

**ЖИРЕКЕНСКАЯ Мо-ПОРФИРОВАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА
(Восточное Забайкалье): U-Pb ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ,
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА**

**А.П. Берзина¹, А.Н. Берзина¹, В.О. Гимон¹, Т.Б. Баянова², В.Ю. Киселева¹,
Р.Ш. Крымский³, Е.Н. Лепехина³, С.В. Палесский^{1,4}**

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

⁴ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На Жирекенском месторождении выделяются два интрузивных комплекса: амананский и рудоносный порфировый. Согласно U-Pb датировкам по циркону (возраст гранитоидов амананского комплекса 162.6 ± 1.4 , гранитов и монзонит-порфиров рудоносного комплекса 159.0 ± 1.6 и 157.5 ± 2.9 млн лет), становление амананского комплекса произошло в конце коллизии, рудоносного порфирового комплекса при изменении геодинамического режима на постколлизийный (рифтогенный). Породы двух комплексов характеризуются высокими содержаниями LILE, LREE и низкими HFSE, HREE. Отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в габбро и гранитах амананского комплекса составляет 0.70501 и 0.70534, в породах порфирового комплекса варьирует в диапазоне 0.70451—0.70633. Амананским габбро, габбро-диоритам и гранитам соответствуют $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.4, -1.8$ и -10.3 . В породах рудоносного комплекса $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ изменяется от -3.7 до $+1.0$. Модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ амананских гранитов 1.5 млрд лет, гранитов и порфиров рудоносного комплекса 1.0—0.8 млрд лет. Изотопные отношения Pb в породах амананского и порфирового комплексов составляют соответственно: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.086\text{—}18.136$ и $18.199\text{—}18.442$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.487\text{—}15.499$ и $15.506\text{—}15.545$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.046\text{—}38.256$ и $38.23\text{—}038.456$. Результаты геологических, геохимических и изотопных исследований позволяют допускать, что источниками магм были ювенильная и древняя кора. Предполагается, что расплавы поступали с глубины не менее 55 км в связи с плавлением коры, утолщенной вследствие тектонических деформаций на верхних горизонтах и наращивания снизу при поступлении базитовой магмы. Ювенильная мафическая кора рассматривается как доминирующий источник флюидных компонентов и металлов. Благоприятные условия для реализации рудного потенциала магматической системы при становлении порфирового комплекса во многом создавались на предшествующем этапе — при становлении амананского комплекса, который выделяется нами как подготовительный этап в развитии долгоживущей рудно-магматической системы.

Мо-порфировые месторождения, рудоносный магматизм, гранитоидный магматизм, К-адакиты, источники магматизма, изотопия Nd, Sr, Pb; геохимия гранитоидного магматизма, Восточное Забайкалье, месторождение Жирекен.

**THE ZHIREKEN PORPHYRY Mo ORE-MAGMATIC SYSTEM (eastern Transbaikalia):
U-Pb AGE, SOURCES, AND GEODYNAMIC SETTING**

**A.P. Berzina, A.N. Berzina, V.O. Gimon, T.B. Bayanova, V.Yu. Kiseleva,
R.Sh. Krymskii, E.N. Lepekhina, and S.V. Palesskii**

Two intrusive complexes are recognized in the Zhireken deposit: Amanan and ore-bearing porphyry. According to the ages obtained by U-Pb zircon dating (Amanan complex — 162.6 ± 1.4 Ma, granites and monzonite-porphyry of the ore-bearing complex — 159.0 ± 1.6 and 157.5 ± 2.9 Ma), the Amanan complex formed at the end of collision, and the ore-bearing porphyry complex, during the change of the geodynamic regime by the postcollisional (rift) one. The rocks of two complexes have high contents of LILE and LREE and low contents of HFSE and HREE. The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ ratio in the gabbro and granites of the Amanan complex is 0.70501 and 0.70534, respectively, and that in the rocks of the porphyry complex is within 0.70451—0.70633. The Amanan gabbro, gabbro-diorites, and granites are characterized by $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.4, -1.8, \text{ and } -10.3$, respectively, and the rocks of the ore-bearing complex, by $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -3.7$ to $+1.0$. The model $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ age of the Amanan granites is 1.5 Ga, and that of the granites and porphyry of the ore-bearing complex is 1.0—0.8 Ga. The Pb isotope ratios in the rocks of the Amanan and porphyry complexes are: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.086\text{—}18.136$ and $18.199\text{—}18.442$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.487\text{—}15.499$ and $15.506\text{—}15.545$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.046\text{—}38.256$ and $38.230\text{—}38.456$. The results of geological, geochemical, and isotope studies admit that magmas were generated from juvenile and

© А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон, Т.Б. Баянова, В.Ю. Киселева, Р.Ш. Крымский, Е.Н. Лепехина, С.В. Палесский, 2015

DOI: 10.15372/GiG20150306

ancient crusts. Melts probably ascended from a depth of no less than 55 km during the melting of crust thickened as a result of tectonic deformations (in the upper horizons) and during the basic-magma supply (in the lower horizons). Juvenile mafic crust is considered to be the major source of fluid components and metals. Favorable conditions for the ore generation in the magmatic system during the formation of the porphyry complex arose at the previous stage, during the formation of the Amanan complex, which we regard as a preparatory stage in the evolution of the long-living ore-magmatic system.

Porphyry Mo deposits, ore magmatism, granitoid magmatism, K-adakites, magmatism sources, Nd, Sr, and Pb isotopes, geochemistry of granitoid magmatism, eastern Transbaikalia, Zhireken deposit

ВВЕДЕНИЕ

Медно-молибден-порфиновые месторождения являются основными объектами добычи меди, молибдена и в связи с этим привлекают особое внимание исследователей. Кроме важного практического значения изучение порфировых месторождений представляет большой интерес в плане расширения представлений о развитии рудно-магматических систем, сопровождающихся крупномасштабным оруденением. В настоящее время достаточно хорошо изучены Cu-Мо-порфиновые месторождения континентальных окраин Тихого океана, образование которых исследователи связывают с субдукцией океанической плиты под континент [Sillitoe, 2010; Richards, 2011]. В Центрально-Азиатском складчатом поясе и его обрамлении широко распространены Cu-Мо месторождения, формировавшиеся в коллизионной [Hou et al., 2011; Zhu et al., 2011] и постколлизионной [Берзина и др., 1996, 2011, 2013; Hou et al., 2011] обстановках. В Восточном Забайкалье Cu-Мо-порфиновые месторождения распространены в ареалах совмещенного в пространстве и близкого во времени развития коллизионного и постколлизионного магматизма, что представляется интересным в плане выяснения дискуссионного вопроса о его роли в развитии Cu-Мо-порфирового оруденения. Однако вопросы геодинамического положения, возраста и источников большинства рудно-магматических систем во многом остаются нерешенными из-за отсутствия геохронологических и изотопно-геохимических данных, полученных прецизионными методами исследования.

В статье обсуждаются результаты изучения магматизма Жирекенского существенно Мо(Cu)-порфирового месторождения. Целью исследований были: определение U-Pb геохронологических возрастов магматических образований и выяснение на их основе сопряженности во времени магматизма месторождения с геодинамическими режимами (коллизией и рифтогенезом) в регионе; изучение изотопного Nd, Sr, Pb и редкоэлементного составов магматических образований и установление источников рудно-магматической системы на разных этапах ее развития.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Жирекенское месторождение расположено в Западно-Становой (Малхано-Становой) зоне Байкало-Витимского супертеррейна с архейско-протерозойским основанием [Гусев, Хаин, 1995]. Западно-Становая зона обрамляет с севера Монголо-Охотский орогенный пояс и граничит с ним по одноименному линеamentу. Большую часть ее площади занимают интрузивные тела габброидов и гранитоидов раннего палеозоя. В позднем палеозое сформировался Селенгино-Витимский (Селенгино-Становой) вулканоплутонический пояс [Гордиенко, 1987; Гусев, Хаин, 1995], в развитии которого выделяются несколько этапов активизации (пермский, раннетриасовый, среднепозднеюрский и позднеюрский). Некоторые исследователи [Гусев, Хаин, 1995; Зорин и др., 1998] связывают развитие Селенгино-Витимского пояса с субдукцией плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент. Другие [Зоненшайн и др., 1990; Ярмолюк и др., 1995; Гордиенко, Кузьмин, 1999] рассматривают северную окраину Монголо-Охотского орогена как арену широкого развития от ранней перми до раннего мела внутриплитного магматизма, вызванного воздействием на литосферу горячего поля мантии.

В пределах Западно-Становой зоны локализованы многочисленные месторождения Mo, Cu, Au, Ag, полиметаллов, пространственно и во времени ассоциирующие с магматизмом средней юры—раннего мела, проявившимся на коллизионном этапе в связи с закрытием Монголо-Охотского океана и постколлизионном, характеризующимся широким развитием рифтогенеза [Гордиенко, Кузьмин, 1999]. Закрытие океана произошло в конце ранней—начале средней юры, но коллизионные процессы (надвиги, деформации) продолжались до конца средней юры [Зорин и др., 1998]. Согласно [Ярмолюк и др., 1995], внутриплитный магматизм и рифтогенез по времени отвечают поздней юре—раннему мелу, но горячее поле мантии существовало предположительно с ранней юры. Мантийные плюмы способны пронизывать разные структуры (субдукционные, коллизионные и др.) [Добрецов и др., 2001], инициируя эндогенные процессы вследствие поступления глубинного тепла и вещества. С глубинными (подлитосфер-

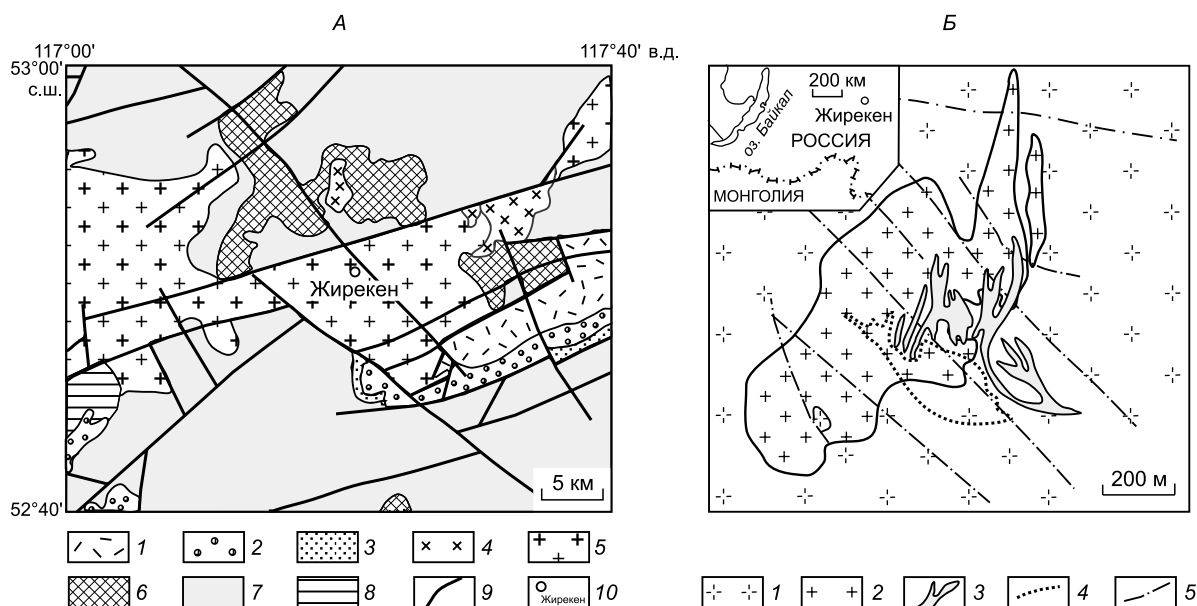


Рис. 1. Геологическое положение (А), по [Геологическая карта..., 1992] с упрощением, и геологическая схема (Б) Жирекенского месторождения.

А: 1—3 — вулканогенно-осадочные серии: 1 — тургинская (К₁), 2 — нерчинская (J₃), 3 — нюкжинская (J₂₋₃); 4—6 — интрузивные комплексы: 4 — амуджикано-сретенский (J₃), 5 — амананский (J₂₋₃), 6 — бичурский (P₂); 7, 8 — гранитоиды: 7 — раннего палеозоя, 8 — раннего протерозоя; 9 — разломы; 10 — месторождение. Б: 1 — гранитоиды амананского комплекса; 2, 3 — граниты (2) и порфиры (3) рудоносного комплекса; 4 — контур рудного штокверка, 5 — разломы. На врезке показано географическое положение месторождения.

ными) процессами связывают [Зорин и др., 1998] сходство геохимических (и металлогенических) характеристик коллизионного и постколлизионного (рифтогенного) магматизма Восточного Забайкалья.

В Восточном Забайкалье Мо-порфировое оруденение тесно ассоциирует с малыми интрузиями, локализованными в крупных гранитоидных массивах, приуроченных к поднятиям в обрамлении мезозойских впадин, выполненных терригенными отложениями среднеюрского возраста и вулканогенно-осадочными образованиями поздней юры [Покалов, 1972]. Согласно геологическим данным [Покалов, 1972], молибденовые месторождения образовались в условиях рифтогенеза на фоне общего воздымания земной коры и формирования приразломных впадин с вулканитами поздней юры, сходными по составу с одновозрастными рудоносными малыми интрузиями на поднятиях.

