

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ГЕНЕЗИСЕ И ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА ГРАНИТОИДОВ КАРИЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (Восточное Забайкалье)

С.В.Ефремов¹, А.М. Спиридонов¹, А.В. Травин²

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

При изучении гранитоидов, пространственно и генетически ассоциирующих с золотой минерализацией в пределах Карийского золоторудного узла, был получен ряд результатов позволяющих по-новому взглянуть на их генетические особенности, связь с рудной минерализацией и источники рудного вещества.

Гранитоиды района, сопровождающиеся золотой минерализацией, входят в состав двух самостоятельных комплексов. Первый, ранее относимый к амананскому, имеет изотопный возраст 182.9 ± 2.6 млн лет и должен быть сопоставлен с зоной субдукции, существовавшей в этот временной промежуток на южной границе Сибирского континента. Этим гранитоидам свойственны возраст и вещественные характеристики, отличные от гранитоидов амананского комплекса, и они должны быть выделены в самостоятельную таксономическую единицу после дополнительного геологического изучения. Второй, амуджикано-сретенский, имеет изотопный возраст 151.7 ± 1.9 млн лет, может быть сопоставлен с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов после закрытия Монголо-Охотского океана.

По своей геохимической характеристике гранитоиды амананского (?) комплекса соответствуют адакитам и должны рассматриваться как продукты плавления базальтового слоя океанической литосферы. Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса по своим геохимическим особенностям наиболее соответствуют санукитоидам — продуктам плавления субконтинентальных, геохимически специализированных источников, контаминированных веществом континентальной коры.

Гранитоиды обоих комплексов характеризуются повышенными концентрациями золота и должны рассматриваться как потенциально золотоносные. В гранитоидах амананского (?) комплекса наивысшие концентрации золота типичны для адакитов (по оценке состава слэбового расплава), что свидетельствует о первичной природе этих концентраций. Для амуджикано-сретенского комплекса наивысшие концентрации золота свойственны примитивным санукитоидам — продуктам плавления геохимически специализированного мантийного источника. Это позволяет говорить о том, что обогащение золотом имеет первичную природу и связано с долей слэбового расплава в их источнике вещества.

Появление адакитов и примитивных санукитоидов в составе гранитоидных комплексов региона позволяет говорить о существовании на период магмогенерации субконтинентального, мантийного, геохимически специализированного источника вещества. Источник был сформирован в зоне субдукции, существовавшей в раннеюрское время на южной границе Сибирского континента, и ремобилизован в поздней юре при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Этот источник мог контролировать как геохимически специализированный гранитоидный магматизм, так и рудную минерализацию.

Рудно-магматические системы, возраст магматических пород, геохимическая типизация гранитоидов.

NEW DATA ON GRANITOIDS OF THE KARA GOLD ORE CLUSTER (*eastern Transbaikalia*): AGE, GENESIS, AND SOURCES OF MATERIAL

S.V. Efremov, A.M. Spiridonov, and A.V. Travin

Study of granitoids spatially and genetically associated with gold mineralization within the Kara gold ore cluster has provided a new insight into their genesis, association with ore mineralization, and the sources of their ore material.

The regional granitoids associated with gold mineralization are part of two individual complexes. One of them, earlier assigned to the Amanan complex, has an isotopic age of 182.9 ± 2.6 Ma and must be related to the subduction zone that existed on the southern margin of the Siberian continent in that period. Its granitoids differ in age and composition from the granitoids of the Amanan complex and must be separated as an independent taxonomic unit after an additional geological study. The second, Amudzhikan-Sretensk, complex has an isotopic age of 151.7 ± 1.9 Ma and might be related to the collision of the Siberian and Mongol–Chinese continents after the closure of the Mongol–Okhotsk ocean.

In geochemistry the granitoids of the Amanan(?) complex correspond to adakites and must be considered melting products of the basaltic layer of the oceanic lithosphere. The granitoids of the Amudzhikan-Sretensk complex are similar in geochemistry to sanukitoids, melting products of subcontinental sources contaminated with continental-crust material.

The granitoids of both complexes have high contents of gold and must be considered gold-bearing. In the Amanan(?) complex, adakites are the gold-richest rocks (as estimated from the slab melt composition), which indicates the primary nature of this gold. In the Amudzhikan-Sretensk complex, the highest contents of gold are specific to primitive sanukitoids, melting products of a mantle source with gold signatures. This suggests the primary nature of gold, whose content is determined by the portion of slab melt in the source of the rock material.

The presence of adakites and primitive sanukitoids in the regional granitoid complexes indicates the existence of a subcontinental mantle source with gold signatures during the magma generation. The source formed in the subduction zone that existed on the southern margin of the Siberian continent in the Early Jurassic and was remobilized under collision of the Siberian and Mongol–Chinese continents in the Late Jurassic. This source might have controlled both granitoid magmatism and ore mineralization.

Ore-magmatic systems, age of igneous rocks, geochemical typification of granitoids

ВВЕДЕНИЕ

Разработка критериев потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий является важной задачей практической геологии. Наиболее широко научные исследования в этом направлении проводились в 80—90-х годах прошлого века.

В этот период времени были получены хорошие научные результаты по редкометалльным, рудно-магматическим, гранитоидным системам, что позволило создать критерии потенциальной рудоносности и рудной продуктивности редкометалльных гранитоидных интрузий, использовать их для последующих металлогенических построений и поисковых геологических работ [Таусон, 1977; Козлов, 1985].

Аналогичные исследования были выполнены и для золота, однако полученные результаты не позволили сформировать однозначно работающие критерии потенциальной рудоносности гранитоидов в отношении этого элемента, несмотря на генетический контроль некоторыми гранитоидными интрузиями золоторудных месторождений [Спиридонов и др., 2006].

На взгляд авторов статьи, отсутствие результата при разработке критериев «золотоносности» гранитоидных интрузий связано с недостаточно полным пониманием факторов, контролирующего поведение золота в кислой магматической системе, и отсутствием однозначных представлений об источниках этого металла.

Представленная статья посвящена попытке решения одной из этих проблем — идентификации источников золота в месторождениях Карийского рудного узла с использованием современных аналитических данных и гипотез образования гранитоидов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА РАБОТ

Карийский золоторудный узел находится в пределах Пришилкинской подвижной зоны Монголо-Охотского сутурного шва (рис. 1), образовавшегося в результате коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов, после закрытия Монголо-Охотского океана [Зоненшайн, 1990; Zorin, 1999].

В пределах участка работ обнажены породы раннего протерозоя, представленные гнейсовидными диоритами, кварцевыми диоритами, биотитовыми гранитами. Породы «рамы» прорваны гранитоидами раннеюрского амананского (?) и среднепозднеюрского амуджикано-сретенского комплексов (рис. 2).

Месторождения и рудопроявления золота золото-сульфидно-кварцевой формации расположены в гранитоидах ранней юры и раннего протерозоя, «облекая» с севера, северо-запада Кара-Чачинский массив, сложенный гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса. Связь золотой минерализации с гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса объясняется синхронным внедрением даек грорудитов и отложением рудной минерализации продуктивной стадии [Спиридонов и др., 2006].

Изучение пород, вмещающих золотую минерализацию, проводилось в пределах участка Амурская дайка, где при проведении поисково-оценочных работ было пройдено большое количество наземных горных выработок, позволивших изучить взаимоотношения и отобрать геохимические пробы из неизмененных магматических пород.

В пределах изученного участка обнажено геологическое тело представленное массивными равномерно-зернистыми, мелкосреднезернистыми диоритами, прорванное штоком амфиболовых тоналитов, которые, в свою очередь, рвутся дайками биотит-амфиболовых плагиоклазовых гранитов. В целом изученные магматические породы представляют трехфазную гранитоидную интрузию, раннепротерозойский возраст которой вызывает большое сомнение.

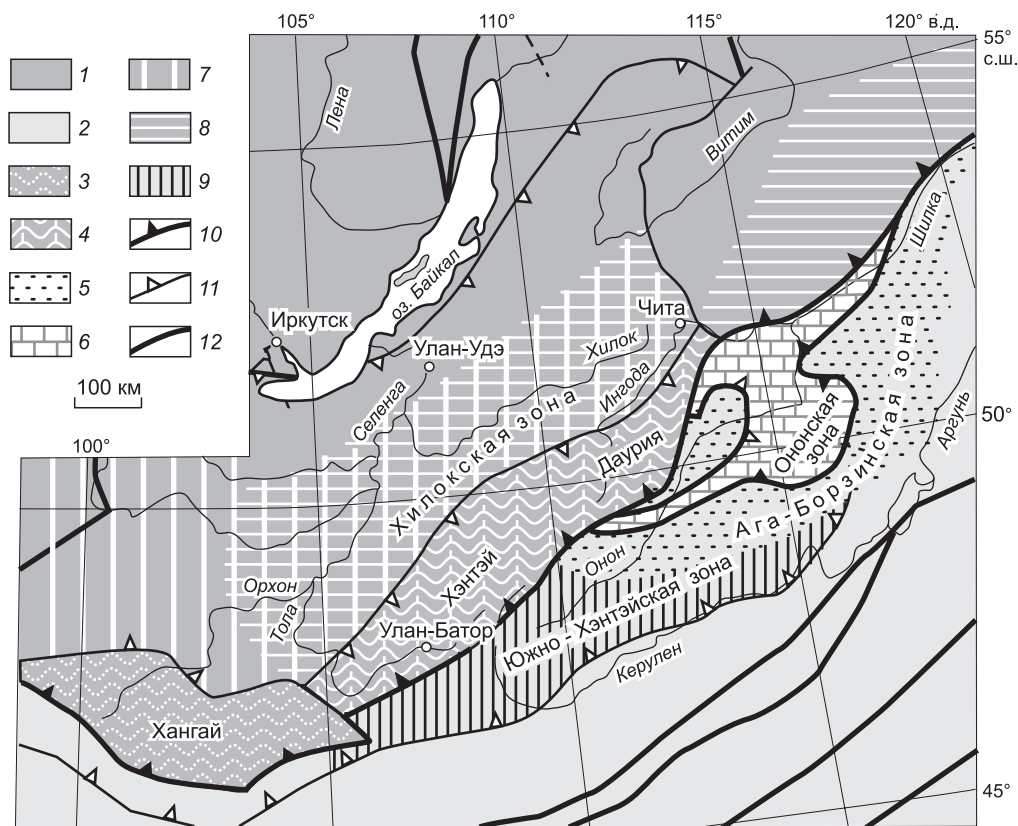


Рис. 1. Схема геодинамического районирования забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления [Зорин и др., 1998].

