

УДК 552.3:550.4:550.42:550.93

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И ПЕТРОЛОГИИ ТОПОЛЬНИНСКОГО ГАББРО-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТОВОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО АЛТАЯ

Гусев Анатолий Иванович,

д-р геол.-минерал. наук, профессор каф. географии и экологии естественно-географического факультета ФГБОУ «Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина», Россия, 659333, г. Бийск, ул. Советская, д. 11. E-mail: anzerg@mail.ru

Коробейников Александр Феопенович,

д-р геол.-минерал. наук, профессор каф. геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ФГБОУ ВПО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет», Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, д. 30. E-mail: lev@tpu.ru

Гусев Николай Иванович,

канд. геол.-минерал. наук, зав. отделом Восточной Сибири Всероссийского геологического института им. А.П. Карпинского, Россия, 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74. E-mail: nikolay_gusev@vsegei.ru

Кукоева Мария Александровна,

аспирант каф. географии и экологии естественно-географического факультета ФГБОУ «Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина», Россия, 659333, г. Бийск, ул. Советская, д. 11. E-mail: kukoeva@mail.ru

Актуальность работы определяется необходимостью изучения петро-геохимических и петрологических особенностей габбро-гранитоидных комплексов, с которыми связано золото-медно-скарновое оруденение.

Цель работы: изучение геохимии породных типов топольнинского комплекса Горного Алтая с использованием канонических классификационных и экспериментальных диаграмм по генезису и петрологии магматитов.

Методы исследования. Химический состав на главные петрогенные элементы определён силикатным анализом. Определения редких элементов выполнены эмиссионной спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре «ОПТИМА-4300», для Cu, Zn, Pb, Li – методом ISP-AES, остальные элементы, в том числе PЗЭ, – методом ISP-MS в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Абсолютный возраст гранитоидов определён U-Pb методом SHRIMP II по циркону в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Результаты. Уточнён абсолютный возраст формирования гранитоидов топольнинского комплекса, составивший для Топольнинского массива по 10 точкам $397,4 \pm 4,4$ млн лет, Караминского массива: $399,3 \pm 4,6$ млн лет, соответствующие границе нижне-го и среднего девона. Описана прямая зональность в строении Караминского массива, в котором более эволюционированные фазы лейкогранитов располагаются в центре массива, а ранние габброиды – на периферии. Оценены различные петрохимические коэффициенты, индексы, модули для пород комплекса, используемые для расшифровки генезиса. Соотношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для гранодиоритов Топольнинского массива – 0,70556, а для Караминских лейкогранитов – 0,70618) свидетельствуют о мантийной природе расплавов, формировавшихся с участием контаминации корового материала. Указана пространственная и парагенетическая связь различных типов оруденения с гранитоидами топольнинского комплекса.

Ключевые слова:

Гранитоиды, комплекс, абсолютный возраст, зональный массив, петрохимия, мантийно-коровое взаимодействие, оруденение, изотопы стронция, золото, медь.

Введение

Топольнинский комплекс в петротипе представлен двумя массивами гранитоидов: Топольнинским и Караминским, расположенными в северо-восточном борту р. Ануй, контролирующими размещение скарнов с золотом [1]. Топольнинский массив содержит 2 фазы: биотит-роговообманковые гранодиориты (80 %) и граниты (20 %). Дайки представлены диоритами, долеритами, гранодиоритами.

Юго-восточнее расположен Караминский массив более разнообразный по составу, включающий

5 фаз (%): габбро-диориты (5), кварцевые диориты (10), гранодиориты (60), граниты (15), лейкократовые гранит-порфиры (10). Среди многочисленных даек преобладают гранодиориты и кварцевые гранит-порфиры. С гранитоидами Караминского массива пространственно связано золото-черносланцевое и золото-медно-скарновое оруденение [2].

Восточная, менее эродированная, часть Караминского массива и эндоконтактные зоны шириной 50–750 м сложены гранитоидами пестрого состава с отчетливо проявленной зональностью (по направлению к экзоконтакту): лейкогранитами –

гранитами нормального ряда – гранодиоритами – тоналитами – кварцевыми диоритами – габбро-диоритами и габброидами. При этом граниты нигде не контактируют с вмещающими породами. Ранее возраст гранитоидов топольнинского комплекса определялся средним девоном [3, 4], а на изданной геологической карте масштаба 1:200000 – средне-позднедевонским [1] (рис. 1).

Петрографическая характеристика пород

Габбро и габбро-диориты первой фазы внедрения ограничено развиты в пределах Топольнинского рудного поля. Они образуют небольшое линзовидное тело в правом борту р. Карамы в 1 км ниже устья руч. Рыбного и дайку протяженностью около 100 м на участке Баяниха. Тело габбро-диоритов имеет ширину до 80–90 м, протяженность до 300 м, вытянуто в близмеридиональном направлении субсогласно слоистости ороговикованных вмещающих пород камышенской свиты нижнего девона. Восточный контакт интрузии и расположенная рядом дайка габбро-диорит-порфириров «срезаны» дайкой кварцевых диорит-порфириров, а средняя часть – диагонально ориентированной (св северо-западном направлении) дайкой гранит-порфириров. Контакты габбро-диоритов с вмещающими породами не наблюдались; экзоконтактовое воздействие габбро-диоритов «затушевано» ороговикованием со стороны Караминского массива. Небольшое тело габбро описано в западном контакте Караминского массива.

В неизмененных разностях габбро-диоритов первой фазы под микроскопом устанавливаются аллотриоморфнозернистая, габбро-офитовая структуры, образованные сочетанием идиоморфных табличек сосюритизированного плагиоклаза № 52–59 % (55–70 %) с реликтовым моноклинным пироксеном (иногда гиперстеном) и замещающей его роговой обманкой (25–30 %). Второстепенные минералы представлены хлоритизированным биотитом (1–3 %), вторичным амфиболом тремолит-актинолитового ряда по роговой обманке (5–10 %), кварцем (2–5 %). Минералы-акцессории (г/т): ильменит (620), сфен (53), апатит (25), пирит (452 знака).

Тоналиты и кварцевые диориты второй фазы слагают краевую эндоконтактовую полосу Караминского массива шириной 50–300 м. Контакты между тоналитами и кварцевыми диоритами постепенные, фациальные; характерны взаимопереходы между тоналитами и кварцевыми диоритами, а также и с краевыми частями гранодиоритов. Визуально это массивные зеленовато-серые среднезернистые породы, иногда с пегматоидным обликом, определяющимся по наличию крупных (до 2,5×8,0 мм) фенокристаллов роговой обманки. По составу темноцветных минералов выделяются биотит-роговообманковые (преимущественно тоналиты), роговообманковые, пироксен-роговообманковые разности (кварцевые диориты). Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая с элементами гранитной.

