

**ШАХТАМИНСКАЯ Мо-ПОРФИРОВАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА
(Восточное Забайкалье): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ**

**А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон, Р.Ш. Крымский*, А.Н. Ларионов*,
И.В. Николаева, П.А. Серов****

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

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

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

На Шахтаминском месторождении выделяются два интрузивных комплекса: шахтаминский и рудоносный порфировый. Уран-свинцовые датировки по циркону (SHRIMP-II метод) составляют для монзонитов и гранитов шахтаминского комплекса 161.7 ± 1.4 и 161.0 ± 1.7 , для монзонит- и гранит-порфиров рудоносного комплекса 159.3 ± 0.9 и 155.0 ± 1.7 млн лет. Становление магматических комплексов произошло соответственно в конце средней юры и в начале поздней юры в сложной геодинамической обстановке, сочетавшей коллизию континентов при закрытии Монголо-Охотского океана и влияние мантийного плюма на литосферу Центрально-Азиатского орогенного пояса. Внедрение шахтаминских гранитоидов произошло в конце коллизии, порфиров рудоносного комплекса — в условиях смены геодинамической обстановки на постколлизийную (рифтогенную). Комплексы представлены монзонит-гранитными сериями с близкими геохимическими характеристиками пород.

Выполненные геологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования позволяют предполагать, что источниками магм были ювенильная кора и докембрийские метаинтрузивные образования. Ювенильная мафическая кора рассматривается как доминирующий источник флюидных компонентов и металлов Шахтаминской рудно-магматической системы.

Среди гранитоидов двух комплексов выделяются высоко-К известково-щелочные породы с обычными геохимическими характеристиками и с геохимическими характеристиками К-адакитов. Согласно геохимическим характеристикам, материнские расплавы для первых формировались на глубине менее 55 км, а для вторых — на глубине 55–66 км. Расплавы К-адакитов образовались вследствие плавления коры, погруженной в мантию при деляминации литосферы, вызванной утолщением коры в связи с многократным поступлением базитовой магмы в ее основание и тектоническими деформациями на ее верхних горизонтах. Формировавшаяся в таких условиях высоко-Mg монзонитовая магма смешивалась с выплавками на верхних горизонтах, что объясняет повышенную магнезиальность, характерную для гранитоидов месторождения.

Ближние составы и петрогеохимические характеристики гранитоидов шахтаминского и порфирового комплексов свидетельствуют об общности источников, путей транспорта и направленности эволюции расплавов и 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 шахтаминского комплекса, который выделяется нами как подготовительный этап в развитии рудно-магматической системы.

Мо-порфировые месторождения, рудоносный магматизм, гранитоидный магматизм, К-адакиты, источники магматизма, изотопия Pb и Nd, геохимия гранитоидного магматизма, мантийный плюм, Восточное Забайкалье, месторождение Шахтама.

**THE SHAKHTAMA PORPHYRY Mo ORE-MAGMATIC SYSTEM (eastern Transbaikalia):
AGE, SOURCES, AND GENETIC FEATURES**

A.P. Berzina, A.N. Berzina, V.O. Gimon, R.Sh. Krymskii, A.N. Larionov, I.V. Nikolaeva, and P.A. Serov

Two intrusive complexes are recognized at the Shakhtama deposit: Shakhtama and ore-bearing porphyry. The U–Pb zircon dates (SHRIMP II) are 161.7 ± 1.4 and 161.0 ± 1.7 Ma for the monzonites and granites of the Shakhtama complex and 159.3 ± 0.9 and 155.0 ± 1.7 Ma for the monzonite- and granite-porphyry of the ore-bearing complex. The igneous complexes formed in a complex geodynamic setting in the late Middle Jurassic and early Late Jurassic, respectively. The setting combined the collision of continents during the closure of the

Mongol–Okhotsk ocean and the influence of mantle plume on the lithosphere of the Central Asian orogenic belt. The intrusion of the Shakhtama granitoids took place at the end of the collision, and the intrusion of the porphyry of the ore-bearing complex, during the change of the geodynamic setting by a postcollisional (rifting) one. The complexes are formed by monzonite–granite series with similar geochemical characteristics of rocks.

The performed geological, geochemical, and isotope-geochemical studies suggest that the sources of magmas were juvenile crust and Precambrian metaintrusive bodies. The juvenile mafic crust is considered to be the predominant source of fluid components and metals of the Shakhtama ore-magmatic system.

The granitoids of both complexes include calc-alkalic high-K rocks with typical geochemical characteristics and with characteristics of K-adakites. These geochemical features indicate that the parental melts of the former rocks were generated at depths shallower than 55 km, and the melts of the latter rocks, at depths of 55–66 km. K-adakite melts resulted from the melting of crust submerged into the mantle during the lithosphere delamination, which was caused by the crust thickening as a result of the repeated inflow of basic magma into the basement of the crust and of tectonic deformations in its upper horizons. The high-Mg monzonitic magma produced under these conditions was mixed with melts in the upper horizons, which accounts for the high Mg contents of the Shakhtama granitoids.

The similar compositions and petrogeochemical characteristics of the granitoids of the Shakhtama and porphyry complexes point to the same sources, transport paths, and evolution trend of their parental melts. This indicates that the igneous rocks of both complexes are products of the same long-living magmatic system, which produced Mo mineralization at the final stage. The favorable conditions for the ore production in the magmatic system during the formation of the porphyry complex were induced at the preceding stage — during the formation of the Shakhtama complex, which we regard as a preparatory stage in the evolution of the ore-magmatic system.

Mo–porphyry deposits, ore-bearing magmatism, granitoid magmatism, K-adakites, sources of magmatism, Pb and Nd isotopes, geochemistry of granitoid magmatism, mantle plume, Shakhtama deposit, eastern Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Шахтаминское месторождение относится к группе существенно молибденовых месторождений Cu-Мо-порфировой формации. Пространственно и во времени Cu-Мо-порфировые месторождения тесно ассоциируют с мелкими телами (штоками, дайками) порфиров, формирующимися на завершающем этапе магматизма в областях многократного проявления разновозрастной интрузивной и/или эффузивной деятельности. Такие области развития рудной минерализации выделяются как магматические центры длительной активности [Берзина, Сотников, 1999]. Степень изученности магматизма и взаимосвязи отдельных его проявлений во многом определяет решение вопроса об условиях становления и эволюции Cu-Мо-порфировых рудно-магматических систем. Однако сущность этой связи остается во многом неясной. По-разному оценивается рудогенерирующая роль отдельных магматических проявлений. Некоторые исследователи эту роль отводят плутонам или батолитам, вмещающим порфировые комплексы и оруденение [Покалов, 1992; Хомичев, 2010]. Другие авторы [Сотников и др., 1988] считают, что очаги порфировой магмы формировались позднее и на большей глубине относительно плутонов, и рассматривают разновозрастные магматические образования как производные общего долгоживущего глубинного очага, расположенного на уровне кора—мантия.

Медно-молибден-порфировые рудно-магматические системы классифицируются как мантийно-коровые. Большинство исследователей связывают их формирование с воздействием на континентальную кору мантийных расплавов, инициирующих ее плавление и образование гранитоидной магмы, смешивающейся впоследствии с базальтоидной [Richards, 2011]. При этом по-разному оценивается роль мантии и коры в формировании магматических систем и их рудоносности. Роль континентальной коры предполагается существенной в Мо-порфировых системах. Однако некоторые исследователи считают, что источником металлов Мо-порфировых месторождений является метасоматизированная мантия [Pettke et al., 2010].

Вопросы магматизма Шахтаминского месторождения ранее рассматривались в работах [Сидоренко, 1961; Медно-молибденовая..., 1997]. В настоящее время в связи с развитием современных аналитических методов наблюдается прогресс в решении ряда вопросов генезиса рудно-магматических систем. В последние годы было показано, что Cu-Мо-порфировые месторождения распространены не только на активных континентальных окраинах андийского типа. Новые данные по геологии и геодинамике Восточного Забайкалья [Ярмолук и др., 1995; Zorin et al., 2001], геохронологии магматических пород месторождения позволяют предполагать функционирование рудно-магматической системы на коллизионном и постколлизионном (рифтогенном) этапах развития региона. В статье обсуждаются результаты исследований U-Pb изотопного состава цирконов, геохимического и изотопного (Nd, Pb) составов магма-

тических пород месторождения, направленных на установление источников и условий развития долгоживущей магматической системы, продуцировавшей на завершающем этапе Мо-порфировое оруденение.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Шахтаминское месторождение расположено на юго-востоке Восточного Забайкалья в пределах Ага-Борзинской структурно-формационной зоны Монголо-Охотского орогенного пояса [Зорин и др., 1998; Zorin et al., 2001]. Регион характеризуется широким развитием палеозойского и мезозойского магматизма (рис. 1, *а*). Преобладают палеозойские гранитоиды, формировавшиеся в связи с субдукцией литосферной плиты Монголо-Охотского океана под Монголо-Китайский континент [Зорин и др., 1998]. Широко развита в регионе рудная (Мо, Cu, Au, Ag, полиметаллы) минерализация пространственно и во времени ассоциирует с мезозойским магматизмом.

Становление мезозойского магматизма на юго-востоке Восточного Забайкалья происходило в сложной геодинамической обстановке, сочетавшей коллизию и воздействие горячей точки на литосферу [Геодинамическая..., 1989; Зоненшайн и др., 1990; Ярмолук и др., 2000]. Закрытие Монголо-Охотского океана имело место на рубеже ранней и средней юры. В средней юре произошли главные деформации в связи с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов [Зорин и др., 1998]. В этот период внедрялись многочисленные гранитоидные интрузии. Согласно [Парфенов и др., 2003; Руженцев и др., 2008], в поздней юре начали формироваться постколлизионные впадины с терригенными осадками и вулканитами. По данным [Геологическое..., 1997], низы вулканогенной серии (J_2) сложены андезитами, трахиандезитами, латитами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами, шшонитами, туфогенно-осадочными породами мощностью до 800 м. Средняя часть серии (J_2) (мощностью до 1000 м) характеризуется умеренно кислым составом вулканитов. Преобладают трахидациты, андезидациты, трахиандезидациты, кварцевые латиты, латиты, трахириодациты. Верхняя часть серии (J_{2-3}) (мощностью до 1000 м) представлена преимущественно базальтоидами. Вулканиты залегают резко несогласно на разновозрастных образованиях. Все породы характеризуются высокими содержаниями щелочей, часто с преобладанием калия над натрием. Петрогеохимические характеристики интрузивных пород во многом аналогичны вулканогенным образованиям [Коваль, 1998]. Пространственно среднепозднеюрский магматический

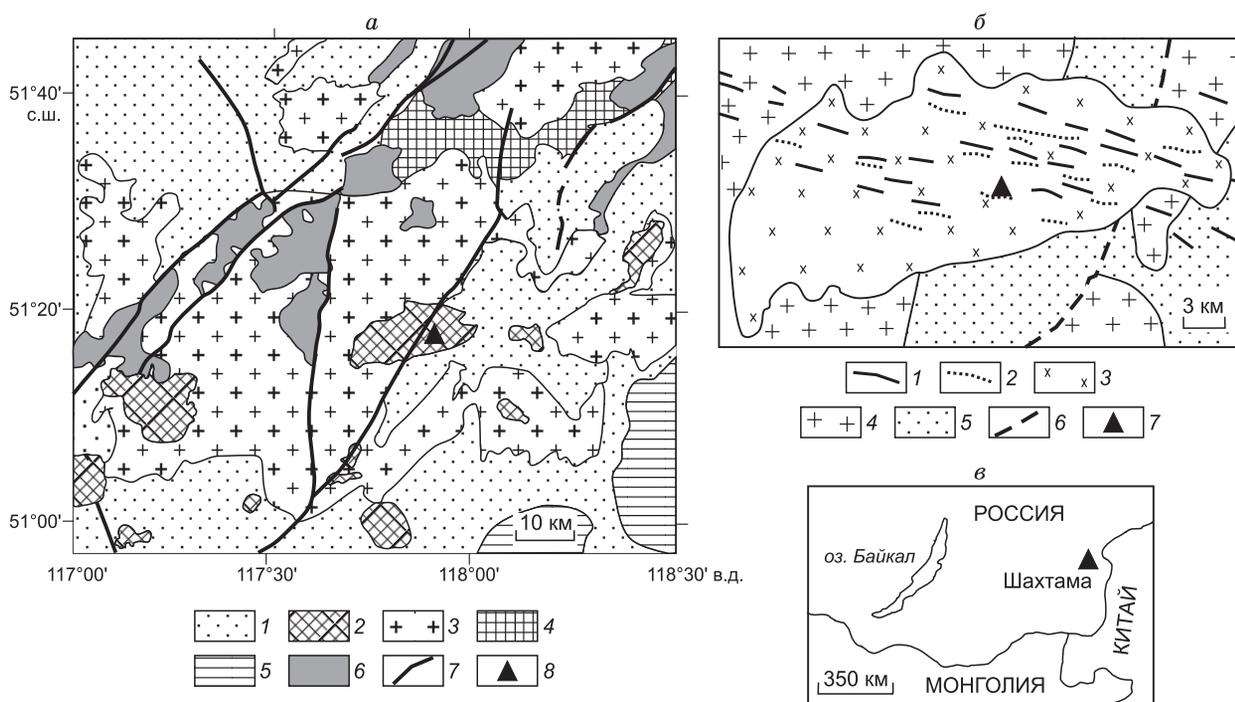


Рис. 1. Геологическое положение Шахтаминского месторождения с упрощением по [Геологическая..., 1992] (*а*), распространение даек рудноносного порфирового комплекса в районе месторождения (*б*), географическое положение месторождения (*в*).

