



ПЕТРОЛОГИЯ И АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ТОПОЛЬНИНСКОГО ГАББРО-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТОВОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО АЛТАЯ

А. И. Гусев, Н. И. Гусев, М. А. Кукоева

Рассмотрены петрография, петрология, геохимия, абсолютный возраст и генезис гранитоидов топольнинского комплекса Горного Алтая. В ареале охарактеризованы два массива: Топольнинский и Караминский. Выделено пять фаз (габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, лейкократовые гранит-порфиры), по которым приведены петрографические описания, минеральный и химический составы. Для клинопироксен-биотитовых гранодиоритов главной фазы получены конкордантные возрасты для Топольнинского массива по 10 точкам $397,4 \pm 4,4$ млн лет, Караминского массива – $399,3 \pm 4,6$ млн лет, которые соответствуют границе нижнего и среднего девона. Описана нормальная прямая зональность в строении Караминского массива, в которой более эволюционированные фазы (граниты, лейкограниты) локализируются в центре интрузива, менее эволюционированные (породы первых фаз внедрения – габброиды, диориты) – по периферии. Породы топольнинского комплекса на экспериментальных диаграммах попадают на тренды плавления амфиболитов и гранатовых амфиболитов. По комплексу признаков устанавливается более окисленное состояние расплава для Топольнинского массива и восстановленное – для Караминского. По изотопным соотношениям стронция и редким элементам предполагается смешение мантийной магмы с коровым материалом.

Ключевые слова: петрология, петрогеохимия, гранитоиды, абсолютный возраст, плавление амфиболитов и гранатовых амфиболитов, мантийно-коровое взаимодействие.

PETROLOGY AND ABSOLUTE AGE OF THE TOPOLNINSKY GABBRO-GRANODIORITE-GRANITE COMPLEX OF THE GORNY ALTAI

A. I. Gusev, N. I. Gusev, M. A. Kukoeva

The paper considers petrographic, petrological, geochemical features, an absolute age and genesis of granitoids of the Topolninsky complex in the Gorny Altai. Two massives were characterized in the area: Topolninsky and Karaminsky. Five phases were discovered, which are gabbro-diorites, quartz diorites, granodiorites, leucocratic granite-porphyry, with their petrographic descriptions, mineral and chemical composition given in the paper. Concordant ages of the clinopyroxene-biotite granodiorites of the main phase were received in the Topolninsky massif in 10 sites ($397,4 \pm 4,4$ m.y.) and the Karaminsky massif ($399,3 \pm 4,6$ m.y.), which correspond to the boundary between the Lower and Middle Devonian. The paper describes the normal direct zonation of the Karaminsky massif structure, where more evolved rock phases (granites, leucogranites) are localized in the central part of the intrusive rocks, and less evolved, initial rock phases (gabbroids, diorites) have a peripheral position. The Topolninsky rocks correspond to melting of amphibolites and garnet amphibolites at experimental plots. A number of features imply a more oxidized melt in the Topolninsky massif and more reduced one in the Karaminsky massif. Strontium isotope ratios and rare elements point at mixing of mantle magma and crust material.

Keywords: petrology, petrogeochemistry, granitoids, absolute age, melting of amphibolites and garnet amphibolites, mantle-crust relation.

Габбро-гранитоидные комплексы герцинского тектогенеза Горного Алтая играют важную металлогеническую роль. К таким комплексам относится топольнинский, с которым пространственно и парагенетически связано золотомедно-скарновое, золоточерносланцевое, жильное золотосульфидно-кварцевое оруденение [8]. Этим и определяется актуальность изучения гранитоидов указанного комплекса.

Топольнинский комплекс в петротипе представлен двумя массивами гранитоидов: Топольнинским и Караминским, расположенным в северо-восточном борту р. Ануй. **Топольнинский массив** содержит две фазы: биотит-роговообманковые гранодиориты (80 %) и граниты (20 %). Дайки представлены диоритами, долеритами, гранодиоритами. Юго-восточнее расположен **Караминский массив**, более разнообразный по составу, вклю-

чающий пять фаз: габбро-диориты (5 %), кварцевые диориты (10 %), гранодиориты (60 %), граниты (15 %), лейкократовые гранит-порфиры (10 %). Среди многочисленных даек преобладают гранодиориты и кварцевые гранит-порфиры.