Жирекенское месторождение расположено в пределах поднятия в обрамлении Ундургинской впадины, сложенной вулканогенно-терригенными толщами средней юры—нижнего мела (рис. 1, А). Оно локализовано в Бушулейском массиве амананского комплекса средней—поздней юры, широко распространенного в пределах Восточного Забайкалья к северу от Монголо-Охотского орогена [Геологическое строение..., 1997]. Район месторождения сложен преимущественно интрузивными породами раннего палеозоя, среди которых залегают относительно небольшие тела гранитоидов бичурского комплекса поздней перми и амуджикано-сретенского комплекса поздней юры [Геологическое строение..., 1997]. С интрузивными телами амуджикано-сретенского комплекса, широко распространенными в северной части Восточного Забайкалья, связаны многочисленные рудопроявления молибдена и золота.

Молибденовое оруденение Жирекенского месторождения пространственно приурочено к малым интрузиям гранитов и порфиром (см. рис. 1, Б). Существуют разные представления относительно взаимоотношений гранитоидов Бушулейского массива, малых интрузий и оруденения. Согласно [Геологическое строение..., 1997], малые интрузии являются дайковой серией амананских гранитоидов. В.Т. Покалов [1972] рассматривает Бушулейский гранитоидный массив как рудогенерирующий, а оруденение и малые интрузии как производные более поздних, близких во времени, но независимых процессов. В статье вслед за [Сотников и др., 1977, 1988] малые интрузии выделяются в самостоятельный рудоносный порфировый комплекс. При этом связь между плутоногенными (амананскими) гранитоидами и малыми интрузиями рассматривается как парагенетическая на уровне долгоживущего глубинного очага, расположенного на границе кора—мантия.

Геохронологические ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки [Сотников и др., 2005] составляют: для амананских гранитоидов 178.7 ± 1.7 и 168.1 ± 1.9, порфиром 160.4 ± 0.4 и 158.0 ± 0.4, калишпатизированных пород

160.9 ± 1.7 и 159.2 ± 1.0 млн лет. По молибдениту получены Re-Os датировки 163 ± 1 и 162 ± 1 млн лет [Berzina et al., 2003].

Со становлением амананских гранитоидов связано широкое развитие метасоматических (преимущественно калишпатизированных) пород с бедной рудной минерализацией, включающей кварцевые прожилки с молибденитом. Промышленное оруденение, ассоциирующее с малыми интрузиями, представлено вкрапленным, прожилковым и брекчиевым типами. Среди метасоматических преобразований, сопровождающих рудную минерализацию, доминируют калишпатизация и аргиллизация. Менее проявлены альбитизация и серицитизация.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания петрогенных, редких, редкоземельных элементов и изотопного состава Sr определены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Измерения петрогенных элементов выполнены рентгенофлуоресцентным методом на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R. Погрешности определения не превышали 5 %. Концентрации редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat). Пределы обнаружения микроэлементов и стандартное отклонение составили 0.005—0.100 мкг/г и 2—7 %. Измерения изотопных составов Rb и Sr выполнены на масс-спектрометре МИ 1201АТ с использованием стандартов ВНИИМ и ИСГ-1 с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением 0.70800 ± 7 и 0.71732 ± 10 соответственно. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ скорректированы на масс-фракционирование 0.1194. Погрешность отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ составляла менее 1 %.

Изучение изотопных составов U, Th, Pb в цирконах и Pb в полевых шпатах и сульфидах проведено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определения изотопных составов в цирконах выполнены по единичным зернам на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. В качестве стандарта использованы цирконы TEMORA [Black et al., 2003] и 91500 [Wiedenbeck et al., 1995]. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программ SQUID и ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999, 2000]. Католюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S. Определение изотопного состава Pb в минералах проведено по методике [Krymsky et al., 2007] на масс-спектрометре Triton в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме с использованием стандарта NIST 981.

Изучение Sm-Nd изотопной системы проведено в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике [Баянова, 2004]. Точность определений концентраций Sm, Nd и изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляет ±0.2 % (2σ).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

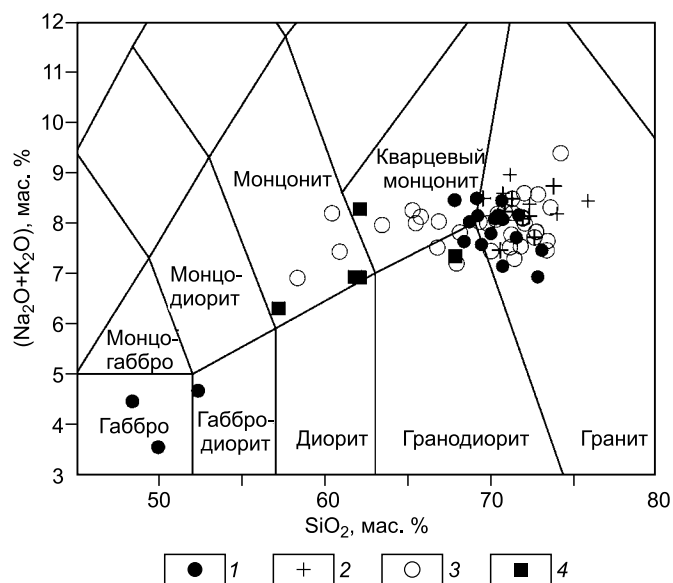
Петрография

Амананский и рудоносный комплексы представлены сериями близких по составу пород. Бушуйский массив сложен преимущественно среднекрупнозернистыми кварцевыми монцонитами и гранитами (рис. 2). По периферии массива исследователи отмечают [Покалов, 1992; Геологическое строение..., 1997] диориты и габбро. Нами они были встречены в виде ксенолитов или останцов среди гранитоидов, на контакте с которыми наблюдаются реакционные взаимоотношения. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом, амфиболом, их соотношения изменяются от основных пород к кислым. Среди темноцветных минералов в габбро и диоритах доминирует амфибол, иногда замещающий пироксен. В кварцевых монцонитах и гранитах роговая обманка отсутствует. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом.

Рудоносный порфировый комплекс включает штокообразное тело мелкозернистых гранитов и дайки порфиров. Мелкозернистые граниты сложены (об. %) олигоклазом (35—46), калиевым полевым шпатом (26—29), кварцем (17—35), биотитом (1—3). Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Дайки варьируют по составу от монцонит- до гранит-(преимущественно монцогранит)-порфиров с доминированием кислых пород ($\text{SiO}_2 \geq 69$ мас. %). Взаимоотношения даек повышенной основности и кислых сложные. Между ними отмечаются как постепенные переходы, так и секущие контакты. При этом кислые порфиры иногда пересекаются более основными. В гранит-порфирах вкрапленники, составляющие 30—50 об. %, сложены полевыми шпатами, кварцем и биотитом. Основная масса состоит главным образом из кварца и калиевого полевого шпата с подчиненным количеством плагиоклаза и

Рис. 2. Составы пород Жирекенского месторождения на классификационных диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$, по [Middlemost, 1994].

1 — амананский комплекс; 2, 3 — рудоносный порфировый комплекс; 2 — граниты, 3 — порфиры; 4 — анализы амананского комплекса [Покалов, 1992] (см. текст).



биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом. В монцонит-порфирах среди вкрапленников наряду с полевыми шпатами, биотитом и кварцем отмечается роговая обманка. Вкрапленники составляют до 50 об. % породы. Основная масса включает амфибол, биотит, плагиоклаз и подчиненное количество калиевого полевого шпата и кварца.

Породообразующие оксиды и микрокомпоненты

В табл. 1 приведены содержания порообразующих оксидов и микроэлементов наиболее представительных магматических пород месторождения. При построении графиков $\text{SiO}_2\text{—оксиды}$ (рис. 3) и расчетах петрохимических характеристик использованы химические анализы амананского комплекса (габброидов — 3, гранитоидов — 43) и рудоносного комплекса (гранитов — 15, порфиров — 67). На графики вынесен каждый третий анализ амананских гранитоидов и каждый второй анализ порфиров рудоносного комплекса. В пределах исследованной нами площади месторождения не были обнаружены амананские гранитоиды повышенной основности (монцониты, диориты). В связи с этим рис. 2 и 3 дополнены анализами В.Т. Покалова [1992]. В тексте и на рис. 2, 3 использованы содержания оксидов (мас. %), пересчитанные на 100 % сухого остатка. Для характеристики микроэлементного состава пород (рис. 4) использованы анализы габброидов (3), гранитоидов (4) амананского комплекса и гранитов (6), порфиров (15) рудоносного комплекса.

Амананский комплекс. В габброидах содержания (мас. %) составляют: $\text{SiO}_2 = 48.39\text{—}52.35$, $\text{MgO} = 4.87\text{—}9.26$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 3.55\text{—}4.67$. Породы относятся к известково-щелочной серии (см. рис. 3, диаграмма $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$) калиево-натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3.3\text{—}2.5$) и соответствуют метаглиноземистым образованиям: диапазоны A/CNK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол-во] и A/NK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол-во] составляют 0.64—0.75 и 2.6—3.0. Индекс магнезиальности Mg\# [$100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$] варьирует в диапазоне 44—67. Из когерентных элементов в габбро отмечаются повышенные содержания Ni до 101, Cr до 216, V до 360, Sc до 52 г/т. Содержания в породах LREE (легкие редкие земли) высокие ($\text{La} = 12.9\text{—}18.0$ г/т), а HREE (тяжелые редкие земли) низкие ($\text{Yb} = 0.95\text{—}1.71$ г/т). Спектры REE (рис. 5) габбро дифференцированные (нормированные по хондриту отношения La/Yb ($\text{La}/\text{Yb})_n = 5\text{—}9.2$) со слабой отрицательной Eu аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.74\text{—}0.88$). Значения $(\text{Tb}/\text{Yb})_n$ в габброидах CJ-20 и K-6 соответственно составляют 1.91 и 2.06.

В гранитоидах содержания SiO_2 варьируют в диапазоне 57.18—72.78 мас. %. Породы относятся к высококальциевой известково-щелочной серии. Содержания в них MgO и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ изменяются в диапазонах 0.40—3.84 и 6.30—8.21 мас. %, $\text{Mg\#} = 19\text{—}50$. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ варьирует от 0.59 до 1.27. Величина коэффициента аргитности K_a [$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, мол. кол-во] составляет 0.49—0.80. Породы метаглиноземистые до слабоглиноземистых ($A/\text{CNK} = 0.8\text{—}1.0$).

Гранитоиды характеризуются умеренными до высокими содержаниями LILE (крупноионные литофильные элементы): Rb = 84—215, Sr = 294—518, Ba = 531—1129 г/т; содержания HFSE (высокозарядные элементы) пониженные: Zr = 97—122, Nb = 3.5—11.3 г/т; содержания LREE умеренные, MREE (средние REE) пониженные, HREE низкие ($\text{La} = 15.2\text{—}24$, $\text{Sm} = 0.85\text{—}3.2$, $\text{Yb} = 0.63\text{—}1.02$ г/т). Спектры REE дифференцированные с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 16.2\text{—}21.4$ и отрицательной Eu аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.55\text{—}0.61$). Для них типичен крутой наклон в области MREE с $(\text{Nd}/\text{Dy})_n = 5.6\text{—}6.8$ и пологий в области HREE с $(\text{Dy}/\text{Yb})_n = 1.1\text{—}1.2$.

Рудоносный комплекс. В гранитах и гранит-порфирах петрогеохимические характеристики аналогичны. Им соответствуют содержания $\text{SiO}_2 = 69.48\text{—}75.79$ и 69.40—74.14, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 7.45\text{—}8.96$

Таблица 1.

