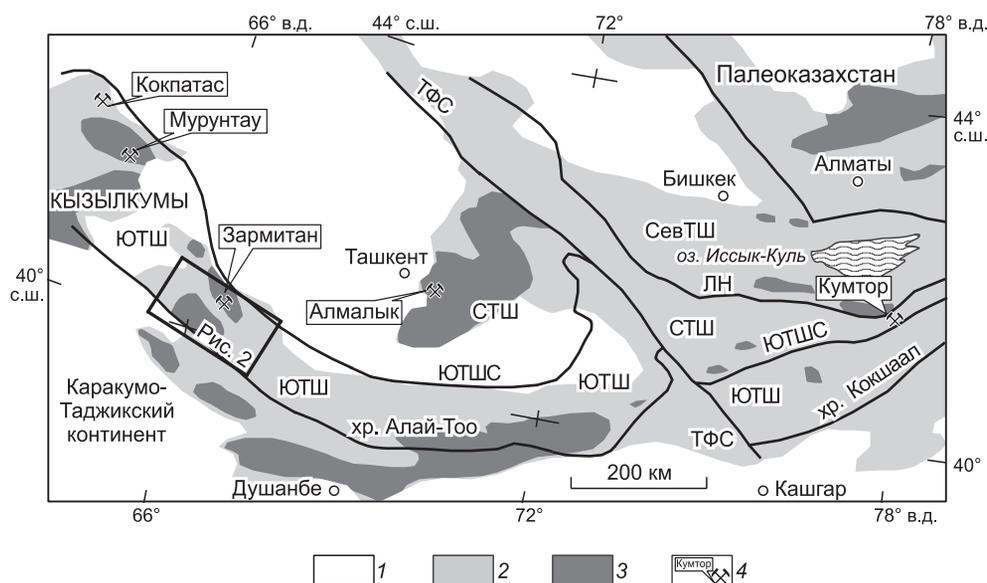


Рис. 1. Тектоническая схема Тянь-Шаня.

1 — кайнозойский чехол; 2 — палеозойские образования; 3 — ареалы гранитоидного магматизма (320—270 млн лет); 4 — месторождения Au. СевТШ — Северный Тянь-Шань, СТШ — Срединный Тянь-Шань, ЮТШ — Южный Тянь-Шань, ЛН — линия Николаева, ТФС — талассо-ферганский сдвиг, ЮТШС — южно-тяньшаньская сутура.

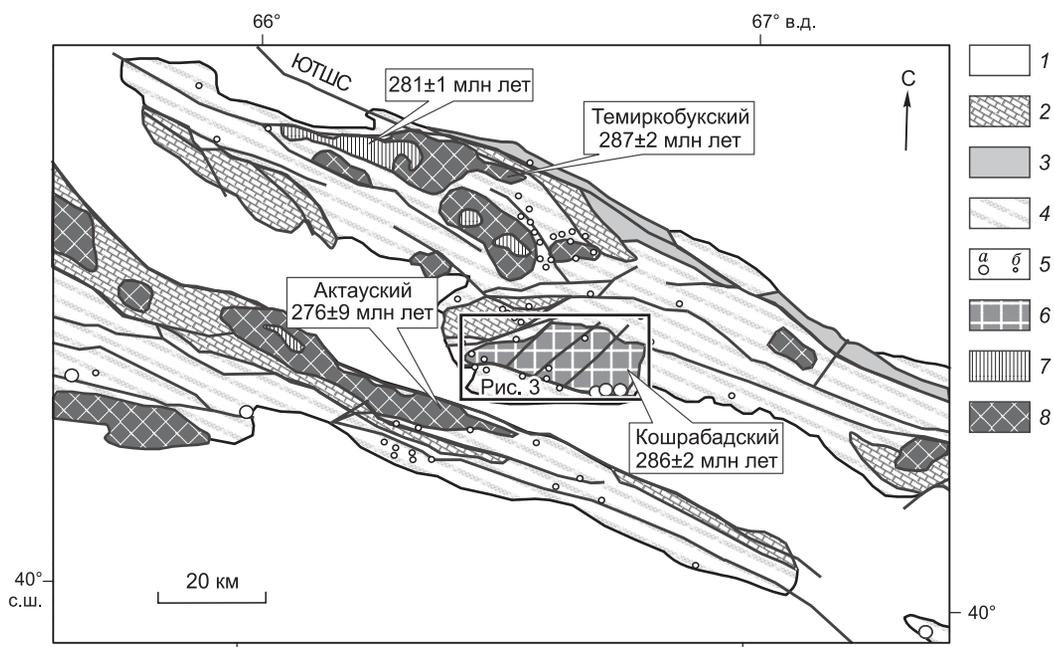


Рис. 2. Геологическая схема хр. Северный Нуратау, по [Изох и др., 1975; Abzalov, 2007; Seltmann et al., 2010].

1 — кайнозойский чехол; 2 — карбонаты и флиш (S—C); 3 — вулканиты (S—D); 4 — метаосадки (PR₃—O); 5 — месторождения (а) и проявления (б) Ац; 6—8 — гранитоиды: 6 — А-, 7 — S-, 8 — I-типов. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

ческой дуги [Бискэ, 1996]. Для Южного Тянь-Шаня характерны офиолиты и морские, включая батиальные, отложения раннесреднепалеозойского Туркестанского океана. Образования хр. Северный Нуратау, где находится Кошрабадский массив (рис. 2), представляют собой северную окраину домена Южного Тянь-Шаня и рассматриваются [Бискэ, Усманов, 1981; Поршняков и др., 1991] как ансамбль тектонических покровов, продвигавшихся на юг от коллизионного шва и смятых затем в складки. Отчетливо наблюдаются покровы маломощных карбонатных отложений девона — среднего карбона. Однако отслоение покровов происходило и на более глубоких стратиграфических уровнях, захватывая мощные терригенные серии ордовика—силура вплоть до карбонатно-кремнистого и черносланцевого нижнего палеозоя и, возможно, верхнего докембрия, что привело к резкому утолщению дислоцированного комплекса. Смятые в складки покровы Северного Нуратау срезаются региональным сдвигом, который является трансформированной шовной зоной (южно-тяньшаньской сутурой) вдоль южной окраины Палеоказахстана [Поршняков и др., 1991]. Считается, что формирование региональных сдвигов происходило на постколлизионном этапе после закрытия палеоокеанических бассейнов и коллизии Палеоказахстана с более южными континентами [Laurent-Charvet et al., 2003]. В Северном Нуратау южно-тяньшаньская сутура осложняется рядом оперяющих разломов и представляет собой крупную структуру растяжения сдвигового характера, сформированную на постколлизионном этапе. В эту структуру внедрены интрузии гранитоидов, включая Кошрабадский массив. Интрузии вытянуты в северо-западном направлении согласно общему простиранию герцинид, хотя часто имеют секущие соотношения с породами рамы. Благодаря различиям в составе, интрузии гранитоидов хр. Северный Нуратау были отнесены на стадии картирования к различным комплексам [Изох и др., 1975], а позже рассматривались как представители различных геодинамических обстановок [Abzalov, 2007]. Условия и обстановка их формирования рассматриваются ниже с учетом новых геохронологических и геохимических данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОШРАБАДСКОГО МАССИВА

Кошрабадский массив площадью 196 км² имеет клиновидную форму и вытянут в субширотном направлении (рис. 3, а). В строении массива принимают участие породы с вариациями состава от 50 до 75 мас. % SiO₂. В настоящей работе все породы массива условно разделены на мафические (50—62 мас. % SiO₂) и породы главной фазы внедрения, представленные кварцевыми монцонитами и гранитами со структурой рапакиви (62—73 мас. % SiO₂). Все составы также представлены дайковыми разновидностями. Мафические породы слагают 3—4 % площади массива и развиты в его центральной части.