Восточная, менее эродированная, часть Караминского массива и эндоконтактовые зоны шириной 50–750 м сложены гранитоидами пестрого состава с отчетливо выраженной 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.

Результаты исследований

Габбро и габбро-диориты первой фазы внедрения ограниченно развиты в пределах Тополь-



нинского рудного поля. Они образуют небольшое линзовидное тело в правом борту р. Карама в 1 км ниже устья руч. Рыбный 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-порфиритов «срезаны» дайкой кварцевых диорит-порфиритов, а средняя часть – диагонально ориентированной (в северо-западном направлении) дайкой гранит-порфиров. Контакты габбро-диоритов с вмещающими породами не наблюдались; экзоконтактовое воздействие габбро-диоритов «затушевано» ороговикованием со стороны Караминского массива. В западном контакте Караминского массива описано небольшое тело габбро.

В неизмененных разностях габбро-диоритов первой фазы под микроскопом устанавливаются аллотриоморфнозернистая и габбро-офитовая структуры, образованные сочетанием идиоморфных табличек соскюритизированного 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-аксессуары: ильменит (620 г/т), сфен (53 г/т), апатит (25 г/т), 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 ними, а также 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, шлировой, пятнистой текстурами. Минеральный состав: кварц 25–30 %, плагиоклаз 50–60 %, калиевый полевой шпат – 3–5, иногда до 10 %, биотит 3–5 %, роговая обманка 5–10 %, иногда до 20 %, незначительное количество ильменита. Плагиоклаз образует идиоморфные серицитизированные таблитчатые зерна размерами до 2–2,5 мм. Зональность отдельных зерен плагиоклаза нор-

мальная и определена иммерсионным методом: центральная часть (№ 38–42°) соответствует лабрадор-битовниту, периферия (№ 30–36°) – лабрадору. Калишпат отмечен в виде ксеноморфных буроватых амебообразных обособлений, которые иногда образуют 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 отмечаются пойкилитовые вроски плагиоклаза. Биотит, плеохроирующий от бурого до темно-бурого цвета, представлен табличками бесконцевых 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 шлировые скопления и идиоморфные зерна, в которых иногда видны отчетливые двойники ($N_g = 14^\circ$); 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 соскюритом. 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 бесцветные зерна с ясно выраженной спайностью. Роговая обманка характеризуется более высокой, нежели пироксен, степенью идиоморфизма, образует сростки и гломеропорфировые скопления.

Гранодиориты являются преобладающими породами обоих массивов и могут рассматриваться как основная фаза. 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 та-



бликчатые и ксеноморфные обособления (вероятно, присутствуют две его генерации) 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 формирует идиоморфные лейсты и сростки с биотитом. Отмечаются отдельные чешуйки мусковита, из аксессуаров – апатит. Общая щелочность породы ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) варьирует от 5,72 до 6,05; тип щелочности – преобладание натрия над калием или наоборот, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,99\text{--}1,16$. В единичных знаках в гранодиоритах встречены золото, тетрадимит, арсенопирит, шеелит, киноварь, малахит. Присутствие широкого круга рудных и скарновых минералов-аксессуаров в гранодиоритах указывает на их активное участие как минимум в прерудном процессе (золотоскарновая 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 единичны. 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 андезина олигоклазом от ядерной части к периферии). Центральные части зерен соскритизированы. Калишпат-1 образует небольшие ксеноморфные зерна, расположенные в интерстициях других минералов.