1 — Сибирский континент в поздней перми—ранней юре; 2 — Монголо-Китайский континент в поздней перми—ранней юре; 3 — девонско-карбонный аккреционно-субдукционный клин у активной континентальной окраины андийского типа; 4 — то же, но с наложенной пермско-раннеюрской фронтальной частью активной окраины андийского типа; 5 — позднепермско-раннеюрская пассивная континентальная окраина (шельф, континентальный склон и его подножие); 6 — Ононский островодужный террейн с девонско-карбонными аккреционно-субдукционными клиньями и поздне триасовым задуговым бассейном; зоны влияния Монголо-Охотского пояса (активные окраины андийского типа): 7 — девон—средний карбон, 8 — поздний карбон—ранняя пермь, 9 — поздний карбон—ранняя юра; 10 — Монголо-Охотская сутура; 11 — надвиги; 12 — сбросы.

Минеральный состав гранитоидов трех фаз практически идентичен, отличается только в пропорциях амфибола и плагиоклаза, с уменьшением номера последнего от андезина до олигоклаза в более кислых разновидностях, появлением в них кварца и первичного биотита. Обращает на себя внимание практически полное отсутствие в породах калиевого полевого шпата, отдельные зерна которого появляются в основной массе гранитов третьей фазы интрузии.

Сравнение этих пород по внешнему облику и минеральному составу с другими гранитоидами, расположенными на площади Карийского рудного узла, показало, что они наиболее соответствуют гранитоидам, условно отнесенным авторами карты к амананскому комплексу. Относительно петротипа амананского комплекса им свойственно большее количество плагиоклаза, почти полное отсутствие калиевого полевого шпата и ограниченное присутствие биотита. В породах первых двух фаз биотит вторичный, замещает амфибол, в гранитах третьей фазы присутствует в небольших количествах как самостоятельный породообразующий минерал.

Скорее всего, мы имеем дело с самостоятельным «плагиогранитным» комплексом неопределенного возраста. Важной особенностью массивов гранитоидов этого комплекса является то, что с ними пространственно ассоциируют большинство рудопроявлений и месторождений рудного узла, что наглядно иллюстрируется (см. рис. 2.). Пространственная ассоциация гранитоидов и золоторудной минерализации может рассматриваться как дополнительный фактор контроля и позволяет рассматривать гранитоиды комплекса в качестве первичного коллектора (источника золота) и, возможно, как самостоятельный рудогенерирующий центр, сопровождающийся собственной золотой минерализацией.

В пользу этих предположений свидетельствует появление коренных и россыпных золоторудных объектов к северо-востоку от Карийского золоторудного узла, в бассейне р. Лужанка, где отсутствуют

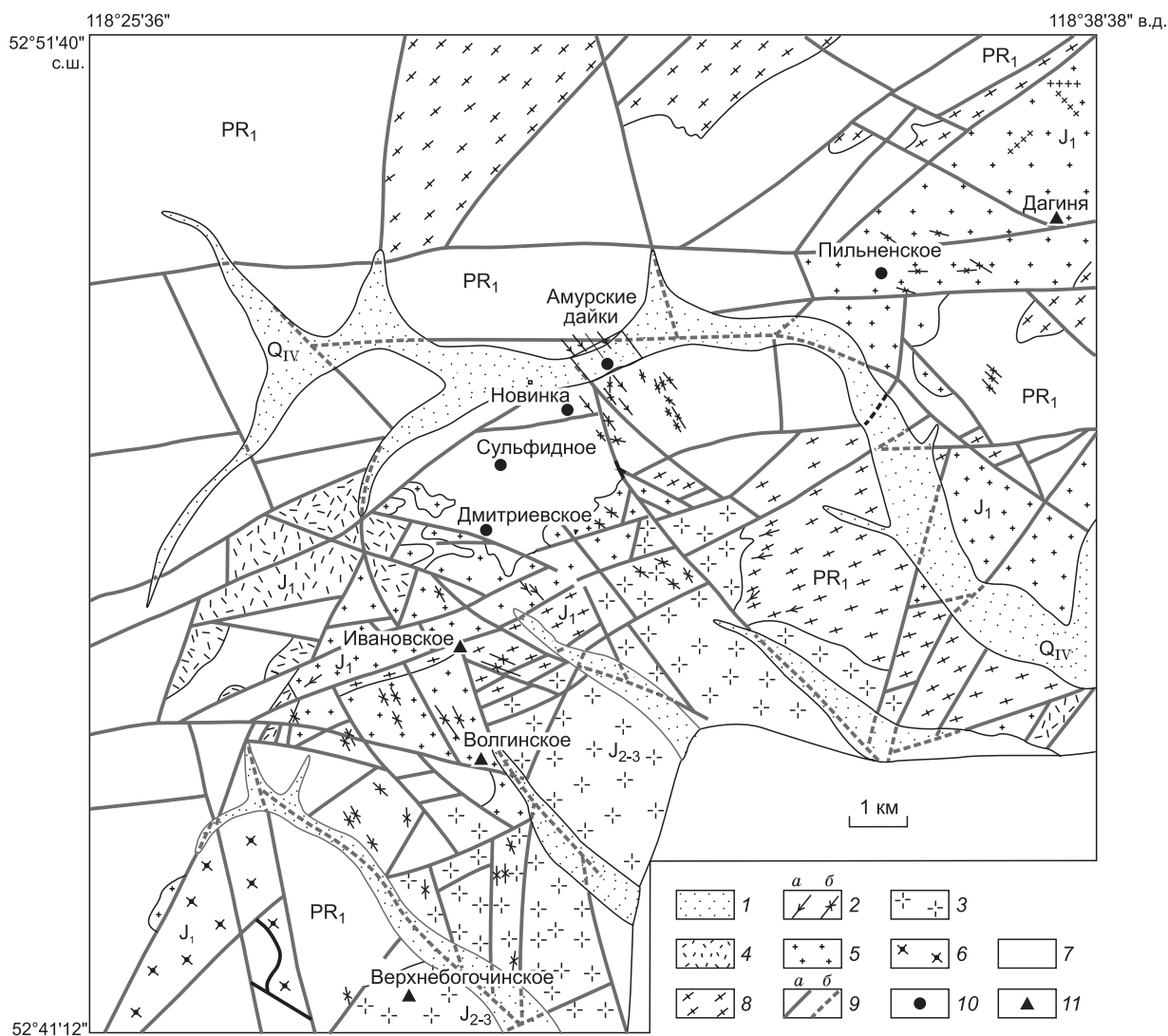


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Карийского рудного узла [Спиридонов и др., 2006].

1 — четвертичные отложения; 2 — дайки (J_3): а — грорудитов, б — гибридных порфиров; 3 — биотит-амфиболовые гранодиориты, граниты амуджикано-сретенского комплекса; 4 — андезитовые порфириды (J_1); 5, 6 — амананский (?) комплекс: 5 — гранитоиды, 6 — габбро; 7 — гнейсованные кварцевые диориты, гранодиориты, граниты (PR_1); 8 — гнейсовидные биотитовые диориты, гранодиориты (PR_1); 9 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — месторождения золота; 11 — рудопроявления золота.

гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса [Гольберт, 1981], а также существование в пределах Карийского рудного поля образований ранней золото-сульфидно-кварцевой формации, рудные тела которой рассекаются гранитоидами Кара-Чачинского массива, контролировавшими позднеюрское оруденение [Спиридонов и др., 2006].

Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса изучались в северо-восточной части Кара-Чачинского массива, в бассейне р. Ивановка, правого притока р. Кара. Массив имеет трехфазовое строение [Антипин, 1969]. Гранитоиды первой фазы слагают эндоконтактную оторочку в северной части массива, встречаются в виде ксенолитов в гранитоидах второй фазы, внешне они очень похожи на «гибридные» порфиры, слагающие дайки в экзоконтакте массива.

Петрографическое изучение этих разновидностей пород показало, что они представлены близкими по составу амфибол-плагиоклазовыми породами с небольшим количеством биотита, замещающего амфибол, большим количеством зерен оплавленного кварца и сростков крупных зерен плагиоклаза, пертитового калиевого полевого шпата, амфибола и биотита, облекаемых реакционной каймой. Ассоциация минералов явно неравновесна, что неоднократно отмечалось геологами, изучавшими эти магматические образования [Интрузивные комплексы..., 1964; Антипин, 1969; Геологическое строение..., 1997].

Гранитоиды второй фазы представлены порфиroidными биотит-амфиболовыми гранодиоритами, для них характерно большое количество амфиболовых гломеропорфиroidных сростков, аналогичных таковым в гранитоидах первой фазы. В некоторых случаях отмечается реакционное взаимодействие между сростками крупных кристаллов плагиоклаза и калиевого полевого шпата на границе с основной массой породы, представленной более мелкими зернами амфибола и плагиоклаза. Все это может свидетельствовать о «гибридной» природе этих пород.

Гранитоиды третьей фазы представлены гигантопорфиroidными биотит-амфиболовыми гранитами. Основная масса сложена кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. Темноцветные минералы — амфибол и биотит.

Дайковая серия пород, связанная с комплексом, представлена грорудитами (эгириновыми гранитами) и гибридными порфирами¹. Они считаются наиболее поздними продуктами эволюции магматической системы и развиты исключительно в экзоконтактовой части интрузии. Для петрографического и геохимического изучения авторами статьи были отобраны образцы только из гибридных порфиroidов. Грорудиты опробовать не удалось, ввиду отсутствия в поверхностных горных выработках неизменных разновидностей.