а: 1 — вулканогенно-осадочные породы, МЗ; 2, 3 — интрузивные образования: 2 — J_{2-3} , 3 — Р; 4 — PZ_1 ; 5 — R_3-PZ_1 ; 6 — докембрийские образования; 7 — разломы; 8 — Шахтаминское месторождение. *б*: 1, 2 — рудноносный порфировый комплекс: дайки среднего (1) и кислого (2) составов; 3, 4 — гранитоиды: шахтаминского (3) и ундинского (4) комплексов; 5 — юрские песчаники, алевролиты, конгломераты; 6 — разломы; 7 — Шахтаминское месторождение.

ареал Восточного Забайкалья тяготеет к северо-восточной окраине Восточно-Монгольской области позднемезозойского внутриплитного магматизма [Ярмолюк и др., 1995].

Шахтаминское месторождение (см. рис. 1, б) приурочено к одноименному массиву, расположенному среди гранитоидов ундинского комплекса пермского возраста [Козлов и др., 2003] и терригенных отложений нижней юры. Массив относится к шахтаминскому комплексу гранитоидов [Козлов, 2011]. В составе Шахтаминского массива доминируют породы, варьирующие по составу от монцититов до гранитов. В пределах массива и вмещающих его пород широко распространены мелкие тела и дайки порфирирового комплекса. Некоторые исследователи относят дайки к заключительной фазе шахтаминского комплекса [Сидоренко, 1961]. В.И. Сотников с коллегами [Медно-молибденовая..., 1977] выделяют их в самостоятельный порфирировый комплекс.

Гранитоидные массивы юрского возраста, расположенные на юге Восточного Забайкалья, относятся к коллизионным образованиям [Zorin et al., 2001], трассирующим тектонические структуры северо-восточного простирания. Становление рудоносного порфирирового комплекса произошло на постколлизионном (рифтогенном) этапе развития региона [Берзина и др., 1996]. Дайки порфиров, прослеживающиеся на десятки километров [Сидоренко, 1961], локализованы в структурах растяжения северо-западного простирания. По геодинамическому положению рудоносный комплекс Шахтаминского месторождения аналогичен миоценовым порфирам Cu-Мо рудоносного пояса Гэнгдесе (Gangdese), Тибет [Hou et al., 2009] и среднеюрским порфирам месторождения Дексинг (Dexing), Южный Китай [Wang et al., 2006]. На этих месторождениях, в отличие от Cu-Мо-порфирировых месторождений андийского (тихоокеанского) типа, характерных для континентальных окраин, внедрение рудоносных порфирировых интрузий происходило в условиях растяжения (рифтогенеза) или в переходный период от коллизии к рифтогенезу.

С гранитоидами шахтаминского комплекса ассоциирует рассеянная вкрапленность молибденита в пегматоидных выделениях. Основное молибденовое оруденение, представленное серией кварцевых жил близширотного простирания и прожилковой минерализацией штокверкового типа, проявилось в связи с внедрением даек и штоков порфирирового комплекса.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение содержаний петрогенных элементов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R. Погрешности определения не превышают 5%. Концентрации редких и редкоземельных элементов определены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Химическая пробоподготовка включала сплавление образцов с особо чистым метаборатом лития, стабилизацию полученного после выщелачивания раствора, применение общего коэффициента разбавления до 60 000 раз. При расчете концентраций использовалась внешняя калибровка в сочетании с внутренним стандартом для учета влияния изменений параметров плазмы на аналитический сигнал. Пределы обнаружения микроэлементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Стандартное отклонение анализа составляет в среднем 2—7% в зависимости от элементов и уровней их содержания. Правильность методики подтверждена сравнением результатов, полученных для наиболее достоверно аттестованных международных стандартных образцов (BHVO-1, BCR-1, G-2), с принятыми значениями.

Для геохронологических исследований были использованы мономинеральные фракции циркона из наиболее свежих образцов представительных пород шахтаминского и порфирирового комплексов. Минерал для анализа выделен из пород в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике с использованием электромагнитной сепарации и разделения в бромформе. Уран-свинцовые анализы выполнены по единичным зернам на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998; Lagionov et al., 2004]. Зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандарта TEMORA [Black et al., 2003] и 91500 [Wiedenbeck et al., 1995]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА. Обработку полученных данных осуществляли с использованием программ SQUID и ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999, 2000]. Погрешности единичных анализов приводятся на уровне 1σ, а вычисленных конкордантных и средне-взвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов — на уровне 2σ. Катодоллюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd были проведены в лаборатории геохронологии и геохимии Геологического института КНИЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике, описанной в [Баянова, 2004]. Холостное внутрилабораторное загрязнение составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Точность определений концентраций Sm, Nd и изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.2\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$ (2σ).

Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в стандарте La Jolla. За период исследования средневзвешенные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по стандартам составили: La Jolla ($N = 11$) 0.511833 ± 6 (2σ), JiNdil ($N = 100$) 0.512968 ± 15 (2σ). При расчете ϵ_{Nd} и T (DM-2st) 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].

Определение изотопного состава Pb проведено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике [Krugmsky et al., 2007]. Свинец измерялся на масс-спектрометре Triton в однолучевом варианте в статическом многоколлекторном режиме. Измерялись отношения изотопов свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Каждое измерение состояло из 50 блоков по 10 сканов при токе на испарителе 2.2—2.3 А и температуре 1300 °С. Перед каждой партией проб измерялся стандарт — NIST 981 (50 нг). Средняя точность анализов составила 0.05 % (2σ) для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Корректировка на приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219$) при той же температуре. Измеренные отношения изотопов свинца корректировались на масс-фракционирование 0.120 % а.е.м. для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; 0.135 % а.е.м. для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Бланк (холостой опыт) во время проведения анализов не превышал 0.2 нг для Pb, а его состав: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.120$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.542$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.354$. Соотношение свинца бланка к пробе не превышало 1/200 000, поэтому поправка на содержание холостого свинца для измеренных отношений не вводилась.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Петрография. Шахтаминский и порфиновый комплексы представлены сериями близких по составу пород. Далее наименование пород приводится согласно классификационной диаграмме (рис. 2). Шахтаминский массив сложен диоритами, монцонитами, кварцевыми монцонитами первой фазы и гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, гранитами второй фазы. Между породами двух фаз взаимоотношения интрузивные; внутри фаз контакты пород постепенные. Породы сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, амфиболом, биотитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом. Среди темноцветных минералов в диоритах и монцонитах доминирует амфибол, часто замещающий пироксен. В кварцевых монцонитах и гранитах биотит количественно преобладает над роговой обманкой.

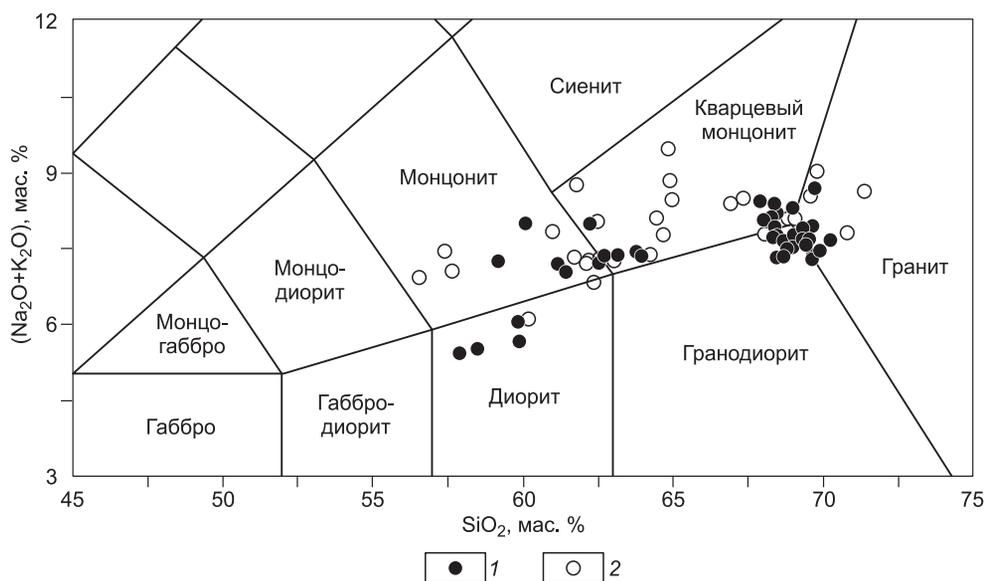


Рис. 2. Составы пород Шахтаминского месторождения на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ по [Middelmost, 1994].

Содержания оксидов пересчитаны на 100 % сухого вещества. 1, 2 — магматические комплексы: 1 — шахтаминский, 2 — порфиновый (рудноносный).

Таблица 1. Содержание оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в породах шахтаминского и порфирирового комплексов

Компонент	Шахтаминский комплекс						Порфирировый комплекс					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	56.40	58.27	61.92	63.40	67.50	69.47	55.50	59.80	62.57	65.20	67.70	69.20
TiO ₂	0.74	0.84	0.56	0.62	0.40	0.43	1.24	0.77	0.73	0.67	0.44	0.41
Al ₂ O ₃	13.50	15.70	17.30	14.00	14.00	15.33	13.7	13.25	13.85	14.87	15.4	15.33
FeO _{общ}	6.85	6.07	3.69	4.95	3.42	2.79	6.70	5.09	4.49	3.60	2.80	2.00
MnO	0.09	0.12	0.08	0.09	9.06	0.06	0.09	0.06	0.03	0.02	0.02	0.04
MgO	8.40	5.30	2.66	4.50	2.80	1.21	7.77	7.12	5.83	2.23	1.56	1.81
CaO	6.06	5.00	4.75	4.30	2.85	2.67	6.37	4.42	2.85	2.63	2.38	2.2
Na ₂ O	2.90	4.00	4.27	3.90	3.60	3.77	3.58	3.50	3.50	4.00	4.12	4.5
K ₂ O	2.40	3.15	3.70	3.40	4.80	3.59	3.23	4.18	3.69	4.18	3.81	4.00
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.17	0.01	0.01	0.08	0.22	0.09	0.08	0.13	0.07	0.06
П.п.п.	2.40	1.42	0.46	0.90	0.50	0.95	1.68	1.57	1.79	1.65	0.96	0.71
Сумма	99.81	99.94	99.56	100.07	99.94	100.34	100.08	99.85	99.41	99.18	99.26	100.26
Sc	22	21	5.8	11.9	4.2	5.2	14.1	11.3	10.0	4.9	4.2	4.0
V	147	139	40	82	36	44	125	91	59	45	34	33
Cr	768	308	108	228	88	15	427	429	312	107	74	83
Co	30	24	5.3	13.7	6.1	5.0	24	16.5	10.8	8.7	4.6	5.5
Ni	197	93	39	60	11.6	5	143	260	149	43	<2	24
Rb	117	144	237	192	144	139	117	214	256	138	118	128
Sr	481	514	302	425	763	485	962	562	492	959	852	927
Y	14.3	17.3	13.6	20	10.1	15	19.7	14.5	12.3	12.4	11.2	8.7
Zr	152	233	73	231	141	110	153	121	142	140	137	108
Nb	6.9	10.0	14.4	14.0	11.1	10	12.0	9.1	8.3	9.8	11.6	8.8
Cs	17.6	10.6	9.9	10.7	5.1	4.6	3.9	11.0	10.4	7.1	2.4	2.2
Ba	534	910	609	599	829	678	1 082	844	748	1 186	1 030	1 178
La	26	31	21	33	34	23	67	34	29	42	39	29
Ce	51	59	48	64	63	49	128	66	55	85	78	60
Pr	6.2	7.4	6.4	7.8	7.7	6.0	16.6	8.4	7.1	11.0	9.6	7.3
Nd	23	26	23	28	27	22	62	31	26	39	33	26
Sm	4.2	4.5	3.8	4.8	4.2	3.5	9.9	5.4	4.6	6.0	5.1	4.0
Eu	0.99	0.94	0.61	0.85	0.67	0.87	2.2	0.94	1.06	1.09	0.98	0.74
Gd	3.4	3.5	3.2	3.6	3.1	3.3	7.6	4.2	3.6	4.3	3.7	2.8
Tb	0.44	0.44	0.44	0.51	0.38	0.41	0.81	0.50	0.44	0.44	0.44	0.32
Dy	2.5	2.6	2.3	2.8	1.71	2.1	3.8	2.6	2.3	2.1	1.90	1.60
Ho	0.45	0.51	0.44	0.58	0.32	0.44	0.57	0.44	0.38	0.38	0.38	0.26
Er	1.22	1.47	1.33	1.73	0.89	1.2	1.51	1.27	1.08	1.02	0.89	0.70
Tm	0.19	0.21	0.22	0.26	0.13	0.15	0.19	0.19	0.15	0.15	0.13	0.10
Yb	1.15	1.41	1.27	1.75	0.76	1.10	1.13	1.08	0.95	0.96	0.83	0.64
Lu	0.19	0.20	0.18	0.25	0.11	0.15	0.15	0.16	0.14	0.13	0.11	0.097
Hf	4.1	5.7	2.5	5.7	4.4	2.9	4.2	3.9	4.4	4.3	4.3	3.6
Ta	0.63	0.91	1.66	0.98	1.18	0.79	0.90	0.69	0.76	0.77	1.46	0.84
Pb	36	15.3	23	12.8	22	19	16.9	14.9	65	24	19.5	21
Th	10.0	11.3	19.4	12.5	13.5	2.9	12.6	10.2	10.5	10.1	12.6	10.3
U	3.0	3.2	6.7	4.3	3.1	1.4	4.2	3.4	4.2	5.6	3.5	2.7

Примечание: FeO_{общ} — железо общее как Fe²⁺. Шахтаминский комплекс, 1—6: 1 — диорит; 2, 3 — монзонит; 4, 5 — кварцевый монзонит; 6 — гранит. Порфирировый (рудноносный) комплекс, 7—12: 7, 8, 9 — монзонит-порфир; 10, 11 — кварцевый монзонит-порфир; 12 — гранит-порфир.