**Содержания оксидов в породах амананского и рудоносного комплексов
Жирекенского месторождения**

Компонент	Амананский комплекс				Рудоносный комплекс							
	SJ-20	К-6	К-5	К-4	К-12	К-13	К-14/1	К-7	К-24/1	К-14	К-11/6	К-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	47.68	51.60	66.80	69.50	70.10	75.40	56.12	59.00	64.10	68.49	70.60	72.35
TiO ₂	1.44	1.30	0.44	0.23	0.25	0.15	0.82	0.86	0.57	0.39	0.25	0.26
Al ₂ O ₃	15.43	17.50	15.70	16.20	14.50	12.50	14.58	14.60	15.60	15.18	13.40	13.70
FeO _{общ.}	7.69	9.27	3.33	2.43	2.65	1.98	8.81	7.02	3.60	2.98	4.14	1.80
MnO	0.234	0.11	0.05	0.03	0.03	0.02	0.05	0.06	0.03	0.020	0.03	0.02
MgO	8.84	4.91	1.17	0.40	0.47	0.24	5.57	4.91	1.89	0.89	0.57	0.48
CaO	10.50	9.09	2.64	2.15	1.70	0.80	3.39	3.02	2.85	2.49	1.20	1.55
Na ₂ O	2.70	3.27	4.33	4.67	4.33	3.33	3.53	4.33	4.33	3.98	3.33	3.67
K ₂ O	0.69	1.33	4.00	3.33	4.50	5.06	3.11	3.67	2.88	3.30	4.50	4.50
P ₂ O ₅	0.26	0.19	0.10	0.04	0.06	0.03	0.25	0.22	0.19	0.16	0.05	0.05
П.п.п.	2.06	1.50	0.74	0.54	0.65	0.42	2.49	1.62	2.83	1.40	0.99	0.83
Сумма	97.53	100.07	99.30	99.52	99.24	99.93	98.71	99.31	98.87	99.28	99.06	99.21
Sc, г/т	52	30	5.0	1.91	2.9	3.8	19.8	10.8	7.1	—	3.2	2.8
V	278	320	58	14.3	21	33	113	133	80	—	29	27
Cr	216	48	25	17.8	13.1	15.0	108	290	39	—	38	10.7
Co	31	27	7.2	2.0	4.9	2.8	7.9	13.6	9.6	—	5.9	2.9
Ni	101	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	33	169	26	—	2	2
Rb	17	36	144	84	204	215	395	312	176	137	205	207
Sr	722	857	518	478	359	294	448	515	619	477	301	305
Y	24	14.3	11.8	7.2	14.3	3.5	15	22	13.0	14	9.1	13.1
Zr	151	48	108	97	77	122	283	101	128	280	68	89
Nb	6.0	2.7	7.8	3.5	6.7	11.3	6.8	6.2	5.9	9.6	7.6	10.5
Cs	1.45	3.9	5.8	2.9	5.9	9.0	57	23	36	12	6.0	7.3
Ba	72	310	633	1 129	838	531	288	575	1 377	487	852	1 206
La	16	12.9	24	20	33	15.2	29	41	18.3	35	30	31
Ce	40	27	54	34	59	19.2	58	78	38	68	46	51
Pr	5.5	3.7	5.7	4.0	6.6	1.75	6.8	9.1	5.3	7.2	4.6	5.4
Nd	23	15.3	19.3	13.6	21	5.0	24	32	20	24	14.2	16.6
Sm	5.1	3.2	3.2	2.2	3.3	0.85	4.3	5.3	3.7	3.7	2.1	2.5
Eu	1.24	0.91	0.54	0.41	0.38	0.28	0.67	0.83	0.67	0.60	0.24	0.27
Gd	4.8	3.1	2.6	1.82	2.7	0.60	3.2	4.6	2.8	3.0	1.63	2.1
Tb	0.73	0.44	0.31	0.19	0.38	0.089	0.43	0.62	0.37	0.38	0.19	0.31
Dy	3.8	2.4	1.84	1.08	2.0	0.57	2.2	3.2	2.1	1.96	1.20	1.88
Ho	0.73	0.44	0.38	0.19	0.38	0.13	0.36	0.63	0.38	0.38	0.25	0.38
Er	2.1	1.21	1.08	0.57	1.08	0.44	1.11	1.70	1.13	1.09	0.76	1.25
Tm	0.27	0.17	0.16	0.09	0.17	0.084	0.16	0.24	0.18	0.18	0.13	0.20
Yb	1.71	0.95	1.02	0.64	1.14	0.63	1.06	1.70	1.13	1.20	0.95	1.32
Lu	0.24	0.13	0.15	0.10	0.16	0.12	0.16	0.25	0.16	0.18	0.16	0.21
Hf	3.9	1.36	3.0	2.5	2.2	4.9	6.1	2.7	4.1	6.9	2.4	2.9
Ta	0.33	0.30	0.83	0.23	0.98	1.25	0.38	0.45	0.83	0.68	1.06	1.27
Pb	78	13.9	17.3	23	32	17.1	18.1	25	18.1	—	14.6	19.1
Th	4.4	2.3	12.4	4.5	12.2	19.3	5.7	5.4	8.7	22	17.0	16.8
U	1.21	0.98	2.1	1.06	8.2	10.0	1.63	5.1	6.3	5.4	11.2	16.7

Примечание. 1—4 — амананский комплекс: 1 — габбро, 2 — габбро-диорит, 3 — кварцевый монзонит, 4 — гранит; 5—12 — рудоносный комплекс: 5, 6 — гранит, 7, 8 — монзонит-порфир, 9 — кварцевый монзонит-порфир, 10—12 — гранит-порфир. Прочерк — нет данных.

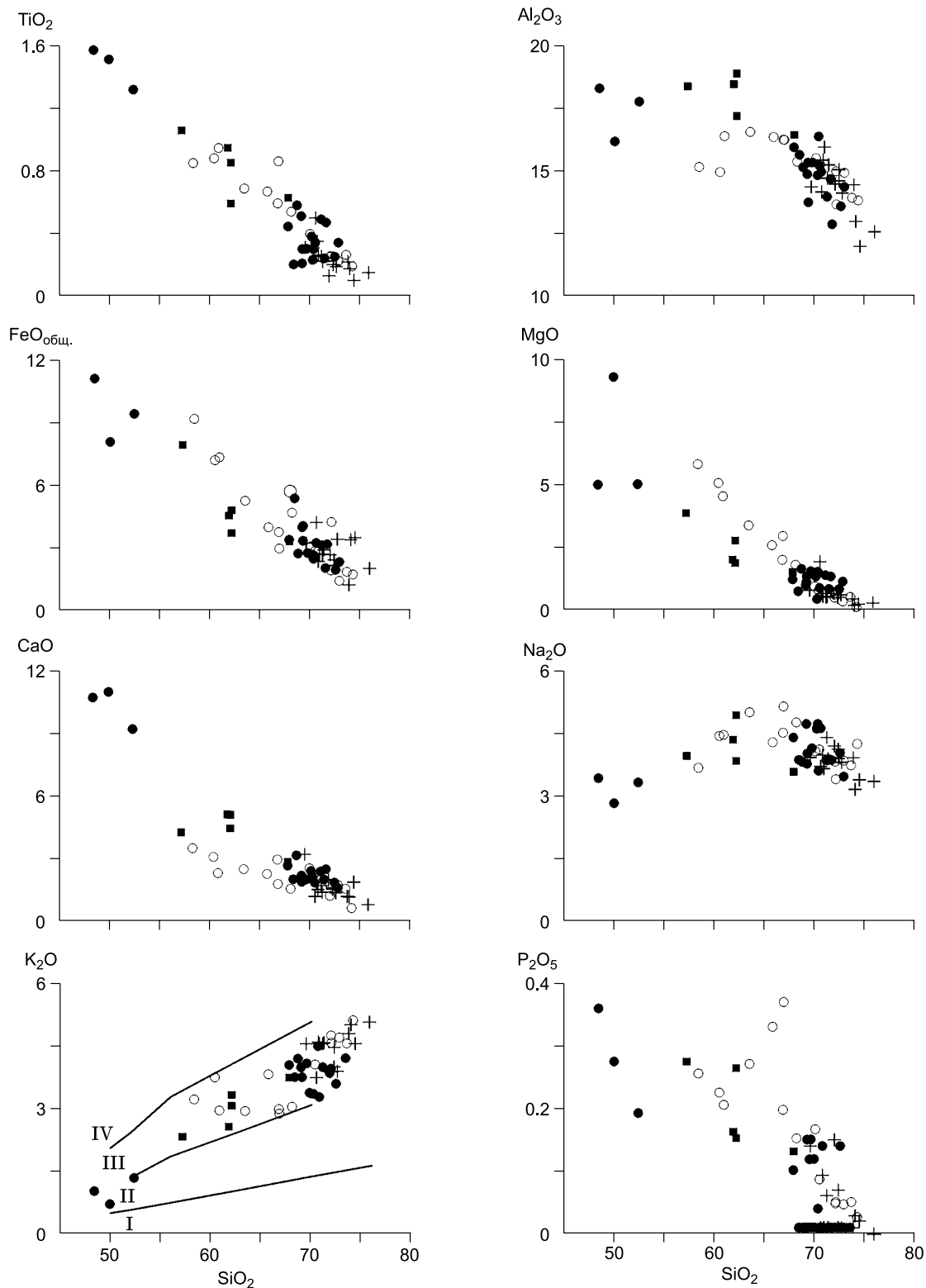


Рис. 3. Диаграммы SiO_2 —петрогенные оксиды (мас. %) для магматических пород Жирекенского месторождения.

На диаграмме SiO_2 — K_2O поля магматических серий по [Rickwood, 1989]: I — толеитовая, II — известково-щелочная, III — высоко-К известково-щелочная, IV — шононитовая. Усл. обозн. см. на рис. 2.

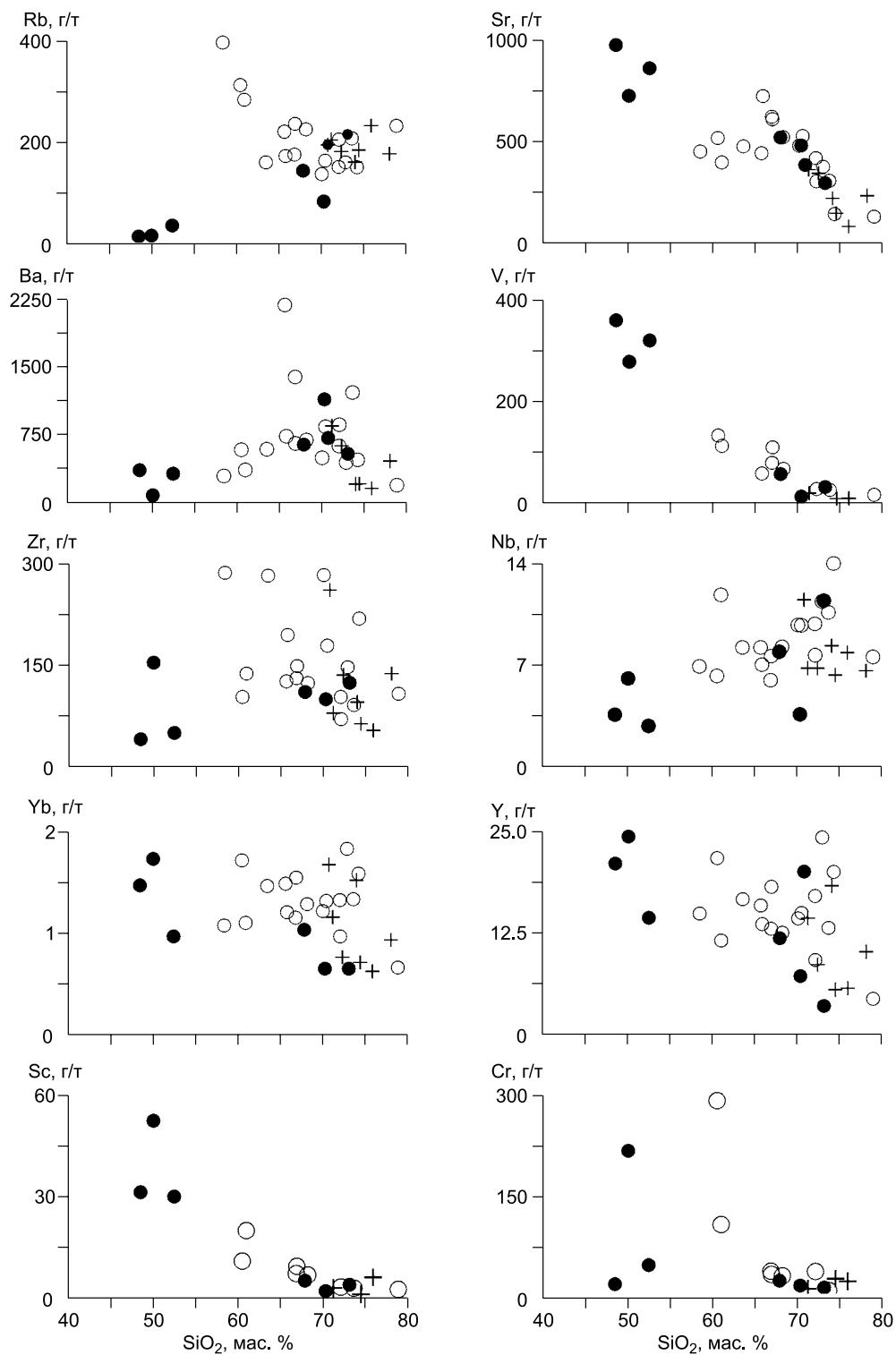


Рис. 4. Диаграммы SiO_2 —микроэлементы для магматических пород Жирекенского месторождения.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

и 7.32—9.38, $\text{K}_2\text{O} = 3.75$ —5.24 и 3.90—5.23 мас. %. В этих же породах соответственно $\text{Mg}\# = 8$ —32 и 7—30, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.9$ —1.6 и 0.8—1.9, $K_a = 0.69$ —0.88 и 0.60—0.91, $A/\text{CNK} = 0.86$ —1.09 и 0.83—1.11.