По внешнему облику и минеральному составу гибридные порфиroidы полностью соответствуют гранитоидам первой фазы. Это позволяет говорить о том, что они вполне могут являться наиболее ранними представителями гранитоидного комплекса, далее в тексте статьи они будут рассматриваться совместно с гранитоидами первой фазы плутона. Грорудиты также могут быть сопоставлены с одной из фаз гранитоидного плутона и не являться наиболее поздними продуктами магматической системы. Об этом косвенно свидетельствует отсутствие даек грорудитов и гибридных порфиroidов в пределах Кара-Чачинского массива.

Анализ приведенной выше геологической информации показывает, что для получения корректных данных о связи золотой минерализации с гранитоидным магматизмом в пределах рудного узла необходимо выполнить изотопное датирование гранитоидов обоих комплексов, измерить концентрации золота в гранитоидах и провести их геохимическую типизацию. Что в дальнейшем позволит использовать современные генетические модели для определения источников этого металла.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Изотопный возраст гранитоидов амананского комплекса был определен K/Ar, изохронным U/Pb [Александров, Рублев, 1979, 1983] и Rb/Sr [Соколов, 1990] методами. Разброс датировок при этом составил от 193 до 260 млн лет. Учитывая большой интервал колебаний, для оценки изотопного возраста мы используем хорошо согласующиеся результаты, полученные U/Pb и Rb/Sr методами для Итакинского массива, по данным которых изотопный возраст гранитоидов колеблется от 229 до 240 млн лет и соответствует среднему триасу. Именно этот возраст мы примем за возраст гранитоидов амананского комплекса.

Имеющиеся данные о изотопном возрасте амуджикано-сретенского комплекса получены с помощью K/Ar и Rb/Sr методов. По данным K/Ar метода, возраст колеблется от 145 до 165 млн лет [Рублев и др., 1985], что соответствует средней—поздней юре. Изотопная датировка, полученная Rb/Sr изохронным методом для гранитоидов Кара-Чачинского массива, составила 132 ± 12 млн лет [Дриль и др., 2010] и соответствует раннему мелу. Значительное расхождение датировок, полученных разными методами, оставляет возраст гранитоидов неопределенным, ограничивая время их образования возрастным интервалом поздняя юра—ранний мел.

Для получения более достоверных результатов изотопное датирование гранитоидов амананского (?) и амуджикано-сретенского комплексов было выполнено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, при ступенчатом прогреве образца с измерением изотопного состава выделенного аргона на масс-спектрометре Micromass 5400 (Micromass UK Limited). Основные условия метода изложены в работе [Травин и др., 2009]. Материалом для датирования являлись амфиболы, выделенные из пород. Результаты датирования приведены на рис. 3 и в тексте статьи.

Для определения изотопного возраста гранитоидов амананского (?) комплекса был выделен амфибол из плагиоклаз-амфиболового габбро первой фазы, обр. АМ-8. Образец был подвергнут 6-стадийному нагреву от 500 до 1130 °С. Возрастной спектр приведен на рис. 3. На диаграмме выделяются два плато возрастом 180.1 ± 2.6 и 191.2 ± 3.0 млн лет, включающих 55 и 45 % выделившегося ^{39}Ar соответственно. Небольшой разброс полученных датировок не имеет большого значения, так как позволяет

¹ Название пород грорудиты и гибридные порфиroidы использованы вслед за геологами, ранее изучавшими гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса [Интрузивные комплексы..., 1964; Антипин, 1969; Геологическое строение..., 1997; и др.].

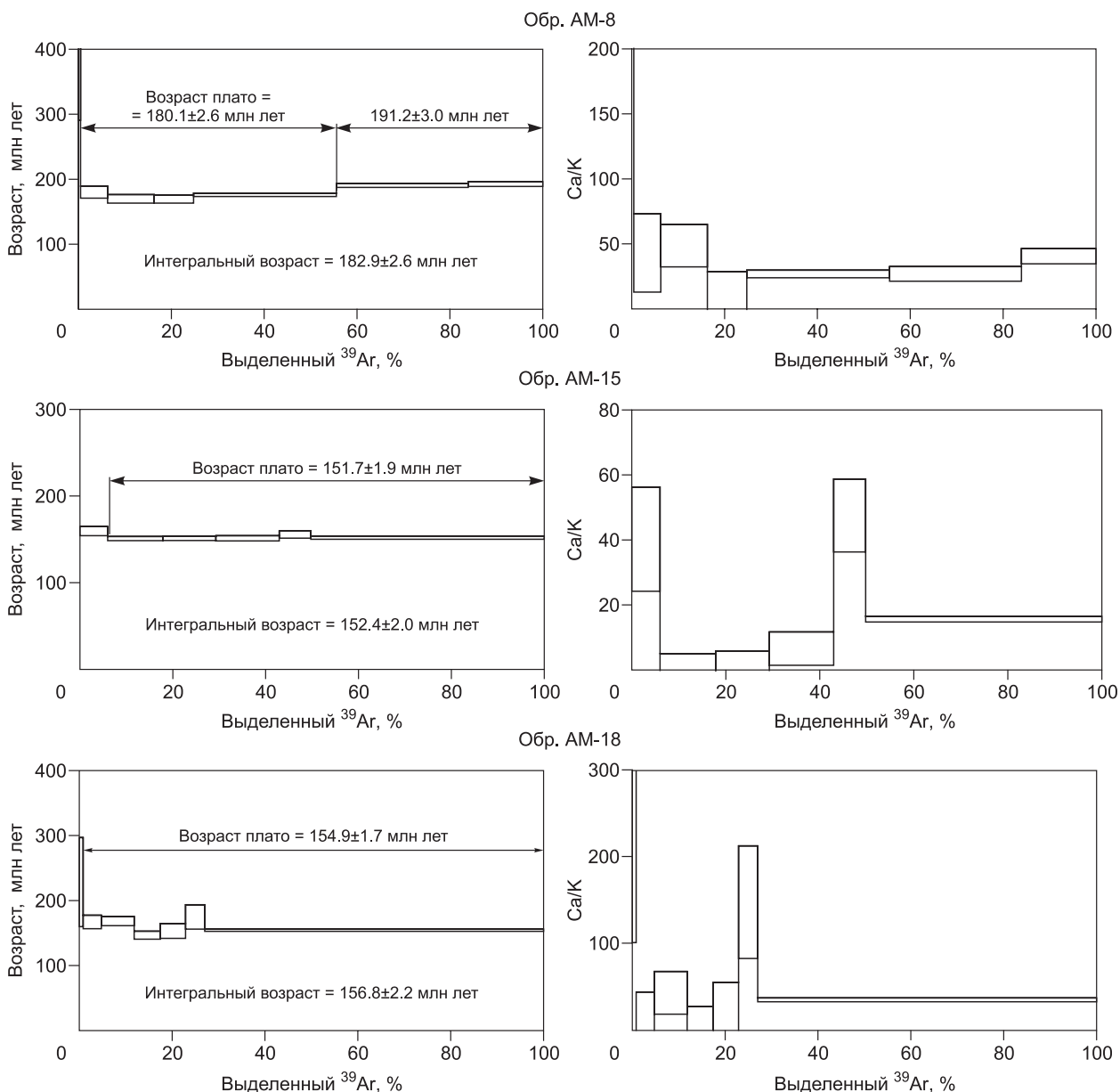


Рис. 3. Результаты Ar/Ar датирования мезозойских гранитоидов Усть-Карского золоторудного узла.

Пояснения см. в тексте.

однозначно говорить о раннеюрском возрасте этих гранитоидов. В качестве изотопной датировки этих гранитоидов целесообразно взять интегральный возраст 182.9 ± 2.6 млн лет.

Полученные результаты датирования и особенности вещественной характеристики позволяют говорить о том, что мы, скорее всего, имеем дело с самостоятельным гранитоидным комплексом, более «молодым», чем амананский. Учитывая возраст образования, он может быть сопоставлен с зоной субдукции, существовавшей на южной границе Сибирского континента в раннеюрское время.

Данные гранитоиды имеют собственный возраст, отличную от петротипа вещественную характеристику, что позволяет выделить их в самостоятельный комплекс. Однако это может быть выполнено только после проведения дополнительных геологических работ, включающих в себя фиксацию пространственных границ распространения, уточнение фазово-фациального состава, вещественных характеристик, металлогенической специализации и подтверждение изотопного возраста гранитоидов. Учитывая эту неопределенность, далее в статье мы сохраним название комплекса и будем называть его амананским со знаком вопроса.

При датировании гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса ставились две задачи. Первая включала в себя определение изотопного возраста гранитоидов одной из объемных фаз, другая заключалась в выявлении возрастных различий гранитоидов и ассоциирующих с ними субвулканических интрузий. Для этого был выделен амфибол из амфибол-биотитового гранита третьей фазы (обр. АМ-18), характеризующего основной объем гранитоидного плутона.

Для оценки возраста субвулканических образований был отобран амфибол из гранитоидов первой фазы (обр. АМ-15), соответствующих по внешнему облику и составу гибридным порфирам, слагающим дайковые тела в экзоконтакте массива, и ксенолитам в гранитоидах второй и третьей фаз.

Образец АМ-15 был подвергнут 6-стадийному нагреву от 500 до 1130 °С. Возрастной спектр приведен на рис. 3. На диаграмме выделяется хорошее плато возрастом 151.7 ± 1.9 млн лет, включающее 93 % выделившегося ^{39}Ar .

Образец АМ-18 также был подвергнут 6-стадийному нагреву от 500 до 1130 °С. Возрастной спектр приведен на рис. 3. На диаграмме отмечается значительный разброс данных, плато выделяется не столь отчетливо, как в предыдущем случае. Возраст плато составляет 154.9 ± 1.7 млн лет.

Полученные изотопные датировки позволяют однозначно говорить о позднеюрском возрасте гранитоидов Кара-Чачинского массива. Более «древний» возраст гранитоидов третьей фазы может быть связан с повышенным разбросом измерений, обусловленным вторичными преобразованиями амфибола. Для получения более точных данных необходимо датирование другого образца из этой же фазы гранитоидного плутона.