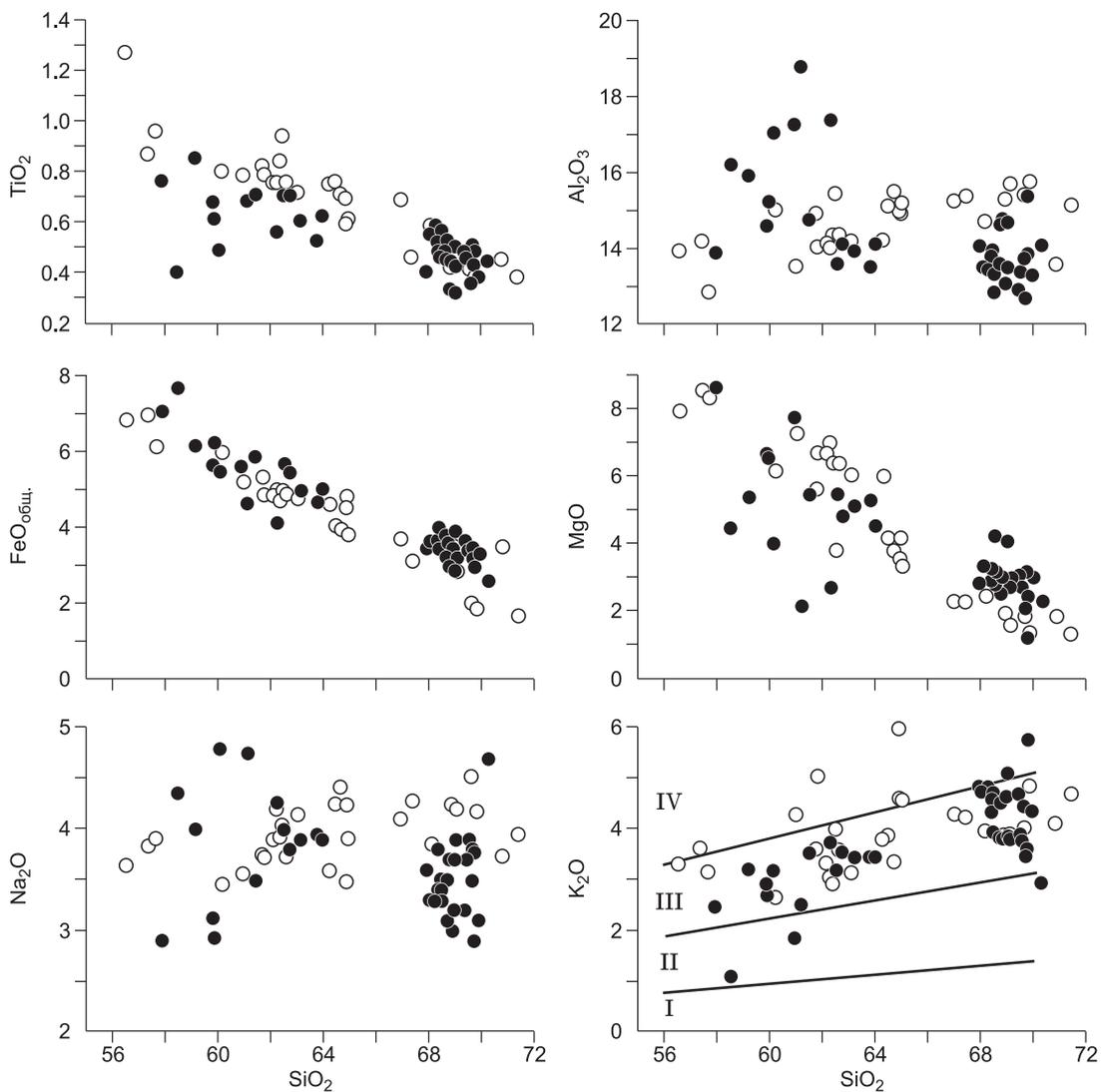


Рис. 3. Диаграммы SiO_2 — петрогенные оксиды (мас. %) для магматических пород Шахтаминского месторождения.

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

Порфировый комплекс представлен серией пород, варьирующих по составу от монцонит-порфира до гранит-порфира. Среди них доминируют кварцевые монцонит- и гранит-порфиры, часто связанные взаимными переходами. Большая часть даек имеет однородное строение; отмечаются дайки сложного состава от монцонит-порфира в зальбандах через промежуточные разности до гранит-порфира в центре. В дайках сложного строения наблюдаются как постепенные, так и резкие переходы между породами разного состава.

По минеральному составу порфиры близки к однотипным породам Шахтаминского массива. Вкрапленники составляют от 10 до 60 объем. %. Они представлены плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, калиевым полевым шпатом и кварцем в различных количественных соотношениях с преобладанием роговой обманки и биотита в монцонит-порфирах, плагиоклаза и калиевого полевого шпата в кварцевых монцонит- и гранит-порфирах.

Петрогенные элементы. Содержания петрогенных оксидов наиболее представительных магматических пород месторождения приведены в табл. 1. Далее в тексте и на графиках содержания оксидов приводятся в пересчете на 100 % сухого вещества. Интервалы содержания SiO_2 в породах составляют 57.90—70.22 и 57.38—71.34 мас. % соответственно шахтаминского и порфирового комплексов (см. рис. 2). В шахтаминском комплексе отмечается разрыв в содержании SiO_2 , соответствующий диапазону 64—67 %.

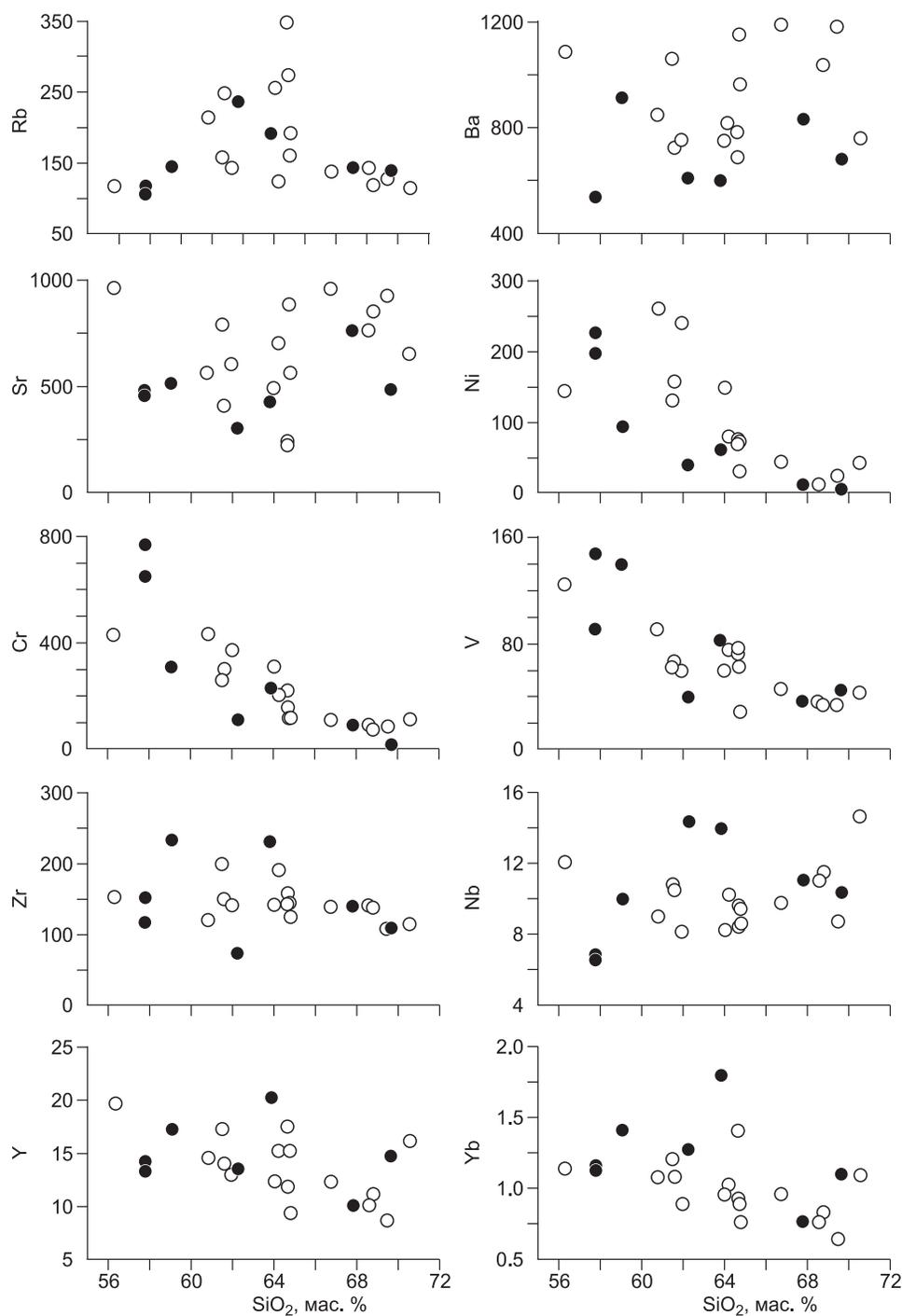


Рис. 4. Диаграммы SiO_2 — микроэлементы (г/т) для магматических пород Шахтаминского месторождения.

Усл. обозн. см. рис. 2.

Магматические породы месторождения в целом характеризуются повышенной суммой щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), возрастающей от шахтаминского (5.44—8.69 %) комплекса к порфиловому (6.11—9.47 %). Содержание K_2O составляет в шахтаминских породах 1.07—5.77, в порфирах 2.65—5.99 мас. %. На диаграмме K_2O — SiO_2 (рис. 3) составы шахтаминских пород расположены преимущественно в поле высоко-К известково-щелочной серии, а порфиров в поле высоко-К известково-щелочной и шохонитовой серий. Значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ близки в породах двух комплексов и варьируют от 0.7 до 1.9 с повышением содержания кремнезема. Породы в целом характеризуются высокими содержаниями MgO (8.62—1.21 и 8.53—1.32 % соответственно шахтаминского и порфирового комплексов).

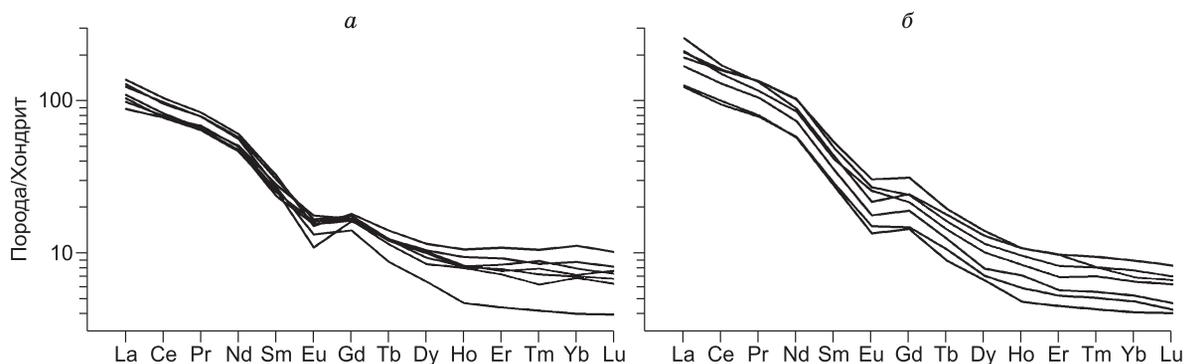


Рис. 5. Спектры REE пород шахтаминского (а) и порфирового комплексов (б) Шахтаминского месторождения.

Содержания REE нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995].