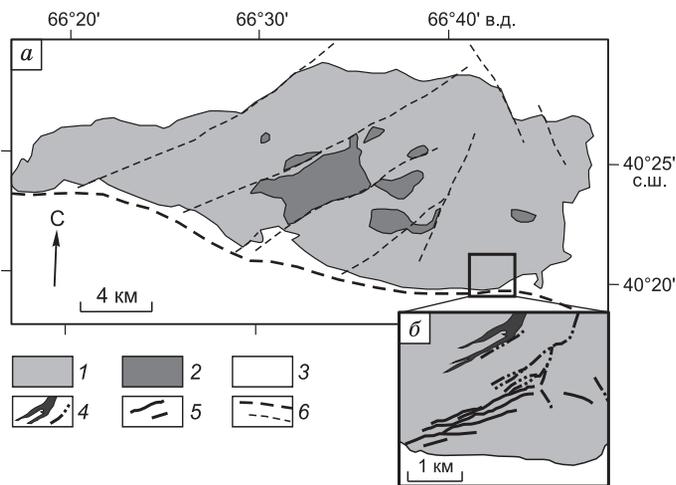


Рис. 3. Схема геологического строения Кошрабадского массива (а); схематическая карта золоторудного месторождения Гужумсай (б), по [Abzalov, 2007] с изменениями авторов.

1 — граниты главной фазы; 2 — мафические породы; 3 — вмещающие породы; 4 — дайки гранитов; 5 — рудные тела; 6 — разломы.

ка: северо-восточного и субширотного простирания. Эндоконтакт массива, как правило, лишен хорошо выраженной зоны закалки. В экзоконтакте распространены гранат-кварц-слюдаые и кварц-кордиерит-слюдаые роговики по кластическим осадкам вмещающих пород мощностью 50—200 м. Карбонатные породы в экзоконтакте превращены в гранатовые скарны.

Мафические породы представлены амфибол-пироксеновыми, иногда с оливином, калишпатсодержащими габбро, эссекситами, монцонитами, амфибол-пироксеновыми и биотит-амфиболовыми сиенитами и кварцевыми монцонитами. Породы главной фазы состоят из крупнозернистых порфиридных амфибол-биотитовых кварцевых монцонитов и гранитов. Кварцевые монцониты главной фазы отличаются от кварцевых монцонитов в составе мафических пород более высоким содержанием кремнезема (> 62 мас. % SiO₂) и более крупнозернистыми структурами. Мелкие тела аплитов и мелкозернистых гранитов, включая ультракислые граниты, также сложены амфибол-биотитовыми разновидностями. Важной особенностью пород главной фазы является наличие овоидов щелочного полевого шпата размером до 6 × 3 см, часто с каймой олигоклаза, содержащих концентрически расположенные мелкие (до 2 мм) включения темноцветных минералов (рис. 4, а). По взаимному расположению овоидов выделяются как структуры течения (трахитоидные), так и структуры, характерные для полевошпатовых кумулатов. Тела щелочно-полевошпатовых и андезин-лабрадорových кумулатов также отмечены при картировании массива [Юдалевич и др., 1991]. Взаимоотношения мафических пород с породами главной фазы указывают на одновременное внедрение расплавов основного и кислого состава. Формируются характерные «подушки» (см. рис. 4, б), образование которых объясняется несмесимостью расплавов различного состава [Cantagrel et al., 1984]. Наблюдается также дезинтеграция кумулатов и мобилизация мегакристов полевого шпата в окружающей основной расплав с образованием гибридных пород (см. рис. 4, в). Подобные же взаимоотношения установлены между овоидными гранитами главной фазы и поздними аплитами и мелкозернистыми гранитами. Формы тел аплитов и мелкозернистых гранитов указывают на внедрение в еще неконсолидированные породы главной фазы (см. рис. 4, з). Также наблюдается мобилизация овоидов в инъецирующий расплав, при которой иногда происходит разламывание овоидов (см. рис. 4, д). Сложное строение массива отмечалось всеми исследователями. Выделялись три гомодромных ритма пород и отмечались как резкие интрузивные контакты, так и постепенные переходы между разновидностями пород [Юдалевич и др., 1991]. Мы считаем, что эти особенности строения массива и взаимоотношений пород обусловлены неоднократными инъекциями мафического расплава в не полностью консолидированные гранитоиды главной фазы, и полагаем, что формирование разных типов пород было близкосоизмененным в геологическом масштабе времени.

Минеральный состав пород характеризуется практически сквозным распространением щелочного полевого шпата, слабозонального плагиоклаза, имеющего в центральных частях вкрапленников состав Ap_{32-45} , высокожелезистого биотит-лепидомелана и гастингситового амфибола. Мафические породы содержат замещающийся эгирином клинопироксен (авгит). Как в мафических породах, так и в породах главной фазы иногда встречаются зерна железистого оливин-файллита. Наиболее распространенные акцессорные минералы — ильменит, иногда совместно с магнетитом, апатит, циркон, ортит.

По набору пород, особенностям структур и текстур Кошрабадский массив является близким аналогом докембрийских гранитов рапакиви. Однако, если для докембрийских рапакиви характерна ассоциация с толеитовыми габброидами, их фанерозойские аналоги, включая Кошрабадский массив, обычно ассоциируют со щелочными породами [Naarala et al., 2005]. Геохимическое сходство пород массива с типичными А-гранитами обсуждается ниже.