Основываясь на полученном изотопном возрасте, образование гранитоидов Кара-Чачинского массива может быть связано с процессом коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов после закрытия Монголо-Охотского океана [Zorin, 1999]. Полученные выводы довольно хорошо согласуются с результатами других исследователей, изучавших гранитоиды комплекса [Спиридонов и др., 2006; Государственная..., 2010; и др.].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды амананского (?) комплекса. Гранитоиды второй фазы комплекса по минеральному и химическому составу наиболее соответствуют тоналитам. Им свойственно невысокое содержание кремнекислоты (58.27—59.96 мас. %), высокая концентрация глинозема (18.09—20.68 мас. %), повышенная магнезиальность ($\text{Mg}\# = 0.48\text{—}0.51$), высокие концентрации натрия (4.47—5.90 мас. %) при его значительном преобладании над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3.35\text{—}4.23$).

Редкоземельная характеристика гранитоидов необычна. Для них типичны высокие концентрации Sr (> 823 г/т) при невысоких концентрациях Y (< 9.51 г/т), высокие концентрации легких редкоземельных элементов при пониженных значениях для тяжелых ($\text{La}/\text{Yb} = 27.25\text{—}43.00$), слабоповышенные концентрации Cr (12—24 г/т) и Ni (8—14 г/т).

Все эти вещественные характеристики являются обычными для адакитов — продуктов плавления пород базальтового слоя океанической литосферы в зоне субдукции [Martin et al., 2005]. Близость этих пород к адакитам можно проиллюстрировать с помощью классификационных диаграмм, приведенных на рис. 4.

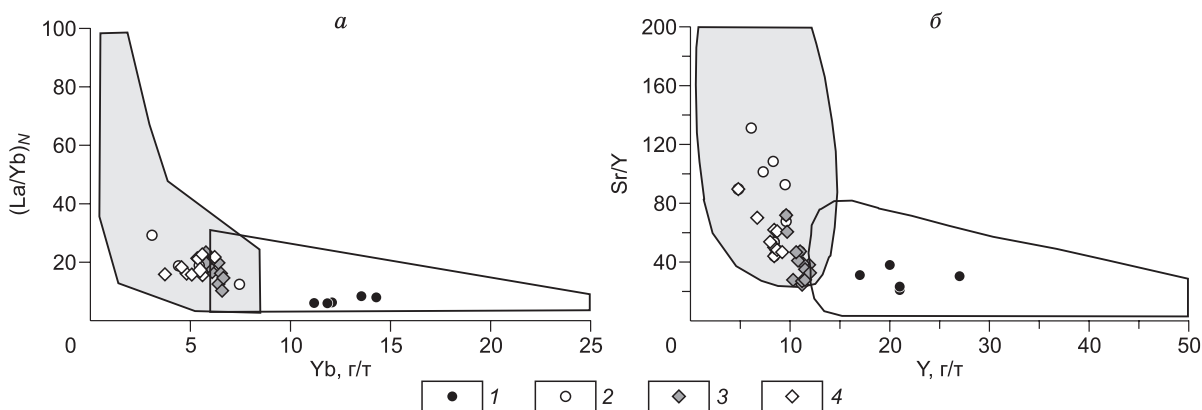


Рис. 4. Классификационные диаграммы для адакитов:

a — по [Martin, 1999], *b* — по [Defant, Drummond, 1990]. 1, 2 — амананский (?) комплекс: 1 — габбро, 2 — тоналиты; 3, 4 — амуджикано-сретенский комплекс: 3 — гибридные порфиры, 4 — гранитоиды. Серое поле — производные слэбовых магм, незалитое поле — производные известково-щелочных магм.

Согласно преобладающей точке зрения, адakitы образуются только в пределах островных дуг и активных континентальных окраин. Полученные нами данные изотопного датирования не противоречат этим представлениям, так как позволяют связать гранитоиды амананского (?) комплекса с зоной субдукции, существовавшей в раннеюрское время на южной границе Сибирской платформы.

Полученные результаты дают возможность отнести гранитоиды второй фазы амананского (?) комплекса к адakitам. Этот вывод имеет важное значение для оценки потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий района исследований, так как адakitы являются единственным геохимическим типом гранитоидов, для которого доказана специализация на золото, медь и молибден (более подробно в работах [Gonzalez-Partida et al., 2003; Wang, Qiang et al., 2006; и др.]).

Вещественная характеристика габброидов первой фазы также необычна. Им свойственна повышенная суммарная щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.18\text{—}4.91$ мас. %) при невысоких концентрациях кремнекислоты ($\text{SiO}_2 = 49.56\text{—}54.35$ мас. %), повышенные концентрации титана (1.10—1.45 мас. %), фосфора (0.20—0.42 мас. %), повышенная магнезиальность ($\text{Mg}\# = 0.51\text{—}0.59$). По химическому составу они наиболее соответствуют субщелочному габбро [Классификация..., 1981].

Однако по своей редкоземельной характеристике они более соответствуют известково-щелочным базальтам нормального ряда, отличаясь от них несколько повышенными концентрациями щелочных и щелочноземельных элементов, урана, тория, легких редкоземельных элементов (таблица). В них отчетливо проявлена «субдукционная метка», выраженная в относительном обогащении пород элементами с большим радиусом иона (LILE) и относительном недостатке высокозарядных катионов (HSFE). Наиболее наглядно это иллюстрируется спайдер-диаграммой на рис. 5, а.

Породы с повышенным уровнем щелочности и геохимической характеристикой, свойственной известково-щелочным базальтам, иногда встречаются в пределах островных дуг и активных континентальных окраин. Они всегда пространственно ассоциируют с адakitам, и эта ассоциация рассматривается всеми исследователями как генетическая. Общепринятое название этих пород — высокониобиевые базиты (HNB [Defant et al., 1992]) либо обогащенные ниобием базиты (NEB [Sajona et al., 1996]), хотя в ряде случаев концентрации ниобия в них невысоки [Wyman et al., 2000].

Согласно преобладающей точке зрения, они образуются в результате плавления пород мантийного клина либо литосферной мантии, метасоматически преобразованных адakitовыми расплавами [Martin, 1999; Martin et al., 2005]. Именно присутствие адakitового расплава в качестве метасоматического агента ответственно за повышенную щелочность и «островодужные» геохимические характеристики магм, образующихся при плавлении подобных мантийных источников.

Связь габброидов первой (базиты NEB) и тоналитов (адakitов) второй фаз может быть проиллюстрирована с помощью спайдер-диаграммы, приведенной на рис. 5, а. Обе породы имеют конформные геохимические спектры, отличаясь концентрациями отдельных групп химических элементов. Тоналиты обогащены относительно габбро щелочными и щелочноземельными элементами, ураном, торием, свинцом и легкими редкоземельными элементами и обеднены тяжелыми редкоземельными элементами.

Учитывая то, что геохимическая характеристика базитовых магм зон субдукции определяется составом метасоматического агента, конформность графиков позволяет рассматривать тоналиты (адakitы) в качестве метасоматического агента, преобразовавшего мантийный источник базитовых магм. При этом наклон спектра характеризует долю метасоматического агента в продуктах плавления этого ис-

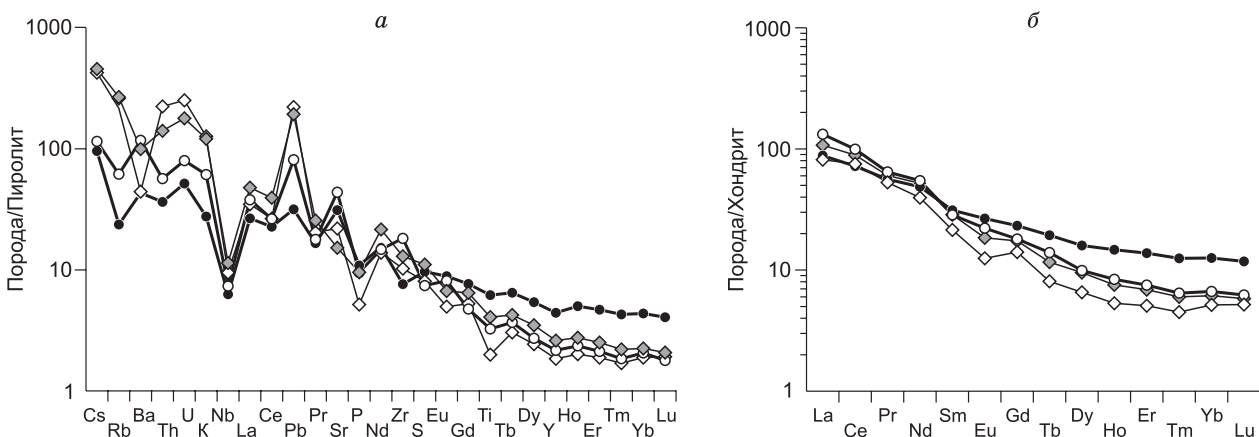


Рис. 5. Геохимическая характеристика гранитоидов Усть-Карского района.

Усл. обозн. см. на рис. 4. Нормирование выполнено по [McDonough, Sun, 1995]. а, б — пояснение см. в тексте.