Биотит-роговообманковые тоналиты второй фазы характеризуются массивной, шпировой, пятнистой текстурами. Минеральный состав: кварц 25–30 %, плагиоклаз 50–60 %, калиевый полевой шпат от 3–5 %, иногда до 10 %, биотит 3–5 %, роговая обманка от 5–10 %, иногда до 20 %, незначительное количество ильменита. Плагиоклаз образует идиоморфные серицитизированные табличчатые зерна размерами до 2–2,5 мм. Зональность отдельных зерен плагиоклаза нормальная: центральная часть (с № 38–42°) соответствует лабрадор-битовниту, периферия (с № 30–36°) – лабрадору. Калишпат в виде ксеноморфных буроватых амёбообразных обособлений иногда образует бластические сростки калиевого полевого шпата-2 вокруг зерен плагиоклаза до полного замещения последнего с образованием скелетных структур. Кварц образует неправильные по форме зерна размером до 2,0 мм с волнистым и блоковым погасанием, в более крупных зернах кварца отмечаются пойкилитовые вростки плагиоклаза. Биотит, плеохроирующий от бурого до темно-бурого цвета, представлен табличками безконцевых структур; с ним ассоциирует и в нем содержится вкрапленность рудного минерала. Буроватая и буровато-зеленая роговая обманка слагает ксеноморфные формы в интерстициях плагиоклаза, реже образует шпировые скопления и идиоморфные зерна, в которых иногда видны отчетливые двойники (с Ng=14°); содержит включения ильменита (вероятно, две генерации роговой обманки). Их средний минеральный состав (%): плагиоклаз 40×45, кварц 10×20, калиевый полевой шпат 10×15, иногда до 20, роговая обманка (преобладает над пироксеном) и пироксен 15×20. Плагиоклаз среднего (андезинового) состава (№ 38–43) образует идиоморфные кристаллы, нацело замещенные серицитом, реже – эпидотом и сосюритом. Буроватый калишпат выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза, содержит пойкилитовые включения роговой обманки и плагиоклаза. Кварц образует ксеноморфные выделения со слабым волнистым погасанием, иногда содержит пойкилитовые включения плагиоклаза. Бурая роговая обманка слагает сильно вытянутые ромбовидные зерна с ясно выраженной спайностью и образует псевдоморфозы по пироксену. Пироксен формирует удлиненные по форме бесцветные зерна с ясно выраженной спайностью. Роговая обманка характеризуется более высокой, нежели пироксен, степенью идиоморфизма, образует сростки и гломерпорфировые скопления.

Гранодиориты – это среднезернистые, иногда порфировидные породы серой и розовато-серой окраски. По минеральному составу выделяются биотит-роговообманковые и роговообманковые гранодиориты. Наименее измененные разности характеризуются гипидиоморфнозернистой микроструктурой, в измененных разностях широко развита гранобластовая структура. Минеральный состав (%): кварц 30×35 (в лейкократовых разностях

до 45), плагиоклаз 30×50 , калишпат (ортоклаз) 15×20 , роговая обманка от 5–6, иногда до 45 в меланократовых разностях, пироксен (N_g 35–40°) 4–5, биотит 2×3 . Плагиоклаз средне-кислого состава образует таблитчатые и ксеноморфные обособления (вероятно, присутствуют две генерации плагиоклаза) со слабо выраженной зональностью, часто интенсивно серицитизирован. Кварц ксеноморфный с отчетливым волнистым погасанием. Калишпат дает сростки с плагиоклазом, сильно пелитизирован. Роговая обманка буровато-зеленого и бледно-зеленого цвета образует идиоморфные лейсты и сростки с биотитом. Отмечаются отдельные чешуйки мусковита. Из аксессуарев отмечен апатит. Общая щёлочность породы ($Na_2O + K_2O$) варьирует от 5,72 до 6,05; тип щёлочности – преобладание натрия над калием, или наоборот (Na_2O/K_2O) – 0,99–1,16; коэффициент глинозёмности Al^I – 2,6–3,05; коэффициент фемичности $f = Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2$ – 5,57–6,24; коэффициент апаитности $K_a = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ – 0,53–0,55. В единичных знаках в гранодиоритах встречаются золото, тетрадимит, арсенопирит, шеллит, киноварь, малахит. Присутствие широкого круга рудных и скарновых минералов-аксессуарев в гранодиоритах указывает на их активное участие как минимум в предрудном процессе (золото-скарновая стадия), вероятно, в ранних рудных стадиях.

Граниты представляют собой светло-серые, бледно-коричневые разности массивной текстуры. По составу темноцветных минералов подавляющая часть гранитов относится к биотитовым (более выветрелые, рассыпающиеся до гранитной дресвы); менее развиты роговообманково-биотитовые разности, а существенно роговообманковые – встречаются в единичных случаях. Минеральный состав гранитов (%): кварц 60, калиевый полевой шпат 5–15 в биотитовых разностях, до 25–30 в роговообманково-биотитовых; биотит 3–5; роговая обманка до 8. Плагиоклаз образует в основном крупные субидиоморфные зерна таблитчатой формы размером до 3–4 мм, иногда хорошо развиты полисинтетические двойники, нередко наблюдается нормальная зональность (смена от ядерной части к периферии – андезина олигоклазом). Центральные части зерен сосюритизированы. Калишпат-1 образует небольшие ксеноморфные зерна, расположенные в интерстициях других минералов. Наблюдается присутствие вторичного калиевого полевого шпата (до 35–40 %) с отчетливым метасоматическим замещением плагиоклаза с образованием реликтовых скелетных форм. Кварц двух генераций: первая даёт округлые и неправильные формы размерами до 2–3 мм с характерным волнистым погасанием, иногда придающие породе порфирированный облик; вторая генерация – это тонкозернистый агрегат совместно с калиевым полевым шпатом. Биотит темно-бурого до черного цвета в виде табличек без концевых граней по породе распределен неравномерно, с ним ассоцииру-

ет вкрапленный лимонитизированный пирит; иногда на биотит наложена мусковитизация. Роговая обманка образует идиоморфные зерна размером до $1,7 \times 1,0$ – $2,5 \times 3,5$ мм или мелкие скопления, иногда замещена эпидотом и рудным минералом до образования скелетных форм. Из аксессуарев отмечаются циркон, лейкоксен, реже рутил, апатит.

Абсолютная датировка гранитов Топольнинского комплекса

Места отбора проб на определение абсолютного возраста показаны на рис. 1.

Порода, по которой определён возраст Методом SHRIMP II в Лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), массивная, мезократовая, регрессивно преобразованная с гипидиоморфнозернистой структурой. Лейкократовые минералы, составляющие 85–88 % ее объема, представлены призматически-таблитчатыми зёрнами интенсивно деанортитизированного андезина – 40An–60Ab – 40–45 %, ксеноморфными зёрнами калиевого полевого шпата – 15–18 %, гетерозернистым кварцем – 25–30 %. Меланократовые минералы – 10–15 % объема породы – представлены реликтами клинопироксена, по которым развита роговая обманка и замещающий ее актинолит, биотитом красновато-коричневой окраски, по которому развит вторичный зеленовато-бурый биотит. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом; аксессуарные минералы – апатитом, сфеном, цирконом, ортитом.

Вид структуры породы в шлифе представлен на фотографии (рис. 2).

На TAS ($Na_2O + K_2O - SiO_2$)-диаграмме эффузивных аналогов фигуративные точки химического состава пород расположены в полях фигуративных точек семейства риодацитов, низкощелочных риодацитов (рис. 3).

По совокупности петрологических параметров обе исследованные породы относятся к высокоглинозёмистым плутоническим образованиям известково-щелочного (нормального) ряда, калинатовой серии, принадлежат к семейству гранодиоритов, виду гранодиорит, разновидности – **гранодиорит клинопироксен-биотитовый**.