С увеличением содержаний SiO_2 в породах снижаются количества TiO_2 , $\text{FeO}_{\text{общ}}$, MgO (см. рис. 3), а также CaO . Относительно шахтаминских гранитоидов для порфиров характерны повышенные содержания TiO_2 и MgO при $\text{SiO}_2 < 65\%$ и пониженные — при $\text{SiO}_2 > 65\%$. При этом содержания $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (см. рис. 3), а также CaO во всех порфирах относительно шахтаминских пород понижены.

Магматические породы в целом относятся к метаглиноземистым образованиям: диапазоны отношений A/NK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол-во] и A/CNK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол-во] составляют соответственно в шахтаминском 1.2—1.9 и 0.7—1.0, в порфировом комплексе 1.2—1.8 и 0.6—1.1. Коэффициент $Mg\#$ $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ варьирует в диапазоне 44—69 в шахтаминском комплексе и 50—71 в порфировом.

Микроэлементы. Результаты анализов микроэлементов приведены табл. 1 и на рис. 4. Содержания микроэлементов в породах шахтаминского и порфирового комплексов близки, но намечаются и определенные различия. Породы характеризуются относительно высокими содержаниями когерентных элементов: в диоритах шахтаминского и монцонитах порфирового комплексов содержания никеля достигают соответственно 226 и 265, хрома 768 и 498, ванадия 147 и 145 г/т. Содержания крупноионных литофильных элементов в целом высокие, при этом в порфирах по сравнению с шахтаминскими породами они выше и соответственно составляют (г/т): Rb (115—407, 107—237); Ba (687—1186, 454—910); Sr (225—962, 302—763). Содержания высокозарядных элементов варьируют в диапазоне (г/т): Zr (73—233, 108—294); Nb (6.6—14.4, 8.2—14.7) соответственно в породах шахтаминского и порфирового комплексов. Магматиты в целом характеризуются высокими содержаниями легких (LREE), пониженными содержаниями средних (MREE) и низкими — тяжелых (HREE) редких земель. Шахтаминским и порфи-

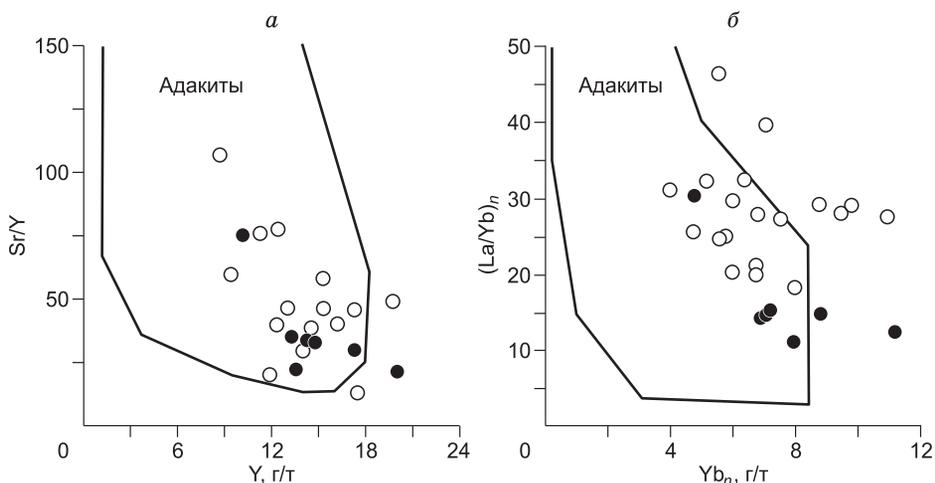


Рис. 6. Диаграммы Sr/Y — Y (а) и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ — Yb_n (б) для магматических пород Шахтаминского месторождения.

Усл. обозн. см. рис. 2. Поля адакитов: рис. а, по [Martin, 1999], рис. б, по [Drummond, Defant, 1990].

ровым породам соответствуют следующие интервалы содержания REE (г/т): La (21—33; 29—61), Sm (3.5—4.8; 4.0—7.7), Yb (0.76—1.79; 0.64—1.40), Y (10.1—20.0; 8.7—19.7).

По общему виду спектры REE пород двух комплексов аналогичны (рис. 5). Они характеризуются отрицательным наклоном, относительно крутым в области MREE и пологим в области LREE и HREE, а также небольшой отрицательной Eu аномалией (значения Eu/Eu* составляют 0.52—0.78 и 0.58—0.81 соответственно в породах шахтаминского и порфиروهого комплексов). Диапазоны отношений содержания редких земель, нормированных по хондриту, соответственно составляют: $(La/Yb)_n$ 11—30 и 20—47, $(Dy/Yb)_n$ 1.0—1.5 и 1.5—2.1, $(Sm/Dy)_n$ 2.5—4.1 и 3.3—4.7. Парные отношения REE в порфирах относительно шахтаминских пород повышенные и им соответствуют более крутые наклоны спектров.

Среди высоко-К известково-щелочных магматитов месторождения по геохимическим характеристикам выделяются адакитоподобные породы и обычные с низкими содержаниями Sr и высокими содержаниями Yb, Y и низкими отношениями $(La/Yb)_n$ (рис. 6). По [Martin et al., 2005], в адакитах содержания (г/т) $Sr > 400$, $Yb \leq 1.8$ и $Y \leq 18$, отношение $(La/Yb)_n > 10$, на спектрах REE обычно отсутствует отрицательная Eu аномалия. Такие характеристики свидетельствуют о равновесии расплавов с амфиболом и гранатом и отсутствии в источнике плагиоклаза. Адакитоподобные породы месторождения в отличие от типичных адакитов, развитых на континентальных окраинах, характеризуются высокими содержаниями K_2O и отношениями $K_2O/Na_2O \sim 1$. По этим характеристикам они близки к К-адакитам, широко распространенным, в частности, в орогенных структурах Тибета [Xiao et al., 2007]. Как и в поздне триасовых адакитах Восточного Тибета, на спектрах REE адакитоподобных пород месторождения постоянно отмечается отрицательная Eu аномалия. Согласно экспериментам с адакитами [Xiao, Clemens, 2007], плагиоклаз устойчив при $P < 17$ кбар, но при изменении состава расплава и флюидного режима минерал отменялся и при более высоких давлениях (до 20—25 кбар). Вслед за [Xiao et al., 2007], мы допускаем, что расплавы для пород с $Eu/Eu^* 0.5$ формировались при $P < 17$ кбар, что соответствует мощности коры менее 55 км, а для пород с $Eu/Eu^* 0.6—0.8$ при $17 < P < 20$ кбар, т.е. на глубине 55—66 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ПОРОД

U-Pb изотопная геохронология. Результаты *in situ* SIMS (SHRIMP-II) анализа цирконов приведены в табл. 2 и рис. 7. Приведены также снимки в режиме катодлюминесценции (рис. 8). Диапазоны единичных датировок для шахтаминских монзонитов и гранитов соответственно 163.7—157.7 и 162.8—156.3 млн лет, для монзонит-порфиоров и гранит-порфиоров соответственно 161.5—156.4 и 159.3—153.4 млн лет. Диапазоны датировок пород двух комплексов частично или полностью перекрываются.

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

Зерно, точка	$^{206}Pb_c$, %	U,	Th,	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$^{206}Pb^*$, г/т	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	возраст, млн лет	$\frac{^{238}U}{^{206}Pb}$	±%	$\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±%	$\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±%	$\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±%	Rho
		г/т														
Шахтаминский комплекс																
Монзонит (S-881/15)																
1.1	0.00	176	133	0.78	3.89	163.7	±2.4	38.88	1.5	0.05	4.6	0.177	4.9	0.02572	1.5	0.299
2.1	0.31	488	307	0.65	10.7	162.5	±1.6	39.17	1.0	0.049	4.3	0.173	4.4	0.02553	1	0.231
3.1	0.32	772	788	1.05	16.7	159.8	±1.5	39.84	0.9	0.049	4.7	0.17	4.7	0.02510	0.92	0.195
4.1	0.30	353	250	0.73	7.64	160.0	±1.8	39.79	1.1	0.05	4.4	0.173	4.5	0.02513	1.1	0.251
5.1	0.45	355	215	0.62	7.78	161.4	±1.9	39.44	1.2	0.05	5.4	0.175	5.5	0.02535	1.2	0.212
6.1	0.14	1442	638	0.46	30.9	158.7	±1.2	40.13	0.8	0.049	2.3	0.169	2.4	0.02492	0.78	0.320
7.1	0.00	1131	743	0.68	24.4	159.8	±1.3	39.85	0.8	0.049	2.8	0.171	2.9	0.02509	0.82	0.285
8.1	0.37	1048	960	0.95	22.7	159.8	±1.4	39.84	0.9	0.049	3.8	0.168	3.8	0.02510	0.86	0.222
9.1	0.00	529	324	0.63	11.6	161.7	±1.8	39.36	1.1	0.048	3.2	0.17	3.4	0.02541	1.1	0.332
9.2	1.70	4664	1900	0.42	101	157.7	±1.1	40.38	0.7	0.049	3.9	0.167	4	0.02476	0.72	0.182
10.1	0.19	598	454	0.78	13.1	161.6	±1.5	39.38	0.9	0.049	3.1	0.17	3.3	0.02539	0.94	0.288
Гранит (S-869)																
1.1	0.28	341	339	1.03	7.44	161.2	±1.8	39.48	1.1	0.049	5	0.171	5.1	0.02533	1.1	0.222
2.1	0.00	179	112	0.65	3.92	162.8	±2.3	39.09	1.4	0.05	4.5	0.177	4.7	0.02558	1.4	0.304
3.1	0.12	1739	2390	1.42	37.8	160.7	±1.3	39.62	0.9	0.049	1.8	0.172	2	0.02524	0.85	0.423

Зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U,	Th,	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст, млн лет		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	Rho
		г/г														
3.2	0.30	473	364	0.80	10.2	159.9	±1.6	39.81	1.0	0.048	5	0.168	5.1	0.02512	1	0.200
4.2	0.48	245	158	0.67	5.19	156.3	±2	40.75	1.3	0.05	7.7	0.169	7.8	0.02454	1.3	0.170
5.1	1.08	246	166	0.70	5.26	157.0	±2.2	40.55	1.4	0.049	9.9	0.168	10	0.02466	1.4	0.139
6.1	0.34	442	237	0.55	9.41	157.3	±1.7	40.49	1.1	0.047	4.7	0.16	4.9	0.02470	1.1	0.220
7.1	0.13	1113	1231	1.14	23.9	158.6	±1.5	40.14	1.0	0.05	2.3	0.17	2.5	0.02491	0.96	0.391
8.1	0.45	333	223	0.69	7.23	160.1	±1.9	39.77	1.2	0.047	5.9	0.164	6	0.02514	1.2	0.199
9.1	0.39	633	495	0.81	13.5	158.0	±1.6	40.3	1.0	0.047	5.7	0.161	5.7	0.02482	1	0.178
10.1	0.47	426	256	0.62	9.07	156.9	±1.8	40.57	1.2	0.051	6.2	0.172	6.3	0.02464	1.2	0.186

Порфиновый комплекс

Монзонит-порфир (S-883a)

1.1	0.00	434	282	0.67	9.36	160.0	±1.7	39.78	1.1	0.049	3	0.171	3.2	0.02514	1.1	0.331
2.1	0.17	2003	1357	0.70	43.5	160.7	±1.2	39.62	0.7	0.049	2.1	0.17	2.2	0.02524	0.73	0.327
2.2	0.34	1157	542	0.48	24.7	157.7	±1.3	40.38	0.8	0.049	3.3	0.168	3.4	0.02476	0.82	0.238
3.1	0.58	184	115	0.65	3.99	159.8	±2.3	39.83	1.5	0.052	7	0.18	7.2	0.02510	1.5	0.208
3.2	0.32	851	434	0.53	18.4	159.4	±1.4	39.93	0.9	0.05	3.4	0.172	3.5	0.02504	0.88	0.252
4.1	0.59	492	431	0.91	10.8	161.5	±1.7	39.4	1.1	0.049	6.3	0.172	6.3	0.02538	1.1	0.167
4.2	0.18	2067	1035	0.52	44.7	160.1	±1.2	39.78	0.7	0.049	2	0.169	2.2	0.02514	0.73	0.340
4.3	0.32	710	346	0.50	15.4	160.1	±1.5	39.77	0.9	0.05	4.6	0.172	4.7	0.02514	0.94	0.201
5.1	0.00	412	246	0.62	8.94	160.7	±1.7	39.61	1.1	0.05	3.1	0.173	3.3	0.02525	1.1	0.332
6.1	0.13	905	482	0.55	19.3	158.1	±1.4	40.27	0.9	0.051	2.4	0.173	2.6	0.02483	0.87	0.339
6.2	0.06	1771	888	0.52	37.4	156.4	±1.2	40.71	0.8	0.049	1.6	0.167	1.8	0.02456	0.76	0.430

Гранит-порфир (S-883b)