Средние составы магматических пород Усть-Карского района

Элемент	1	$\pm S$	2	$\pm S$	3	$\pm S$	4	$\pm S$	5	$\pm S$	6	$\pm S$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ , мас. %	51.38	1.80	59.63	1.40	58.48	0.73	61.42	0.69	69.00	1.05	71.92	0.82
TiO ₂	1.20	0.22	0.64	0.18	0.72	0.05	0.68	0.06	0.40	0.04	0.42	0.20
Al ₂ O ₃	18.22	0.65	19.68	1.43	14.03	0.07	14.48	0.33	14.58	0.46	14.16	0.60
Fe ₂ O ₃ общ.	10.03	1.79	5.19	1.03	6.40	0.87	5.36	0.70	3.47	0.85	2.58	0.75
MnO	0.15	0.02	0.09	0.04	0.11	0.03	0.09	0.00	0.05	0.01	0.04	0.01
MgO	5.26	1.07	2.66	0.71	6.43	0.66	5.10	0.82	2.17	0.39	1.55	0.63
CaO	8.88	0.91	5.72	0.70	4.95	0.58	4.34	0.19	2.72	0.17	2.32	0.21
Na ₂ O	3.46	0.30	5.12	0.66	3.75	0.47	4.13	0.71	4.01	0.22	4.91	1.04
K ₂ O	1.04	0.24	1.48	0.33	3.76	0.44	3.53	0.27	3.65	0.47	3.67	0.29
P ₂ O ₅	0.28	0.10	0.20	0.05	0.19	0.01	0.20	0.01	0.12	0.01	0.10	0.03
П.п.п.	0.03	0.65	0.15	0.35	1.17	1.03	0.64	0.08	0.00	0.26	0.57	0.59
Сумма	99.93	—	100.56	—	99.99	—	99.97	—	100.18	—	102.22	—
N	4	—	5	—	4	—	3	—	6	—	4	—
Mg#	0.52	0.05	0.48	0.05	0.67	0.02	0.66	0.01	0.57	0.05	0.57	0.06
Be, г/т	1.20	0.06	0.95	0.07	2.02	0.16	2.40	0.60	3.17	0.22	2.78	0.42
F	506	204	370	101	1123	429	1144	407	820	119	865	481
B	9	7	14	5	18	8	14	11	17	6	14	5
Li	16	4	16	4	34	21	23	11	67	19	30	16
Rb	24	19	28	5	183	45	114	14	128	21	128	11
Cs	5.6	5.1	2.6	1.6	22.6	14.0	5.8	1.1	9.5	2.3	7.1	0.4
Ba	449	290	783	230	542	181	536	151	396	142	209	81
Sr	698	135	929	73	394	96	503	69	471	45	413	38
Ga	19.8	1.6	21.7	0.7	20.3	1.4	20.7	1.2	19.6	1.2	19.4	0.5
Ge	1.06	0.10	0.97	0.03	4.23	1.30	1.51	0.32	1.35	0.11	1.46	0.10
Zr	122	74	200	106	129	13	142	2	117	11	100	29
Nb	4.6	0.8	4.2	1.1	7.1	0.5	7.2	0.1	7.2	1.4	7.7	0.4
Ta	0.25	0.03	0.26	0.08	0.48	0.05	0.61	0.07	0.75	0.18	1.01	0.17
Hf	1.2	0.5	0.4	0.1	3.2	0.3	3.3	2.3	4.4	0.8	4.0	0.3
Ni	35	23	10	3	147	23	112	35	42	13	25	8
Co	37	9	15	6	24	3	25	6	12	2	8	3
Cr	55	46	16	6	409	59	255	96	148	49	100	31
V	242	44	101	51	139	13	114	17	57	8	44	17
Sc	21.0	3.4	6.6	3.0	15.5	1.7	11.3	2.8	5.8	0.9	4.3	0.3
Cu	50.6	11.3	22.8	11.7	8.7	4.8	23.4	2.5	9.1	4.1	12.8	4.5
Zn	99	18	73	14	84	22	68	13	48	5	40	5
Pb	4.9	0.3	9.0	1.5	18.6	7.3	19.2	5.3	35.1	3.1	30.3	2.2
Mo	1.5	1.7	1.2	0.3	1.2	1.3	2.1	1.7	1.1	1.0	6.0	4.9
Sn	2.1	0.4	1.5	0.5	1.8	0.2	2.5	0.1	2.4	0.5	2.6	0.3
W	0.4	0.1	0.2	0.1	9.2	21.7	11.6	14.6	1.4	2.2	85.0	94.2
Sb	0.34	0.05	0.48	0.35	6.25	1.03	0.51	0.06	0.93	0.51	0.84	0.27
La	20.5	5.6	21.8	2.0	25.5	4.7	33.3	4.5	25.9	6.5	19.3	1.2
Ce	45.6	13.2	39.3	6.0	54.8	8.6	68.9	6.5	52.2	12.5	46.1	3.3
Pr	5.2	1.7	3.8	0.9	5.6	0.7	7.5	0.2	6.0	1.2	4.9	0.2
Nd	23.3	7.0	15.6	4.5	23.8	2.3	29.1	0.9	21.7	4.2	18.1	0.7
Sm	4.6	1.2	2.5	0.9	4.3	0.2	5.0	0.1	3.7	0.7	3.2	0.1
Eu	1.50	0.24	1.23	0.13	1.04	0.07	1.26	0.08	0.87	0.11	0.70	0.04
Gd	4.6	0.8	2.2	0.8	3.5	0.2	4.2	0.2	3.2	0.6	2.8	0.2
Tb	0.70	0.10	0.31	0.12	0.42	0.02	0.49	0.10	0.35	0.08	0.29	0.01

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Dy	3.9	0.5	1.6	0.5	2.3	0.1	2.5	0.4	1.9	0.5	1.6	0.1
Ho	0.80	0.10	0.31	0.10	0.41	0.03	0.44	0.08	0.35	0.09	0.29	0.01
Er	2.2	0.3	0.8	0.3	1.1	0.1	1.2	0.2	0.9	0.2	0.8	0.0
Tm	0.31	0.03	0.11	0.03	0.15	0.01	0.15	0.03	0.13	0.03	0.11	0.01
Yb	2.0	0.1	0.7	0.2	1.0	0.1	1.1	0.2	1.0	0.3	0.8	0.1
Lu	0.29	0.03	0.11	0.02	0.14	0.01	0.15	0.03	0.15	0.04	0.13	0.01
Y	21.2	3.6	8.2	1.5	11.1	0.7	12.9	2.8	9.3	2.9	7.6	1.9
U	1.03	0.06	1.53	0.49	3.15	0.45	3.50	0.81	6.05	2.61	3.30	0.80
Th	2.9	0.6	3.4	0.6	9.0	0.9	11.4	1.8	17.6	3.2	18.3	1.8
Au	0.0087	0.005	0.012	0.008	0.014	0.008	0.0120	0.007	0.0100	0.009	0.010	0.007
<i>N</i>	4	—	5	—	19	—	3	—	6	—	4	—

Примечание. $Mg\# = Mg^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$, Fe^{2+} — все железо в пересчете на двухвалентное состояние. *S* — стандартное отклонение. *N* — количество проб, использованных при расчете среднего. Анализы выполнены в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Петрогенные элементы — РФА, Au — атомно-абсорбционный метод, остальные элементы — ICP-MS.

Амананский (?) комплекс: 1 — габбро, 2 — тоналиты; амуджикано-сретенский комплекс: 3 — гибридные порфиры, 4 — монцодиориты первой фазы, 5 — гранодиориты второй фазы, 6 — граниты третьей фазы.

точника, и при его уменьшении спектр будет разворачиваться против часовой стрелки, фиксируя увеличение доли мантийного источника вещества (DM), выраженное в снижении концентраций несовместимых элементов и росте концентраций совместимых элементов в образующемся расплаве.

Наиболее наглядно это может быть проиллюстрировано с помощью диаграммы (см. рис.5, б), на примере спектров редкоземельных элементов тоналитов и габброидов. При этом менее высокие концентрации тяжелых редкоземельных элементов в тоналитах фиксируют более барические условия образования кислых магм (метасоматического агента), а их снижение в диоритах объясняется взаимодействием метасоматического агента с вышележающими породами мантийного клина/литосферной мантии вне зоны стабильности граната.

Появление магматических пород, аналогичных габброидам первой фазы, позволяет говорить о широком развитии процессов метасоматических преобразований в субконтинентальной мантии региона (существование геохимически специализированных мантийных очагов) и рассматривать в качестве метасоматического агента адакитовый (слэбовый) расплав.

Сравнение геохимических особенностей габброидов первой фазы комплекса и базитов NEB позволяет говорить о близости их составов. Исключением являются только более низкие концентрации ниобия, проявленные в габброидах. Учитывая то, что ниобий входит в корневое название породы, рассмотрим это несоответствие более подробно.

Обогащение этих магм высокозарядными катионами (Nb, Ta, Ti, P, Zr, Hf) контролируется устойчивостью концентрирующих их фаз в источнике магмогенерации. В частности, для ниобия, дающего название этому классу пород, оно определяется устойчивостью амфибола [Sajona et al., 1996; Martin, 1999] и зависит от стиля его плавления (гидратационное, дегидратационное) [Rapp, 1995]. Это является важным, так как различная ассоциация перитектических минералов при плавлении амфибола будет приводить к перераспределению ниобия в пользу расплава либо рестита с образованием магм, обогащенных или обедненных этим элементом, при сохранении «двойственной» геохимической характеристики. Иными словами, концентрации ниобия в этой группе пород будут зависеть от условий плавления и могут рассматриваться как региональная особенность. Все это позволяет рассматривать габброиды первой фазы амананского (?) комплекса и базиты NEB как породы единой генетической группы и использовать общепринятые для базитов NEB генетические модели для генетических реконструкций.

Геохимические особенности гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса неоднократно обсуждались в литературе [Антипин, 1969; Кузьмин, 1971; Гаврикова, 1985]. Согласно данным процитированных выше авторов, гранитоидам комплекса свойствен ряд особенностей вещественной характеристики (см. таблицу). Они обладают высокой магнезиальностью наряду с повышенными концентрациями элементов семейства железа (Cr, Ni, Co, V), высокими концентрациями щелочных и щелочноземельных элементов, легких редкоземельных. По ряду признаков эти гранитоиды были отнесены к латитовому геохимическому типу в классификации [Таусон, 1977] и рассматривались в качестве

продуктов смешения основных первичных мантийных и кислых коровых магм с последующей дифференциацией гибридных расплавов [Антипин, 1969; Кузьмин, 1971; Спиридонов и др., 2006].