По редкоземельной характеристике – содержанию и характеру распределения REE – гранодиориты топольнинского комплекса близки к образованиям континентальной земной коры (рис. 4). При этом гранодиориты Топольнинского массива (проба № 15482) формировались с участием мантийного вещества (отсутствует Eu минимум) и преобразованы в условиях высокой фугитивности кислорода.

Морфологические типы цирконов в исследуемой породе показаны на фото (рис. 5).

Цирконы проб Топольнинского и Караминского массивов совершенно идентичные: прозрачные слегка желтоватого цвета. Кристаллы идиоморфные, габитус призматический, тип гиадинтовый и

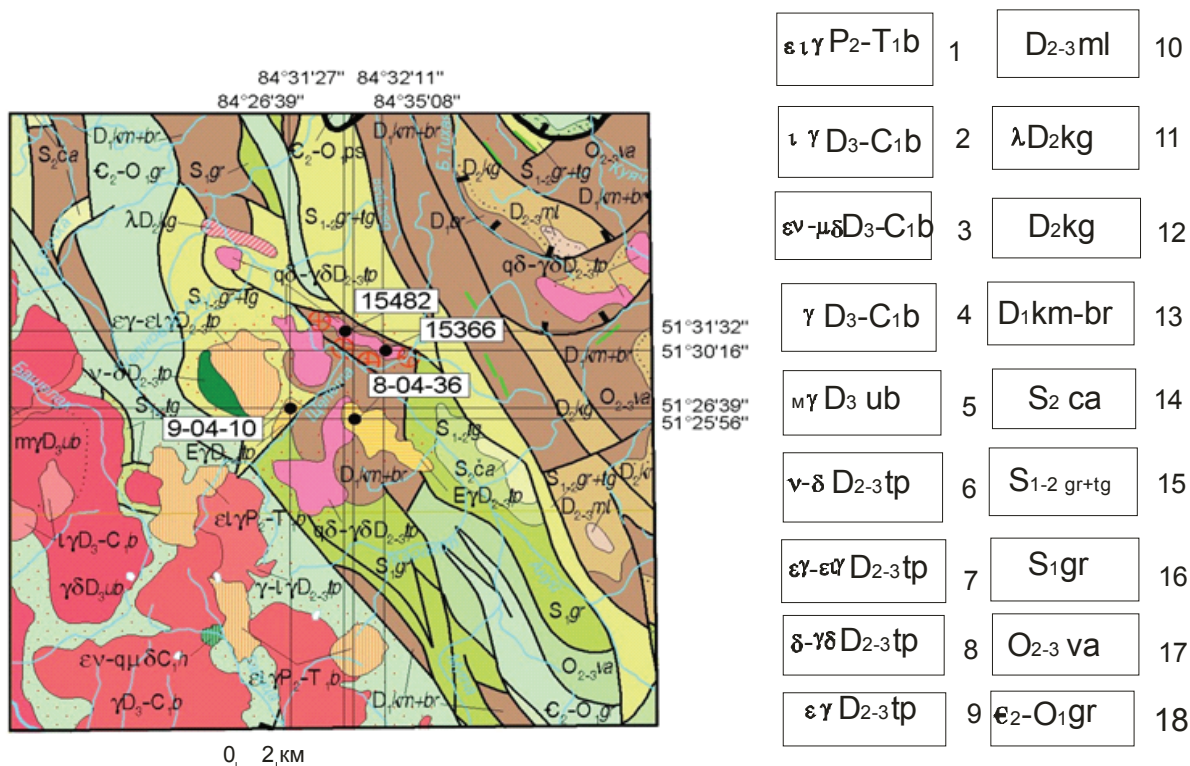


Рис. 1. Схема Топольнинского участка по В.А. Кривчикову [1] и отбора проб на абсолютный возраст. 1 – умеренно-щелочные лейкограниты белокурихинского комплекса; Боровлянский комплекс: 2 – лейкограниты, 3 – щелочные габбро-кварцевые диориты, 4 – граниты; 5 – меланограниты усть-беловского комплекса; Топольнинская ассоциация: 6 – габбро-диориты, 7 – граносиениты – умеренно-щелочные лейкограниты, 8 – кварцевые диориты, диориты, гранодиориты; 9 – граносиениты; 10 – терригенные отложения малафеевской свиты; 11 – риолиты куйяганской свиты; 12 – вулканогенно-осадочные образования куйяганской свиты; 13 – нерасчленённые отложения камышенской и барагашской свит; 14 – терригенные отложения черноануйской свиты; 15 – нерасчленённые терригенные отложения громотухинской и тегерекской серий; 16 – терригенные отложения громотухинской серии; 17 – нерасчленённые терригенные отложения верхнеануйской серии; 18 – терригенные отложения горноалтайской серии

Fig. 1. Diagram of Topolninsky area by V.A. Krivchikov [1] and sampling for absolute age. 1 – moderate-alkaline leucogranites of Belokurikha complex; Borovlyansky complex: 2 – leucogranites, 3 – alkaline gabbro-quartz greenstones, 4 – granites; 5 – melanogranites of Ust-Belovsk complex; Topolninsk assemblage: 6 – gabbro greenstones, 7 – granosyenites – moderate-alkaline leucogranites, 8 – quartz greenstones, greenstones, granodiorites; 9 – granosyenites; 10 – terrigenous sediments of Malafeyevskaya strata; 11 – rhyolites of Kuyaganskaya strata; 12 – volcanic sedimentary formations of Kuyaganskaya strata; 13 – poorly defined formations of Kamyshenskaya and Baragashskaya stratas; 14 – terrigenous sediments of Chernouyanskaya strata; 15 – poorly defined terrigenous formations of Gromotukhinskaya and Tegerekskaya series; 16 – terrigenous formations of Gromotukhinskaya series; 17 – poorly defined terrigenous formations of Verkhneanuyanskaya series; 18 – terrigenous formations of Gornoaltayskaya series

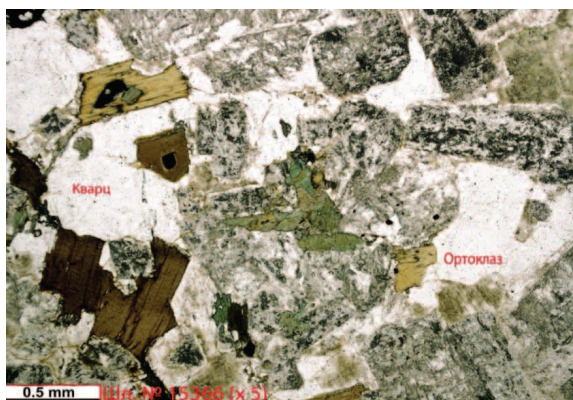


Рис. 2. Гипидиоморфнозернистая структура гранита (шлиф № 15366)

Fig. 2. Hypidiomorphic-Granular Texture of granite (slide no. 15366)

цирконовый с отчетливой тонкой зональностью. Удлинение от 2 до 3–4. По содержаниям $U=164-557$, $Th=47-289$ г/т они также совершенно идентичны, отношение Th/U в обеих пробах почти совпадают – 0,28–0,58. Полученные конкордантные возраст для Топольнинского массива по 10 точкам $397,4 \pm 4,4$ млн лет, Караминского массива $399,3 \pm 4,6$ млн лет соответствуют границе нижнего и среднего девона и могут быть приняты в качестве возраста становления топольнинского комплекса (ранний–средний девон).