1.1	0.00	304	205	0.70	6.32	154	±2	41	1.1	0.0479	7.6	0.16	7.7	0.024	1.1	0.149
2.1	0.26	389	234	0.62	8.12	155	±3	41	1.9	0.0467	5.3	0.16	5.7	0.024	1.9	0.329
3.1	0.00	431	288	0.69	9.06	156	±4	41	2.4	0.0522	3.2	0.18	4.0	0.024	2.4	0.599
4.1	5.70	175	186	1.10	3.68	156	±6	41	4.2	0.0361	45.2	0.12	45.4	0.025	4.2	0.092
5.1	—	674	195	0.30	14.4	158	±3	40	2.1	0.0493	3.2	0.17	3.9	0.025	2.1	0.546
6.1	0.83	724	403	0.57	15.6	159	±4	40	2.6	0.0500	5.5	0.17	6.0	0.025	2.6	0.424
7.1	—	635	349	0.57	13.1	153	±2	42	1.2	0.0498	4.0	0.17	4.2	0.024	1.2	0.285
8.1	0.00	74	34	0.47	2.59	257	±7	25	2.6	0.0554	4.9	0.31	5.5	0.041	2.6	0.477
9.1	0.00	293	136	0.48	6.13	155	±3	41	1.7	0.0490	3.3	0.16	3.7	0.024	1.7	0.467
10.1	—	768	386	0.52	16.3	157	±3	41	2.2	0.0500	2.8	0.17	3.5	0.025	2.2	0.625
11.1	0.83	242	139	0.59	5.04	155	±3	41	2.0	0.0428	11.9	0.14	12.1	0.024	2.0	0.166

Примечания. Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на обыкновенный свинец введена по измеренному ^{204}Pb . Ошибка калибровки стандарта TEMORA не превышает 0.42. Ошибки приведены на уровне интервала 1σ. Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

Средневзвешенные возрасты, полученные по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляют соответственно 160.0 ± 0.9 , 159.0 ± 1.1 , 159.3 ± 0.9 , 155.0 ± 1.7 млн лет. Имеющиеся U-Pb геохронологические датировки шахтаминских гранитоидов и ранних порфиров перекрываются. Однако рвущие контакты между гранитоидами двух комплексов свидетельствуют о формировании порфиров после завершения становления гранитоидов шахтаминского комплекса. U-Pb датировки порфиров в пределах ошибки согласуются с Ag-Ag датировками по амфиболу гранодиорит-порфиров (159.5 ± 1.5 млн лет) и амфиболу гранит-порфиров (157.5 ± 1.5 млн лет) [Сотников и др., 1998], а U-Pb датировки шахтаминских гранитоидов не-

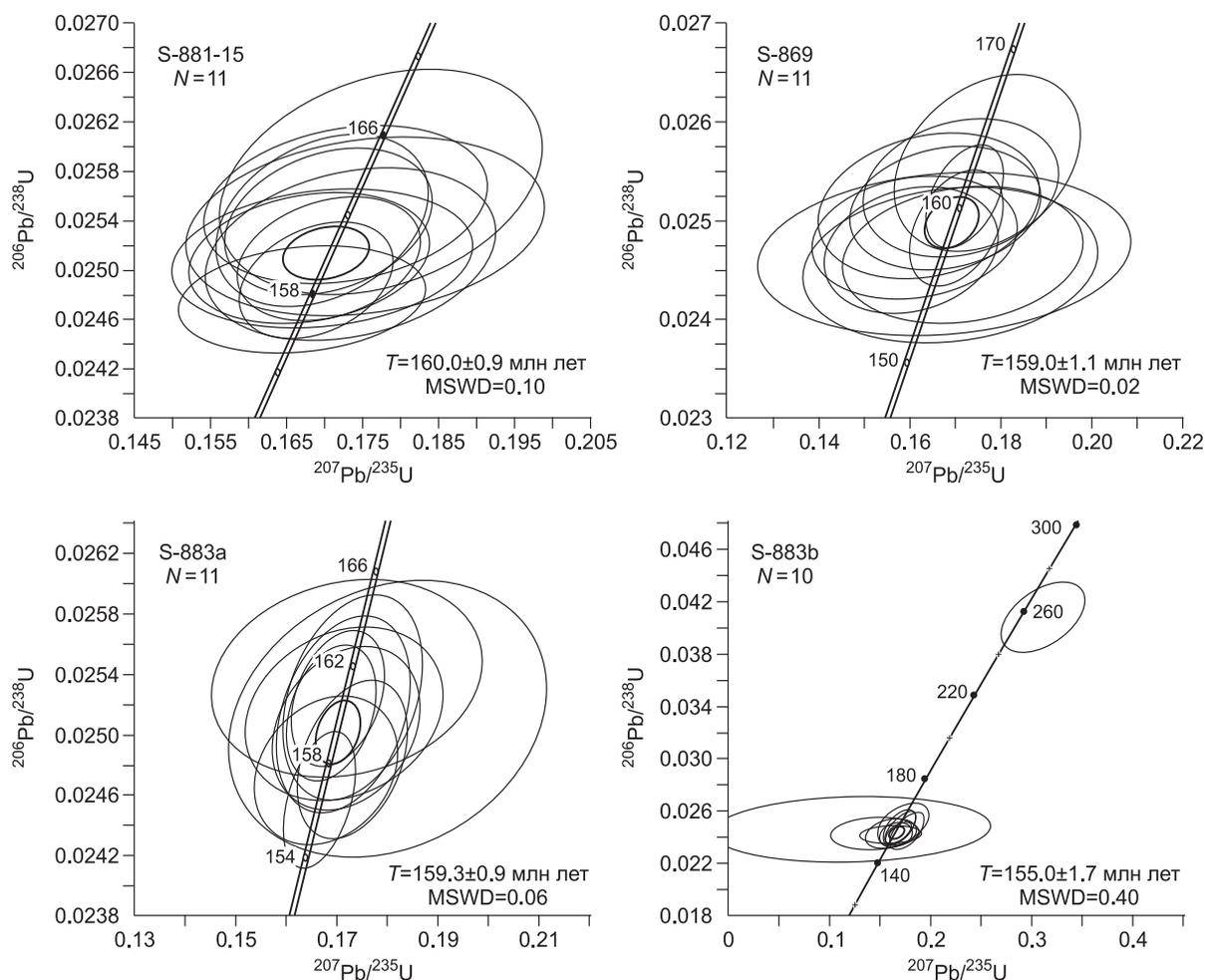


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов магматических пород месторождения.

сколько отличаются от Ag-Ag (167 ± 1.6 млн лет) [Сотников и др., 1998]. Совпадение U-Pb датировок разновозрастных по геологическим наблюдениям образований, по-видимому, можно объяснить коротким временным разрывом (меньше погрешности примененного *in situ* SIMS метода) между становлением гранитоидов двух комплексов и присутствием в породах цирконов разных генотипов. Последнее относится, прежде всего, к породам шахтаминского комплекса, вмещающим мелкие штоки и дайки порфирового комплекса. Некоторые особенности внутренней структуры минерала и распределения в нем U и Th позволяют подразделить исследованные цирконы шахтаминских гранитоидов на два генотипа.

В монцоните (S-881/15) выделяются две популяции цирконов. К одной из них относятся зерна 1, 2, 4, 5, 9 (центр) и 10. Эти цирконы с тонкой концентрической контрастной (в катодолюминесцентном режиме) зональностью роста характеризуются умеренными содержаниями U и Th (соответственно 176—598 и 133—454 г/т), обычными для магматических цирконов [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Им соответствуют датировки 163.7—160.0 млн лет. Средневзвешенный возраст (2σ) по 7 точкам составляет 161.7 ± 1.4 млн лет, $MSWD = 0.37$, $p = 0.87$.

Вторая популяция цирконов представлена зернами 3, 6—8, а также внешней оторочкой зерна 9. Содержания U и Th в них высокие (соответственно 772—4700 и 538—1900 г/т). В катодолюминесцентном изображении эти цирконы темно-серые до черного цвета. Их датировки варьируют в интервале 159.8—157.7 млн лет. Средневзвешенный возраст (2σ) по пяти точкам составляет 159.0 ± 1.1 млн лет, $MSWD = 0.61$, $p = 0.65$. Следует учитывать, что в районе месторождения гранитоиды прорваны мало-мощными дайками порфиров. Все сказанное позволяет рассматривать цирконы первой популяции как магматические, а цирконы второй популяции как наложенные (метасоматические), связанные с воздействием на гранитоиды флюидов, ассоциирующих с порфирами. Согласно этим данным, U-Pb возраст монцонитов составляет 161.7 ± 1.4 млн лет, а вероятный возраст порфиров, вызвавших их преобразование, 159.0 ± 1.1 млн лет.

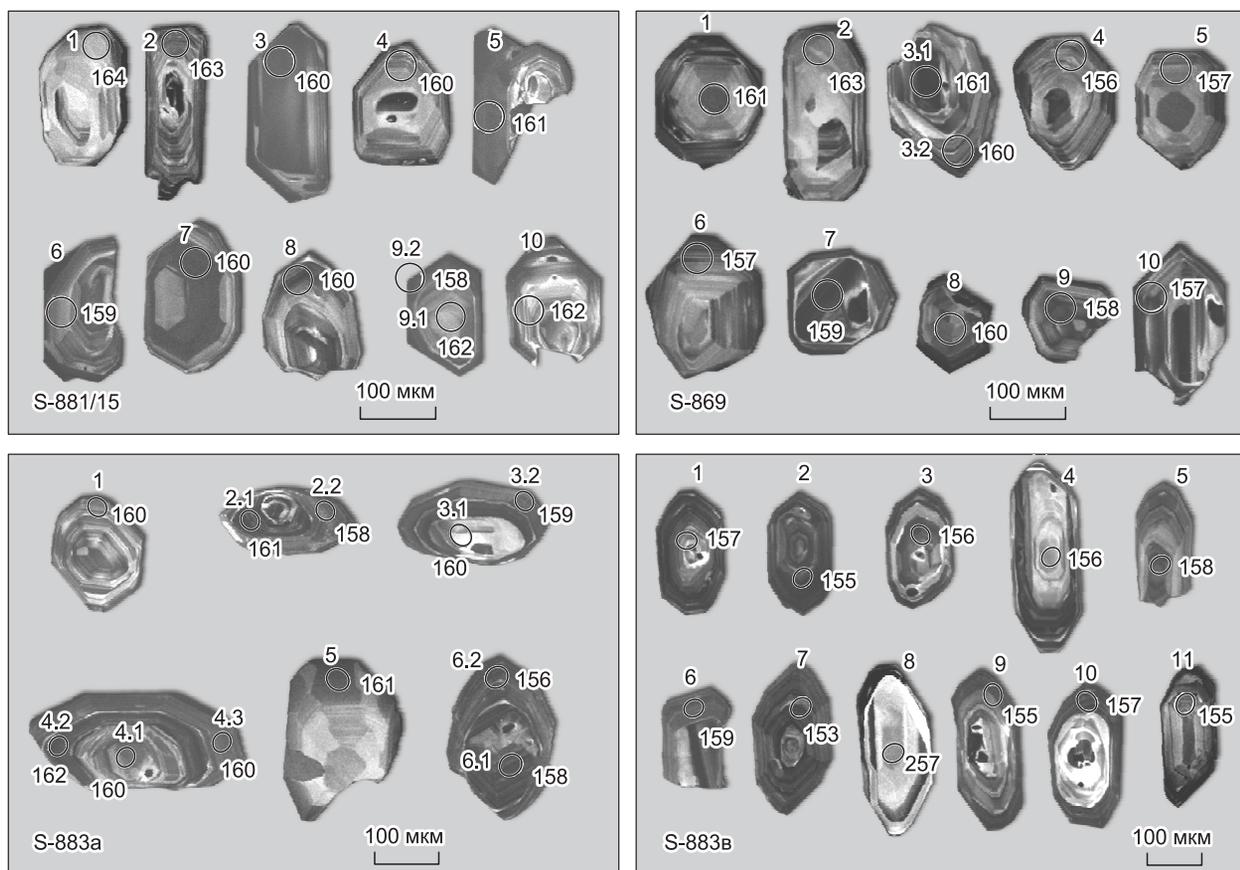


Рис. 8. Катодолуминесцентные изображения цирконов из магматических пород Шахтаминского месторождения.

Показаны точки датирования и значения возраста (млн лет). Номера зерен соответствуют табл. 2. При двух и трех анализах в одном зерне первая цифра — номер зерна, вторая — номер точки.

В граните (S-869) одна популяция цирконов включает зерна 1, 2, 3 (центр) и 8. Наиболее древняя датировка (162.8 ± 2.3 млн лет) зафиксирована на периферии зерна 2, характеризующегося секториальной зональностью, нечеткой внутренней структурой и низкими содержаниями U (179 г/т) и Th (112 г/т). Датировки 161.2—160.1 млн лет соответствуют центрам зерен 1, 3, 8. Центр зерна 3 представлен призматическим цирконом, гомогенным, темно-серого цвета в КЛ режиме, с высокими содержаниями U (1739 г/т) и Th (2390 г/т). Ему соответствует датировка 160.7 ± 1.3 млн лет. Центры зерен 1 и 8 представлены изометричными кристаллами с секториальной зональностью и с содержаниями U (341 и 333 г/т) и Th (339 и 223 г/т), обычными для магматических цирконов. Особенности внутреннего строения циркона и распределения в нем содержаний U и Th, очевидно, связаны с его кристаллизацией в нестабильных условиях во время подъема и размещения расплава во внутрикоревой камере. Средневзвешенный возраст ($\pm 2\sigma$) цирконов этого типа по четырем точкам, составляющий 161.0 ± 1.7 млн лет ($MSWD = 0.30$, $p = 0.82$), отвечает времени кристаллизации гранитов.