Гибридные порфиры и ксенолиты во второй фазе комплекса. По своей геохимической характеристике они наиболее близки к производным первичных мантийных магм. Породы обладают довольно выдержанным содержанием кремнекислоты, колеблющимся от 57 до 59 мас. %. Им свойственна высокая магнезиальность ($Mg\# = 65—69$), суммарная щелочность ($K_2O + Na_2O = 7.4—7.6$ мас. %), преобладание натрия над калием ($Na_2O/K_2O = 1.1—1.2$), невысокие концентрации титана, глинозема, слабоповышенные концентрации фосфора.

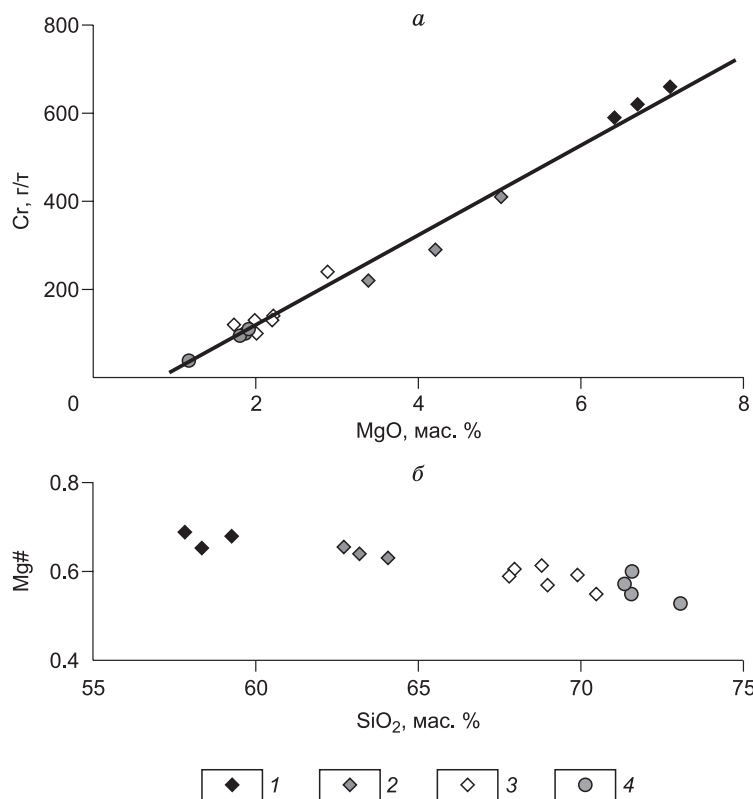
Среди рассеянных элементов отмечают аномальные концентрации (г/т) хрома (470—660), никеля (140—160), повышенные концентрации рубидия (118—165), цезия (4.5—14.0), бора (11—27), урана (3.5—5.0), тория (6.5—11.0), свинца (11—55), умеренные концентрации бария и стронция (393—550 и 341—345 г/т соответственно), повышенные концентрации легких редкоземельных элементов, пониженные тяжелых редкоземельных элементов и иттрия.

По своей вещественной характеристике они полностью соответствуют примитивным санукитоидам — «мантийным» гранитоидам архейских кратонов, аналогам низкокремнистых адакитов (LSA), контаминированных веществом континентальной коры [Martin et al., 2005]. Это наглядно иллюстрируется диаграммами, приведенными на рис. 4, где точки составов пород попадают в поля адакитов с фиксацией в геохимическом спектре (см. рис. 5) метки, типичной для производных слэбовых магм (высокие концентрации LILE, высокая степень фракционирования REE, низкие концентрации Yb, Y [Martin et al., 2005]).

Источником санукитоидов считаются перидотиты верхней мантии, метасоматически преобразованные адакитовыми расплавами в зоне субдукции. Таким образом, мы опять приходим к геохимически специализированному, сформированному в зоне субдукции источнику вещества, существовавшему в субконтинентальной мантии региона на период магмообразования.

Гранитоиды первой, второй и третьей фаз комплекса наследуют все геохимические особенности более основных пород, рассмотренных в предыдущем разделе. Им также свойственна повышенная магнезиальность (0.65—0.55), аномальные концентрации хрома и никеля, преобладание натрия над калием, при более высокой суммарной щелочности, повышенные концентрации щелочных и щелочноземельных элементов, легких редкоземельных элементов, низкие концентрации тяжелых редкоземельных элементов и иттрия.

Отличаются они более высокими концентрациями кремния и силикатных компонентов. Колебания содержания оксида кремния в гранитоидах первой фазы составляют 62.72—64.08 мас. %, во второй — 67.81—70.49 мас. %, третьей — 71.36—73.14 мас. %.



Вариации состава пород гранитоидного комплекса можно объяснить только с позиции смешения основных, средних мантийных (примитивные санукитоиды) и кислых (коровых) магм. Для иллюстрации этого процесса можно проанализировать распределение Cr в породах, слагающих три фазы интрузии. Средние концентрации хрома снижаются от 255 г/т в гранитоидах первой фазы до 148 и 100 г/т во второй и третьей фазах соответственно (см. таблицу), однако магнезиальность этих пород изменяется не столь значительно (рис. 6). Учитывая значимую корреляцию магния и хрома (см. рис. 6), можно сделать вывод, что концентратором

Рис. 6. Диаграммы Cr—MgO (а) и Mg#—SiO₂ (б) для гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса.

$Mg\# = Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+} + Fe^{3+})$. Составы пород: 1 — гибридные порфиры; 2—4 — гранитоиды: 2 — первой, 3 — второй, 4 — третьей фаз.

хрома являются железо-магнезиальные силикатные минералы, их количество определяет концентрации хрома в породе, а состав — магнезиальность.

Незначительные вариации магнезиальности в породах с разным уровнем содержания кремнекислоты, скорее всего, свидетельствуют об отсутствии равновесия между темноцветными минералами и лейкократовой матрицей, а изменение состава породы может быть связано с различными пропорциями темноцветных и лейкократовых минералов (основной и кислой магм).

Подобный процесс смешения вещества двух контрастных по составу резервуаров определяется геологическим термином «минглинг», он подразумевает перераспределение термодинамически-устойчивых минералов из более основного источника в кислом расплаве. Петрографическими свидетельствами реальности этого процесса для гранитоидов Кара-Чачинского массива является присутствие гломеропорфировых строктов амфибола в гранитоидах первой и второй фаз.

Таким образом, вариации составов гранитоидов комплекса мы можем рассматривать с позиции смешения производных мантийной и коровой магм, что довольно хорошо согласуется с результатами, полученными другими исследователями, однако наши данные не позволяют говорить о широком развитии процессов кристаллизационной дифференциации в его пределах.

Выполненная нами геохимическая типизация не совсем согласуется с интерпретациями фактических данных, представленных другими авторами. Согласно нашей точки зрения, главной особенностью гранитоидов всего комплекса в целом является их аномальная магнезиальность и аномальные концентрации Cr, Ni, типичные для производных мантийных магм, наряду с повышенными концентрациями щелочных, щелочноземельных элементов, урана, тория, легких редкоземельных элементов, типичных для продуктов плавления коровых протолитов. Причем эта «двойственность» геохимической характеристики присуща наиболее основным породам комплекса, что позволяет связать ее с особенностями состава источника вещества, наиболее вероятно расположенного в мантии Земли.

Более детальный анализ составов гранитоидов комплекса показал, что по отношению к производным латитовых магм они недостаточно обогащены барием, стронцием (2—3 раза), ниобием, цирконием, танталом, гафнием (2—3 раза), легкими редкоземельными элементами (2—3 раза), имеют более низкие концентрации тяжелых редкоземельных элементов и иттрия, аномально обогащены хромом и никелем. Иными словами, в них не выдерживается главная геохимическая специфика, свойственная производным латитовых магм, — аномальное обогащение редкими (гранитофильными) элементами.

Золотоносность гранитоидов. Для определения геохимической специализации были определены концентрации золота во всех разновидностях гранитоидов обоих комплексов. Аналитические данные приведены в таблице.

Амананский (?) комплекс. Данные, приведенные в таблице, показывают, что гранитоиды комплекса обладают повышенной концентрацией золота. В габброидах первой фазы концентрации этого металла превышают 8 мг/т, что в два раза выше средней концентрации золота в основных породах [Войткевич и др., 1990]. В гранитоидах второй фазы концентрация достигает 12 мг/т, в три раза превышая кларковое значение для кислых пород.

Эти данные показывают, что гранитоиды комплекса геохимически специализированы на золото. Теоретически геохимическая специализация может быть реализована как в результате последовательной эволюции магматического очага с формированием гидротермального оруденения (ранняя золото-сульфидная минерализация), так и в результате выщелачивания и переотложения золота под воздействием более поздних эндогенных процессов (первичный коллектор, воздействие флюидной системы гранитоидов Кара-Чачинского массива).

Учитывая повышенные концентрации золота в габброидах первой фазы, можно связать это обогащение с повышенными концентрациями металла в источнике вещества. Используя современные генетические модели и результаты геохимической типизации, изложенные в предыдущих разделах, можно предположить, что источником золота был геохимически специализированный домен, расположенный в субконтинентальной мантии региона. Домен был сформирован в зоне субдукции при воздействии метасоматического агента (адакитового расплава) на породы мантийного клина/литосферной мантии.

Согласно этой концепции, реальным источником золота должен быть адакитовый расплав (базальтовый слой океанической литосферы). Это предположение не противоречит полученным результатам, так как гранитоиды второй фазы (оценка состава адакитового расплава) обладают более высокими концентрациями золота, чем габброиды.

Амуджикано-сретенский комплекс. Гранитоиды комплекса также являются геохимически специализированными на золото. Наибольшее обогащение свойственно гранитоидам первой фазы, гибридным порфирам (примитивным санукитоидам) и их ксенолитам в гранитоидах второй фазы. Средняя концентрация металла в этих породах достигает 14 мг/т, что в три с половиной раза превышает кларк для основных пород. Менее высокие концентрации свойственны гранитоидам второй (12 мг/т) и тре-

твей (10 мг/т) фаз. При этом отмечается последовательное снижение средних концентраций золота от первой к третьей фазе комплекса.