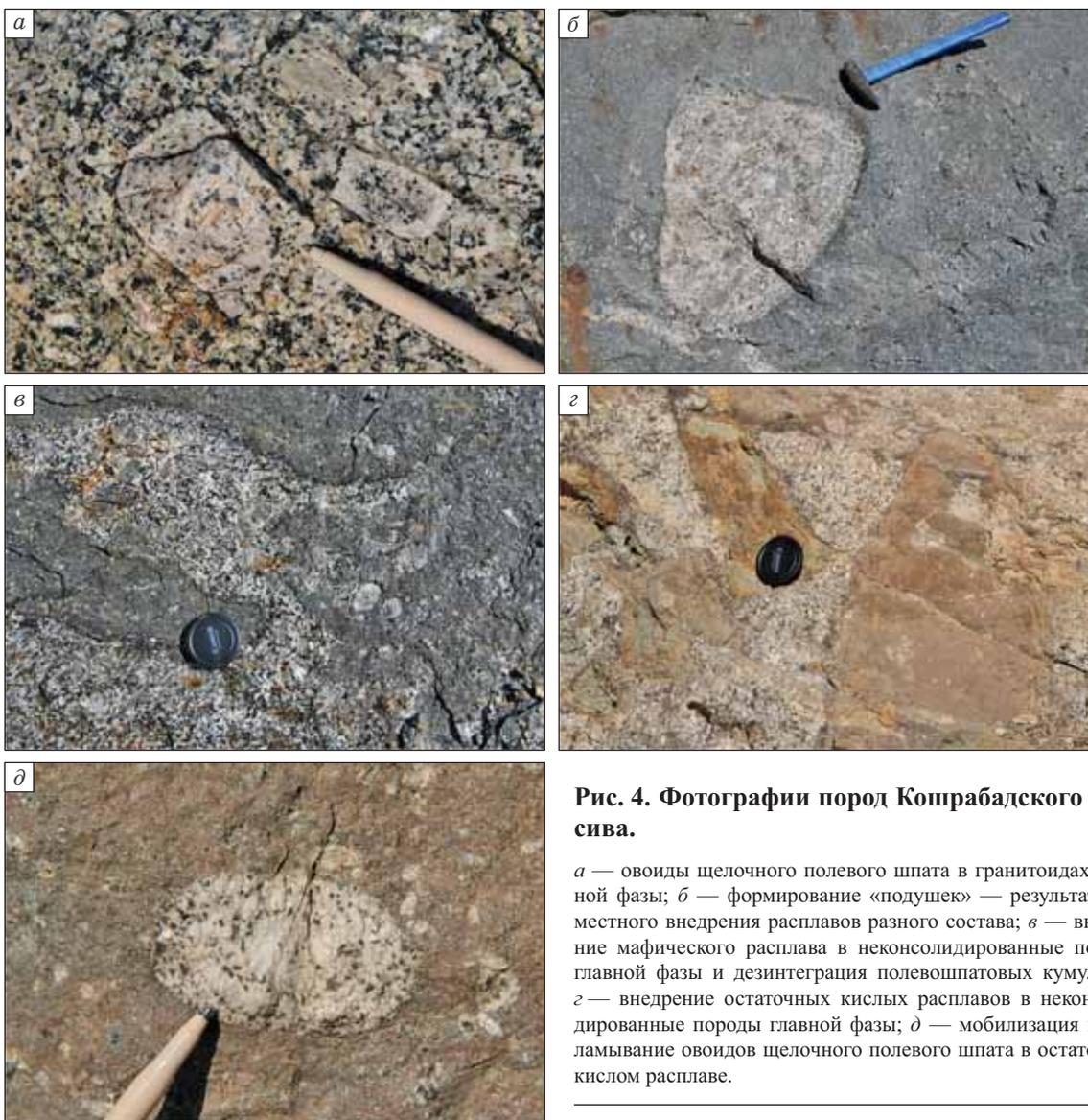


Рис. 4. Фотографии пород Кошрабадского массива.

а — овоиды щелочного полевого шпата в гранитоидах главной фазы; *б* — формирование «подушек» — результат совместного внедрения расплавов разного состава; *в* — внедрение мафического расплава в неконсолидированные породы главной фазы и дезинтеграция полевошпатовых кумулатов; *з* — внедрение остаточных кислых расплавов в неконсолидированные породы главной фазы; *д* — мобилизация и разламывание овоидов щелочного полевого шпата в остаточном кислом расплаве.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Химический состав пород определялся методами XRF и ICP-MS и ICP-BF-ESMS. Составы проанализированных образцов представлены в таблице. Ранее опубликованные анализы пород массива [Изох и др., 1975; Юдалевич и др., 1991] были также включены в базу данных и обработаны совместно с новыми результатами. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ (TAS) (рис. 5, *а*) составы пород Кошрабадского массива попадают в поле как щелочной, так и субщелочной серии. Мафические породы соответствуют по составу монцогаббро, монцодиориту, монцониту, а породы главной фазы в основном попадают в поле кварцевых сиенитов и монцонитов [Middlemost, 1994]. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ (см. рис. 5, *б*) составы пород массива образуют тренд от относительно натровых к более калиевым составам с увеличением SiO_2 . Диаграмма на рис. 5, *в* показывает, что мафические породы умеренно глиноземистые, тогда как часть пород главной фазы и сходные по составу дайки пересыщены глиноземом. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{—SiO}_2$ (см. рис. 5, *з*) мафические породы Кошрабадского массива образуют крутой тренд, проходящий через все поля от известковой до щелочной серии с увеличением SiO_2 . Такие тренды типичны для серий пород, образовавшихся в результате фракционирования мафических минералов, например, авгита [Frost, Frost, 2008]. Породы главной фазы обогащены CaO по сравнению с мафическими породами и не образуют с ними единого тренда на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{—SiO}_2$, попадая в поля щелочно-известковой и щелочной серий (см. рис. 5, *з*). Такое обогащение наиболее кислых разновидностей CaO обычно объясняется ассимиляцией корового вещества, имеющего преимущественно кварц-полевошпатовый состав [Frost, Frost, 2008]. Все породы Кошрабадского массива резко обога-

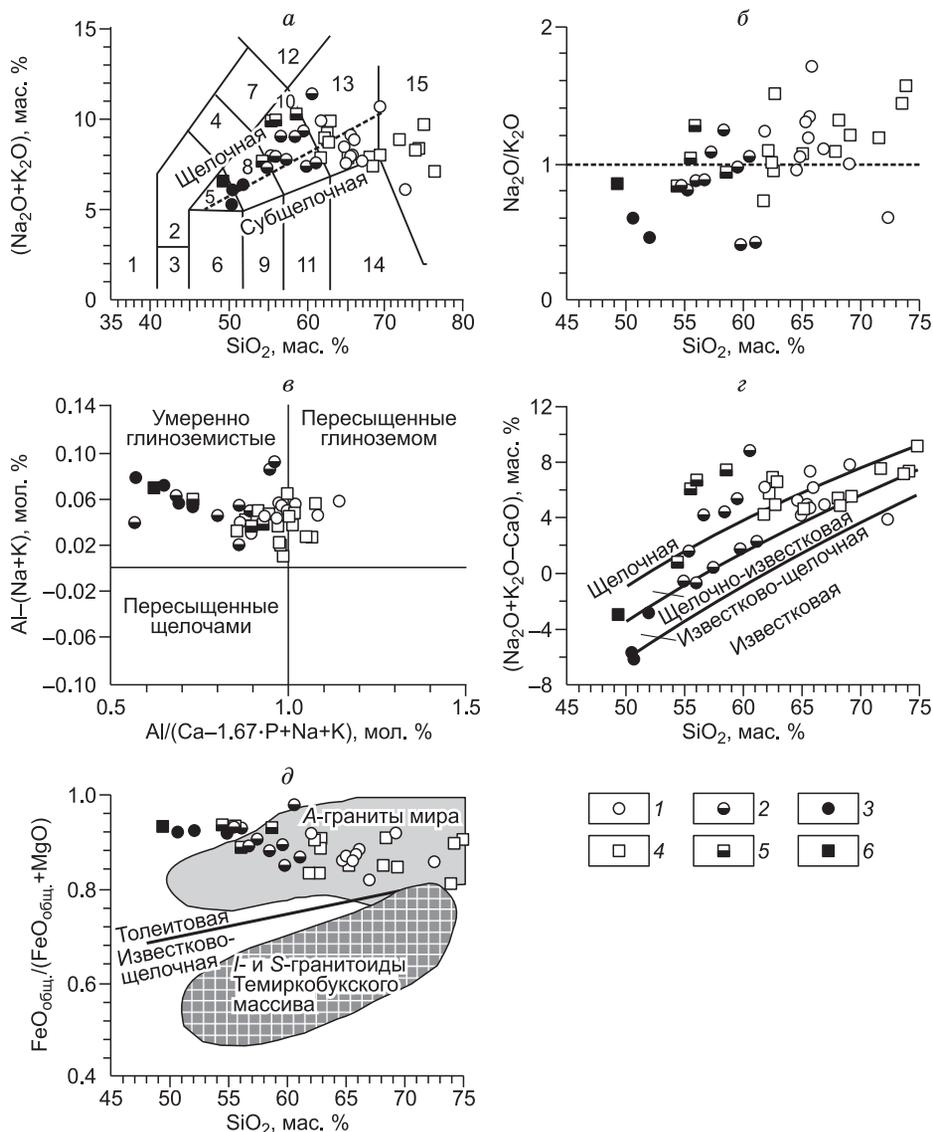


Рис. 5. Породы Кошрабадского массива на классификационных диаграммах.

a — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$; поля, по [Middlemost, 1994]: 1 — фойдолит, 2 — фельдшпатоидное габбро, 3 — габбро-перидотит, 4 — фельдшпатоидный монцодиорит, 5 — монцогаббро, 6 — габбро, 7 — фельдшпатоидный монцосиенит, 8 — монцодиорит, 9 — габбро-диорит, 10 — монзонит, 11 — диорит, 12 — фельдшпатоидный сиенит, 13 — сиенит и кварцевый монзонит, 14 — гранодиорит, 15 — гранит; пунктирная линия разделяет поля щелочной и субщелочной серий, по [Irvine, Baragar, 1971]; *б* — $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, *в* — $\text{Al} - (\text{Na} + \text{K}) - \text{Al}/(\text{Ca} - 1.67 \cdot \text{P} + \text{Na} + \text{K})$; *з* — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$, *д* — $\text{FeO}_{\text{общ.}}/(\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$, поле S- и I-гранитоидов Темиркобукского массива дано для сравнения по данным [Изох и др., 1975]. Остальные названия полей на *в*—*д*, по [Frost, Frost, 2008]. 1—3 — интрузивные породы; 4—6 — дайки. 1, 4 — гранитоиды главной фазы, $\text{SiO}_2 > 62$ мас. %; 2, 3, 5, 6 — мафические породы; 2, 5 — $52 < \text{SiO}_2 < 62$ мас. %; 3, 6 — $\text{SiO}_2 < 52$ мас. %.

щены железом относительно магния. На диаграмме $\text{FeO}_{\text{общ.}}/(\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (см. рис. 5, *д*) составы пород находятся в полях толеитовой серии и гранитов A-типа. Высокая железистость — главная черта гранитоидов Кошрабадского массива, сближающая их с гранитами A-типа. Другие геохимические характеристики, главным образом относительная обогащенность CaO, не позволяют отнести кошрабадские породы к классическим A-гранитам.

Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов относительно SiO_2 в породах массива приведены на рис. 6. Перегиб тренда на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ иллюстрирует переход от фракционирования бедных глиноземом темноцветных минералов в мафических породах к фракционированию полевых шпатов в породах главной фазы. Резкий рост концентраций Na_2O и K_2O с увеличением SiO_2 в мафических породах также подчеркивает, что полевые шпаты практически не участвовали во фракционировании. В породах главной фазы содержания Na_2O и K_2O , напротив, уменьшаются с ростом SiO_2 , что

Содержания главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Кошрабадского массива

Компонент	420500	T6-043	420400	T6-041	420700	420600	420900	401700	420800	T6-042	421000	11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50.70	53.26	56.00	56.73	60.55	61.05	61.90	64.65	65.00	65.42	65.70	72.47
TiO ₂	1.30	1.20	1.13	0.59	0.80	0.48	0.70	0.54	0.59	0.49	0.57	0.22
Al ₂ O ₃	14.50	17.94	14.70	17.00	17.45	19.65	17.10	15.92	15.95	15.21	16.05	14.42
FeO _{общ.}	12.10	9.42	10.04	6.98	5.21	4.36	5.43	4.85	5.08	4.14	4.87	3.42
MnO	0.19	0.16	0.16	0.12	0.08	0.06	0.10	0.06	0.07	0.06	0.07	0.02
MgO	0.98	0.42	0.73	0.41	0.10	0.65	0.48	0.75	0.75	0.64	0.70	0.55
CaO	12.15	7.24	8.62	3.91	2.66	5.39	3.71	3.15	3.45	2.87	3.23	2.24
Na ₂ O	3.75	5.52	4.20	4.98	5.56	5.32	4.43	4.31	3.72	3.31	3.66	3.80
K ₂ O	2.25	1.97	3.66	4.84	5.84	2.19	5.44	4.09	3.89	4.57	4.33	2.26
P ₂ O ₅	0.68	0.24	0.46	0.17	0.07	0.15	0.18	0.19	0.20	0.17	0.18	0.15
Rb	—	37	—	112	—	—	—	157	—	198	—	104
Ba	1831	1127	1589	1685	828	918	1862	1477	1401	1465	1580	920
Sr	1058	566	880	507	537	461	474	224	—	199	—	222
Ga	—	23.6	—	23.1	—	—	—	26.9	—	23.3	—	—
Zr	221	306	163	151	120	276	532	229	326	244	305	305
Hf	4.6	8.0	4.0	4.0	2.3	6.9	10.9	6.0	8.3	8.0	7.6	7.6
Y	36.7	33.4	38.2	25.2	14.3	38.4	31.2	38	46.2	39.1	42.1	42.1
Nb	24.8	24.0	29.2	17.5	19.8	21.2	36.2	19.0	24.8	21.2	23.0	23.0
Ta	1.9	1.4	2.4	0.9	1.0	1.5	2.3	1.3	1.6	2.4	1.6	1.6
U	2.0	2.1	2.8	1.4	0.6	2.1	2.8	6.5	5.6	3.7	6.8	6.8
Th	5.9	6.6	6.7	10.1	1.2	9.5	10.1	16.3	16.7	15.5	16.1	16.1
La	50.5	39.3	47.9	31.6	20.2	45.6	35.4	48.2	42.9	48.3	49.2	34.0
Ce	98.1	79.3	94.8	63.1	37.0	83.6	64.4	93.8	82.3	94.3	91.0	57.0
Pr	10.9	9.7	10.9	7.6	4.1	9.4	7.1	11.0	9.3	10.7	10.0	—
Nd	43.8	35.5	44.4	28.6	16.4	38.7	29.5	40.4	39.4	38.2	40.1	—
Sm	8.6	7.1	8.9	5.3	3.5	8.1	6.2	8.4	8.9	7.8	8.6	6.0
Eu	2.2	2.1	2.0	2.2	2.5	2.2	2.0	1.7	1.6	1.5	1.7	1.7
Gd	6.8	6.2	7.0	5.1	2.8	6.9	5.3	7.8	7.5	7.3	7.4	—
Tb	1.1	1.0	1.2	0.8	0.5	1.2	0.9	1.3	1.4	1.2	1.3	0.9
Dy	6.4	5.4	6.7	4.2	2.6	6.7	5.3	6.9	7.9	6.3	7.3	—
Ho	1.2	1.2	1.3	0.9	0.5	1.3	1.1	1.4	1.6	1.3	1.4	—
Er	3.7	3.1	3.8	2.6	1.5	3.7	3.2	3.8	4.6	3.6	4.0	—
Tm	0.5	0.5	0.6	0.3	0.2	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.6	—
Yb	3.5	3.2	3.6	2.3	1.6	3.2	3.1	3.4	3.9	3.2	3.5	2.6
Lu	0.5	0.6	0.6	0.3	0.2	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.4

Примечание. 1—7 — мафические породы: 1 — монцогаббро, 2 — монцодиорит, 3, 4 — монцонит, 5—7 — кварцевый монцонит; 8—11 — крупнозернистые овоидные кварцевые монцониты главной фазы; 12 — гранит, по [Юдалевич и др., 1991]. Прочерк — элемент не анализировался.