В гранитах и гранит-пофирах содержания LILE составляют соответственно: Rb = 161—232 и 151—232, Sr = 80—381 и 129—525, Ba = 148—838 и 185—2174 г/т. Количество HFSE варьирует соот-

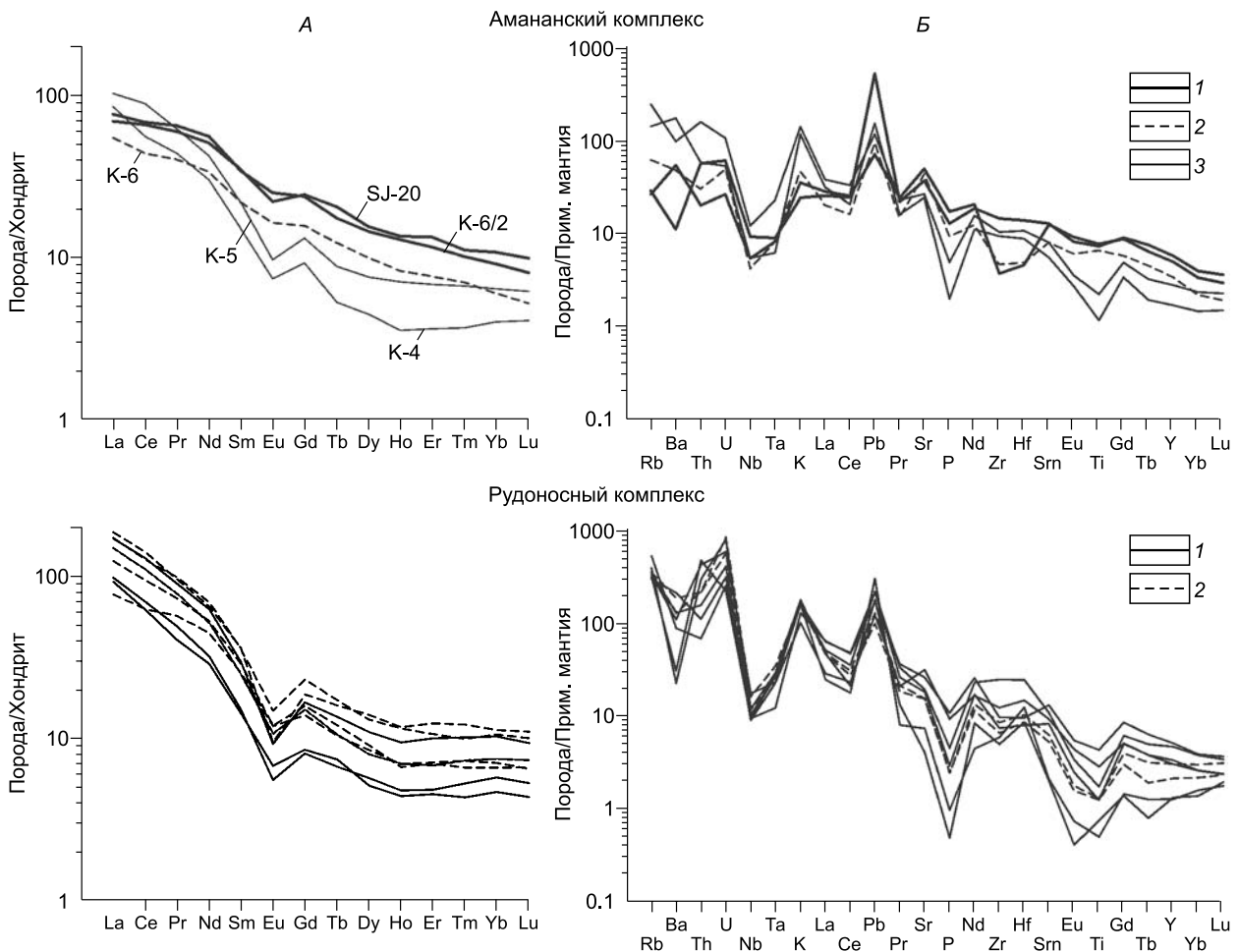


Рис. 5. Спектры REE (А) и микроэлементов (Б) магматических пород Жирекенского месторождения.

Содержания REE и микроэлементов нормированы по хондриту и примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]. Амананский комплекс: 1 — габбро, 2 — габбро-диорит, 3 — гранит; рудоносный комплекс: 1 — гранит, 2 — порфир.

ответственно в диапазонах: Zr = 52—258 и 68—280; Nb = 6.2—11 и 7.5—14 г/т. Интервалы содержаний REE в гранитах и гранит-порфирах следующие: La = 16—41 и 16—45; Sm = 0.81—4.4 и 1.23—4.4; Yb = 0.61—1.66 и 0.65—1.81. Спектры REE дифференцированные с $(La/Yb)_n$ в гранитах и гранит-порфирах соответственно 15.4—33.5 и 15.84—22.05 и отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.24—0.60$ и $0.19—0.39$). Наклоны в области MREE и HREE отвечают значениям $(Nd/Dy)_n = 4.7—5.7$ и $4.2—7.5$, $(Dy/Yb)_n = 0.6—1.2$ и $0.7—1.2$ в гранитах и гранит-порфирах.

В порфирах среднего состава (монцитит- и кварцевых монцитит-порфирах) содержания SiO_2 изменяются от 58.32 до 68.20 мас. %. Сумма щелочей составляет 6.90—8.19 мас. %, $K_2O/Na_2O = 2.95—3.76$, $Mg\# = 35—60$, $K_a = 0.63—0.83$, $A/CNK = 0.88—1.09$. Относительно однотипных пород амананского комплекса порфиры обогащены щелочами (см. рис. 2), $FeO_{общ.}$ и MgO (см. рис. 3). С ростом количества SiO_2 содержания Rb в них уменьшаются, а содержания Sr и Ba увеличиваются. Диапазоны содержаний составляют: Rb = 137—395, Sr = 396—719, Ba = 288—2174, Zr = 101—283, Nb = 5.9—11.7, La = 15.4—35, Sm = 2.4—5.3, Yb = 1.08—1.53 г/т. Наклоны спектров области LREE, MREE и HREE соответственно составляют: $(La/Yb)_n = 9.6—20$, $(Nd/Dy)_n = 4.1—6.5$, $(Dy/Yb)_n = 1.0—1.2$.

Как видно из приведенных данных, петрогеохимические характеристики однотипных пород амананского и рудоносного комплексов близки. На рис. 2—4 области составов пород двух комплексов во многом перекрываются. На диаграммах $SiO_2—TiO_2$, $SiO_2—FeO_{общ.}$, $SiO_2—MgO$, $SiO_2—CaO$, $SiO_2—K_2O$ породы двух комплексов образуют общую или близкие линейные последовательности. Вместе с тем в породах рудоносного комплекса относительно амананского отмечаются повышенные общая щелоч-

ность, в основном за счет K_2O (см. рис. 3), и кремнекислотность, а также повышенные содержания MgO и FeO и низкие содержания Al_2O_3 и CaO .

С уменьшением SiO_2 в породах двух комплексов уменьшаются количества TiO_2 , $FeO_{общ.}$, MgO , CaO (в связи с фракционированием амфибола, биотита и магнетита) и увеличиваются содержания K_2O . Содержания Al_2O_3 и Na_2O (а также P_2O_5 в порфирах) увеличиваются с ростом SiO_2 до 64 мас. % и снижаются при дальнейшем повышении SiO_2 .

U-Pb изотопная геохронология

Среди широко проявленных мезозойских образований Восточного Забайкалья выделяется ряд комплексов, вопрос о возрасте которых остается дискуссионным. Так, гранитоиды амананского комплекса (с малыми интрузиями и оруденением), по [Геологическая карта..., 1992; Геологическое строение..., 1997], относятся к средней—поздней юре. Согласно [Государственная геологическая..., 2010], возраст гранитоидов амананского комплекса позднепермский, а возраст малых интрузий Жирекенского месторождения раннетриасовый. Датировки $^{40}Ar/^{39}Ar$ амананских гранитоидов [Сотников и др., 2005] соответствуют средней юре, рудоносных порфиров — началу поздней юры. Ниже приводятся результаты U-Pb геохронологических исследований магматических пород Жирекенского месторождения (табл. 2, рис. 6, 7).

Амананский комплекс. Цирконы призматические с удлинением 1.5—2.0, ритмической зональностью и свечением в катодолюминесцентном (КЛ) режиме от умеренного до слабого. В кварцевых монцонитах (S-505), взятых за пределами месторождения, датировки цирконов по изотопному отношению $^{206}Pb/^{238}U$ варьируют в диапазоне 170.7—154.4 млн лет и подразделяются на три группы. Первая группа (170.7—165.9 млн лет) представлена зернами 3 и 4. Датировки центров относительно периферии ниже, но с учетом погрешности анализов они перекрываются. Содержания U и Th составляют соответственно 154—1521 и 112—1007 г/т, повышаясь от центра к периферии. Вторая группа (165.1—162.1 млн лет) включает центр и периферию зерна 2 и периферию зерен 5 (т. 5.2) и 6 с пониженными содержаниями U и Th (158—1009 и 170—681 г/т). К третьей группе (157.2 и 154.4 млн лет) относятся зерна 1 и 5 (т. 1) с низкими значениями содержаний U (194, 250 г/т) и Th (132, 250 г/т). В кварцевых монцонитах (S-529) месторождения интервал датировок по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ в цирконе составляет 169.0—156.4 млн лет. Как и в обр. S-505, выделяются три возрастные группы. К ранней относятся периферия зерна 3 (т. 3.3) и центра зерна 4 (т. 4.2) с датировками 169.0 и 167.7 млн лет и высокими содержаниями U (1631 и 1637 г/т) и Th (814 и 1410 г/т). Вторая возрастная группа включает периферию зерен цирконов 1, 2, 4—6 с датировками в диапазоне 164.9—159.2 млн лет и умеренными до низких содержаниями U и Th (192—683 и 169—739 г/т), за исключением периферии зерна 1 (т. 1.2). Датировки зерен 1 (т. 1.1) и 3 (т. 3.1, 3.2) значительно моложе относительно периферии, по-видимому, вследствие потери Pb при их модификации под влиянием поздних процессов. В граните (S-487) месторождения диапазон датировок по отношению $^{206}Pb/^{238}U = 166.1—153.9$ млн лет с преобладанием значений 164.2—158.9 млн лет (т. 1.2, 2.1, 4.1, 4.2, 5.2, 6.1). Содержания U и Th в цирконе составляют 237—500 и 194—381 г/т. Датировки 166.1 и 166.0 млн лет соответствуют центру зерна 5 и периферии зерна 3. Центру зерна 1 отвечают минимальные датировка (153.9 млн лет) и содержания U = 117 и Th = 84 г/т.

Рудоносный комплекс. В граните (S-812) за пределами месторождения и граните (C-1150) месторождения цирконы среднепризматические с ритмической зональностью по периферии, в центрах преимущественно без свечения и слабым свечением по периферии, содержат включения рудных минералов и флюидов (см. рис. 6, обр. S-812, зерна 2 и 4; обр. C-1150, зерна 1, 4, 7). Содержания U и Th умеренные до низких, варьирующие в интервалах 90—527 и 63—401 г/т. Диапазон датировок по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ по 10 точкам цирконов S-812 и C-1150 соответственно составляют 165.9—154.7 и 169.5—155.6 млн лет. Зерно 1 обр. S-812 с датировкой в центре и на периферии 165 млн лет и зерна 5 и 3 обр. C-1150 с датировками на периферии 169.5 и 164.2 млн лет, возможно, заимствованы из предшествующих магматитов. В обр. S-812 низкие датировки 154.7 млн лет в центре зерна 2 и 155.3 млн лет на периферии зерна 6, по-видимому, обусловлены соответственно потерей Pb и воздействием на породу позднего процесса. В монцонит-порфире (C-1160) месторождения цирконы от коротко- до среднепризматических, умеренного до слабого свечения с включениями флюидов и рудных минералов (зерна 1, 2, 8). Содержания U и Th низкие до умеренных (134—305 и 84—242 г/т). Исключение составляет зерно 9, центр которого однородный по структуре с ярким свечением и низкими содержаниями U и Th (90 и 71 г/т). Ему соответствует датировка 166.5 ± 3.8 млн лет. Периферийной зоне зерна 9, обогащенной U и Th (2142 и 1284 г/т), отвечает датировка 157.6 ± 2.2 млн лет. Диапазон датировок по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ в цирконах 166.5—153.0 млн лет. Преобладают датировки (точки 1.1, 3.1, 4.1, 5.1, 7.1, 8.1, 8.2, 9.2) в интервале 160.2—155.2 млн лет.

Широкий диапазон датировок в каждом образце, по-видимому, обусловлен влиянием ряда процессов: выносом цирконов из очагов и/или заимствованием из предшествующих пород, кристаллизаци-

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов магматических пород Жирекенского месторождения