Обогащение наиболее основных пород комплекса золотом, как и в предыдущем случае, позволяет связать его с обогащением этим металлом источника вещества. Используя современные генетические модели и результаты геохимической типизации гранитоидов комплекса, мы опять приходим к концепции о сформированном в зоне субдукции геохимически специализированном источнике вещества, расположенном в субконтинентальной мантии региона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании данных, изложенных в предыдущих разделах, можно сформулировать рамки генетической модели, согласно которой источником золота является геохимически специализированный домен, расположенный в субконтинентальной мантии региона. Домен сформирован в зоне субдукции при воздействии метасоматического агента (слэбового расплава) на породы мантийного клина/литосферной мантии и был ремобилизован во время коллизионного события. Проводниками металлогенической специализации являлись гранитоиды, в составе которых присутствует вещество из этого мантийного источника.

Для апробации модели необходимо показать наличие геохимически специализированного мантийного домена (ГСМД). В качестве прямых доказательств существования домена могут рассматриваться продукты его плавления. Геохимические свойства магматических пород и использованные генетические модели подробно рассмотрены в предыдущем разделе, и к ним мы возвращаться не будем.

В качестве косвенных доказательств могут быть рассмотрены: геодинамическая позиция магматизма; унаследованность определенных геохимических характеристик производных мантийных магм во времени; наличие металлогенических эпох в отношении золота.

Согласно современным представлениям, формирование ГСМД должно быть связано с процессом субдукции, так как адакитовые магмы (метасоматический агент) являются продуктами плавления слэба. Анализ многочисленных работ по палеогеодинамическим реконструкциям в этом регионе показывает, что подобная зона субдукции существовала на южной границе Сибирского континента в раннеюрское время [Зоненшайн, 1990; Зорин и др., 1998; Zorin, 1999]. Этому выводу не противоречат и наши данные, согласно которым гранитоиды амананского (?) комплекса несут отчетливую «субдукционную метку» и имеют раннеюрский изотопный возраст.

Появление магматических пород с подобной (адакитовой) геохимической характеристикой в пределах континентальной коры позволяет говорить о том, что слэбовые магмы прошли через мантийный клин и субконтинентальную литосферную мантию. Их появление является прямым свидетельством образования ГСМД. Обусловлено это тем, что слэбовый расплав, двигаясь через мантийный клин, взаимодействует с перидотитами верхней мантии, формируя зоны метасоматических преобразованных пород (ГСМД). Объем кислого расплава должен быть достаточно велик («эффективное» отношение расплав:порода > 2:1 [Rapp et al., 1999]), чтобы достичь дневной поверхности, при этом, как минимум, половина расплава будет израсходована при взаимодействии с породами мантии.

Согласно этому критерию, объем метасоматически преобразованных пород в верхней мантии прямо пропорционален суммарному объему вещества массивов гранитоидов второй фазы, а это, даже в Усть-Карском районе, на современном уровне эрозионного среза кубические километры.

Другим важным вопросом, требующим обсуждения, является унаследованность геохимических характеристик производных мантийных магм во времени, которая может быть сведена к установлению источника вещества примитивных санукитоидов. Теоретически им должен быть тот же самый ГСМД, ремобилизованный в результате коллизионного события в позднеюрское время.

Косвенно об этом свидетельствует общая геохимическая специфика, типичная для производных слэбовых магм, свойственная как адакитам, так и санукитоидам, и металлогеническая специализация на золото, характерная для гранитоидов обоих возрастов и впервые проявившаяся в ранней юре [Государственная ..., 2010]² — времени активной субдукции, сопоставленном образованию ГСМД.

Для получения этой информации необходимо сравнить геохимические характеристики близких по кремнекислотности производных этого источника вещества. Идеальным случаем было бы сравнение продуктов плавления метасоматизированной мантии региона. Для раннеюрского гранитоидного комплекса таким «продуктом» являются габброиды первой фазы, а для позднеюрского — примитивные

² Авторами этой работы выделяются две металлогенические эпохи в отношении золота, проявленные в ранней и поздней юре. Одна из этих эпох по времени образования может быть сопоставлена с процессом субдукции, другая — с процессом коллизии на южных границах Сибирского континента. Появление золотой минерализации этих возрастных уровней эпох может быть связано с образованием и ремобилизацией ГСМД.

санукитоиды. Однако, учитывая разные уровни содержания кремнекислоты в этих породах (разные степени плавления в пределах источника), подобное сравнение невозможно.

В нашем случае наиболее удобно в качестве объектов сравнения использовать оценки состава метасоматического агента, сформировавшего мантийный домен. Для раннеюрского возраста это гранитоиды второй фазы амананского (?) комплекса, а для позднеюрского комплекса — примитивные санукитоиды. Совпадение оценок будет свидетельствовать о том, что примитивные санукитоиды могли образоваться за счет плавления ГСМД, при его образовании метасоматическим агентом выступали адакитовые магмы, оценкой состава которых являются тоналиты амананского (?) комплекса.

Возможность использования санукитоидов в качестве оценки состава метасоматического агента основана на модели частичного плавления метасоматически преобразованного источника, первые порции расплава которого (адакиты LSA) будут близки по составу к метасоматическому агенту, отличаясь от него большими концентрациями Cr, Ni, магнизиальностью, повышенными концентрациями легких редкоземельных элементов, более низкими концентрациями глинозема и кальция, концентрации остальных элементов, как правило, остаются неизменными [Rapp et al., 1999; Martin et al., 2005].

Все эти особенности проявляются при сравнении средних составов адакитов и примитивных санукитоидов (см. таблицу, рис. 5). Мы видим, что по содержанию большинства химических элементов породы довольно близки и имеют конформные спектры на спайдер-диаграмме (см. рис. 5, а). Явные отличия заметны по содержаниям элементов с большим радиусом иона (см. Cs, Rb, K, Th, U, Pb), повышенные концентрации которых обычно свойственны породам верхней континентальной коры. Все это довольно хорошо согласуется с представлениями об санукитоидах как производных адакитовых магм (LSA), контаминированных веществом континентальной коры [Martin et al., 2005].

Все эти генетические представления могут быть проиллюстрированы с помощью диаграммы Th/La — Sm/La (рис. 7). Отношение Sm/La, расположенное по оси абсцисс этой диаграммы, позволяет фиксировать степень обогащения легкими лантаноидами магматического расплава/источника вещества (степень метасоматических преобразований пород мантийного клина/литосферной мантии). Отношение Th/La, расположенное по оси ординат, показывает долю вещества осадочной природы (верхней континентальной коры) [Plank, 2005]).

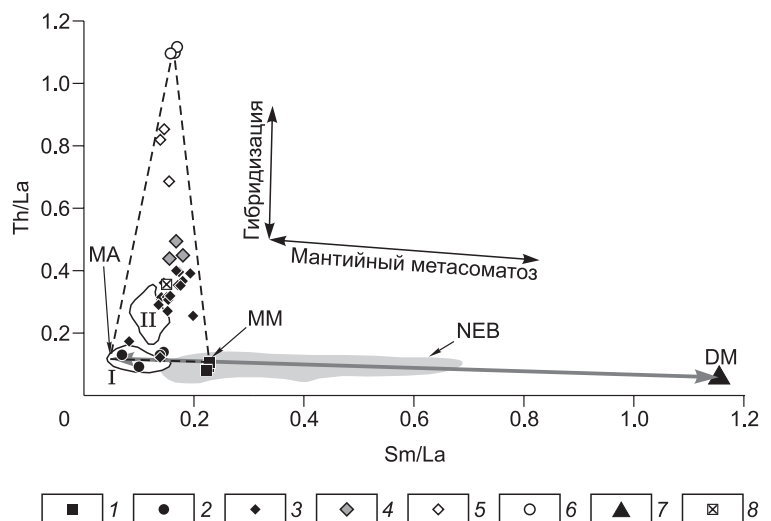
Для иллюстрации процесса формирования геохимически специализированного субконтинентального литосферного источника на диаграмму нанесены поля составов базитов NEB, адакитов LSA и санукитоидов, взятых из работ [Sajona et al., 1996; Castillo, 1999; Wyman, 2000; Hollings, 2002; Martin et al., 2005; Ефремов, 2010]. Мы видим, что все эти поля группируются вдоль линии смешения деплетированная мантия—метасоматический агент (адакитовый расплав). Точки составов гранитоидов амананского(?) комплекса тяготеют к этой линии, располагаясь в полях адакитов и высокониобиевых базитов, фиксируя процесс метасоматического преобразования пород в пределах верхней мантии региона.

Часть точек составов примитивных санукитоидов также тяготеет к этой линии в пределах поля адакитов LSA, свидетельствуя о возможности образования их из подобного источника. Однако большая часть точек составов этих пород обладает более высокими значениями Th/La отношения и смещена вверх от линии смешения.

В рамках модели увеличение Th/La отношения в примитивных санукитоидах должно рассматриваться как добавление к первичному адакитовому расплаву вещества верхней континентальной коры. Для иллюстрации этого тезиса на диаграмме приведена точка ее среднего состава [GERM..., 2015]. Мы видим, что эта точка лежит в центре ареала примитивных санукитоидов, и ее положение не может объяснить вариации всех составов пород этой группы.

Рис. 7. Диаграмма Sm/La—Th/La для гранитоидов Усть-Карского района.

Состав пород: 1, 2 — амананский (?) комплекс: 1 — габбро, 2 — тоналиты; 3—6 — амуджикано-среденский комплекс: 3 — гибридные порфиры, 4 — первая фаза, 5 — вторая фаза, 6 — третья фаза; 7 — деплетированная мантия, по [McDonough, Sun, 1995]; 8 — верхняя континентальная кора по [GERM..., 2015]. МА — метасоматирующий агент. ММ — метасоматизированная мантия. NEB — поле составов высокониобиевых базальтов. I — поле составов адакитов. II — поле составов санукитоидов.