характерно для серий полевошпатовых кумулатов. Небольшое несоответствие составов мафических пород и пород главной фазы отмечается также на диаграммах CaO, FeO_{общ.}, P₂O₅ — SiO₂; породы главной фазы относительно обогащены этими элементами по сравнению с мафическими породами. Породы массива характеризуются высокими содержаниями Ba (800—1800 г/т) и Sr (200—800 г/т), умеренными содержаниями Rb (100—200 г/т) и повышенными содержаниями HFSE. Высокие содержания HFSE сближают породы массива с гранитами А-типа, однако высокие содержания Ba и Sr свойственны, скорее, породам посторогенной ассоциации. На вариационной диаграмме Rb—SiO₂ (см. рис. 6) породы массива образуют тренд с резким перегибом, аналогичный трендам Na₂O и K₂O. Тренд на диаграмме Sr—SiO₂ аналогичен трендам CaO и P₂O₅ и также демонстрирует относительную обогащенность пород главной фазы Sr. Уменьшение содержаний Sr с ростом SiO₂ в мафических породах коррелируется с уменьшением

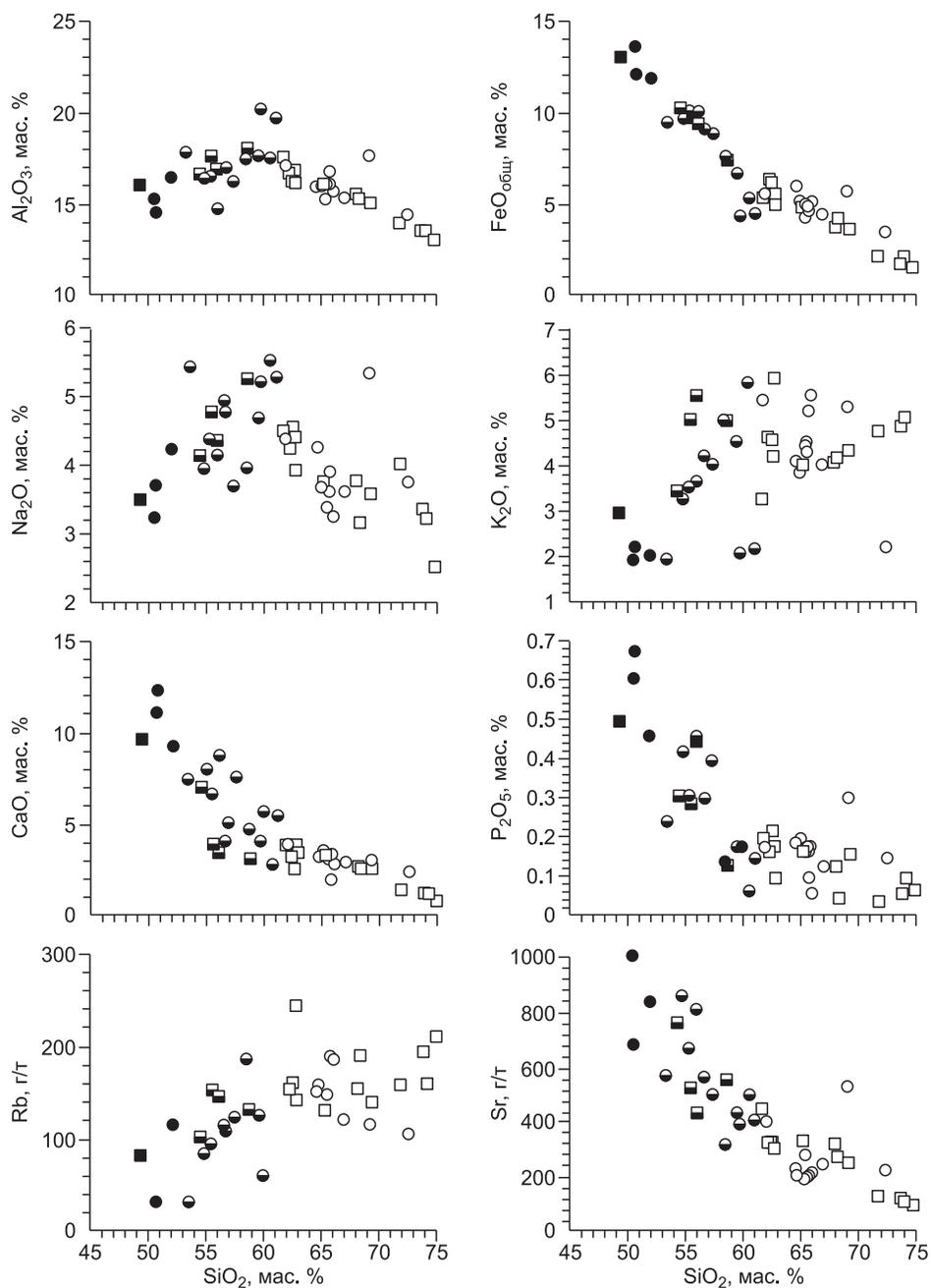


Рис. 6. Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов относительно SiO_2 в породах Кошрабадского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 5.

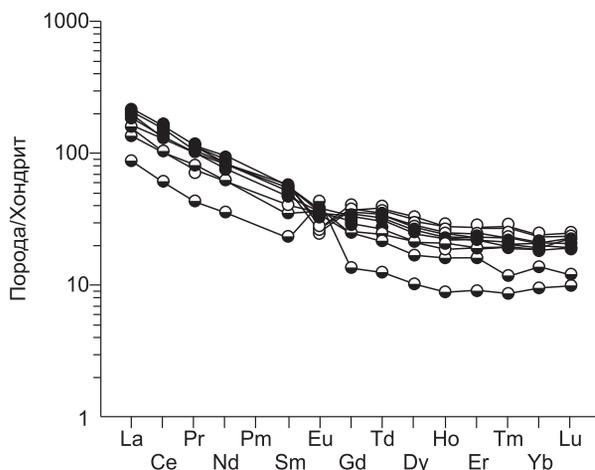
P_2O_5 и указывает на возможность удаления Sr из расплава в результате фракционирования апатита. Спектры REE умеренно фракционированы с обогащением легкими REE (рис. 7). Отмечаются небольшие положительные или отрицательные аномалии Eu или их полное отсутствие. В целом спектры REE практически идентичны для всех типов пород массива.

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Принадлежность всех пород Кошрабадского массива к одному генетическому комплексу подчеркивается единством минерального состава и общими геохимическими характеристиками: высокой железистостью и сходными спектрами распределения REE. Однако изучение геологических и геохимических

Рис. 7. Нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] кривые распределения REE в породах Кошрабадского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 5.