Представительные анализы разновидностей пород топольнинского комплекса интрузий сведены в таблицу.

Для всех пород топольнинского комплекса характерны высокие отношения Th/U , превышающие 1, что указывает на относительно свежие по-

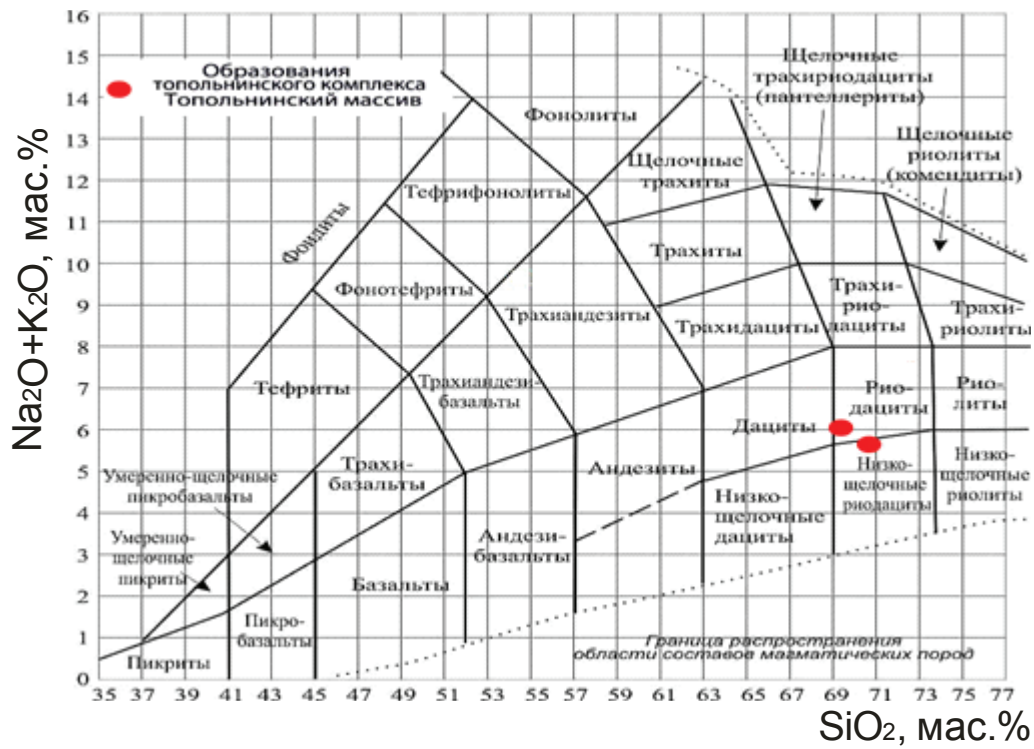


Рис. 3. Диаграмма $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ для гранодиорита Топольнинского массива

Fig. 3. Diagram $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ for granitoid of Topolinsky massif

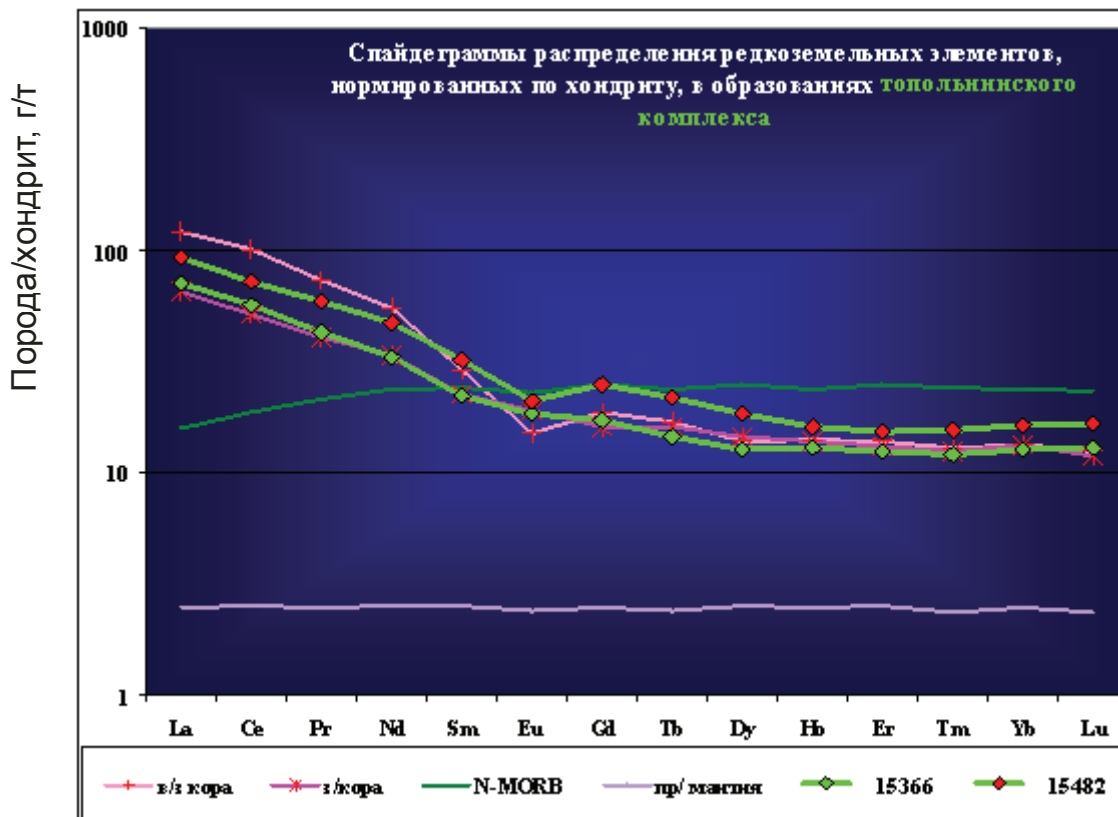


Рис. 4. Спайдер-диаграмма для пород Топольнинского массива

Fig. 4. Spider plot for the rocks of Topolinsky massif

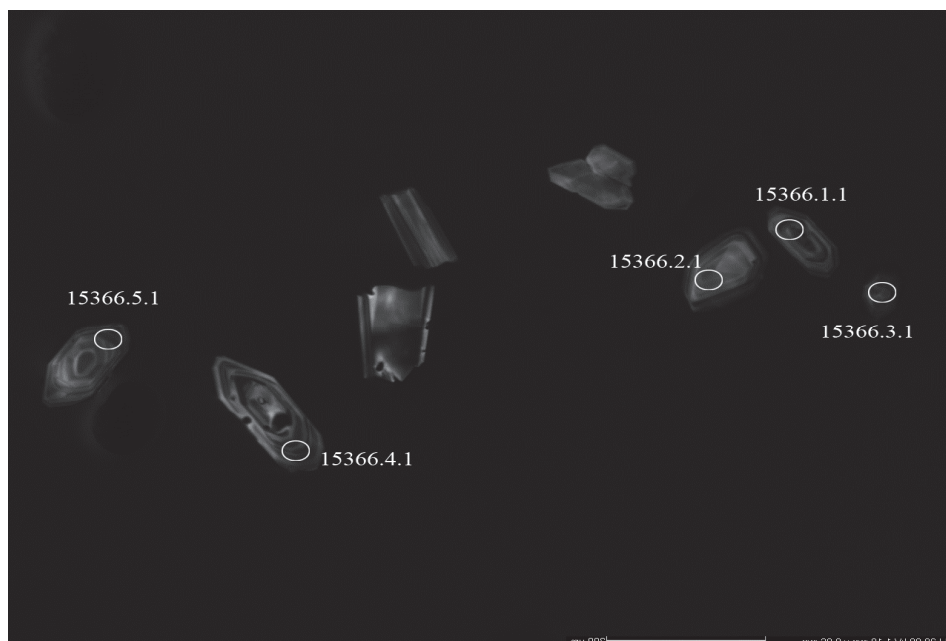


Рис. 5. Морфология кристаллов циркона, по которым определён абсолютный возраст (увеличение >1000)