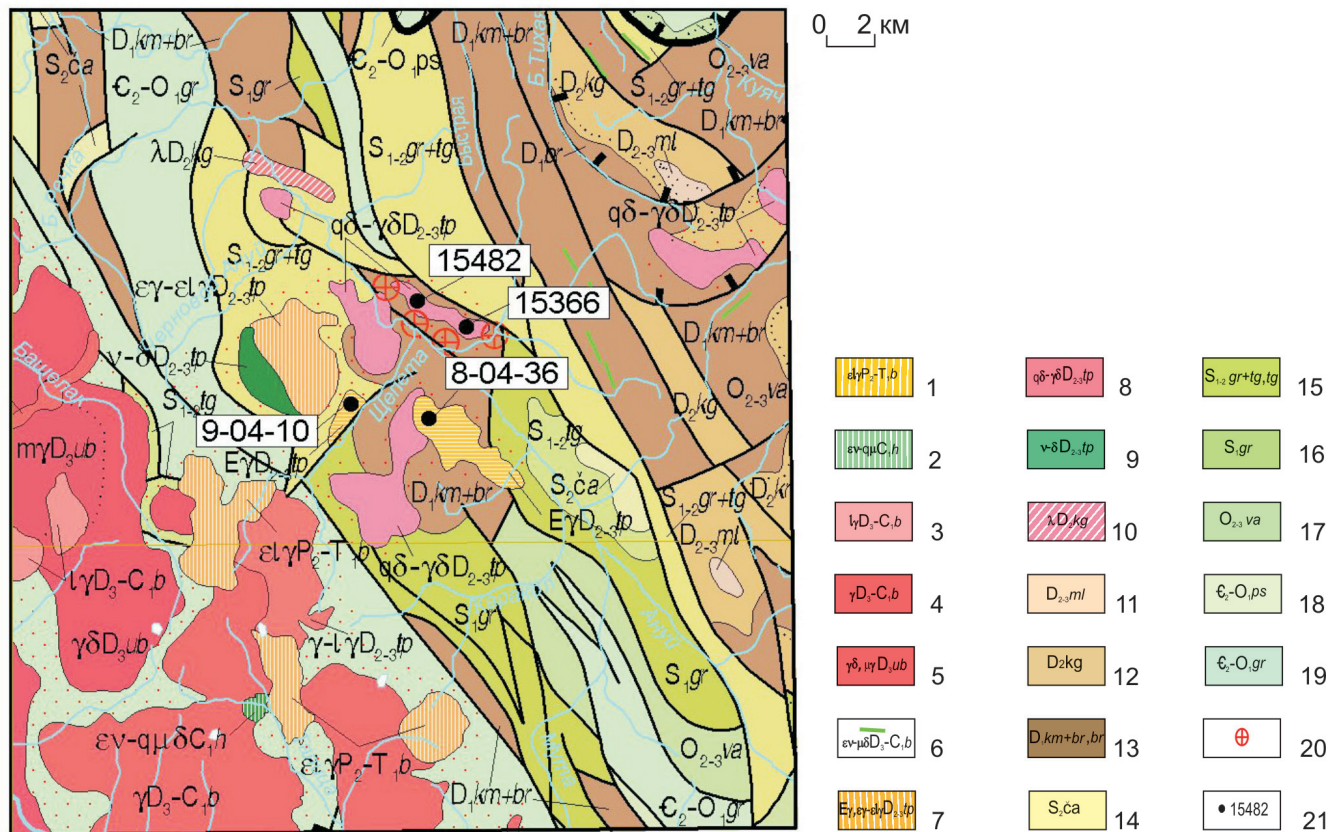


Рис. 1. Геологическая схема Топольнинского участка (по [7]) и места отбора проб для определения абсолютного возраста

1 – умеренно-щелочные лейкограниты белокурихинского комплекса; 2 – монцониты, диоритовые порфиры харловского комплекса; боровлянский комплекс: 3 – лейкограниты, 4 – граниты; 5 – гранодиориты усть-беловского комплекса; 6 – щелочные габбро-кварцевые диориты боровлянского комплекса; 7 – граносиениты – умеренно-щелочные лейкограниты, 8 – кварцевые диориты, диориты, гранодиориты; 9 – габбро-диориты; 10 – риолиты куяганской свиты; 11 – терригенные отложения малафеевской свиты; 12 – вулканогенно-осадочные образования куяганской свиты; 13 – нерасчлененные отложения камышенской и барагашской свит; 14 – терригенные отложения черноануйской свиты; 15 – нерасчлененные терригенные отложения громотухинской и тегерекской серий; 16 – терригенные отложения громотухинской серии; 17 – нерасчлененные терригенные отложения верхнеануйской серии; 18 – терригенные отложения пастуховской свиты; 19 – терригенные отложения горноалтайской серии; 20 – скарны; 21 – места отбора проб на определение абсолютного возраста и их номера



Наблюдается присутствие вторичного калиевого полевого шпата – 2 (до 35–40 %) с отчетливым метасоматическим замещением плагиоклаза с образованием реликтовых скелетных форм. Кварц двух генераций: первая – округлые и неправильные формы размерами до 2–3 мм с характерным волнистым погасанием, иногда придающие породе порфириовидный облик; вторая – 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 ассоциирует вкрапленный лимонитизированный пирит; иногда на биотит наложена мусковитизация. Роговая обманка образует идиоморфные зерна размером до (1,7×1,0)–(2,5×3,5) мм или мелкие скопления, иногда замещена эпидотом и рудным минералом до образования скелетных форм. Из аксессуаров отмечаются циркон, лейкоксен, реже рутил, апатит.