свойств показало, что образование пород массива, вероятно, происходило в несколько этапов и в нем участвовало несколько различных процессов. Составы мафических пород говорят о формировании мафической серии из щелочно-базальтового расплава в результате интенсивной фракционной кристаллизации мафических минералов (например, авгита) практически без участия полевых шпатов. Относительная обогащенность мафических пород железом и присутствие в них оливина указывают на восстановительную обстановку образования и относительную сухость расплава [Frost, Frost, 1997]. Породы главной фазы также формировались в восстановительной обстановке. Однако их геохимические особенности — относительная обогащенность CaO, P₂O₅, Sr по сравнению с мафическими породами — указывают на изменение состава в результате какого-то дополнительного процесса. Предполагается, что наблюдаемая модификация состава является результатом ассимиляции коровых пород в промежуточной магматической камере. Вариации состава пород главной фазы обусловлены главным образом фракционированием полевых шпатов. Это подтверждается полевыми описаниями андезин-лабрадоровых и щелочно-полевошпатовых кумулатов [Юдалевич и др., 1991]. Таким образом, вся масса пород главной фазы, слагающая 94 % площади массива, представляет собой серию полевошпатовых кумулатов и кислых остаточных расплавов, смешанных в различных пропорциях. Образование кумулатов, вероятно, происходило *in situ* или в процессе внедрения массива. Выходы мафических пород расположены локально в центральной части массива (см. рис. 3, а). Наблюдаемые в поле структуры указывают на одновременное внедрение расплавов основного и кислого составов (см. рис. 4). Вероятно, область мафических пород в центральной части массива сформировалась в результате инъекции мафической магмы в еще неконсолидированный массив пород первой фазы. При этом многократное внедрение мафического расплава обусловило возникновение гибридных пород и серии мафических даек. Дайки кислого состава, возможно, имеют иное происхождение. Лейкогранитные дайки, вероятно, представляют собой остаточные порции расплава, отфильтрованные в результате формирования полевошпатовых кумулатов. Образовавшиеся таким образом порции лейкогранитных расплавов могли внедряться в виде даек в уже консолидированные части массива и во вмещающие породы, а также могли инжектировать еще неконсолидированные полевошпатовые кумулаты с образованием структур совместного внедрения и с мобилизацией в расплав овоидов щелочного полевого шпата (см. рис. 4). Роль этих поздних лейкогранитных порций расплава в формировании золотого оруденения будет рассмотрена ниже.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Кошрабадский массив вмещает три смежных золоторудных месторождения Гужумсай, Промежуточное и Чармитан, известных под общим названием Зармитан, с общими запасами 300 т золота при среднем содержании 9.8 г/т [Abzalov, 2007]. Рудные тела мощностью 1—3 м, расположенные в пределах массива и частично во вмещающих породах, представляют собой единый рой выдержанных по простиранию и падению кварцевых жил. В западной части месторождения кварцевые жилы совпадают по ориентировке с дайками мелкозернистых гранитоидов Кошрабадского массива (см. рис. 3, б). Золотое оруденение в кварцевых жилах связано с сульфидами, которые в основном представлены пиритом и арсенипиритом, но включают также шеелит, сульфиды полиметаллов, теллуриды и стибнит [Месторождение..., 2001; Abzalov, 2007]. Обращает внимание, что зоны изменения в зальбандах жил проявлены крайне незначительно и не превышают нескольких сантиметров (рис. 8).

В магматических системах Au, по-видимому, является некогерентным элементом в относительно восстановительных условиях [Thomson et al., 1999]. Это подтверждается тем, что все магматические месторождения золота генетически связаны с ильменитсодержащими интрузиями [Baker et al., 2005], т.е. с интрузиями, формировавшимися в относительно восстановительных условиях, что позволяло золоту накапливаться в остаточных расплавах и гидротермальных растворах. Породы Кошрабадской интрузии существенно обогащены золотом относительно кларка, при этом наиболее высокие концентрации золота установлены именно в некоторых поздних лейкократовых дайках (рис. 9). Магматическому ха-

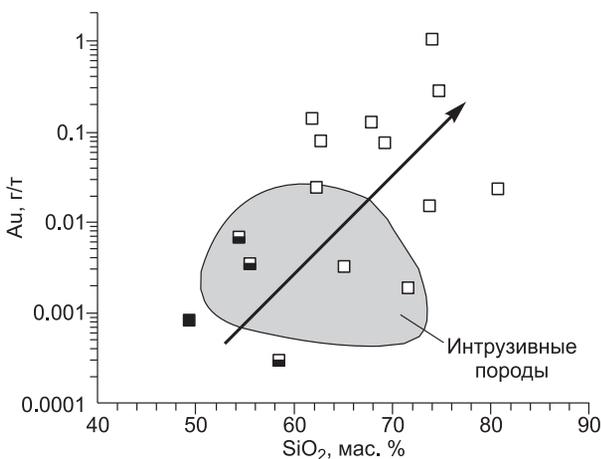


Рис. 8. Золотоносные кварцевые жилы месторождения Гужумсай в относительно слабоизмененных гранитах главной фазы Кошрабадского массива.

Средний размер овидов щелочного полевого шпата 5 см.

рактору и особенностям золоторудной минерализации Зармитана посвящена обширная литература [Проскуряков и др., 1979; Тесленко, Полюковский, 1988; Котов, 1993; Teslenko, Polykovskiy, 1994; Бортников и др., 1996; Abzalov, 2007]. Наши данные о геохимической эволюции пород массива дают лишь дополнительные доказательства генетической связи золотого оруденения с Кошрабадской интрузией. По-видимому, магмы, из которых формировались породы интрузии, были первоначально обогащены золотом. Восстановительные условия и наличие подходящих комплексообразователей позволили золоту не осадиться на ранних стадиях кристаллизации, а накапливаться в ходе магматической эволюции. Это обусловило высокие концентрации золота в поздних дайках и в гидротермальных растворах. Внедрение поздних даек и формирование кварцевых жил контролировалось субширотными разломами и, вероятно, не было значительно оторвано во времени от кристаллизации Кошрабадской интрузии. Отсутствие выраженных ореолов измененных пород в зальбандах рудных жил указывает на то, что процесс их формирования был достаточно быстрым. Осаждение золота при этом могло быть связано с резким понижением температуры гидротермальных растворов или с изменением окислительно-восстановительной обстановки. Для изучения детальной хронологии образования месторождения необходимы дальнейшие исследования поздних дайковых серий и рудных тел.

В Южно-Тяньшаньском секторе Западного Узбекистана расположено несколько крупных месторождений золота (см. рис. 1). Золоторудная минерализация в Южном Тянь-Шане и в Северном Нуратау, в частности, в основном размещается в черносланцевых толщах нижнего палеозоя и может быть пространственно связана или не связана с интрузиями гранитоидов (см. рис. 2). Проблема мантийного или корового источника золота широко обсуждалась в литературе [Месторождение..., 2001; Chiaradia et al., 2006]. Мантийный источник не был установлен в породах и рудах месторождений Мурунтау и Зармитан [Graupner et al., 2010]. Однако региональная ассоциация месторождений с черносланцевыми толщами, скорее, указывает на коровое происхождение золота. В случае Кошрабадского массива это подтверждается



более высокими содержаниями золота в породах главной фазы, которые по геохимическим данным, в отличие от мафических пород, контаминированы коровым веществом. В то же время расплавы и флюиды мантийного происхождения могли играть роль источников тепла и растворов, необходимых для мобилизации золота из черносланцевых толщ.

Рис. 9. Дайковые серии Кошрабадского массива на диаграмме Au—SiO₂.