Fig. 5. Morphology of zircon crystals which was used for determining absolute age (increase >1000)

роды, не изменённые гидротермальными наложенными процессами. Eu/Eu^* отношения сравнительно высокие. На диаграмме модели распределения РЗЭ выявляется слабо проявленный европиевый минимум только для лейкогранитов (рис. 6).

Нормированные отношения лантана к иттербию сравнительно невысокие. Они слабо повышены в кислых породах (до 4,9–5,6), указывающих на дифференцированный тип распределения РЗЭ в них. Величины тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ во всех разностях не превышают значимых величин для М-типа (граничное значение выше 1,1).

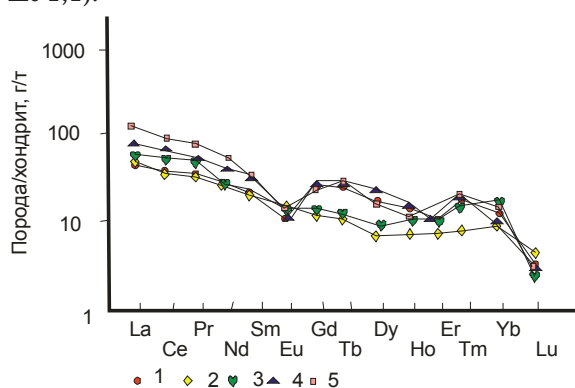


Рис. 6. Модель распределения РЗЭ, нормированных относительно хондрита по [5] для породных типов интрузий топольнинского комплекса: 1 – габбро, 2 – кварцевый диорит, 3, 4 – гранодиорит, 5 – гранит, 6 – лейкогранит

Fig. 6. Model of distribution of REE normalized relative to chondrite by [5] for rock types of intrusions of Topolninsky complex: 1 – gabbro, 2 – quartz greenstone, 3, 4 – granodiorite, 5 – granite, 6 – leucogranite

Ранее нами установлено, что гранитоиды Топольнинского и Караминского массивов нормируются в I-тип Sr-недеплетированных и Y-недеплетированных гранитоидов [7], что связано с формированием их за счёт плавления плагиоклаз-содержащего источника [8, 9]. На мантийный источник расплавов и контаминацию корового материала указывают также и значения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые составляют: для гранодиоритов Топольнинского массива 0,70556, а для Караминских лейкогранитов 0,70618 [7]. По соотношениям $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg$ по биотитам Топольнинской МРМС устанавливается более окисленное состояние расплава, а его кристаллизация осуществлялась ближе к гематит-магнетитовому буферу. Это находит подтверждение и в наличии более окисленных форм акцессорных минералов – магнетита и сфена. Биотиты Караминской МРМС тяготеют к никель-бунзенитовому буферу, указывая на более восстановленный режим расплава, чем для Топольнинских гранитоидов. В составе акцессориев Караминских гранитоидов присутствует более восстановленная фаза – ильменит [7].

На спайдер-диаграмме (рис. 7) отчётливо проявлены негативные аномалии по Nb, Ti, что характерно для вулканических пород из субдукционных зон [10].

На диаграмме соотношений $Ba/Nb-La/Nb$ интрузивные породы топольнинского комплекса тяготеют к полю распространения вулканических дуг (рис. 8).

На диаграмме $(La/Yb)_N-(Yb)_N$ породы топольнинского комплекса попадают на тренды плавления амфиболитов и гранатовых амфиболитов (рис. 9).

Таблица. Представительные химические составы пород топольнинского комплекса (оксиды в мас. %, микроэлементы в г/т)

Table. Representative chemical compositions of the rocks of Topolninsky complex (oxides are in wt. %, microelements are in g/t)

Компоненты Components	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,83	60,3	67,9	68,8	70,1	75,12
TiO ₂	1,11	0,73	0,51	0,5	0,36	0,16
Al ₂ O ₃	17,05	15,22	14,9	14,4	14,8	12,62
Fe ₂ O ₃	4,03	2,96	1,07	1,12	1,33	0,74
FeO	6,2	3,6	2,62	2,99	1,73	1,66
MnO	0,16	0,13	0,07	0,11	0,09	0,08
MgO	4,92	2,32	1,19	1,43	0,91	0,3
CaO	8,4	5,55	3,76	3,47	2,98	0,81
Na ₂ O	3,3	3,5	3,18	2,81	3,38	3,79
K ₂ O	0,75	3,0	2,75	2,83	3,18	4,13
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,12	0,13	0,09	0,15
Потери после прокаливания Losses after ignition	2,1	2,0	1,65	0,97	0,9	0,5
Сумма/Total	100,03	99,5	99,72	99,56	100,0	100,06
La	20,8	19,5	17,3	22,8	24,0	32,3
Ce	35,6	35,8	36,2	46,3	54,7	67,8
Pr	5,27	4,97	4,1	5,72	6,33	8,9
Nd	18,8	16,7	15,8	22,4	24,7	32,3
Sm	4,2	3,9	3,4	4,96	6,04	7,2
Eu	1,4	1,2	1,07	1,23	1,3	0,84
Gd	4,6	3,8	3,51	5,11	6,12	6,5
Tb	0,82	0,75	0,55	0,82	0,9	1,2
Dy	5,2	4,3	3,23	4,67	5,56	6,3
Ho	1,01	0,95	0,74	0,91	1,17	1,3
Er	2,56	3,3	2,07	2,56	3,39	3,2
Tm	0,58	0,45	0,31	0,4	0,57	0,6
Yb	4,5	3,3	2,1	2,71	3,26	3,8
Lu	0,55	0,6	0,33	0,42	0,51	0,4
ΣPЗЭ/ΣREE	105,9	99,5	90,7	121	138,05	172,6
V	125	65	47,5	45,1	42,4	15,1
Cr	63,5	51	35,1	33,5	32,3	25,1
Co	45,1	36	9,5	8,2	7,74	2,5
Ni	39,8	53	5,2	4,1	3,08	2,1
Zn	95	55	65,4	60,8	63,1	10,5
Rb	45	38	91,5	85,9	64,5	102
Sr	280	600	570	195	197	105
Nb	5,6	2,7	2,0	2,1	9,03	8,7
Cs	1,9	0,8	2,2	2,5	2,43	2,5
Ba	650	612	950	1030	529	590
Pb	7,1	12,0	7,5	5,1	11,9	17,1
Th	2,3	4,5	8,1	7,4	10,8	12,8
Y	25,5	35,5	22,5	20,3	33,3	29,7
Ga	16,3	23,1	16,1	16,1	15,2	14,8
Zr	111	90	65	60	151	122
Sc	48,7	33	16,1	15,5	13,7	4,8
Hf	2,8	3,1	2,0	1,8	4,07	4,3
Ta	0,45	0,6	0,63	0,65	0,66	0,9
Mo	0,7	5,7	1,14	1,15	1,18	2,2
Sb	0,5	0,15	0,17	0,18	0,2	0,4
Sn	1,3	12,0	1,35	1,43	1,44	2,2
Be	1,2	1,1	1,55	1,65	1,85	2,1