Образец. Зерно. Точка	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, г/г	Возраст, млн лет	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (1)	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (1)	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (1)	±%	Rho
		г/г	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (1)										
Амананский комплекс													
S-505.1.1	1.56	194	132	0.70	4.19	157.2 ± 2.9	0.045	16	0.152	16	0.02468	1.9	0.118
S-505.2.1	2.56	158	170	1.11	3.57	163.5 ± 4.7	0.048	29	0.169	29	0.02569	2.9	0.101
S-505.2.2	0.97	1009	681	0.70	22.50	163.3 ± 1.8	0.045	8	0.160	8	0.02566	1.1	0.136
S-505.3.1	2.58	154	112	0.75	3.55	165.9 ± 4.5	0.048	29	0.173	29	0.02607	2.7	0.094
S-505.3.2	0.50	1274	681	0.55	29.50	170.7 ± 1.9	0.047	4	0.174	4	0.02684	1.1	0.251
S-505.4.1	0.67	476	309	0.67	10.90	167.8 ± 2.3	0.050	9	0.180	9	0.02637	1.4	0.152
S-505.4.2	0.21	1521	1007	0.68	34.70	168.5 ± 1.6	0.051	3	0.186	4	0.02648	1.0	0.283
S-505.5.1	0.91	250	177	0.73	5.26	154.4 ± 3.2	0.051	16	0.171	16	0.02425	2.1	0.134
S-505.5.2	0.55	950	488	0.53	21.30	165.1 ± 2.2	0.050	7	0.178	7	0.02594	1.3	0.192
S-505.6.1	1.62	456	316	0.72	10.20	162.1 ± 2.9	0.048	16	0.168	17	0.02547	1.8	0.110
S-529.1.1	3.33	151	111	0.76	3.29	156.4 ± 5	0.048	38	0.161	38	0.02456	3.2	0.084
S-529.1.2	0.94	1203	1032	0.89	27.00	164.9 ± 2.1	0.050	11	0.177	11	0.02590	1.3	0.121
S-529.2.1	1.19	413	325	0.81	8.98	159.2 ± 2.8	0.055	14	0.190	14	0.02500	1.8	0.124
S-529.3.1	1.79	350	353	1.04	7.66	159.0 ± 3.5	0.043	24	0.147	25	0.02497	2.2	0.092
S-529.3.2	2.55	202	140	0.72	4.56	162.9 ± 4	0.050	30	0.178	30	0.02559	2.5	0.081
S-529.3.3	0.44	1631	814	0.52	37.40	169.0 ± 1.9	0.048	5	0.174	5	0.02657	1.2	0.218
S-529.4.1	1.62	683	739	1.12	15.10	161.6 ± 2.7	0.042	19	0.147	19	0.02538	1.7	0.089
S-529.4.2	0.73	1627	1410	0.90	37.10	167.7 ± 2	0.049	8	0.176	8	0.02636	1.2	0.159
S-529.5.1	1.06	489	333	0.70	11.00	164.5 ± 2.7	0.050	12	0.178	12	0.02585	1.7	0.137
S-529.6.1	2.78	192	169	0.91	4.25	159.3 ± 4.1	0.057	26	0.197	26	0.02502	2.6	0.101
S-487.1.1	2.98	117	84	0.74	2.51	153.9 ± 5	0.058	32	0.195	32	0.02416	3.3	0.103
S-487.1.2	1.00	343	246	0.74	7.59	162.4 ± 2.4	0.052	15	0.184	15	0.02551	1.5	0.101
S-487.2.1	1.79	289	194	0.70	6.32	159.4 ± 3.7	0.045	23	0.155	23	0.02504	2.4	0.102
S-487.3.1	1.82	228	245	1.11	5.05	161.4 ± 3.3	0.054	17	0.188	17	0.02535	2.0	0.118
S-487.3.2	0.99	535	374	0.72	12.10	166.0 ± 2.4	0.047	12	0.168	12	0.02609	1.5	0.123
S-487.4.1	2.05	237	241	1.05	5.19	158.9 ± 3.4	0.050	22	0.171	22	0.02496	2.1	0.097
S-487.4.2	0.89	494	363	0.76	10.80	161.2 ± 2.3	0.051	9	0.176	9	0.02531	1.4	0.153
S-487.5.1	2.66	207	208	1.04	4.77	166.1 ± 4.5	0.043	34	0.155	34	0.02611	2.8	0.082
S-487.5.2	1.64	434	303	0.72	9.67	162.4 ± 3	0.045	16	0.160	16	0.02552	1.8	0.114
S-487.6.1	1.50	500	381	0.79	11.20	164.2 ± 2.6	0.044	16	0.155	16	0.0258	1.6	0.103
Рудоносный комплекс													
S-812.1.1	1.10	202	198	1.01	4.56	165.4 ± 3.0	0.045	12	0.162	12	0.02598	1.8	0.146
S-812.1.2	1.28	231	151	0.67	5.25	165.9 ± 2.8	0.047	14	0.169	14	0.02608	1.7	0.127
S-812.2.1	1.06	148	140	0.98	3.12	154.7 ± 2.8	0.048	16	0.160	16	0.02429	1.9	0.115
S-812.2.2	0.76	208	129	0.64	4.53	160.3 ± 2.5	0.048	8	0.167	8	0.02517	1.6	0.206
S-812.3.1	0.92	170	127	0.77	3.68	158.6 ± 2.8	0.050	12	0.172	12	0.02491	1.8	0.154
S-812.4.1	1.11	187	133	0.74	4.10	160.7 ± 2.8	0.049	13	0.172	13	0.02524	1.8	0.136
S-812.5.1	1.20	317	370	1.21	6.96	160.6 ± 2.9	0.047	11	0.165	11	0.02523	1.9	0.169
S-812.5.2	0.70	254	167	0.68	5.59	162.2 ± 2.6	0.047	11	0.164	11	0.02547	1.6	0.148
S-812.6.1	1.53	196	204	1.08	4.36	162.4 ± 3.0	0.046	14	0.161	14	0.02552	1.9	0.128
S-812.6.2	1.45	228	145	0.66	4.85	155.3 ± 2.8	0.049	13	0.163	13	0.02439	1.8	0.139
C-1150.1.1	2.40	138	109	0.81	3.00	156.7 ± 2.9	0.047	18	0.159	18	0.02460	1.9	0.104
C-1150.2.1	1.68	116	94	0.84	2.50	157.2 ± 3.0	0.054	13	0.182	14	0.02469	2.0	0.144
C-1150.3.1	1.42	166	157	0.97	3.56	156.4 ± 2.6	0.049	12	0.166	13	0.02456	1.7	0.136
C-1150.3.2	1.41	204	141	0.71	4.58	164.2 ± 2.7	0.044	14	0.156	14	0.02580	1.6	0.116
C-1150.4.1	1.76	168	131	0.80	3.68	159.1 ± 2.9	0.047	17	0.163	18	0.02498	1.9	0.106

Образец. Зерно. Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (1)	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (1)	±%	Rho
		г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)										
C-1150.5.1	0.84	204	143	0.72	4.72	169.5 ± 2.9	0.051	10	0.187	10	0.02664	1.7	0.168
C-1150.6.1	3.27	134	105	0.81	3.01	161.4 ± 3.9	0.057	26	0.198	26	0.02535	2.4	0.093
C-1150.6.2	1.54	203	138	0.70	4.34	156.0 ± 2.8	0.064	16	0.215	16	0.02449	1.8	0.113
C-1150.7.1	2.00	90	63	0.72	1.93	155.6 ± 3.7	0.063	19	0.211	20	0.02443	2.4	0.125
C-1150.7.2	1.12	527	401	0.79	11.30	157.1 ± 2.3	0.049	9	0.166	9	0.02467	1.5	0.164
C-1160.1.1	3.12	142	107	0.78	3.17	160.2 ± 3.7	0.043	31	0.148	31	0.02517	2.3	0.074
C-1160.2.1	1.02	214	151	0.73	4.75	163.1 ± 2.7	0.046	10	0.164	10	0.02563	1.7	0.169
C-1160.3.1	0.91	305	212	0.72	6.54	157.7 ± 2.4	0.049	8	0.169	8	0.02476	1.5	0.183
C-1160.4.1	3.59	134	84	0.65	2.95	157.3 ± 3.9	0.046	33	0.155	33	0.02470	2.5	0.076
C-1160.5.1	2.09	223	242	1.12	4.86	158.1 ± 4.1	0.041	21	0.140	22	0.02483	2.6	0.121
C-1160.6.1	1.57	155	147	0.98	3.25	153.0 ± 2.8	0.053	13	0.175	13	0.02402	1.8	0.141
C-1160.7.1	1.87	180	123	0.70	3.85	155.2 ± 2.8	0.044	16	0.147	17	0.02437	1.8	0.109
C-1160.8.1	1.05	276	215	0.80	5.98	158.7 ± 2.4	0.054	9	0.186	9	0.02492	1.6	0.181
C-1160.8.2	1.39	153	103	0.69	3.27	156.4 ± 3.1	0.047	20	0.160	20	0.02456	2.0	0.099
C-1160.9.1	1.79	90	71	0.82	2.05	166.5 ± 3.8	0.044	25	0.157	26	0.02616	2.3	0.091
C-1160.9.2	0.22	2142	1284	0.62	45.60	157.6 ± 2.2	0.049	2	0.166	3	0.02475	1.4	0.516

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb^* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Погрешность калибровки стандарта $\sim 0.5\%$. (1) — обыкновенный Pb скорректирован по измеренному ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопных исследований магматических пород Жирекенского месторождения

Номер пробы	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)^*$	$T(\text{DM})$, млрд лет
		г/г					
Амананский комплекс							
K-6/2	Габбро	5.55	26.49	0.1267	0.512495 ± 9	-1.4	—
K-6	Габбро-диорит	3.50	15.72	0.1344	0.512480 ± 15	-1.8	—
K-5	Гранит	3.13	18.88	0.1001	0.512009 ± 32	-10.3	1.5
Рудоносный комплекс							
K-12	Гранит	3.26	19.80	0.0996	0.512586 ± 15	+1.0	0.77
K-13	»	1.08	8.27	0.0792	0.512431 ± 14	-1.6.0	0.82
K-14/1	Монцит-порфир	3.98	24.61	0.0978	0.512428 ± 10	-2.1	0.95
K-7	»	5.49	31.49	0.1054	0.512443 ± 31	-1.9	1.0
K-20	»	2.85	15.85	0.1087	0.512399 ± 10	-2.9	1.1
S-805	Кварцевый монцит-порфир	5.31	34.15	0.0941	0.512445 ± 16	-1.7	0.90
K-24/1	»	2.91	17.40	0.1010	0.512349 ± 33	-3.7	1.1
K-1	Гранит-порфир	2.41	15.47	0.0940	0.512421 ± 16	-2.1	0.93
K-11/6	»	2.10	14.01	0.0907	0.512446 ± 11	-1.6	0.87
K-14	»	4.26	26.74	0.0964	0.512418 ± 21	-2.2	0.95
S-0524a	Фельзит-порфир	5.30	32.94	0.0972	0.512426 ± 8	-2.1	0.95

Примечание. При расчете ϵ_{Nd} и $T(\text{DM})$ использованы следующие значения современных изотопных отношений однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и деплетированной мантии (DM): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ [Goldstein, Jacobsen, 1988].

* Рассчитано на 160 млн лет.



Рис. 6. Катодолюминесцентные изображения цирконов магматических пород Жирекенского месторождения.

Номера зерен соответствуют табл. 2. При двух и трех анализах в одном зерне первая цифра — номер зерна, вторая — номер точки.

ей новообразованного минерала при наложении поздних процессов, а также модификацией минерала при тектонических подвижках. В связи с этим при расчете геохронологического возраста гранитоидов не учитывались датировки с высокими и низкими значениями. Конкордантный возраст амананских гранитоидов по 15 точкам цирконов S-505 (2.1, 2.2, 5.2, 6.1), S-529 (1.2, 2.1, 4.1, 5.1, 6.1) и S-487 (1.2, 2.1, 4.1, 4.2, 5.2, 6.1) составил 162.6 ± 1.4 (MSWD = 0.37, $p = 0.54$) млн лет. Возраст пород рудоносного комплекса следующий: для гранитов по 13 точкам S-812 (2.2, 3.1, 4.1, 5.1, 5.2, 6.1) и C-1150 (1.1, 2.1, 4.1, 6.1,

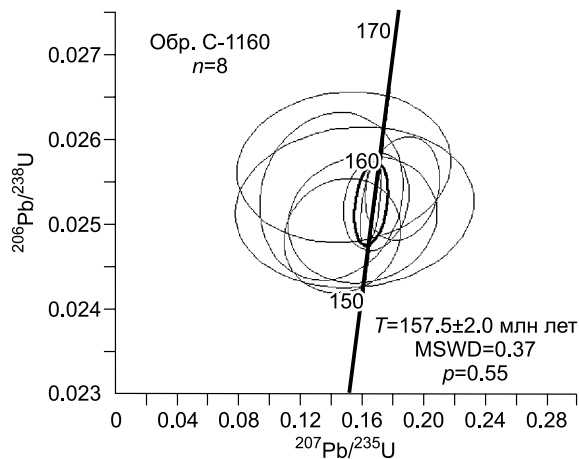
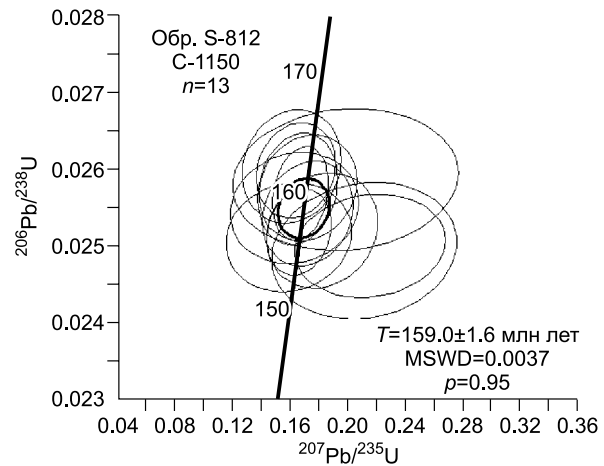
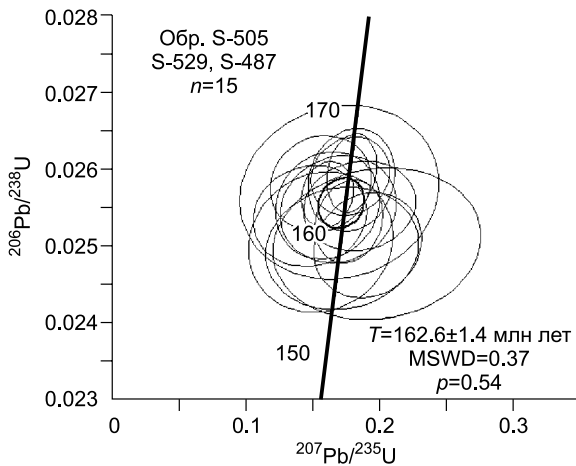


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов магматических пород Жирекенского месторождения.

Погрешности конкордантных возрастов на уровне 2σ.

5.2, 7.1, 7.2) — 159.0 ± 1.6 млн лет ($MSWD = 0.004$, $p = 0.95$) и монцитит-порфиров по 8 точкам — 157.5 ± 2.0 млн лет ($MSWD = 0.37$, $p = 0.55$).

Приведенные U-Pb датировки рудоносного комплекса согласуются с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ значениями (160.4 ± 0.4 и 158.0 ± 0.4 млн лет) порфиров [Сотников и др., 2005]. К $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировке амананских гранитоидов 168.1 ± 1.9 млн лет [Сотников и др., 2005] близки единичные относительно древние датировки цирконов. Большой интервал U-Pb датировок (170—153 млн лет) цирконов в гранитоидах месторождения свидетельствует о длительном функционировании магматической системы, эпизодически поставлявшей расплавы на ее верхние горизонты.