Вторая популяция цирконов представлена преимущественно короткопризматическими кристаллами с хорошо выраженной ритмической зональностью: зерна 3 (периферия), 4—7, 9, 10 с датировками от 159.9 до 156.3 млн лет. В цирконе с широкополосной зональностью (зерно 7) содержания U и Th высокие (соответственно 1113 и 1231 г/т). В цирконах с узкополосной зональностью содержания U (245—633 г/т) и Th (158—495 г/т) низкие. Образование цирконов второго типа могло произойти в связи с внедрением порфиров. Средневзвешенный возраст ($\pm 2\sigma$) цирконов по семи точкам — 157.9 ± 1.3 млн лет, $MSWD = 0.50$, $p = 0.81$ отвечает времени воздействия порфиров на шахтаминские гранитоиды. В целом U-Pb датировки наложенного циркона в шахтаминских гранитоидах хорошо согласуются с Ar-Ag датировками порфиров и Re-Os датировками молибденитов (158 ± 1 , 159 ± 1 млн лет) [Berzina et al., 2003].

Геохронологический возраст магматических цирконов шахтаминских гранитоидов (161.7 ± 1.4 и 161.0 ± 1.7 млн лет) согласуется с U-Pb датировкой (161.6 ± 1.3 млн лет) циркона из шахтаминских гра-

нитоидов прилегающих районов [Шатков, 2009]. Полученные датировки свидетельствуют о становлении гранитоидов в конце средней коры. Внедрение порфиров происходило во временном интервале (159.3 ± 0.9 — 155.0 ± 1.7 млн лет), отвечающем началу поздней юры.

В целом по цирконам магматитов шахтаминского и порфирового комплексов единичные U-Pb датировки варьируют от максимальной (163.7 ± 2.4 млн лет) в монцонитах до минимальной (153.4 ± 2.0 млн лет) в гранит-порфирах. Согласно этим данным, продолжительность эндогенной активности в районе месторождения составила около 10 млн лет.

Sm-Nd изотопный состав пород. Изотопные составы Sm и Nd определены в монцоните и граните шахтаминского комплекса, монцонит- и гранит-порфирах рудоносного комплекса. Результаты анализов приведены в табл. 3 и рис. 9. Породы в целом характеризуются относительно высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, близкими к ϵ_{Nd} CHUR. Оценки $\epsilon_{Nd}(T)$ возрастают среди шахтаминских пород от гранита (-2.7) к монцониту (-1.1) и от шахтаминских пород к монцонит-порфиру ($+2.0$) и гранит-порфиру ($+2.1$). Неодимовые модельные возрасты T (DM-2st), составляющие более 1000 млн лет для пород шахтаминского комплекса и около 800 млн лет для пород порфирового комплекса, указывают на участие в магмообразовании древнего протолита.

Изотопные составы пород на рис. 9 расположены между составами метасоматизированной мантии, мантии EM II и древней континентальной коры. Близкие изотопные составы пород к CHUR указывают на существенную роль мантийного компонента в их образовании. Участие в магматическом процессе компонента EM II не подтверждается парными отношениями несовместимых элементов. По соотношениям элементов-примесей (рис. 10) магматические породы месторождения близки к MM и CC и удалены от EM II.

Pb изотопный состав пород и рудных минералов. Результаты анализов изотопного состава свинца в полевых шпатах магматических пород и сульфидах из рудных тел приведены в табл. 4 и рис. 11. Изучались полевые шпаты монцонита, кварцевого монцонита и гранита шахтаминского комплекса, мон-

Таблица 3. Изотопный состав Sm и Nd магматических пород Шахтаминского месторождения

Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T , млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T(\text{DM-2st})$ млн лет
	г/г						
Шахтаминский комплекс							
Монцонит	4.41	24.65	0.108147	0.512489 ± 16	160	-1.1	1057
Гранит	5.59	38.10	0.088737	0.512386 ± 14	159	-2.7	1189
Порфировый комплекс							
Монцонит-порфир	5.97	35.49	0.101661	0.512643 ± 17	159	+2.0	795
Гранит-порфир	5.23	32.38	0.097655	0.512645 ± 16	155	+2.1	787

Таблица 4. Изотопный состав Pb магматических пород и рудных минералов Шахтаминского месторождения

Порода	Минерал	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Шахтаминский комплекс				
Монцонит	Pl	18.5083 ± 0.0004	15.5654 ± 0.0004	38.2731 ± 0.0014
Кварцевый монцонит	Pl + Kfs	18.5618 ± 0.0009	15.5936 ± 0.0008	38.3980 ± 0.0028
Гранит	Pl	18.7384 ± 0.0003	15.6001 ± 0.003	38.4403 ± 0.0011
Порфировый (рудноносный) комплекс				
Монцонит-порфир	Pl + Kfs	18.5770 ± 0.0011	15.6134 ± 0.0009	38.4971 ± 0.0032
Гранит-порфир	»	18.5875 ± 0.0003	15.5739 ± 0.0003	38.3473 ± 0.0028
Сульфиды				
Кварцевая жила	Молибденит	19.3946 ± 0.0002	15.6164 ± 0.0001	38.3274 ± 0.0004
Кварцевая жила	»	19.1304 ± 0.0003	15.6008 ± 0.0003	38.3131 ± 0.0009
Карбонатное гнездо	Халькопирит	18.4946 ± 0.0002	15.5808 ± 0.0003	38.2791 ± 0.0008
Вкрапленность в гранодиорите	Пирит	19.0936 ± 0.0003	15.6091 ± 0.0003	38.7085 ± 0.0009
Карбонатное гнездо с полиметаллами	Галенит	18.4902 ± 0.0003	15.5713 ± 0.0003	38.2509 ± 0.0009

Примечание. Pl — плагиоклаз, Kfs — калиевый полевой шпат.

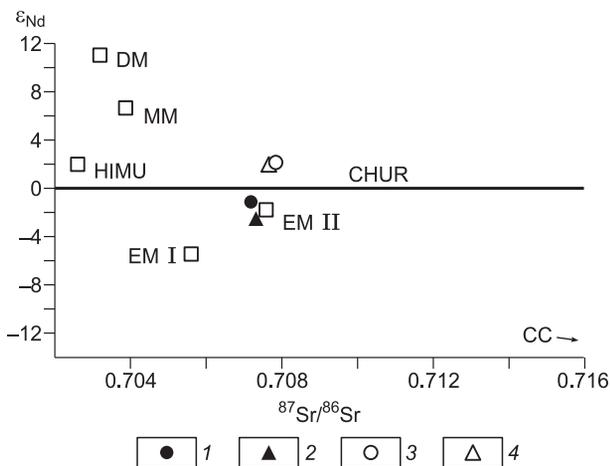


Рис. 9. Изотопные составы магматических пород Шахтаминского месторождения на диаграмме ϵ_{Nd} — $^{87}Sr/^{86}Sr$.

1, 2 — шахтаминский комплекс: 1 — монцонит, 2 — гранит; 3, 4 — порфировый комплекс: 3 — монцонит-порфир, 4 — гранит-порфир. Мантия: деплетированная (DM), обогащенная неодимом (EM I), обогащенная радиогенным стронцием (EM II), с высоким значением $\mu = ^{238}U/^{204}Pb$ (HIMU), по [Hofmann, 2007], метасоматизированная (MM) по данным среднего состава базальтов островных дуг [Kelemen et al., 2007]. CC — докембрийская континентальная кора, по [Kovalenko et al., 2004], CHUR — однородный хондритовый резервуар. Использованы изотопные составы стронция по апатитам [Сотников и др., 2000].

монит-порфира и гранит-порфира рудоносного комплекса. Исследованные сульфиды представлены молибденитом, халькопиритом, пиритом и галенитом.

Отношения изотопов свинца в полевых шпатах из пород двух комплексов близки и варьируют в относительно узких диапазонах: $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.508—18.738 и 18.577—18.587), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.565—15.600 и 15.613—15.574), $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.273—38.440 и 38.347—38.497) соответственно в шахтаминском и порфировом комплексах. Эти данные свидетельствуют об относительно однородном Pb-изотопном составе источников или общего источника при формировании магматических комплексов.

На диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ (см. рис. 11) изотопные составы минералов лежат справа от геохроны, что указывает на обогащение их радиогенным свинцом. При этом изотопные составы образуют две линейные последовательности. Одна из них с крутым, почти вертикальным наклоном представлена изотопными составами полевых шпатов монцонита, кварцевого монцонита шахтаминского комплекса, монцонит-порфира, гранит-порфира рудоносного комплекса и рудных минералов — халькопирита и галенита. Вторая последовательность с пологим наклоном включает изотопные составы полевого шпата шахтаминского гранита, пирита и молибденита. Изотопные составы первой группы расположены между составами метасоматизированной мантии и континентальной коры. Составы второй группы отклоняются от первой группы к мантии типа HIMU. Такое распределение составов свинца предполагает участие в рудно-магматическом процессе не менее трех источников.

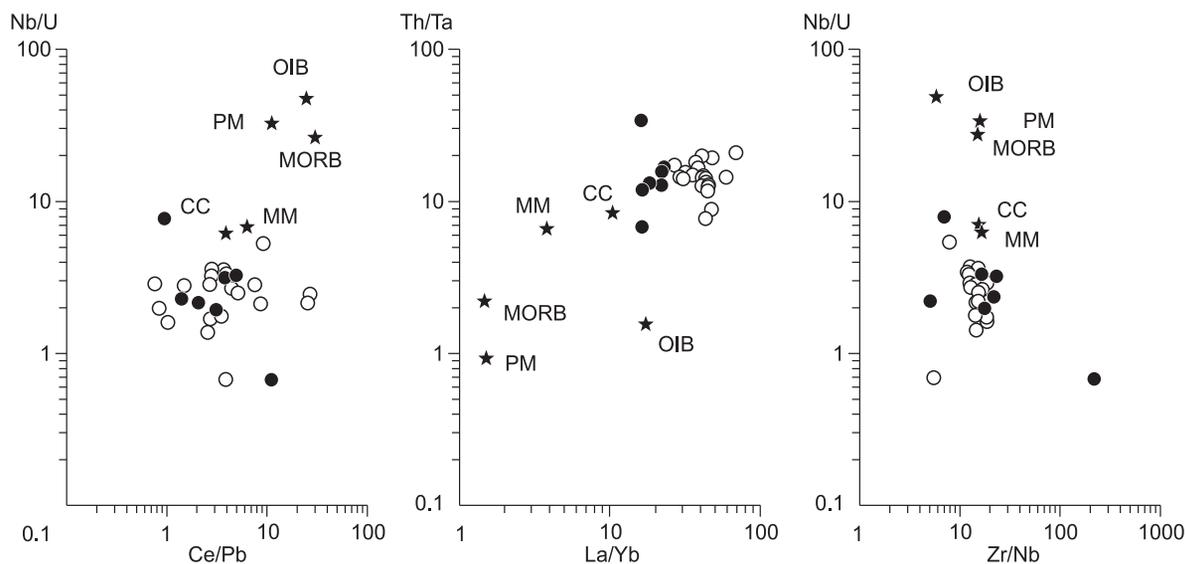


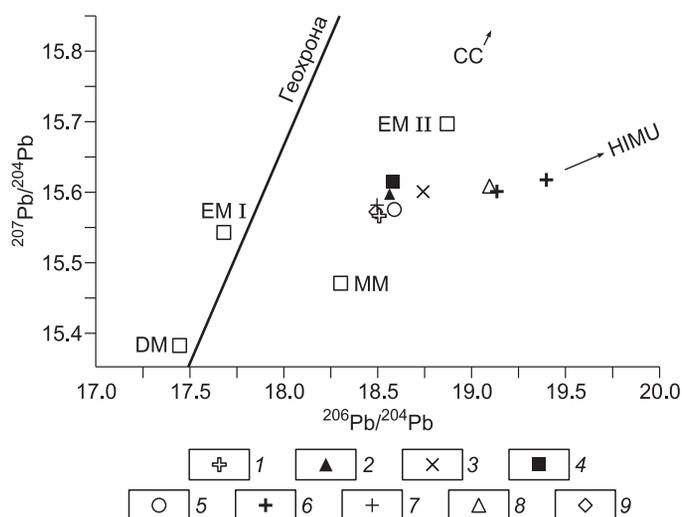
Рис. 10. Составы магматических пород Шахтаминского месторождения на диаграммах парных отношений несовместимых элементов.

Усл. обозн. см. рис. 2. Составы MM, MORB (базальтов срединно-океанических хребтов) [Kelemen et al., 2007], PM (примитивной мантии) [McDonough, Sun, 1995], OIB (базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989], CC [Rudnick, GaO, 2003].

Рис. 11. Изотопные составы свинца Шахтаминского месторождения на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Полевые шпаты: 1 — монцонита, 2 — кварцевого монцонита, 3 — гранита, 4 — монцонит-порфира, 5 — гранит-порфира. Рудные минералы: 6 — молибденит, 7 — халькопирит, 8 — пирит, 9 — галенит.