Окончание таблицы/End of the table

Компоненты Components	1	2	3	4	5	6
U	0,9	2,0	2,8	3,0	1,8	2,2
Li	19,5	11,5	26,4	26,5	26,6	13,5
Ag	0,012	0,01	0,011	0,011	0,012	0,03
(La/Yb)N	3,05	3,9	5,4	5,6	4,9	5,6
Nb/Ta	12,4	4,5	3,2	3,2	13,7	9,7
Eu/Eu*	0,98	0,95	0,91	0,75	0,62	0,37
Th/U	2,55	2,25	2,9	2,5	6,0	5,8
TE _{1,3}	1,01	1,03	1,02	1,01	0,99	1,05
(La/Sm)N	3,04	3,06	3,12	2,82	2,21	2,75
(Gd/Yb)N	0,82	0,92	1,45	1,51	1,50	1,37
Ba/Nb	31,25	31,4	54,9	45,1	22,0	18,3
La/Nb	3,7	7,2	8,65	10,87	2,65	3,71
Ce/Y	1,4	1,0	2,3	2,87	3,6	2,28

Примечание: главные компоненты определены химическим методом в лаборатории Западно-Сибирского испытательного центра (г. Новокузнецк); для микроэлементов – методом ICP-MS в лаборатории ИМГРЭ (г. Москва). Значения PЗЭ нормированы по хондриту по Anders E., Greevesse N. [5]. $Eu^* = (Sm_N + Gd_N)/2$. TE – тетрадный эффект фракционирования PЗЭ по W. Irber [6]. TE_{1,3} – тетрадный эффект фракционирования PЗЭ, как среднее между первой и третьей тетрадами. Породы топольнинского комплекса: 1 – габбро, 2 – кварцевый диорит, 3, 4 – гранодиорит, 5 – гранит, 6 – лейкогранит.

Note: silicate analysis for the main components was carried out by the chemical method in the Laboratory of Western-Siberian test center (Novokuznetsk), for microelements – by ICP-MS methods in IMGRE laboratory (Moscow). The values of REE were standardized by chondrite by E. Anders, N. Greevesse [5]. $Eu^* = (Sm_N + Gd_N)/2$. TE is a tetrad effect of REE fractioning by W. Irber [6]. TE_{1,3} is the tetrad effect of REE fractioning as a mean between the first and the third tetrads. The rocks of Topolninsky complex: 1 – gabbro, 2 – quartz greenstone, 3, 4 – granodiorite, 5 – granite, 6 – leucogranite.

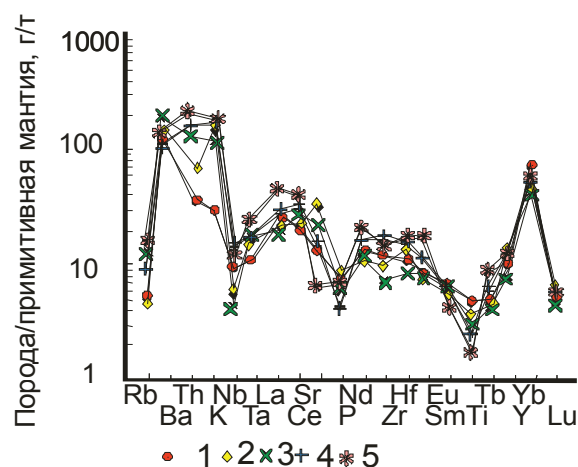


Рис. 7. Спайдер-диаграмма микроэлементов, нормированных по примитивной мантии по [11] для интрузивных пород топольнинского комплекса. Условные обозначения на рис. 5

Fig. 7. Spider plot of microelements normalized by primitive mantle by [11] for intrusive rocks of Topolninsky complex. The same symbols as in Fig. 5.

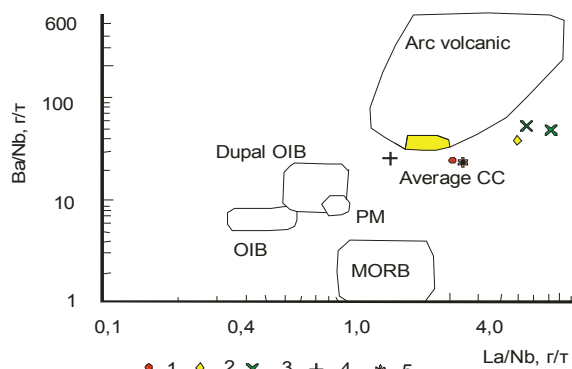


Рис. 8. Диаграмма Ba/Nb-La/Nb для интрузивных пород топольнинского комплекса. Данные по примитивной мантии (PM) по S. Sun, W. McDonough [11]; средней континентальной коры (CC) по S. Taylor, S. McLennan [12]; данные по OIB, MORB по A. Le Roux [13]; данные по составам вулканических дуг по [14]. Условные обозначения на рис. 5

Fig. 8. Ba/Nb-La/Nb diagram for intrusive rocks of Topolninsky complex. Data on primitive mantle (PM) are by S. Sun, W. McDonough [11]; the data on average continental crust (CC) are by S. Taylor, S. McLennan [12]; the data on OIB, MORB are by A. Le Roux [13]; the data on composition of volcanic arcs are by [14]. The symbols are the same as in Fig. 5

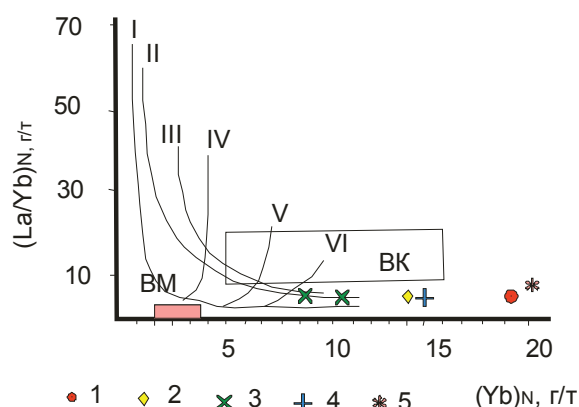


Рис. 9. Диаграмма $(La/Yb)_N$ -(Yb) $_N$ по B. Barbarin [15, 16] для интрузивных пород топольнинского комплекса. Тренды плавления различных источников: I – кварцевые эклотиты; II – гранатовые амфиболиты; III – амфиболиты; IV – гранатосодержащая мантия, с содержанием граната 10 %; V – гранатосодержащая мантия, с содержанием граната 5 %; VI – гранатосодержащая мантия, с содержанием граната 3 %; BM – верхняя мантия; BK – верхняя кора. Остальные условные обозначения на рис. 5.