Поле интрузивных разновидностей пород приведено для сравнения, по данным [Юдалевич и др., 1991]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИЙ ХР. СЕВЕРНЫЙ НУРАТАУ

Формирование крупноамплитудных сдвигов вдоль главных тектонических швов происходило в Тянь-Шане на постколлизийном этапе, начиная с раннепермского времени [Laurent-Charvet et al., 2003]. Хребет Северный Нуратау представляет собой структуру растяжения, которая осложняет главную южно-тяньшаньскую сутуру, проходящую в его северной части (см. рис. 2). Отличительной особенностью Северного Нуратау являются многочисленные интрузии гранитоидов, существенно отличающиеся друг от друга по составу. Наиболее распространены амфиболсодержащие гранитоиды *I*-типа, слагающие восточную часть Темиркобукского массива, Актауский массив и другие интрузии хр. Северный Нуратау. В то же время западная часть Темиркобукского массива сложена двуслюдяными гранатсодержащими гранитами *S*-типа, которые также закартированы в виде отдельных тел в пределах Актауского и других массивов (см. рис. 2). Наконец, геохимические особенности Кошрабадского массива сближают его с *A*-гранитами. Резкое отличие пород Кошрабадского массива от *I*- и *S*-гранитов Темиркобукского по относительной железистости иллюстрирует рис. 5, *д*. Различные по составу типы гранитов могут формироваться в разных геодинамических обстановках, что предполагает разрыв во времени формирования. Однако датирование интрузий хр. Северный Нуратау U-Pb методом по цирконам показало, что они имеют близкие возрасты (см. рис. 2), причем *I*- и *S*-граниты Темиркобукского и граниты Кошрабадского массивов образовались практически одновременно 281—287 млн л.н. [Seltmann et al., 2010]. Таким образом, в Северо-Нуратинской структуре проявлены все основные черты герцинского постколлизийного гранитоидного магматизма Тянь-Шаня: относительно узкий возрастной интервал формирования 280—295 млн лет, приуроченность к региональным зонам сдвига и наличие разнообразных типов гранитоидов и щелочных пород, формирование которых было сближено во времени и в пространстве [Ненахов, Белов, 1996; Konopelko et al., 2007, 2009; Seltmann et al., 2010]. Для объяснения этих особенностей Д.Л. Конопелько с соавторами [Konopelko et al., 2007] предложили модель, основанную на построениях [Teyssier, Tikoff, 1998], для разлома Сан-Андреас в Калифорнии, который является наиболее хорошо изученным современным внутриконтинентальным трансформным разломом с вертикальным положением сместителя. Согласно этой модели (рис. 10), крупноамплитудные сдвиги, возникающие на постколлизийном этапе, являются трансформными и затрагивают как литосферную мантию, так и астеносферу. Сдвиговые напряжения приводят к возникновению обстановки растяжения и к появлению в основании коры субгоризонтальных зон отрыва. Растяжение вызывает подъем горячего астеносферного материала вдоль зоны сдвига и в субгоризонтальные зоны отрыва. Вещество астеносферы является источником тепла и флюидов, которые могут вызвать плавление в зоне сдвига и в субгоризонтальных зонах в основании коры. Плавление литосферной мантии и различных коровых протолитов может привести к одновременному появлению расплавов самого различного состава, включая щелочные породы, а также к возникновению коровых ячеек циркуляции гидротермальных растворов. При этом внедрение постколлизийных интрузий и формирование рудных месторождений в результате циркуляции гидротермальных растворов могут иметь общую причину, но не быть непосредственно связанными друг с другом, хотя оба процесса контролируются одними и теми же зонами трансформных сдвигов. В дальнейшем расширение зон отрыва в основании коры может привести к деляминации литосферной мантии и вызвать новые импульсы магматизма.

Таким образом, герцинский постколлизийный магматизм и металлогения хр. Северный Нуратау, вероятно, определяются процессами в пределах крупноамплитудного трансформного сдвига и оперяющих его разломов. Мафические породы Кошрабадского массива образовались в результате фракционирования первично мантийного щелочно-базальтового расплава, а гранитоиды главной фазы уже несут признаки ассимиляции корового вещества. Одновременное образование *I*- и *S*-гранитов Темиркобукского массива, вероятно, обусловлено синхронным плавлением различных ко-

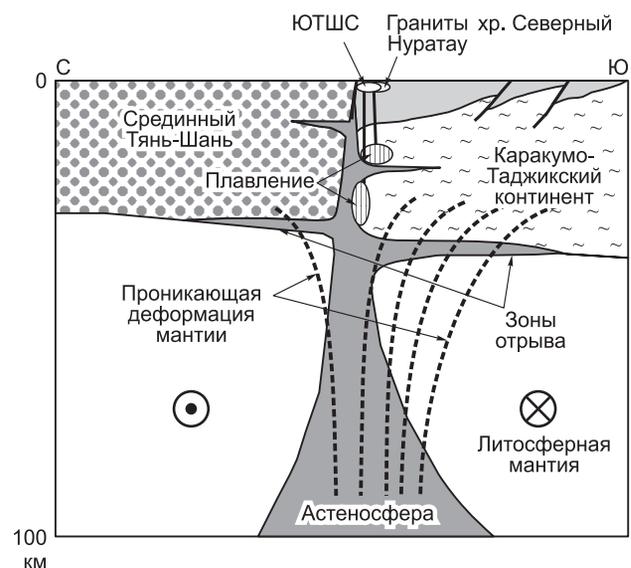


Рис. 10. Модель формирования герцинских постколлизийных интрузий Тянь-Шаня.

Левостороннее смещение показано по данным [Бискэ, 1996]. Пояснение см. в тексте. Усл. обозн. см. на рис. 1.

ровых протолитов на разных глубинах вдоль зоны сдвига. Широкое распространение золоторудных проявлений в связи с интрузиями гранитоидов свидетельствует о том, что постколлизийный магматизм сопровождался интенсивной циркуляцией гидротермальных растворов, которая привела к мобилизации рудных элементов из пород коры и к формированию их промышленных концентраций.

С металлогенической точки зрения предложенная модель объясняет лишь главные факторы размещения золоторудной минерализации в регионе. Для объяснения других особенностей металлогении нужны дополнительные исследования. Так, например, в Северо-Нуратинской зоне золотоносными являются только граниты *A*- и *I*-типов, а высокоглиноземистые *S*-граниты являются безрудными, даже если они внедрены в черносланцевые толщи. Кроме того, предложенная геотектоническая модель разработана для герцинского постколлизийного магматизма Тянь-Шаня и не является универсальной. Обширная литература, посвященная палеозойским и мезозойским гранитоидам других районов Центральной Азии, дает примеры иных сценариев постколлизийного магматизма и предлагает другие способы генерации гранитных магм.

ВЫВОДЫ

Кошрабадский массив относится к герцинским постколлизийным интрузиям. Для них характерен относительно узкий возрастной интервал формирования 280—295 млн лет, приуроченность к региональным зонам сдвига и наличие разнообразных типов гранитоидов и щелочных пород, формирование которых было сближено во времени и в пространстве.

Массив сложен двумя сериями: мафическими породами и кварцевыми монцонитами и гранитами главной фазы. Порфириовидные гранитоиды главной фазы содержат овоиды щелочного полевого шпата и представляют собой серию полевошпатовых кумулатов. Мафические породы, локально развитые в центральной части массива, образовались в результате инъекций мафической магмы в еще неконсолидированные породы главной фазы с формированием гибридных пород и разнообразных дайковых серий.