DM, EM I, EM II, HIMU, по [Hofmann, 2007], MM, по [Kelemen et al., 2007], CC, по [Gao et al., 1998].



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Смешение и кристаллизационная дифференциация как доминирующие механизмы магматического процесса. Отрицательная корреляция содержаний TiO_2 , MgO , $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (см. рис. 3) и микроэлементов Ni, Cr, V, Zr (см. рис. 4) с SiO_2 , а также изменение минерального состава пород от монцонитов к гранитам свидетельствуют о существенной роли кристаллизационной дифференциации. Однако распределение содержаний Rb, Ba, Sr не согласуется с проявлением кристаллизационной дифференциации. Этот факт, а также довольно широкий разброс точек составов на всех диаграммах позволяют предполагать, что кристаллизационная дифференциация осложнялась наложением других процессов, в частности, смешения расплавов в магматических очагах и при их подъеме на верхние горизонты.

Для иллюстрации смешения расплавов (источников) используются бинарные 4-компонентные диаграммы. При смешении составы пород образуют гиперболическую последовательность на диаграмме с парными отношениями четырех компонентов и линейную последовательность на диаграмме с парными отношениями трех компонентов [Barnes et al., 2001; Hollanda et al., 2003]. Распределение составов пород шахтаминского и порфирового комплексов на диаграммах $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{SiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ и $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{SiO}_2$ — CaO/SiO_2 (рис. 12) свидетельствует о важной роли смешения расплавов (источников) при магмообразовании.

Смешение расплавов, по-видимому, происходило многократно (в глубинном и внутрикоровом очагах магматической системы и на уровне становления массива и даек). Однако предполагается, что смешение расплавов на глубинном уровне (в области перехода мантия—кора) во многом контролировало состав и рудный потенциал магматической системы.

Источники рудно-магматической системы. Шахтаминский и порфировый комплексы представлены породами преимущественно высоко-К известково-щелочной серии и в меньшей степени шошонитовой (см. рис. 3). Преобладают метаглиноземистые образования I типа, что позволяет предполагать участие мантийного компонента в магмообразовании. Такое предположение подтверждается высокими содержаниями в породах MgO (до 8.62 и 7.91 %), Ni (до 226 и 265 г/т), Cr (до 768 и 498 г/т), V (до 147 и 145 г/т) соответственно в породах шахтаминского и порфирового комплексов (см. рис. 4).

Спектры распределения микроэлементов в породах шахтаминского и порфирового комплексов характеризуются положительными аномалиями Rb, Th, U, K, Pb, Sr, отрицательными аномалиями Nb, Ta, Ti, высокими содержаниями LREE и низкими HREE (рис. 13), свидетельствующими о существенной роли субдукционного компонента в магматической системе. Становление среднепозднеюрских интрузивных комплексов в Восточном Забайкалье произошло после завершения субдукции [Зоненшайн и др., 1990; Zorin et al., 2001]. В связи с этим следует предположить в качестве первичного источника рудно-магматической системы мантию, метасоматизированную в процессе субдукции, и/или мафическую ювенильную кору, формировавшуюся при поступлении базитовых расплавов — производных такой мантии [Richards, 2011; Li et al., 2011].

На диаграммах отношений несовместимых элементов (см. рис. 10), используемых в качестве индикаторов модельных резервуаров — источников магм [Коваленко и др., 2009], составы пород Шахтаминского месторождения расположены как вблизи составов метасоматизированной мантии, так и континентальной коры, что предполагает участие мантии и коры в магмообразовании. Положение изотопных составов пород месторождения между составами MM и CC (см. рис. 9 и 11) указывает на то, что состав магмы контролировался соотношением мантийного и корового вещества. Участие коровой компоненты

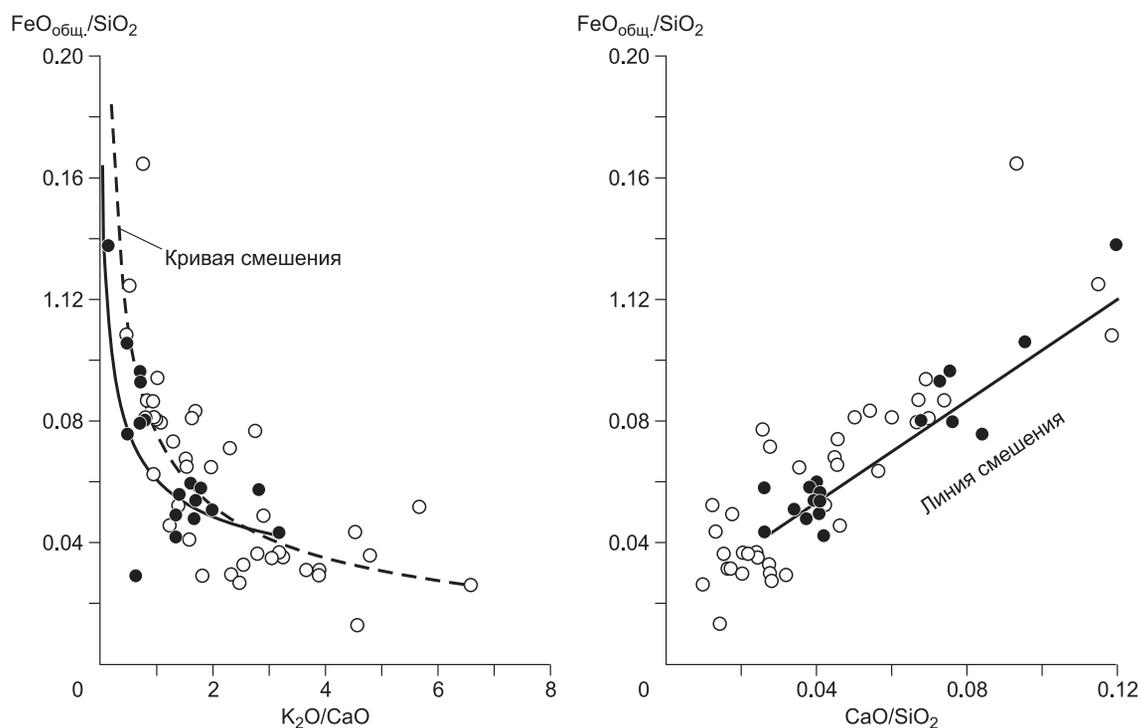


Рис. 12. Составы магматических пород Шахтаминского месторождения на диаграммах $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{SiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ и $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{SiO}_2$ — CaO/SiO_2 .

Усл. обозн. см. рис. 2.

в магмообразовании, согласно увеличению значений ϵ_{Nd} , уменьшалось от шахтаминского комплекса к порфиоровому, а в пределах шахтаминского комплекса от гранитов к монцонитам.

Среди магматитов месторождения, представленных высоко-К известково-щелочными образованиями I типа, выделяются гранитоиды с обычными геохимическими характеристиками и с геохимическими характеристиками К-адакитов. Экспериментальные исследования [Xiao, Clemens, 2007] показали, что формирование расплавов, соответствующих по составу К-адакитам, возможно при $P > 20$ кбар (мощности коры > 66 км), температуре 1075 °С и плавлении протолита повышенной кислотности (типа TTG). Согласно [Xiao et al., 2007], расплавы К-адакитов Тибета формировались при плавлении нижней коры, перемещенной в мантию в связи с деляминацией литосферы. По-видимому, аналогичная ситуация имела место и в Восточном Забайкалье. На юго-востоке Восточного Забайкалья утолщение коры происходило в связи с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов [Zorin et al., 2001] и поступлением в основание коры мантийных расплавов, из которых формировалась ювенильная мафическая кора на субдукционном, коллизионном и постколлизионном (рифтогенном) этапах развития региона.

Вышесказанное позволяет предполагать, что формирование расплавов, материнских для гранитоидов с геохимическими характеристиками К-адакитов, происходило на мантийном уровне в связи с плавлением ювенильной и зрелой коры при деляминации. Образовавшиеся расплавы взаимодействовали с мантией, что привело к обогащению их магнием. Магма высоко-К гранитоидов с обычными геохимическими характеристиками формировалась при плавлении ювенильной и зрелой коры на более высоких уровнях, соответствующих $P < 17$ кбар, и смешивалась с расплавами, поступающими с нижних горизонтов, что объясняет высокие содержания MgO во всех магматических образованиях месторождения.

Генетические особенности рудно-магматической системы. Развитие Cu-Mo-порфировых магматических систем связано с активизацией мантийных процессов. Образующиеся при этом базальтоидные магмы рассматриваются как источник вещества (включая металлы) и тепла, поддерживающего длительное развитие магматического процесса в глубинном диапазоне от низов коры до уровня становления порфиорового комплекса. Благоприятные условия для заложения рудно-магматических систем создаются при субдукции, в процессе которой происходит обогащение деплетированного мантийного клина водой, летучими и металлами. Магма, образующаяся при плавлении метасоматизированной мантии на субдукционном и последующих этапах геологического развития, во многом наследует ее геохимические характеристики [Richards, 2011].

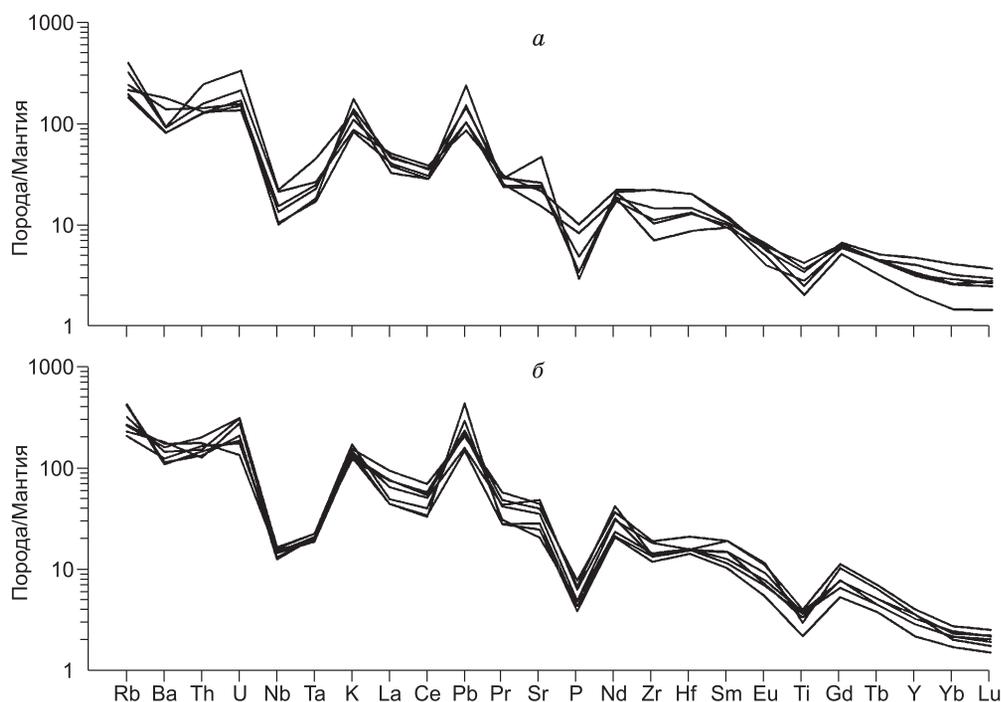


Рис. 13. Мультиэлементные спектры магматических пород шахтаминского (а) и порфирового (б) комплексов Шахтаминского месторождения.

Нормировано по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Субдукционная обстановка в рассматриваемом регионе прослеживается во временном интервале пермь—юра [Zorin et al., 2001]. Этот период характеризуется проявлением магматизма с формированием крупных батолитов андийского типа. К одному из них приурочен Шахтаминский массив. Согласно [Richards, 2011], в условиях субдукции одновременно с развитием гранитоидного магматизма на верхних горизонтах в области кора—мантия формируется ювенильная кора, сложенная преимущественно базитами — производными метасоматизированной мантии. При развитии магматизма шахтаминского и порфирового комплексов базальтоидная магма, учитывая отсутствие на Шахтаминском месторождении основных пород, задерживалась на границе с корой, наращивая ее снизу и инициируя плавление вышележащей коры. Каждый этап магматизма сопровождался привнесением флюидных компонентов и металлов из мантии, и в связи с этим формирующуюся ювенильную кору можно рассматривать как источник, потенциально благоприятный для развития рудного потенциала Шахтаминской магматической системы. Плавление ранее сформировавшейся ювенильной коры в связи с внедрением базальтоидной магмы на поздних этапах эндогенной активности вызывало перераспределение летучих и металлов в расплав, способный мигрировать на верхние горизонты. К благоприятным для концентрирования флюидных компонентов и металлов относятся зоны, сложенные амфиболом-реститом, образующимся при плавлении мафической коры. Такие зоны, ассоциирующиеся с коллизионным этапом, позднее вовлекались в эндогенный процесс, связанный с развитием порфирового магматизма, что способствовало повышению рудного потенциала последнего. Разные масштабы проявления шахтаминского и порфирового магматизма в регионе позволяют предполагать существенную роль первого в наращивании снизу ювенильного материала и преобразовании вышележащей коры, а следовательно, формировании рудного потенциала магматической системы. Зрелая кора как источник рудно-магматической системы определила во многом специфику магмы — повышенную кислотность и щелочность, благоприятные для концентрирования Mo в расплаве и последующего его перераспределения во флюид.