Fig. 9. La/Yb N-(Yb) N diagram by B. Barbarin [15, 16] for intrusive rocks of Topolninsky complex. Trend for melting of different sources: I – quartz eclogite; II – garnetiferous amphibolites; III – amphibolites; IV – garnetiferous mantle, garnet content is 10 %; V – garnetiferous mantle, garnet content is 5 %; VI – garnetiferous mantle, garnet content is 3 %; BM is upper mantle; BK is upper crust. The rest symbols are the same as in Fig. 5

На диаграмме La/Nb-Ce/Y интрузивные породы топольнинского комплекса тяготеют к тренду смешения мантийной магмы с коровым материалом (рис. 10).

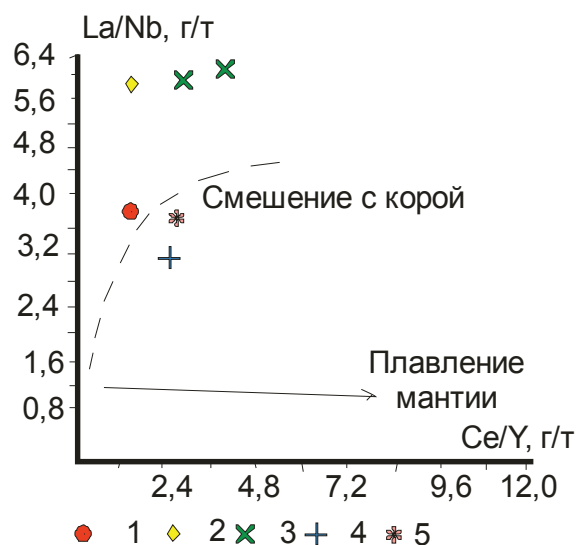


Рис. 10. Диаграмма La/Nb-Ce/Y по [16] для пород топольнинского комплекса. Условные обозначения на рис. 5

Fig. 10. La/Nb-Ce/Y diagram by [16] for the rocks of Topolninsky complex. The symbols are the same as in Fig. 5

В пределах Топольнинского рудного поля получили развитие различные типы эндогенного оруденения, обнаруживающие пространственную и парагенетическую связь с гранитоидами: жильное медно-сульфидное, золото-медно-скарновое, золото-черносланцевое.

Интерпретация результатов

Зональность размещения гранитоидных разновидностей по вертикали и горизонтали не случайна и может быть объяснена следующими факторами.

- 1) процессами ассимиляции вмещающих пород краевыми частями внедряющейся гранитной магмы с образованием контаминированных разновидностей более основного состава;
- 2) дифференциацией магматического расплава с ранней кристаллизацией плагиоклаз-темноцветного агрегата в апикальных частях массива и последующей более поздней кристаллизацией субсолидусного полевошпат-кварцевого расплава (принцип Core);
- 3) прямой зональностью сложных габбро-гранитных плутонов, в которой более эволюционированные фазы (граниты, лейкограниты) локализируются в центре массивов, а по периферии – менее эволюционированные – породы первых фаз внедрения (габброиды, диориты); контакты между фазами постепенные с конкордантными или слабо конкордантными текстурами и переходами.

Наши данные показывают, что гранитоиды Топольнинского интрузивного ареала обнаруживают геохимические параметры, указывающие на их образование за счёт плавления вулканогенных пород островодужного типа, их смешения с коровым материалом, а также мантийного материала пространственную и парагенетическую связь различ-

ных типов оруденения золота (золото-медно-скарновое, жильное золото-сульфидно-кварцевое, золото-черносланцевое) с глубинным очагом, формировавшим плутонические и дайковые серии пород Топольнинского ареала [17]. Соотношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) свидетельствуют о мантийной природе расплавов, формировавшихся с участием контаминации корового материала. Характер зональности таких плутонов интерпретируется как результат химической дифференциации глубинного магматического очага и скорости поступления последовательных фаз. В случае быстрого поступления фаз и отдельных пульсаций предыдущие поступления не успевают закристаллизоваться и более поздние фазы их легко прорывают и располагаются в центре плутонов с формированием нормальной зональности [18], что имеет место в случае

Караминского интрузива. Подобная нормальная зональность строения интрузивов отмечена нами для Айского и Синюхинского [19, 20] интрузивов.

Заключение

Таким образом, уточнен возраст гранитоидов топольнинского комплекса, который следует датировать границей между ранним и средним девоном (вместо ранее считавшегося средне-девонским). В Караминском массиве выявлена прямая зональность в распределении разных фаз внедрения. По многочисленным показателям, в том числе и изотопным соотношениям стронция, выявляется мантийно-коровое взаимодействие при формировании гранитоидов комплекса. Гранитоиды формировались при плавлении амфиболитов и гранатовых амфиболитов, имевших островодужную природу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кривчиков В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Алтайская серия. Лист М-45-1. – СПб.: Изд-во карт-фабрики ВСЕГЕИ, 2000. – 236 с.
2. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Золотогенерирующие гранитоиды Топольнинского ареала Горного Алтая: возраст, петрология и геохимия // Современные наукоёмкие технологии. – 2012. – № 1. – С. 8–12.
3. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
4. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. Главные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтай и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и Геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 8. – С. 1149–1170.
5. Anders E., Greevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1989. – V. 53. – P. 197–214.
6. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/No, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1999. – V. 63. – № 3/4. – P. 489–508.
7. Гусев А.И., Гусев Н.И. Золото-генерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая // Руды и металлы. – 1998. – № 2. – С. 67–78.
8. Wyborn L.A.I., Wyborn D., Chappel B.W. Geological evolution of granite compositions with time in the Australian continent – implications for tectonic and mantle process // *Geol. Soc. Austr. Abstr.* – 1988. – V. 21. – P. 434–435.
9. Proterozoic granite types in Australia: implications of lower crust composition, structure and evolution / L.A.I. Wyborn, D. Wyborn, R.G. Warren, B.J. Drummond // *Trans. Royal. Edinburgh: Earth Sciences.* – 1992. – V. 83. – P. 201–209.
10. Tatsumi Y., Kogiso T. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1997. – V. 148. – P. 207–221.
11. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication and processes // *Geological Society of London. Special Publication.* – 1989. – № 42. – P. 313–345.
12. Taylor S.R., McClelland S.M. The continental crust: composition and evolution. – Boston: Blackwell Scientific Publications, 1985. – 355 p.
13. Le Roux A.P. Geochemical correlation between Southern African kimberlites and South Atlantic hot spot // *Nature.* – 1986. – V. 324. – P. 243–245.
14. Jahn B.M., Zhang Z.Q. Archean granulite gneisses from eastern Hebei province, China: rare earth geochemistry and tectonic implication // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1984. – V. 85. – P. 224–243.
15. Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting // *Geol. Journ.* – 1990. – V. 25. – P. 227–238.
16. Barbarin B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos.* – 1999. – V. 46. – P. 605–626.
17. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Петрология и рудоносность магмо-рудно-метасоматических систем Солонешенского рудного района Алтая. – Бийск, АГАО, 2013. – 205 с.
18. Vigneresse J.L. The role of discontinues magma inputs in felsic magma and ore generation // *Ore geology Reviews.* – 2007. – V. 30. – P. 181–216.
19. Гусев А.И. Интрузивный магматизм Синюхинского золоторудного узла // Геология и геофизика. – 1994. – № 11. – С. 28–40.
20. Гусев А.И. Эталон синюхинского габбро-гранитного комплекса (Горный Алтай). – Новосибирск: СНИИГТИМС, 2007. – 208 с.