Абсолютная датировка гранодиоритов Топольнинского комплекса

Места отбора проб на определение абсолютного возраста показаны на рис. 1. Пробоподготовка и изотопно-геохронологические исследования выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Изотопные измерения в цирконах проводились по классической методике на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. При выборе в цирконах участков для анализа использовались оптические и катодолюминесцентные наблюдения. U-Pb отношения были нормированы на значение 0,0668 по соответствующему стандарту «Темог», что отвечает его возрасту 416,75 млн лет. Погрешность измерений единичных анализов в пределах 1s, для расчетных конкордантных возрастов и их пересечений с конкордией – 2s. Графики строились с использованием программы ISOPLOT/EX.

Порода, по которой определен возраст методом (SIMS) SHRIMP II по циркону, массивная, мезократовая, регрессивно преобразованная с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Лейкократовые минералы (85–88 % ее объема) представлены призматически-таблитчатыми зернами интенсивно деанортитизированного андезина – 40An–60Ab (40–45 %), ксеноморфными зернами калиевого полевого шпата (15–18 %), гетерогранозернистым кварцем (25–30 %). Меланократовые минералы (10–15 % объема породы) – это реликты клинопироксена, по которым развиты роговая обманка и замещающий ее актинолит, а также биотит красновато-коричневой окраски, по которому развит вторичный зеленовато-бурый биотит. Рудные минералы – магнетит, титаномagnetит; аксессуарные минералы – апатит, сфен, циркон, ортит.

На TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) диаграмме эффузивных аналогов фигуративные точки химического состава пород расположены в полях фигуративных

точек семейства риодацитов, низкощелочных риодацитов (рис. 2).

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

По редкоземельной характеристике – содержанию и характеру распределения редкоземельных элементов (REE) – гранодиориты топольнинского комплекса близки к образованиям континентальной земной коры (рис. 3). 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. 4).

Цирконы проб Топольнинского и Караминского массивов совершенно идентичны: прозрачные, слегка желтоватого цвета. Кристаллы идиоморфные, габитус призматический, тип гиацитинтовый и цирконовый с отчетливой тонкой зональностью. Удлинение от 2 до 3–4. По содержаниям U = 164–557 г/т, Th = 47–289 г/т они также идентичны, отношения Th/U в обеих пробах почти совпадают – 0,28–0,58. Полученные конкордантные возрасты для Топольнинского массива по 10 точкам (397,4±4,4 млн лет) и Караминского массива (399,3±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 таблице.

Для всех пород топольнинского комплекса характерны высокие отношения Th/U, превышающие 1, что указывает на относительно свежие не измененные гидротермальными наложенными процессами породы (см. таблицу). Отношения Eu/Eu* сравнительно высокие. На диаграмме модели распределения РЗЭ выявляется слабо выраженный европиевый минимум только для лейкогранитов.

Нормированные отношения лантана к иттербию сравнительно невысокие. Они слабо повышены в кислых породах (до 4,9–5,6), что указывает на дифференцированный тип распределения в них РЗЭ. Тетрадный эффект фракционирования РЗЭ во всех разностях не более значимых величин для М-типа (граничное значение >1,1) (см. таблицу).

Ранее нами установлено, что гранитоиды Топольнинского и Караминского массивов нормируются в I-тип Sr-недеплетированных и Y-недеплетированных гранитоидов [1], что связано с формированием их за счет плавления плагиоклазсодержащего источника [15, 18]. На мантий-



Представительные химические составы пород топольнинского комплекса (оксиды в мас. %, микроэлементы в г/т)						
Компонент	Габбро	Кварцевый диорит	Гранодиорит		Гранит	Лейкогранит
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
П.п.п.	2,1	2,0	1,65	0,97	0,9	0,5
Сумма	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	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
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. Анализы выполнены: силикатный на главные компоненты – химическим методом в лаборатории Западно-Сибирского испытательного центра (Новокузнецк); для микроэлементов – методом ICP-MS в лаборатории ИМГРЭ (Москва). Значения РЗЭ нормированы по хондриту по [9]. Eu* = (SmN+GdN)/2. TE_{1,3} – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ как среднее между первой и третьей тетрадами по [12].