Согласно геохимическим и изотопно-геохимическим данным, материнская магма для наиболее примитивных образований системы (высоко-Mg монзонитов шахтаминского и порфирового комплексов с содержанием MgO 7—8 % и с геохимическими характеристиками К-адакитов) сформировалась вследствие плавления коры (погруженной при деляминации на глубину) и взаимодействия расплавов с мантией. Высоко-Mg монзонитовая магма при подъеме смешивалась с расплавами верхних горизонтов. Образовавшиеся при смешении расплавы подвергались кристаллизационной дифференциации при подъеме

и в магматических камерах. Близкие значения ϵ_{Nd} монцит- и гранит-порфиров позволяют рассматривать их как производные общего довольно однородного по изотопному составу расплава и, следовательно, с близким соотношением компонентов ювенильной и зрелой коры, тогда как возрастание ϵ_{Nd} от гранитов к монцитам шахтаминского комплекса показывает, что от первых ко вторым роль зрелой коры относительно ювенильной в образовании расплавов снижалась. Расплавы порфирового комплекса поступали из внутрикорового очага, расположенного ниже Шахтаминского массива и функционировавшего после кристаллизации шахтаминских гранитоидов. Поступление расплавов для даек однородного и сложного составов происходило с разных горизонтов магматического очага или, возможно, из разных по составу камер.

В пределах рудного поля магматизм проявился, согласно полученным U-Pb датировкам, в интервале конец средней юры—середина поздней юры. На юге Восточного Забайкалья коллизионные процессы завершились в средней юре; в поздней юре начали формироваться постколлизионные впадины [Парфенов и др., 2003; Руженцев и др., 2008]. Геохронологический возраст (средняя юра) шахтаминских гранитоидов отвечает финальному этапу коллизионного процесса — столкновению двух континентов в условиях закрытия Монголо-Охотского океана (в пределах его Забайкальского сектора). Время развития порфирового магматизма в регионе отвечает перестройке геодинамического режима на постколлизионный. Изменение геодинамического/тектонического режима рассматривается как благоприятный фактор для формирования Cu-Mo-порфировых систем [Cooke, Hollings, 2005; Yang et al., 2009]. Пространственное совмещение гранитоидов разных глубинных уровней: не менее 3 км для шахтаминских гранитоидов и около 1 км для порфиров [Медно-молибденовая..., 1977] позволяет предполагать, что становлению порфирового комплекса предшествовали быстрый подъем и эрозия шахтаминских гранитоидов в связи с изменением коллизионной обстановки на постколлизионную (рифтогенную). Подобная ситуация отмечалась при формировании крупнейшего Cu-Mo порфирового месторождения Цюйлонг (Qulong), Тибет, которое относится к классу постколлизионных. По [Yang et al., 2009], перед внедрением рудоносной магмы, в связи с подъемом астеносферы, ранние гранитоиды (более глубинные относительно рудоносных порфиров) были перемещены не менее чем на 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 формировались дайки рудоносных порфиров.

Различные геодинамические условия формирования комплексов определили их некоторые особенности. В условиях растяжения магмообразование происходило на более глубоких горизонтах при повышенном участии мантийной составляющей и, по-видимому, с вовлечением плюмового (HUMI) компонента, о чем свидетельствуют высокие содержания радиоактивного Pb в сульфидах и полевых шпатах.

Разные масштабы проявления магматических комплексов в регионе позволяют предполагать, что степень плавления протолита (ювенильной и зрелой коры) контролировала состав комплексов и их геохимические характеристики. Низкая степень плавления при магмообразовании на этапе становления порфирового комплекса относительно шахтаминского, по-видимому, объясняет повышенную щелочность и обогащение некогерентными элементами (в том числе и молибденом) порфиров. Но при этом нельзя исключать возможность влияния плюма на этапе становления порфирового комплекса.

Аналогичные составы минеральных ассоциаций шахтаминского и порфирового комплексов и близкие петрогеохимические характеристики, свидетельствующие об общности (или близости составов) их 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 шахтаминского комплекса, который выделяется нами как подготовительный этап в развитии рудно-магматической системы.

О влиянии плюма. Развитие магматизма в позднем мезозое на юго-востоке Восточного Забайкалья происходило в сложных условиях коллизии континентов при закрытии Монголо-Охотского океана и влияния горячей точки мантии на литосферу региона [Зоненшайн и др., 1990; Ярмолюк и др., 2000]. Полученные U-Pb геохронологические датировки гранитоидов массива и порфировых даек свидетельствуют о том, что магматизм Шахтаминского месторождения проявился на фоне коллизии и активности горячей точки, что позволяет рассматривать такие обстановки, как благоприятный фактор для развития Шахтаминской рудно-магматической системы.

Пространственно Шахтаминское месторождение ассоциирует с Восточно-Монгольской областью позднемезозойского внутриплитного магматизма [Ярмолюк и др., 1995], к которой приурочен ряд редкометалльных месторождений, в том числе W-Mo Югодзырское (Восточная Монголия). Возраст интрузивного магматизма в районе Югодзырского месторождения, составляющий 151—165 млн лет (Rb-Sr метод) [Коваленко и др., 1999], перекрывается с возрастом магматизма Шахтаминского месторождения. Близки также и некоторые геохимические характеристики, например, изотопные составы Sr и Nd [Кова-

ленко и др., 1999], что допускает участие в образовании интрузивных комплексов двух месторождений близких по составу источников.

На диаграммах отношений несовместимых элементов (см. рис. 10), используемых в качестве индикаторов модельных резервуаров — источников магм [Коваленко и др., 2009], составы пород Шахтаминского 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 позволяет предполагать участие в развитии рудно-магматической системы плюмового компонента HIMU. Влияние мантийного плюма при формировании Шахтаминской 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]. Проблема связи известково-щелочного магматизма и оруденения с мантийными плюмами рассматривается в работах [Добрецов и др., 2001, 2010; Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2011].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Шахтаминском месторождении выделяются два интрузивных комплекса: шахтаминский и рудоносный порфировый. Уран-свинцовые датировки по циркону (SIMS) совпадают в пределах погрешности и составляют для монцитонитов и гранитов шахтаминского комплекса соответственно 161.7 ± 1.4 и 161.0 ± 1.7 , для монцитонит- и гранит-порфиров рудоносного комплекса соответственно 159.3 ± 0.9 и 155.0 ± 1.7 млн лет. Магматизм проявился в конце средней юры и в 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. Становление шахтаминского комплекса произошло в конце коллизии, порфирового комплекса в условиях смены геодинамической обстановки на постколлизийную (рифтогенную). Комплексы представлены монцитонит-гранитными сериями с близкими геохимическими характеристиками пород.

Учитывая геологические данные, субдукционные геохимические характеристики гранитоидов, значения ϵ_{Nd} , близкие к нулевым, в качестве источника магм предполагается ювенильная кора, сформировавшаяся в связи с внедрением базитовой магмы и ее размещением на границе мантия—кора. Геохимические особенности ювенильной мафической коры, унаследованные от метасоматизированной мантии, позволяют рассматривать ее как доминирующий источник флюидных компонентов и металлов Шахтаминской рудно-магматической системы. Неодимовые модельные возрасты (около 1000 млн лет) и геохимические характеристики гранитоидов свидетельствуют об участии в процессе маглообразования докембрийских метаинтрузивных пород.

Среди гранитоидов двух комплексов выделяются высоко-К известково-щелочные породы с обычными геохимическими характеристиками и с геохимическими характеристиками К-адацитов. Согласно геохимическим характеристикам, предполагается формирование материнских расплавов для первых на глубине менее 55 км, для вторых на глубине 55—66 км.

Формирование магмы с геохимическими характеристиками К-адацитов вызвано плавлением коры, погруженной в мантию при деляминации в связи с утолщением коры вследствие многократного поступления базитовой магмы и тектонических деформаций на верхних горизонтах. Формировавшаяся в таких условиях высоко-Mg монцитонитовая магма при подъеме смешивалась с выплавками, образующимися на верхних горизонтах, что объясняет повышенную магнезиальность, характерную для гранитоидов месторождения.

Близкие составы и петрогеохимические характеристики гранитоидов шахтаминского и порфирового комплексов свидетельствуют об общности источников, путей транспорта и направленности эволюции расплавов и 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 шахтаминского комплекса, который выделяется нами как подготовительный этап в развитии рудно-магматической системы.

Авторы глубоко признательны рецензентам статьи д.г.-м.н. А.Э. Изоху и д.г.-м.н. А.А. Сорокину за критические замечания, способствовавшие улучшению содержания статьи.

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. Магматические центры с Cu-Мо-порфировым оруденением Центрально-Азиатского подвижного пояса (на примере Сибири и Монголии) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1605—1618.

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. Сорское Cu-Мо-порфировое месторождение (Кузнецкий Алатау): магматизм, влияние мантийного плюма на развитие рудно-магматической системы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1974—1986.

Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий. М-б 1:2500000 / Под ред. Л.П. Зоненшайна, З.В. Межеловского, Л.М. Натапова. М., Мингео СССР, 1989.

Геологическая карта Читинской области. М-б 1:500000. Ред. И.Г. Рутштейн. Чита, ПГО «Читагеология», 1992, 22 л.

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:500000 / Под ред. И.Г. Рутштейна, Н.Н. Чабана. Чита, ГГУП, «Читагеолсъемка», 1997, 239 с.

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. М., Недра, кн. 1, 1990, 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., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Царева Г.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Яковлева С.З. Гранитоиды Югодзырского рудного района (Юго-Восточная Монголия) и связь с ними W-Мо-оруденения // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41 (5), с. 404—424.

Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Отношения элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометалльного месторождения, Западная Монголия // Петрология, 2009, т. 17 (2), с. 175—196.

Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998, 492 с.

Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 676—689.

Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2003, № 4, с. 408—424.

Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов) / Ред. В.А. Кузнецов. Новосибирск, Наука, 1977, 423 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22 (6), с. 7—41.

Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М., Недра, 1992, 288 с.

Руженцев С.В., Некрасов Г.Е., Голионко Б.Г., Лыхин Д.А. Палеогеодинамика забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008, с. 71—72.

- Сидоренко В.В.** Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. М., Изд-во АН СССР, 1961, 102 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., Травин А.А., Берзина А.Н., Морозова И.П.** Возрастная последовательность проявления магматизма в Шахтаминском рудном узле, Восточное Забайкалье (Ar-Ar, K-Ar, Rb-Sr) // Докл. РАН, 1998, т. 359 (2), с. 242—244.
- Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н., Берзина А.П., Киселева В.Ю., Морозова И.П.** Эволюция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изверженных породах медно-молибден-порфировых рудных узлах (по данным изучения акцессорного апатита) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (8), с. 1112—1123.
- Хомичев В.Л.** Плутоны — дайки — оруденение. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010, 243 с.
- Шатков Г.А.** О природе высокорadioактивных гранитов и риолитов Керулено-Аргунского микроконтинента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 7. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, с. 141—142.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплум в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
- Barnes C.G., Burton B.R., Burling T.C., Wright J.E., Karlson H.R.** Petrology and geochemistry of the Late Eocene Harrison Pass pluton, Ruby Mountains Core complex. Northeastern Nevada // J. Petrol., 2001, v. 42, (5), p. 901—929.
- 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, Millpress, 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.
- Cooke D.R., Hollings P.** Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls // Econ. Geol., 2005, v. 100 (5), p. 801—818.
- 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. Amsterdam, Elsevier Ltd. 2007, v. 2, ch. 2.03, p. 1—44.
- Holland M.H.B.M., Pimentel M.M., Jardim de Sá E.F.** Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr—Nd—Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks // J. South Amer. Earth Sci., 2003, v. 15 (8), p. 885—900.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogeneses // Zircon/Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Rev. Miner. Geochem. Miner. Soc. Am. Washington, D.C. 2003, v. 53, p. 27—62.
- 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.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67 (2), p. 137—150.
- 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. Amsterdam, Elsevier Ltd., 2007, v. 3, ch. 3.18, p. 1—70.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kosakov J.K., Salnikova E.b., Larin A.M. Isotope provinces, mechanism of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23 (5), p. 605—627.

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 syenite / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease, *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* // *Geol. Soc., London*, 2004, *Memoirs*, 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: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, 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.

Pettke T., Oberli F., Heinrich C.A. The magma and metal source of giant porphyry-type deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 296 (3—4), p. 267—277.

Richards J. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margin // *Ore Geol. Rev.*, 2011, v. 40 (1), 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.

Rudnik R.L., Gao S. The composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier Ltd., 2003, v. 3, ch. 3.01, p. 1—64.

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* // *Geol. Soc. London, Special Publ.*, 1989, 42, p. 313—345.

Wang Q., Xu J.-F., Jian P., Bao Z.-W., Zhao Z.-H., Li C.-F., Xiong X.L., Ma J.-L. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for genesis of porphyry copper mineralization // *J. Petrol.*, 2006, v. 47 (1), p. 119—144.

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., Clemens 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 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 Qulong, Tibet // *Ore Geol. Rev.*, 2009, v. 36 (1—3), p. 133—159.

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.