Поступила 14.11.2014 г.

UDC 552.3:550.4:550.42:550.93

NEW DATA ON GEOCHEMISTRY AND PETROLOGY OF TOPOLNINSKY COMPLEX IN GORNYY ALTAI

Anatoliy I. Gusev,

Dr. Sc., Shukshin Altai State Academy of Education, 11, Sovetskaya street, Biysk, 659333, Russia. E-mail: anzerg@mail.ru

Aleksandr F. Korobeynikov,

Dr. Sc., National Research Tomsk Polytechnic University, 30, Lenin avenue, Tomsk, 634050, Russia. E-mail: lev@tpu.ru

Nikolay I. Gusev,

Cand. Sc., Karpinsky Russian Geological Institute, Eastern Siberia Dep., 74, Sredny prospect, St-Petersburg, 199106, Russia. E-mail: nikolay_gusev@vsegei.ru

Mariya A. Kukoeva,

Cand. Sc., Shukshin Altai State Academy of Education, 11, Sovetskaya street, Biysk, 659333, Russia. E-mail: kukoeva@mail.ru

The relevance of the discussed issue is caused by the need of researching petro-geochemistry and petrologic peculiarities of gabbro-granitoid complexes which are related with gold-copper-skarn ore mineralization.

The main aim of the research is to study geochemistry of rock types of Topolninsky complex in Gornyy Altai using canonic classification and experimental diagrams on genesis and petrology of magmatites.

The methods used in the study. Chemical composition of the major petrogenic elements was determined by silicate assay by X-ray fluorescence (XRF) techniques. Rare elements were determined by inductively coupled plasma on the mass spectrometry «OPTIMA-4300», for Cu, Zn, Pb, Li – by methods of ISP-AES, the rest elements, including REE were determined by ISP-MS methods in the VSEGEI Laboratory (St-Petersburg). Absolute age of granitoids was defined by U-Pb method SHRIMP II on zircon in the VSEGEI Laboratory (St-Petersburg).

Results. The authors have corrected the absolute age of granitoids formation in Topolninsky complex. For Topolninsky massif by 10 point it is $397,4 \pm 4,4$ million years, for Karaminsky massif it is $399,3 \pm 4,6$ million years, corresponding to a border of Lower and Middle Devonian. The paper describes a direct zoning in Karaminsky massif formation. More evolution phases of leucogranites in it are located in the center of massif but early gabbros are on the periphery. The authors estimated different petrochemical coefficients, indices, modules for the rocks of the complex used for decoding the genesis. The ratios of strontium isotopes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for granodiorites of Topolninsky massif is 0,70556, but for Karaminsk leucogranites is 0,70618) identify mantle nature of melts, formed with crust material contamination. The paper indicates the space and paragenetic relation of different types of ore mineralization with granitoids of Topolninsky complex.

Key words:

Granitoids, complex, absolute age, zoning massif, petrochemistry, mantle-crust interaction, ore mineralization, strontium isotopes, gold, copper.

REFERENCES

1. Krivchikov V.A. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200000. Altayskaya seriya. List M-45-I* [State geological map of the Russian Federation scale 1:200000. Altai series. Blade M-45-I]. Saint-Petersburg, VSEGEI map Publishing, 2000. 236 p.
2. Gusev A.I., Gusev N.I., Tabakaeva E.M. Zolotogeneriruyushchie granitoidy Topolninskogo areala Gornogo Altaya: vozrast, petrologiya i geokhimiya [Gold generation granitoids of Topolninskii areal mountain Altai: age, petrology and geochemistry]. *Sovremennye naukoemkie tekhnologii*, 2012, no. 1, pp. 8–12.
3. Shokalsky S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G., Borisov S.M. *Korrelyatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoy chasti Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Correlation of magmatic and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan folded region]. Novosibirsk, SB RAN Press, filial «Geo», 2000. 187 p.
4. Vladimirov A.G., Kozlov M.S., Shokalsky S.P. *Glavnye vozrastnye rubezhi intruzivnogo magmatizma Kuznetskogo Alatau, Altaya i Kalby (po dannym U-Pb izotopnogo datirovaniya)* [The basic age boundaries intrusive magmatism of Kuznekkii Alatau, Altai and Kalba (on the data of U-Pb isotope dating)]. *Geology and geophysics*, 2001, vol. 42, no. 8, pp. 1149–1170.
5. Anders E., Greevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, vol. 53, pp. 197–214.
6. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, vol. 63, no. 3/4, pp. 489–508.
7. Gusev A.I., Gusev N.I. Zolotogeneriruyushchie rudno-magmaticheskie sistemy Gornogo Altaya [Gold generation ore-magmatic systems of Mountain Altai]. *Ore and metals*, 1998, no. 2, pp. 67–78.
8. Wyborn L.A.I., Wyborn D., Chappel B.W. Geological evolution of granite compositions with time in the Australian continent – implications for tectonic and mantle process. *Geol. Soc. Austr. Abstr.*, 1988, vol. 21, pp. 434–435.
9. Wyborn L.A.I., Wyborn D., Warren R.G., Drummond B.J. Proterozoic granite types in Australia: implications of lower crust composition, structure and evolution. *Trans. Royal. Edinburgh: Earth Sciences*, 1992, vol. 83, pp. 201–209.

10. Tatsumi Y., Kogiso T. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, vol. 148, pp. 207–221.
11. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication and processes. *Geological Society of London. Special Publication*, 1989, no. 42, pp. 313–345.
12. Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: composition and evolution*. Boston, Blackwell Scientific Publications, 1985. 355 p.
13. Le Roux A.P. Geochemical correlation between Southern African kimberlites and South Atlantic hot spot. *Nature*, 1986, vol. 324, pp. 243–245.
14. Jahn B.M., Zhang Z.Q. Archean granulite gneisses from eastern Hebei province, China: rare earth geochemistry and tectonic implication. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1984, vol. 85, pp. 224–243.
15. Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. Journ.*, 1990, vol. 25, pp. 227–238.
16. Barbarin B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 1999, vol. 46, pp. 605–626.
17. Gusev A.I., Gusev N.I., Tabakaeva E.M. Petrologiya i rudonostnost magmo-rudno-metasomaticheskikh sistem Soloneshenskogo rudnogo rayona Altaya [Petrology and ore mineralization of magmatic-ore-metasomatic systems of Soloneshenskii ore district of Altai]. Biysk, AGAO Publ., 2013. 205 p.
18. Vigneresse J.L. The role of discontinues magma inputs in felsic magma and ore generation. *Ore geology Reviews*, 2007, vol. 30, pp. 181–216.
19. Gusev A.I. Intruzivny magmatizm Sinyukhinskogo zolotorudnogo uzla [Intrusive magmatism of Sinyukhinskoe gold district]. *Geology and geophysics*, 1994, no. 11, pp. 28–40.
20. Gusev A.I. Etalon sinyukhinskogo gabbro-granitnogo kompleksa (Gorny Altay) [Standard of Sinyukhinsky gabbro-granitic complex (Mountain Altai)]. Novosibirsk, SNIIGiMS Press, 2007. 208 p.

Received: 14 November 2014.