Sm-Nd, Rb-Sr, Pb изотопная систематика

Изотопия Sm-Nd. Результаты изучения изотопного состава Sm и Nd приведены в табл. 3 и на рис. 8. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ габбро К-6/2 и габбро-диоритов К-6 амананского комплекса составляют -1.4 и -1.8 . Амананским гранитам К-5 соответствует оценка $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -10.3$. По двум анализам

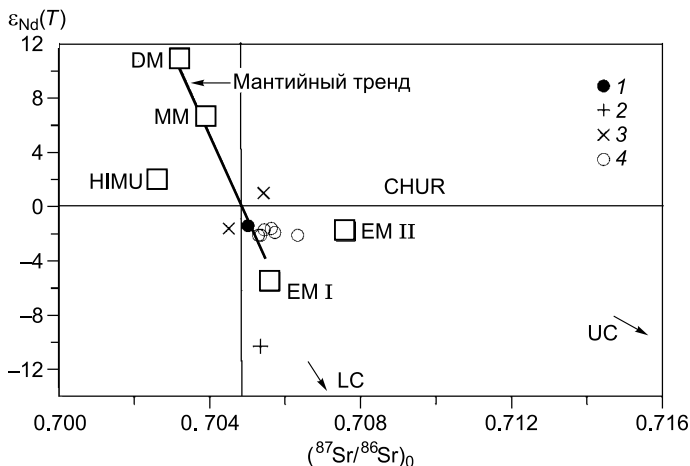


Рис. 8. Изотопные составы магматических пород Жирекенского месторождения на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

1, 2 — амананский комплекс: 1 — габбро, 2 — гранит; 3, 4 — рудоносный комплекс: 3 — гранит, 4 — порфир. Мантия: деплетированная (DM), обогащенная неодимом (EM I) и радиогенным стронцием (EM II), с высоким значением μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) (HIMU), по [Hofmann, 2007], метасоматизированная (MM), по данным среднего состава базальтов островных дуг [Kelemen et al., 2007]. LC — нижняя континентальная кора, по [Hou et al., 2013], UC — верхняя континентальная кора, по [Yang et al., 2007], CHUR — однородный хондритовый резервуар.

Таблица 4. Результаты Rb-Sr изотопных исследований магматических пород Жирекенского месторождения

Номер пробы	Порода	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0^*$
		г/г				
Амананский комплекс						
К-6/2	Габбро	15.5	1039	0.04306	0.70511 ± 6	0.70501
К-5	Гранит	154	583	0.76517	0.70708 ± 5	0.70534
Рудоносный комплекс						
К-12	»	203	367	1.59765	0.70906 ± 3	0.70543
К-13	»	231	79	8.42810	0.72368 ± 6	0.70451
К-7	Монцонит-порфир	320	562	1.65029	0.70948 ± 3	0.70573
К-14/1	Кварцевый монцонит-порфир	256	535	1.38276	0.70850 ± 3	0.70535
S-805		189	730	0.74941	0.70715 ± 4	0.70545
К-1	Гранит-порфир	202	310	1.88624	0.70958 ± 2	0.70529
К-11/6	»	214	331	0.70573	0.70988 ± 3	0.70563
S-0524a	Фельзит-порфир	156	137	3.30977	0.71386 ± 2	0.70633

* Рассчитано на 160 млн лет.

Таблица 5. Результаты исследования изотопного состава Pb полевых шпатов магматических пород и сульфидов Жирекенского месторождения

Номер пробы	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$
Полевые шпаты			
Амананский комплекс			
<i>Граниты</i>			
S-462	18.0857 ± 0.0002	15.4873 ± 0.0001	38.0456 ± 0.0004
S-463	18.1152 ± 0.0007	15.4917 ± 0.0008	38.1161 ± 0.0028
C-1158	18.1364 ± 0.0064	15.4992 ± 0.0048	38.2556 ± 0.0108
Рудоносный комплекс			
<i>Граниты</i>			
S-467	18.2708 ± 0.0008	15.5160 ± 0.0008	38.2299 ± 0.0028
C-1155	18.1990 ± 0.0003	15.5085 ± 0.0003	38.2303 ± 0.0007
C-1161	18.4421 ± 0.0003	15.5340 ± 0.0003	38.4547 ± 0.0012
<i>Гранит-порфиры</i>			
S-0526	18.2439 ± 0.0007	15.5063 ± 0.0008	38.2750 ± 0.0027
C-1159	18.3938 ± 0.0004	15.5449 ± 0.0040	38.3850 ± 0.0016
Сульфиды			
S-794 (молибденит) ¹	20.1733 ± 0.0004	15.6246 ± 0.0005	37.2701 ± 0.0015
S-0508 (молибденит) ²	18.5011 ± 0.0004	15.5196 ± 0.0004	38.1816 ± 0.0012
G-60 (халькопирит) ³	18.0476 ± 0.0007	15.5031 ± 0.0009	38.0597 ± 0.0030
S-0515 (пирит) ⁴	17.9949 ± 0.0004	15.4929 ± 0.0003	38.0057 ± 0.0011

¹ Кварц-полевошпатовый прожилок.² Кварц-полевошпатовый метасоматит.³ Кварцевый прожилок.⁴ Кварц-серицитовый прожилок.

гранитов рудоносного комплекса (К-12 и К-13) получены значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 1.0$ и -1.6 . В порфирах $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьируют от -3.7 до -1.6 . Преобладают $\epsilon_{\text{Nd}}(T) \geq -2.1$. Неодимовые модельные датировки $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ пород рудоносного комплекса варьируют в диапазоне 1.1—0.76 млрд лет. Значение $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ амананских гранитов составляет 1.5 млрд лет. В соответствии с предложенным [Jahn et al., 2000] расчетом соотношения мантийного и корового компонентов в магнообразовании (см. табл. 3) доля мантийного компонента составила в амананских гранитах 10 %, в породах рудоносного комплекса 70—50 %.

Изотопия Sr. Изотопные составы Sr пород амананского и рудоносного комплексов приведены в табл. 4 и на рис. 8. Породы в целом характеризуются довольно узким диапазоном первичных отноше-

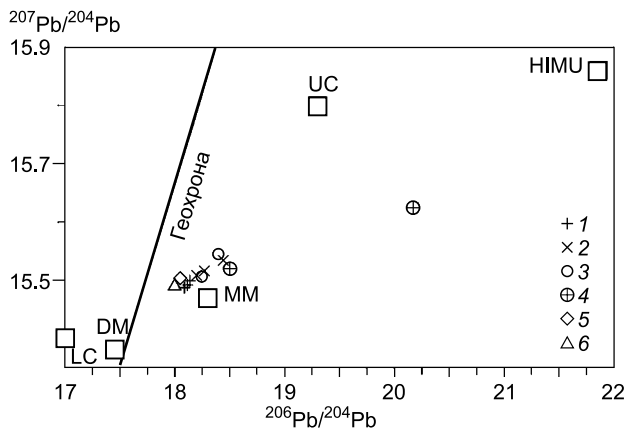


Рис. 9. Изотопные составы свинца Жирекенского месторождения на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

1—3 — полевые шпаты: 1 — гранита амананского комплекса; 2, 3 — гранита (2) и гранит-порфира (3) рудоносного комплекса; 4—6 — рудные минералы: 4 — молибденит, 5 — халькопирит, 6 — пирит. DM, HIMU — [Hofmann, 2007], MM — [Kelenen et al., 2007], LC, UC — [Gao et al., 1998].

^{86}Sr)₀ составляют 0.70451 и 0.70543. В порфирах величины ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ соответствуют интервалу 0.70529—0.70573 (за исключением фельзит-порфиров, в которых ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.70633).

Изотопия Pb. Результаты анализов изотопного состава свинца в полевых шпатах магматических пород и сульфидах из зон рудной минерализации приведены в табл. 5 и на рис. 9. Исследовались полевые шпаты амананских гранитов и рудоносных гранитов и гранит-порфиров. В трех анализах амананских гранитов отношения изотопов Pb варьируют в узком диапазоне: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18.086—18.136, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 15.487—15.499, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 38.046—38.256. Породы рудоносного комплекса относительно амананского обогащены радиогенным свинцом. По трем анализам полевых шпатов гранитов диапазоны изотопных отношений составляют: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18.199—18.442, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 15.509—15.534, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 38.230—38.455. В двух пробах полевых шпатов порфиров ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18.244 и 18.394; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 15.506 и 15.545; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 38.275 и 38.385) изотопные отношения свинца близки к таковым в гранитах рудоносного комплекса.

Две пробы молибденита показали разный изотопный состав Pb. Состав одного из них (S-0508) близок к полевому шпату гранитов и гранит-порфиров рудоносного комплекса ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18.501, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 15.520, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 38.182). Молибденит S-784 относительно S-0508 обогащен изотопами ^{206}Pb , ^{207}Pb и обеднен изотопом ^{208}Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 20.173, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 15.625, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 37.270). Изотопные составы халькопирита и пирита (соответственно $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18.048 и 17.995; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 15.503 и 15.493; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 38.060 и 38.006) наиболее близки к полевым шпатам амананских гранитов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Генезис габбро

Отношения (Tb/Yb)_n в габброидах, составляющие 2.06 и 1.91, позволяют предполагать, согласно [Wang et al., 2002], выплавление базальтоидной магмы в условиях стабильности граната. Положительные аномалии Pb, Sr и отрицательные аномалии Nb, Ta, P на спектрах микроэлементов габбро (см. рис. 5) указывают на существенную роль субдукционного компонента, унаследованного от мантии, метасоматизированной флюидами при субдукции плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент. Низкие значения ϵ_{Nd} (−1.4 и −1.8) в габброидах и повышенное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, составляющее 0.70501 (см. табл. 3, 4), предполагают участие корового материала в их формировании. На рис. 8 фигуративная точка изотопных составов габбро лежит вблизи мантийного тренда между изотопными составами метасоматизированной мантии и нижней коры. Взаимодействие базальтоидной магмы с веществом коры могло иметь место на мантийном уровне в связи с деламинацией литосферы, вызванной утолщением при коллизии, и/или при подъеме магмы и ее внедрении в основание континентальной коры. Таким материалом могли быть породы фундамента, представленные докембрийскими метаинтрузивными образованиями. Пониженные значения Mg# (67—44) и низкие содержания Ni, Cr, V, Co, отрицательная корреляция оксидов с SiO₂ (см. рис. 3), небольшая отрицательная Eu аномалия (см. рис. 4) свидетельствуют о том, что габброиды являются продуктами кристаллизации дифференцированного базальтоидного расплава.

Генезис гранитоидов

Среди магматических образований Жирекенского месторождения доминируют умеренно кислые амананские граниты и рудоносные граниты и гранит-порфиры. Породы основного и промежуточного составов встречаются весьма редко. Однако их проявление, хотя и ограниченное относительно гранитоидов, не исключает присутствия основных пород на глубине [Annen et al., 2006] и участия мантии в

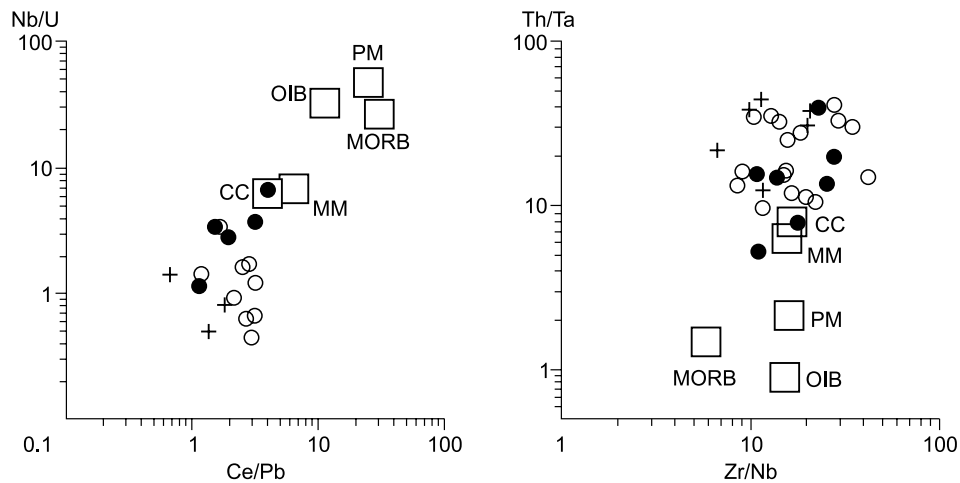


Рис. 10. Составы магматических пород Жирекенского месторождения на диаграммах парных отношений несовместимых элементов.

Усл. обозн. см. на рис. 2. MM, MORB (базальты срединно-океанических хребтов) — [Kelemen et al., 2007], PM (примитивная мантия) — [McDonough, Sun, 1995], OIB (базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989], CC (континентальная кора) — [Rudnick, GaO, 2003].

развитии рудно-магматической системы. Геохимические характеристики кислых пород двух комплексов во многом аналогичны габброидам амананского комплекса. В них так же, как в габброидах, отмечаются высокие содержания LILE, LREE, низкие содержания HFSE, HREE, положительные аномалии K, Pb, Sr, отрицательные аномалии Nb, Ta на спектрах (см. рис. 5). Такие характеристики кислых пород, ассоциирующих с базальтоидами, исследователи [Richards, 2011; Li et al., 2011] объясняют унаследованием субдукционного компонента от метасоматизированной мантии и/или ее производной — мафической ювенильной коры, сформировавшейся во время субдукции и последующих магматических событий.