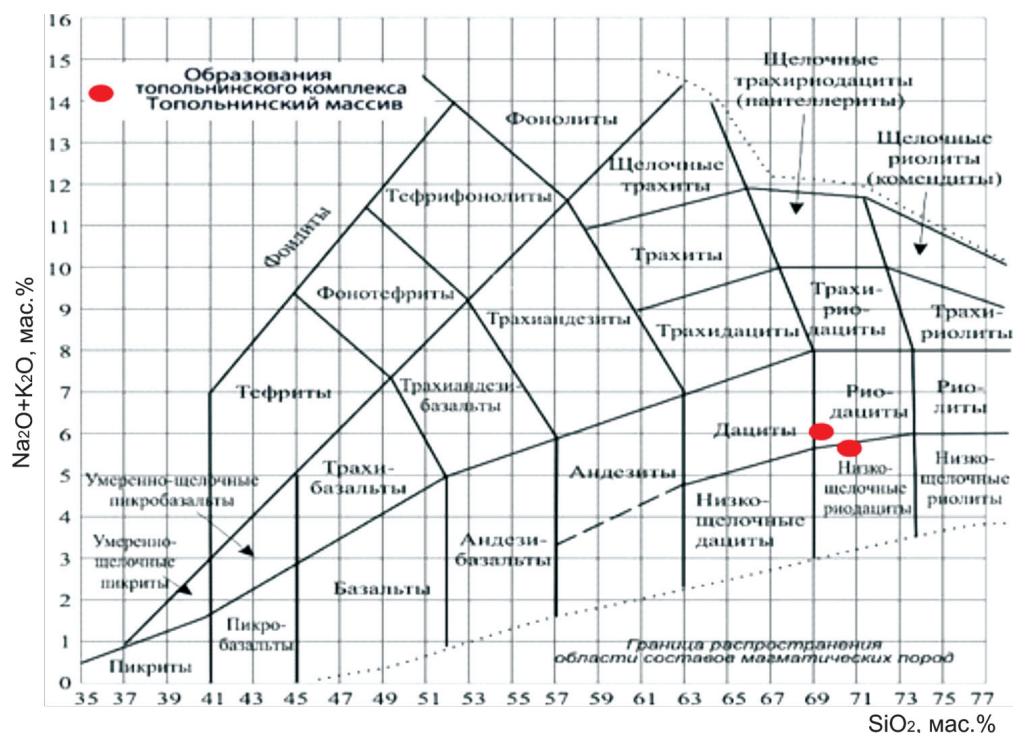


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов на ТАС ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 диаграмме для гранодиоритов Топольнинского массива