В подобных случаях считается, что в качестве «контаминанта» мантийных магм выступал кислый коровый расплав [Plank, 2005], имеющий более высокое Th/La отношение. Для иллюстрации этого тезиса на диаграмму нанесены точки составов гранитоидов первой, второй и третьей фаз амуджикано-сретенского комплекса. Положение точек их составов показывает, что примитивные санукитоиды вполне могли образоваться при взаимодействии продуктов плавления геохимически специализированного мантийного источника (адакиты LSA) с кислым коровым расплавом.

Диаграмма также показывает, что гранитоиды разных фаз могли образоваться при добавлении к кислому расплаву определенной доли более основной магмы, что вполне согласуется с данными, приведенными в предыдущем разделе, и представлениями других исследователей [Антипин, 1969; Кузьмин, 1971]. На основании этого подхода может быть оценена доля слэбового расплава в гранитоидах разных фаз амуджикано-сретенского комплекса.

Выполненное сравнение оценок составов метасоматического агента по разновозрастным магматическим породам показывает их близость и позволяет говорить об образовании примитивных санукитоидов за счет плавления ГСМД, сформированного в раннеюрское время адакитовыми расплавами, оценкой состава которых являются тоналиты амананского (?) комплекса.

Все вышеизложенные результаты подтверждают предположение о существовании на период магмогенерации в районе работ ГСМД и позволяют рассматривать в его качестве главного источника золота. Существование ГСМД и контроль его производными золотой минерализации позволяет с новых позиций взглянуть на проблему металлогенического районирования территорий. Перспективными должны считаться площади в пределах проекции ГСМД на дневную поверхность. Пространственное положение этого источника может быть зафиксировано по появлению магматических пород амананского (?) и амуджикано-сретенского комплексов, а сами гранитоиды являются проводниками золотой минерализации и могут быть легко выделены по геохимическим признакам.

Наличие связи источник вещества—магматическая порода позволяет нам предложить косвенный критерий потенциальной рудоносности гранитоидов в отношении золота. Потенциально рудоносными в отношении золота могут быть гранитоиды, являющиеся производными слэбовых магм либо содержащие долю слэбового расплава. Выделить их можно довольно просто с использованием геохимической характеристики и классификационных диаграмм для адакитов и санукитоидов. Этот критерий не охватывает все возможные варианты, однако позволяет предполагать возможность пространственной ассоциации с гранитоидами золоторудных объектов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изучении гранитоидов, пространственно и генетически ассоциирующих с золотой минерализацией в пределах Карийского золоторудного узла, был получен ряд результатов, позволяющих по-новому взглянуть на их генетические особенности, связь с рудной минерализацией и источники рудного вещества:

1. Гранитоиды района, ассоциирующие с золотой минерализацией, могут быть подразделены на два самостоятельных комплекса. Первый — имеет изотопный возраст 182.9 ± 2.6 млн лет. Его образование может быть связано с зоной субдукции, существовавшей в этот временной промежуток на южной границе Сибирского континента. Эти гранитоиды имеют возраст и вещественные характеристики, отличные от поставленных им в соответствие гранитоидов амананского комплекса, и могут быть выделены в самостоятельную таксономическую единицу после дополнительного геологического изучения. Второй, амуджикано-сретенский, имеет изотопный возраст 151.7 ± 1.9 млн лет. По времени образования он может быть сопоставлен с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов после закрытия Монголо-Охотского океана.

2. Гранитоиды амананского (?) комплекса по своей геохимической характеристике соответствуют адакитам и должны рассматриваться как продукты плавления базальтового слоя океанической литосферы. Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса по своим геохимическим особенностям наиболее соответствуют санукитоидам — продуктам плавления субконтинентальных геохимически специализированных источников.

3. Гранитоиды обоих комплексов характеризуются повышенными концентрациями золота и должны рассматриваться как потенциально золотоносные. В гранитоидах амананского (?) комплекса наивысшие концентрации золота типичны для адакитов (по оценке состава слэбового расплава), что свидетельствует о первичной природе этих концентраций. Для амуджикано-сретенского комплекса наивысшие концентрации золота свойственны примитивным санукитоидам — продуктам плавления геохимически специализированного мантийного источника, сформированного при взаимодействии адакитовой магмы с перидотитами верхней мантии. Это позволяет говорить о том, что обогащение золотом имеет первичную природу и связано с долей слэбового расплава в источнике вещества.

4. Появление адакитов и примитивных санукитоидов в составе гранитоидных комплексов региона позволяет говорить о существовании на период магмогенерации мантийного субконтинентального, геохимически специализированного источника вещества. Источник был сформирован в зоне субдукции, существовавшей на южной границе Сибирского континента в раннеюрское время, и ремобилизован в поздней юре при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Этот источник контролировал как геохимически специализированный гранитоидный магматизм, так и рудную минерализацию.

5. Результаты исследований позволили предложить косвенный критерий потенциальной рудоносности гранитоидов в отношении золота. Потенциально рудоносными в отношении золота могут быть гранитоиды, являющиеся производными слэбовых магм либо содержащих долю слэбового расплава. Выделить их можно довольно просто с использованием геохимической характеристики и классификационных диаграмм для адакитов и санукитоидов. Этот критерий не охватывает все возможные варианты, однако позволяет предполагать возможность пространственной ассоциации с гранитоидами золото-рудных объектов.

Авторы статьи искренне признательны А.С. Борисенко за оказанную помощь при выполнении научных исследований, результатом которых является эта работа.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3 (№ 0350-2016-0029) при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00399 а) и правительства Иркутской области (проект № 17-45-388083 р_а).

ЛИТЕРАТУРА

Александров Г.В., Рублев А.Г. Новые данные о возрасте и металлоносности амананского, амуджиканского и нерчуганского комплексов Северо-Восточного Забайкалья // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, БФ СО АН СССР, 1979, с. 171—174.

Александров Г.В., Рублев А.Г. Новые данные о возрасте и металлоносности амананского, амуджиканского, нерчуганского комплексов Северо-Восточного Забайкалья // Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. Новосибирск, Наука, 1983, с. 141—147.

Антипин В.С. Петрология и геохимия гранитоидов Пришилкинской зоны (Восточное Забайкалье): Автореф. дис.... к. г.-м. н. Иркутск, ИГХ СО АН СССР, 1969, 20 с.

Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М., Недра, 1990, 479 с.

Гаврикова С.Н. Гранитообразование в активизированных щитах (на примере окраины Сибирской платформы): Автореф. дис.... д. г.-м. н. М., ГЕОХИ АН СССР, 1985, 40 с.

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.

Гольберт В.В., Чацкис И.Д. Геологическая карта СССР. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXIX. Объяснительная записка. М., ВГФ, 1981, 116 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1:1 000 000 (третье поколение), серия Алдано-Забайкальская, Лист № 50 — Сретенск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010, 382 с.

Дриль С.И., Спиридонов А.М., Ефремов С.В., Владимирова Т.А. Карийская золоторудно-магматическая система Восточного Забайкалья: Rb-Sr геохронология гранитоидов и изотопный состав рудных свинцов // Материалы научной конференции «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования». М., ИГЕМ РАН, 2010, с. 4—5.

Ефремов С.В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна. Геохимические особенности и источники вещества // Геохимия, 2010, № 11, с. 1185—1201.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М., Недра, 1990, 326 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.

Классификация и номенклатура магматических горных пород / Ред. О.А. Богатиков. М., Недра, 1981, 160 с.

Интрузивные комплексы Забайкалья / Ред. Н.И. Тихомиров. М., Недра, 1964, 215 с.

Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М., Наука, 1985, 304 с.

Кузьмин М.И. Две генетические группы мезозойских внегеосинклинальных гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса // Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 163—166.

Рублев А.Г., Александров Г.В., Александров С.В. Геохронология фанерозойского активизационного магматизма Северо-Восточного Забайкалья // Советская геология, 1985, № 10, с. 81—92.

Смоколов А.Ю. Геохимия амананского гранитоидного комплекса (Восточное Забайкалье): Автореф. дис.... к. г.-м. н. М., 1990, 20 с.

Спирidonov А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2006, 291 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.

Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting // Contr. Miner. Petrol., 1999, v. 134, p. 33—51.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature, 1990, v. 347, p. 662—665.

Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., Boer J.Z., Bellon H., Fiegeson M.D., Mauri R.C., Stewart R.H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // J. Geol. Soc. London, 1992, v. 149, p. 569—579.

GERM: Geochemical Earth Reference Model [Электронный ресурс]. <http://earthref.org/GERM/> (Дата обращения: 11.12.2015).

Gonzalez-Partida E.G., Levresse G., Carrillo-Chavez A., Cheilletz A., Gasquet D., Jones D. Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics // J. Geochem. Explor., 2003, v. 80, p. 25—40.

Hollings P. Archean Nb-enriched basalts in the northern Superior Province // Lithos, 2002, v. 64, p. 1—14.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos, 1999, v. 46, 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, v. 79, p. 1—24.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Plank T. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // J. Petrol., 2005, v. 46, p. 921—944.

Qiang Wang, Ji-Feng Xu, Ping Jian, Zhi-Wei Bao, Zhen-Huan Zhao, Chao-Feng Li, Xiao-Lin Xiong, Jin-Long Ma. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization // J. Petrol., 2006, v. 47, № 1, p. 119—144.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol., 1995, v. 36, p. 891—931.

Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // Chem. Geol., 1999, v. 160, p. 335—356.

Sajona F.G., Mauri R.C., Bellon H., Cotten J., Defant M. High field strength element enrichment of Pliocene—Pleistocene island arc basalts, Zambaanga Peninsula, Western Mindango (Philippines) // J. Petrol., 1996, v. 37, № 3, p. 693—726.

Wyman D.A., Ayer J.A., Devaney J.R. Niobium-enriched basalts from the Wabigoon subprovince, Canada: evidence for adakitic metasomatism above an Archean subduction zone // EPSL, 2000, v. 179, p. 21—30.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt // Tectonophysics, 1999, v. 306, p. 33—56.

Рекомендована к печати 25 декабря 2018 г.

А.С. Борисенко

Поступила в редакцию 10 ноября 2016 г.,

после доработки — 17 января 2018 г.