На диаграммах отношений несовместимых элементов (рис. 10), используемых в качестве индикаторов модельных резервуаров — источников магм [Коваленко и др., 2009], составы магматических пород месторождения расположены вблизи составов метасоматизированной мантии и континентальной коры, что предполагает участие последних в магнообразовании. На диаграмме изотопных составов Sr и Nd (см. рис. 8) составы пород рудоносного комплекса концентрируются вблизи мантийного тренда и изотопных составов габбро амананского комплекса. Из этого следует, что габбро и/или их источник могли участвовать в генезисе пород рудоносного комплекса. Такая возможность подтверждается положением изотопных составов свинца полевых шпатов и сульфидов вблизи изотопных составов MM (см. рис. 9). Линейная последовательность изотопных составов, расположенных между составами DM и HIMU, не исключает также поступления свинца в магматическую систему из этих источников.

Ограниченное распространение пород повышенной основности и относительно низкие содержания Ni, Cr, Mg и невысокие значения Mg# в породах не позволяют рассматривать базальтоидную магму как материнскую или ее доминирующую роль в формировании гранитоидов амананского и рудоносного комплексов. Согласно [Hou et al., 2011], в такой ситуации предполагается участие в гранитообразовании мантийного компонента опосредованно через производные базальтоидной магмы, представленные породами мафической ювенильной коры. В Восточном Забайкалье такая кора формировалась в перми—нижней юре в процессе субдукции Монголо-Охотской океанической плиты под Сибирский континент [Зорин и др., 1998], а также в связи с последующими магматическими событиями коллизионного и постколлизионного этапов.

Неодимовые модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ гранитоидов амананского (1.5 млрд лет) и рудоносного (1.1—0.8 млрд лет) комплексов значительно превышают их геологический возраст (средняя—поздняя юра), свидетельствуя о существенном участии вещества древней коры в их формировании. Такое предположение согласуется с широким распространением в регионе докембрийских метаинтрузивных образований, участвующих в строении фундамента.

В гранитоидах амананского комплекса значения $\epsilon_{Nd}(T) = -10.3$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70534$ низкие. На рис. 8 точка изотопных составов амананских гранитов сдвинута в направлении состава нижней коры. Изотопные составы пород рудоносного комплекса относительно амананских гранитов характеризуются

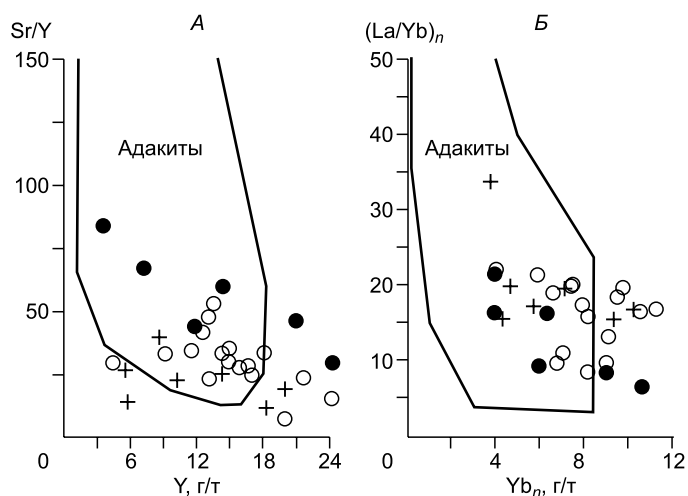


Рис. 11. Диаграммы Sr/Y—Y (A) и (La/Yb)_n—Yb_n (B) для магматических пород Жирекенского месторождения.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Поля адакитов: А — Martin [1999], Б — [Drummond, Defant, 1990].

повышенными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ и пониженными $T(DM)$, варьирующими соответственно от -3.7 до $+1.0$ и от 1.1 до 0.8 млрд лет. Это предполагает существенную роль мантийного компонента в их формировании.

Вслед за [Roberts, Clemens, 1993; Richards, 2011] предполагается, что базальтоидная магма при достижении коры задерживалась на границе, вызывая плавление осно-

вания коры, сложенного в Восточном Забайкалье (в результате тектонических событий при коллизии и сдвиговых перемещений после коллизии) совмещенными блоками мафической ювенильной и древней континентальной коры. Формировавшиеся при плавлении древней и ювенильной коры расплавы при подъеме к поверхности смешивались. Смешение расплавов, по-видимому, происходило на разных глубинных уровнях, в том числе на уровне становления массива и даек. Однако смешение расплавов на глубинном уровне (в области перехода мантия—кора), ввиду их больших объемов, вероятно, во многом контролировало состав и рудный потенциал магматической системы.

Повышенная роль мантийного компонента при формировании рудоносного комплекса относительно амананского, по-видимому, обусловлена разным соотношением ювенильной и древней коры в области плавления при становлении двух комплексов. Не исключено, что соотношение ювенильной и древней коры существенно изменилось в связи с наращиванием мафической ювенильной коры на границе с мантией при поступлении базальтоидной магмы на этапе становления амананского комплекса.

На рис. 8 точки изотопных составов рудоносного комплекса отклоняются от мантийного тренда вправо, но при этом значения ϵ_{Nd} не уменьшаются, что обычно наблюдается при смешении с материалом/расплавом верхней коры. Такое отклонение изотопных составов порфиоров, по-видимому, связано с влиянием флюидной составляющей [Dostal et al., 2004; Conceicao et al., 2005].

Среди гранитоидов месторождения выделяются породы с обычными и адакитовыми геохимическими характеристиками (рис. 11). Первым свойственны низкие содержания Sr, высокие Yb, Y и низкие отношения $(La/Yb)_n$. По [Martin et al., 2005], в адакитах $Sr > 400$, $Yb \leq 1.8$, $Y \leq 18$ г/т, отношение $(La/Yb)_n > 10$. Адакитоподобные породы месторождения в отличие от типичных адакитов, развитых на континентальных окраинах, характеризуются высокими содержаниями K_2O и отношениями K_2O/Na_2O (~ 1). По этим показателям они близки к К-адакитам, широко распространенным, в частности, в орогенных структурах Тибета [Xiao et al., 2007]. По [Xiao, Clemens, 2007], расплавы К-адакитов образуются при $P > 20$ кбар, температуре 1075 °С и плавлении протолита повышенной кислотности (типа тоналит-трондjemит-гранит). На спектрах REE адакитоподобных пород Жирекенского месторождения, подобно К-адакитам Восточного Тибета [Xiao et al., 2007], отмечается отрицательная Eu аномалия (см. рис. 5). Диаграммы $Eu/Eu^*—Sr$ и $Eu/Eu^*—SiO_2$ (рис. 12) свидетельствуют о влиянии на проявление Eu аномалии двух факторов: фракционирования плагиоклаза и кремнекислотности расплава. Отрицательную Eu аномалию на спектрах REE гранитоидов связывают с пониженным окислительным потенциалом, при котором активен двухвалентный Eu, способный замещать Ca в плагиоклазе (и других Ca-содержащих минералах) [Rollinson, 1993; Мишин, 2010].

Развитие гранитоидов с обычными геохимическими характеристиками и с геохимическими характеристиками К-адакитов обусловлено эволюцией расплава во время подъема от места зарождения на границе кора—мантия до уровня размещения магматической камеры (Бушулейский массив) и даек малых интрузий. При этом следует ожидать, что адакитовые геохимические характеристики первичных расплавов в той или иной степени «стираются».

В отличие от нижних горизонтов, где состав расплавов контролировался смешением ювенильной и древней коры, при подъеме магмы на верхние горизонты и во внутрикоровых камерах эволюция расплавов определялась кристаллизационной дифференциацией. Об этом свидетельствуют отрицательная корреляция содержаний TiO_2 , MgO , $FeO_{общ.}$, CaO , P_2O_5 (см. рис. 3), микроэлементов V, Sc, Yb, Y (см. рис. 4) с SiO_2 и уменьшение содержаний таких минералов, как биотит, магнетит, сфен, апатит. В гранитах и порфирах рудоносного комплекса фракционирование биотита подтверждается также отрицатель-

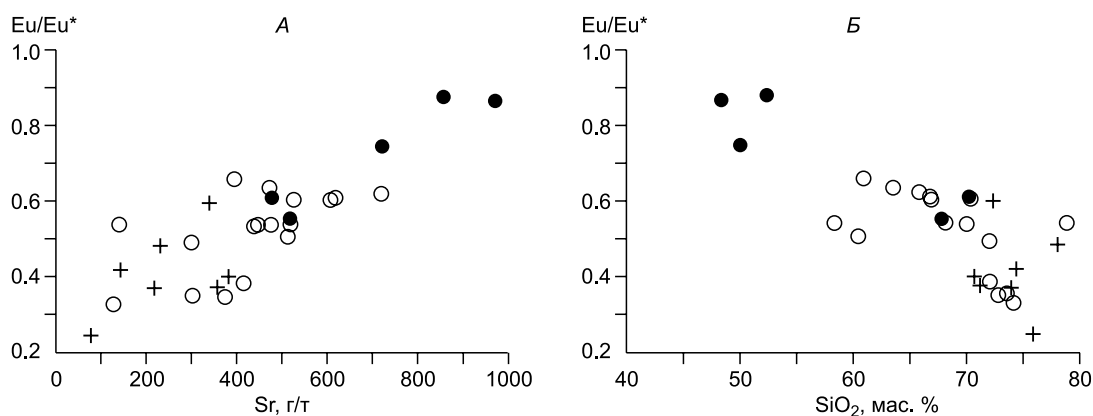


Рис. 12. Диаграммы Eu/Eu^* — Sr (А) и Eu/Eu^* — SiO_2 (Б).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ной корреляцией содержаний Rb и SiO_2 в интервале 60—70 мас. % SiO_2 . Отрицательная корреляция P_2O_5 и Sr с SiO_2 (см. рис. 4) предполагает фракционирование апатита. В гранитах и гранит-порфирах рудоносного комплекса содержания Sr и Ba уменьшаются с повышением SiO_2 в интервале 70—75 мас. %, что говорит о фракционировании плагиоклаза и К-полевого шпата. Одновременное повышение количества Rb, очевидно, вызвано наложением автометасоматоза после завершения кристаллизации.

Проведенные исследования свидетельствуют о существенной роли корового источника при формировании рудно-магматической системы, представленного преимущественно древней корой на плутоногенном этапе и ювенильной корой на порфировом.

Геодинамическая обстановка

По геодинамической обстановке среди Cu-Мо-порфировых месторождений выделяются субдукционные (активные континентальные окраины) и внесубдукционные (коллизийные и постколлизийные) [Hou et al., 2009; Richards, 2011]. В орогенном поясе Тетис позднеколлизийные месторождения приурочены к протяженным зонам сдвигов, постколлизийные — к зонам растяжения, трассируемым разломами и грабенами [Hou et al., 2009, 2011; Hou, Cook, 2009]. В таких зонах создавались условия, благоприятные для подъема магмы с глубоких горизонтов и ее размещения в камерах верхней коры.

Геодинамическая обстановка при формировании Жирекенского месторождения во многом близка к месторождениям пояса Тетис. Согласно геологическим данным [Зорин и др., 1998], относительно крупные массивы юрского возраста, к которым относится Бушулейский плутон, формировались на позднем этапе коллизии, когда происходили сдвиговые перемещения вдоль Монголо-Охотского линейного элемента. Рудоносный комплекс образовался после становления Бушулейского массива (о чем свидетельствуют их геологические взаимоотношения и геохронологические датировки) в постколлизийной (или переходной к постколлизийной) обстановке.

Становление порфирового комплекса происходило в малоглубинных (субвулканических) условиях, о чем свидетельствуют широко развитые на месторождении взрывчатые брекчии [Медно-молибденовая..., 1977]. Пространственное совмещение гранитоидов разных глубинных уровней образования (не менее 3 км для амананских гранитов и около 1 км для порфиров [Сотников и др., 1977]) позволяет предполагать, что становлению порфирового комплекса предшествовали быстрый подъем и эрозия амананских гранитоидов в связи с изменением коллизийной обстановки на постколлизийную (рифтогенную). Подобная ситуация отмечалась при формировании крупнейшего Cu-Мо-порфирового месторождения Цюйлонг (Qulong), Тибет, которое относится к классу постколлизийных. По [Yang et al., 2009], перед внедрением рудоносной магмы в связи с подъемом астеносферы ранние гранитоиды (более глубокие относительно рудоносных порфиров) были перемещены на не менее 2 км к поверхности и частично эродированы. Продолжительность подъема и эрозии гранитоидов составила около 2 млн лет. При этом порфировая магма, выплавлявшаяся под воздействием тепла астеносферы, поднималась до уровня перемещенных гранитоидов, среди которых локализовались дайки рудоносных порфиров.

Геологическое развитие Восточного Забайкалья в позднем мезозое происходило в условиях коллизии континентов при закрытии Монголо-Охотского океана и влияния горячей точки мантии на литосферу региона [Зоненшайн и др., 1990; Ярмолюк и др., 1995; Зорин и др., 1998; Zorin et al., 2001]. Полу-

ченные U-Pb геохронологические датировки гранитоидов амананского и рудоносного комплексов указывают на совмещение во времени функционирования Жирекенской рудно-магматической системы, коллизии и активности горячей точки в Восточном Забайкалье. Исследования последних лет выявили важную роль мантийных плюмов (производных горячих точек) в формировании известково-щелочного магматизма и связанного с ним оруденения [Добрецов и др., 2001, 2010; Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2011].