Все породы массива отличаются очень высокой железистостью и присутствием фаялита, что свидетельствует о восстановительной обстановке формирования. Мафические породы являются результатом фракционной кристаллизации щелочно-базальтового мантийного расплава, а граниты главной фазы демонстрируют признаки контаминации коровым веществом. Высокая железистость и повышенные содержания HFSE сближают породы массива с гранитами *A*-типа.

Данные о геохимической эволюции пород массива подтверждают генетическую связь месторождений золота в пределах массива с магматическим процессом и указывают на возможность накопления золота в остаточных кислых расплавах и на относительно быстрое формирование рудных кварцевых жил в тех же структурах, которые контролировали внедрение поздних даек.

Образование разновозрастных, но различных по составу, гранитоидных интрузий хр. Северный Нуратау объясняется синхронным плавлением различных коровых протолитов в зоне трансформации сдвига в результате подъема горячего астеносферного вещества в обстановке растяжения. Циркуляция гидротермальных растворов, вызванная этим процессом, обусловила мобилизацию рудных элементов из пород коры и формирование их промышленных концентраций.

Авторы благодарны Р. Армстронгу за доступ к региональной базе геохимических данных, а также рецензентам Н.Н. Круку и А.С. Борисенко, замечания которых позволили значительно улучшить статью.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Кадры», госконтракт 14.740.11.0187 и темплана НИР СПбГУ (ДК).

ЛИТЕРАТУРА

Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб., Изд-во СПбГУ, 1996, 192 с.

Бискэ Ю.С., Усманов Р.Р. Тектонические покровы в «седиментационных мульдах» Северного Нуратау // Вест. ЛГУ. Сер. 7, Геология. География, 1981, вып. 24, с. 5—11.

Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, с. 238—257.

Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Изв. НАН КР, 1999, с. 33—42.

Изох Э.П., Юдалевич З.А., Пономарева А.П., Сухин М.В., Мушкин И.В., Шмулевич Г.Д., Пятков К.К., Пяновская И.А., Сандомирский Г.Г. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, Наука, 1975, 519 с.

Котов Н.В. Внутренняя структура некоторых приразломных гранитоидных интрузий, их камерное пространство и локализация золотого и серебряного оруденения (Южный Тянь-Шань) // Геология. Ч. 1, М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, с. 270—275.

Месторождение Чармитан / Ред. И.М. Голованов // Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент, ГИДРОИНГЕО, 2001, с. 190—200.

Ненахов В.М., Белов С.И. Основные черты интрузивного магматизма Туркестано-Алая // Вестник. СПбГУ. Сер. 7, Геология. География, 1996, вып. 1, с. 84—89.

Поршняков Г.С., Котов Н.В., Кольцов А.Б., Ваганов П.А., Захаревич К.В., Зубцов С.Е., Донских А.В., Нестеров А.Р., Порицкая Л.Г. Геологическая позиция и петролого-геохимические особенности золоторудных метасоматитов в черносланцевых толщах. Владивосток, ДВО АН СССР, 1991, 247 с.

Проскуряков А.Н., Хренов В.А., Пашкова Л.Б. О физико-химических параметрах рудообразующих растворов на Чармитанском золоторудном месторождении // Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, Наука, 1979, вып. 449, с. 147—157.

Тесленко Г.С., Польшковский В.С. Температурные условия формирования золотосодержащих пегматитов Кошрабадского интрузива (Северный Нуратау) // Зап. Узб. отд. ВМО, 1988, вып. 41, с. 101—103.

Хамрабаев И.Х., Хорват В.А. и др. К характеристике вольфрамовой минерализации на золоторудном месторождении Чармитан в Западном Узбекистане // Узб. геол. журнал, 1973, № 1, с. 3—11.

Юдалевич З.А., Сандомирский Г.Т., Ляшенко Г.К. Кошрабадский массив — пример формации рапакиви в Южном Тянь-Шане // Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 2, с. 452—455.

Юдалевич З.А., Ганзеев А.А., Диваев Ф.К., Ронкин Ю.Л. Особенности внутреннего строения, возраст и оруденение Кошрабадского интрузива (Южный Тянь-Шань) // Строение и динамика литосферы Тянь-Шаня. Ташкент, 1991, с. 33—61 (Тр. САИГИМС).

Abzalov M. Zarmitan granitoid-hosted gold deposit, Tian Shan belt, Uzbekistan // Econ. Geol., 2007, v. 102, p. 519—532.

Baker T., Pollard P.J., Mustard R., Mark G., Graham J.L. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: implications for exploration // Soc. Econ. Geol. Newsletter, 2005, № 61, p. 5—17.

Cantagrel J.M., Didier J., Gourgaud A. Magma mixing: origin of intermediate rocks and «enclaves» from volcanism to plutonism // Phys. Earth Planet. Inter., 1984, v. 35, p. 63—76.

Chiaradia M., Konopelko D., Seltmann R., Cliff R. Lead isotope variations across terrane boundaries of the Tien Shan and Chinese Altay // Miner. Depos., 2006, v. 41, p. 411—428.

Graupner T., Niedermann S., Rhede D., Kempe U., Seltmann R., Williams C.T., Klemm R. Multiple sources for mineralizing fluids in the Charmitan gold-(tungsten) mineralization (Uzbekistan) // Miner. Depos., 2010, v. 45, p. 667—682.

Frost C.D., Frost B.R. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection // Geology, 1997, v. 25, p. 647—650.

Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. Petrol., 2008, v. 49, № 11, p. 1955—1969.

Haapala I., Ramo O.T., Flindt S. Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism // Lithos, 2005, № 80, p. 1—32.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, p. 523—548.

Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklund O., Belyatsky B. Post-collisional granites of the Kokschaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan: age, petrogenesis and regional tectonic implications // Lithos, 2007, v. 97, p. 140—160.

Konopelko D., Seltmann R., Biske G., Lepekhina E., Sergeev S. Possible source dichotomy of contemporaneous post-collisional barren *I*-type versus tin-bearing *A*-type granites, lying on opposite sides of the South Tien Shan suture // Ore Geol. Rev., 2009, v. 35, p. 206—216.

Laurent-Charvet S., Charvet J., Monie P., Shu L.S. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): new structural and geochronological data // Tectonics, 2003, v. 22, № 2, p. 1009—1034.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev., 1994, v. 37, p. 215—224.

Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // J. Asian Earth Sci., 2010, doi:10.1016/j.jseaes.2010.08.016.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. London, Geological Society, 1989, v. 42, Special Publications, p. 313—345.

Teslenko G.S., Polykovskiy V.S. Magmatic-fluid evolution and gold deposition in Koshrabad pluton, Uzbekistan; geologic and fluid inclusion evidence // *Program and Abstracts, Fifth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions*, Instituto de Investigaciones Electricas, Cuernavaca, Mexico, 1994, p. 106.

Teyssier C., Tikoff B. Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas fault system: a lithospheric-scale approach // *Continental transpressional and transtensional tectonics. Special Publications. V. 135* / Eds. R.E. Holdsworth, R.A. Strachan, J.F. Dewey. London, Geol. Soc., 1998, p. 143—158.

Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Miner. Depos.*, 1999, v. 34, p. 323—334.

Поступила в редакцию

11 апреля 2011 г.