На диаграммах отношений несовместимых элементов (см. рис. 10), используемых в качестве индикаторов модельных резервуаров — источников магм [Коваленко и др., 2009], составы пород Жирекенского месторождения существенно отличаются от производных плюмового магматизма. Согласно этим геохимическим характеристикам, вклад плюмовой составляющей в формирование магматических пород месторождения не был существенным. Однако изотопный состав свинца молибденита (см. рис. 9), приближенного к составу мантии HIMU, не исключает возможности участия в развитии рудно-магматической системы плюмового компонента. Влияние мантийного плюма при формировании Жирекенской рудно-магматической системы выразилось преимущественно в тепловом воздействии на литосферу, вызвавшем ее плавление и способствовавшем заложению рудно-магматической системы и ее длительному функционированию. Аналогичная ситуация отмечалась нами и на других Cu-Mo-порфировых месторождениях, развитых в ареалах плюмового магматизма [Берзина, Борисенко, 2008; Берзина и др., 2011].

Источники металлов

Медно-молибденовое оруденение порфирового типа формируется в связи с отделением рудоносных флюидов при подъеме магмы к поверхности [Sillitoe, 2010; Richards, 2011; Hou et al., 2011]. Близкие изотопные составы свинца магматических пород и ассоциирующей с ними Cu-Mo минерализации позволяют предполагать общность источников свинца (и металлов) магматитов и оруденения [Bouse, 1999; Hou et al., 2011; Берзина и др., 2011, 2013]. Согласно [Richards, 2011], порфировые магмы зон субдукции, продуцирующие на заключительном этапе эволюции Cu-Mo-порфировое оруденение, наследуют повышенные содержания H_2O , S, Cl, металлов и повышенную окисленность от мантийного клина, метасоматизированного флюидами, отделившимися при дегидратации слэба. Было показано [Берзина, Сотников, 2007; Richards, 2011; Hou et al., 2011; Берзина и др., 2011], что месторождения, формировавшиеся после завершения субдукции (в обстановках коллизии, постколлизийной, рифтогенной), во многом аналогичны месторождениям зон субдукции. Магматические ассоциации внесубдукционных месторождений по составу отвечают (подобно субдукционным) известково-щелочным магмам повышенной обводненности и металлоносности, но относительно последних для них типична повышенная щелочность [Richards, 2011; Hou et al., 2011; Берзина и др., 2011]. Субдукционные характеристики магматических пород коллизионных и постколлизионных месторождений исследователи связывают с участием в их развитии источников, модифицированных или образованных при субдукции. В качестве таковых рассматриваются корни метасоматизированной литосферы (метасоматизированная мантия), андерплейтинг (закристаллизовавшиеся мантийные магмы) в основании нижней коры и сформировавшаяся на субдукционном этапе мафическая нижняя кора с амфиболовыми кумулятами и сульфидами [Davidson et al., 2007; Richards, 2011; Берзина и др., 2011]. Количество металлов в таких источниках контролирует их содержание в выплавках [Richards, 2011].

В Восточном Забайкалье плита Монголо-Охотского океана в перми—ранней юре субдуцировала под Сибирский континент [Зорин и др., 1998]. Широкое распространение гранитоидов, формировавшихся на активной континентальной окраине, согласно [Annen et al., 2006], позволяет предположить синхронное утолщение ювенильной коры снизу — потенциального источника магмообразования на коллизионном и постколлизионном этапах развития региона. Следует ожидать дальнейшего наращивания мафической ювенильной коры и плавления вышележащего субстрата в связи с новым поступлением базальтоидных расплавов в основание коры, инициирующих гранитоидный магматизм, на коллизионном и постколлизионном этапах развития региона. К благоприятным для концентрирования флюидных компонентов и металлов относятся зоны, сложенные амфиболом, образующимся при плавлении мафической ювенильной коры вблизи границы с мантией, а также при кристаллизационной дифференциации магмы в условиях средней и верхней коры. Такие зоны, формировавшиеся на ранних этапах, вовлекались в эндогенный процесс на последующих этапах, вызывая повышение рудного потенциала позднего магматизма. Разные масштабы проявления амананского и рудоносного магматизма позволяют предполагать существенную роль первого в наращивании зон амфиболитов, благоприятных для образования рудного потенциала магматической системы. Зрелая (древняя) кора как источник рудно-магматической системы во многом определяла специфику магмы — повышенную кислотность и щелочность, способствующих концентрированию Mo в расплаве и последующему его перераспределению во флюид.

Коллизионный этап, ввиду ограниченной возможности для подъема магмы на верхние горизонты, малоблагоприятен для формирования Cu-Мо-порфирового оруденения, хотя месторождения с таким типом встречаются [Hou et al., 2011]. Возможно, становление Бушулейского массива в конце коллизии на глубине более 3 км сопровождалось оруденением на верхних горизонтах, но оно было эродировано при подъеме региона до внедрения порфиров.

Аналогичные по составу ассоциации пород амананского и рудоносного комплексов и близкие петрогеохимические характеристики, свидетельствующие об общности составов источников, путей транспорта и направленности эволюции расплавов, позволяют рассматривать магматические образования двух комплексов как производные единой магматической системы длительного функционирования, продуцировавшей на завершающем этапе молибденовое оруденение. Благоприятные условия для реализации рудного потенциала магматической системы при становлении порфирового комплекса во многом создавались на предшествующем этапе — при становлении амананского комплекса, который выделяется нами как подготовительный этап в развитии рудно-магматической системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Жирекенском месторождении выделяются два интрузивных комплекса: амананский и рудоносный порфировый. Магматизм проявился в конце средней юры—начале поздней юры в сложной геодинамической обстановке, сочетавшей влияние мантийного плюма на литосферу Центрально-Азиатского орогенного пояса и коллизию континентов при закрытии Монголо-Охотского океана с последующей сменой на постколлизионную (рифтогенную). Становление амананского комплекса произошло на заключительном этапе коллизии, рудоносного порфирового — в условиях перехода к постколлизионному этапу развития региона.

В качестве источников рудно-магматической системы рассматриваются древняя и ювенильная кора. Вклад древней коры уменьшался, а ювенильной коры возрастал при становлении порфирового комплекса относительно амананского.

Формирование Мо оруденения связано с поздним порфировым этапом развития Жирекенской рудно-магматической системы. Благоприятные условия для реализации рудного потенциала во многом создавались на предшествующем этапе — при становлении амананского комплекса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00323).

ЛИТЕРАТУРА

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

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

Берзина А.П., Борисенко А.С. Cu-Мо-порфировое оруденение и мантийные плюмы // ДАН, 2008, т. 422, № 5, с. 655—659.

Берзина А.П., Добрецов Н.Л., Сотников В.И. Медно-молибденовые рудно-магматические системы разных геодинамических обстановок // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург, УрО РАН, 1996, с. 184—191.

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

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 764—786.

Геологическая карта Читинской области. М-б: 1:500 000 / Ред. И.Г. Рутштейн. Чита, ПГО «Читагеология», 1992.

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:500 000 / Под ред. И.Г. Рутштейна, Н.Н. Чабана. Чита, ГГУП «Читагеолсъёмка», 1997, 239 с.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 237 с.

Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1545—1562.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50, Сретенск. Объяснительная записка / Ред. Г.Л. Митрофанов. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010, 377 с.

- Гусев Г.С., Хаин В.Е.** О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника, 1995, № 5, с. 68—82.
- Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1911—1926.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1, М., 1990, Недра, 328 с.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М.** Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1578—1586.
- Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В.** Отношения элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бургетейского массива и одноименного редкометалльного месторождения, Западная Монголия // Петрология, 2009, т. 17, № 2, с. 175—196.
- Мишин Л.Ф.** Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулкано-генных поясов // Геохимия, 2010, № 6, с. 618—631.
- Покалов В.Т.** Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972, 270 с.
- Покалов В.Т.** Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М., Недра, 1992, 288 с.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Проскураков А.А., Скуридин В.А.** Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов). Новосибирск, Наука, 1977, 423 с.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Калинин А.С.** Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, Наука, 1988, с. 232—240.
- Сотников В.И., Пономарчук В.А., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Гимон В.О.** Возрастные рубежи формирования Cu-Mo-порфировых месторождений в структурах обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса // ДАН, 2005, т. 403, № 4, с. 522—525.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной—Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.
- Annen C., Blundy J.D., Sparks S.J.** The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones // J. Petrol., 2006, v. 47, № 3, p. 505—539.
- Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I.** Re-Os ages for molybdenite from porphyry Cu-Mo and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record // Mineral exploration and sustainable development. V. 1. Rotterdam, 2003, p. 231—234.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** Temora 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, № 1—2, p. 155—170.
- Bouse R.M., Ruiz J., Tittle S.R., Tosdal R.M., Wooden J.L.** Lead isotope compositions of Late Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: Implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits // Econ. Geol., 1999, v. 94, p. 211—244.
- Conceicao R.V., Mallmann G., Koester E., Schilling M., Bertotto G.W., Rodriguez-Vargas A.** Andean subduction-related mantle xenoliths: Isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism // Lithos, 2005, v. 82, p. 273—287.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A.** Amphibole «sponge» in arc crust? // Geology, 2007, v. 35, № 9, p. 787—790.
- Dostal J., Chatterjee A.K., Kontak D.J.** Chemical and isotopic (Pb, Sr) zonation in peraluminous granitic pluton: role of fluid fractionation // Contr. Mineral. Petrol., 2004, v. 147, p. 74—90.

- Drummond M.S., Defant M.J.** A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, № B13, p. 21503—21521.
- Gao S., Luo T.-C., Zhang B.-R., Han Y.-W., Zhao Z.-D., Hu Y.-K.** Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62, № 11, p. 1959—1975.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sm isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, № 3, p. 249—265.
- Hofmann A.W.** Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd. 2007, v. 2, ch. 2.03, p. 1—44.
- Hou Z.-Q., Cook N.J.** Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue // *Ore Geol. Rev.*, 2009, v. 36, № 1—3, p. 2—24.
- Hou Z.-Q., Yang Z.-M., Qu X.-M., Meng X.-G., Li Z.-Q., Beaudoin G., Rui Z.-G., Gao Y.-F., Zaw Khin.** The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen // *Ore Geol. Rev.*, 2009, v. 36, № 1—3, p. 25—51.
- Hou Z.-Q., Zhang H.-R., Pan X.-F., Yang Z.-M.** Porphyry Cu(-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain // *Ore Geol. Rev.*, 2011, p. 21—45.
- Hou Z.-Q., Zheng Y.-C., Yang Z.-M., Rui Z.-G., Zhao Z.-D., Jiang S.-H., Qu X.-M., Sun Q.-Z.** Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu system in Tibet // *Miner. Deposita*, 2013, v. 48, p. 173—192.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, № 2, p. 137—150.
- Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B.** Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // *Transactions of the Royal Society of the Edinburgh*, 2000, v. 91, p. 181—193.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.** One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd., 2007, v. 3, ch. 3.18, p. 1—70.
- Krymsky R.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M., Estumano G.S.** Uranium-lead dating method at the Pará-Iso isotope geology laboratory, UFPA, Brazil // *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 2007, v. 97, № 1, p. 115—128.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.** The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenites // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. Geol. Soc., London, Memoirs, 2004, v. 30, p. 69—74.
- Li J.-X., Qin K.-Z., Li G.-M., Xiao B., Chen L., Zhao J.-X.** Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust // *Lithos*, 2011, v. 126, № 3—4, p. 265—277.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 1999, № 1, 46 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2000, № 2, 19 p.
- Martin H.** Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*, 1999, v. 46, № 3, p. 411—429.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.** An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationship and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, № 1—4, p. 1—24.
- McDonough W.F., Sun S.S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, № 3—4, p. 223—253.
- Middlemost E.A.K.** Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth Sci. Rev.*, 1994, v. 37, № 3—4, p. 215—224.
- Richards J.P.** Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geol. Rev.*, 2011, v. 40, p. 1—26.
- Rickwood P.C.** Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, № 4, p. 247—263.
- Roberts M.P., Clemens J.D.** Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology*, 1993, v. 21, p. 825—828.
- Rollinson H.R.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Pearson Education Limited, 1993, 352 p.

- Rudnik R.L., Gao S.** The composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd., 2003, v. 3, ch. 3.01, p. 1—64.
- Sillitoe R.H.** Porphyry copper systems // Econ. Geol., 2010, v. 105, p. 3—41.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins. Geological Society London, Special Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.
- Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L.** A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, № B1, doi:10.1029/2001JB000209.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter, 1995, v. 19, № 1, p. 1—23.
- Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.
- Xiao L., Clements J.D.** Origin of potassic (C-type) adakitic magmas: experimental and field constraints // Lithos, 2007, v. 95, № 3—4, p. 399—414.
- Xiao L., Zhang H.F., Clements J.D., Wang Q.W., Kan Z.Z., Wang K.M., Ni P.Z., Liu X.M.** Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution // Lithos, 2007, v. 96, № 3—4, p. 436—452.
- Yang J.-H., Wu F.-Y., Wilde S.A., Liu X.-M.** Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China Craton // Chem. Geol., 2007, v. 242, p. 155—175.
- Yang Z.M., Hou Z.Q., White N.C., Chang Z.S., Li Z.Q., Song Y.C.** Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet // Ore Geol. Rev., 2009, v. 36, № 1—3, p. 133—159.
- Zhu L.-M., Zhang G.-W., Chen Y.-J., Ding Z.-J., Guo B., Wang F., Lee B.** Zircon U-Pb ages and geochemistry of the Wenquan Mo-bearing granitoids in West Qinling, China: Constraints on the geodynamic setting for the newly discovered Wenquan Mo deposit // Ore Geol. Rev., 2011, v. 39, p. 46—62.
- Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G.** Geodynamic setting of gold deposits in Eastern and Central Trans-Baikal (Chita Region, Russia) // Ore Geol. Rev., 2001, v. 17, № 4, p. 215—232.

*Рекомендована к печати 26 ноября 2013 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
30 сентября 2013 г.*