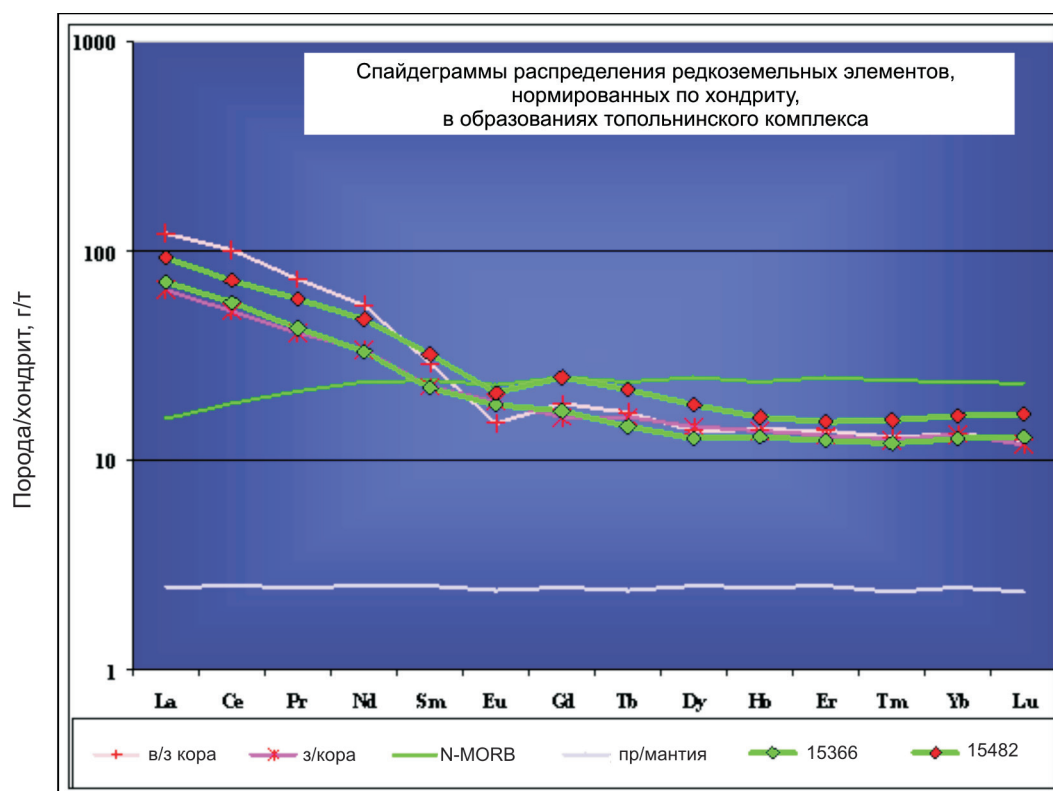


Рис. 3. Спайдер-диаграмма для пород Топольнинского массива

ный источник расплавов и контаминацию коровым материалом указывают также и значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: для топольнинских гранодиоритов 0,70556, а для караминских лейкогранитов 0,70618 [1]. Эпсилон неодима варьирует в узких пределах (от +3,5 до +4,1). По соотношениям $\text{Fe}^{3+}\text{--Fe}^{2+}\text{--Mg}$ в биотитах Топольнинской магмо-рудно-метасоматической системы (МРМС) устанавливается более

окисленное состояние расплава, его кристаллизация осуществлялась ближе к гематит-магнетитовому буферу. Это подтверждается и наличием 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 акцессори-

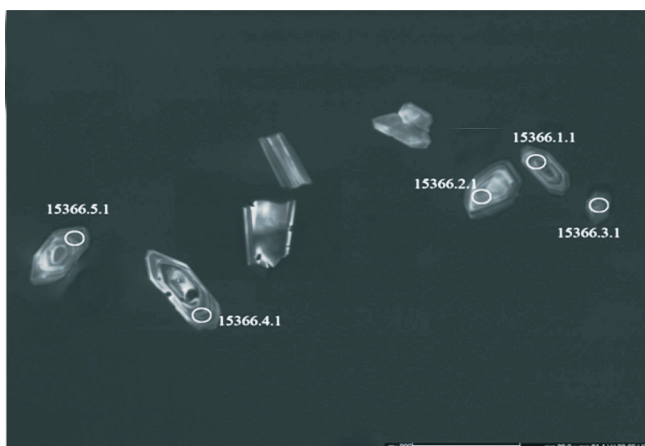


Рис. 4. Морфология кристаллов циркона, по которым определен абсолютный возраст (увеличение >1000)

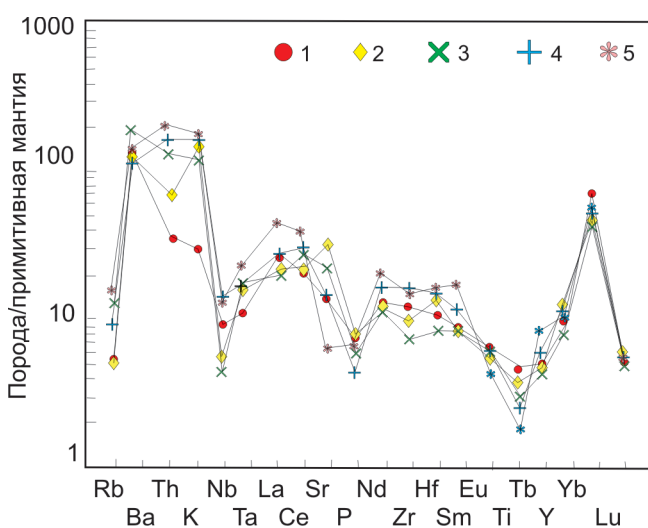


Рис. 5. Спайдер-диаграмма микроэлементов, нормированных по примитивной мантии по [16] для интрузивных пород топольнинского комплекса

1 – габбро; 2 – кварцевый диорит; 3 – гранодиорит; 4 – гранит; 5 – лейкогранит

ев караминских гранитоидов присутствует более восстановленная фаза – ильменит [1], что позволяет относить эти гранитоиды к ильменитовой серии по [13].

На спайдер-диграмме (рис. 5) отчетливо выражены негативные аномалии по Nb, Ti, что характерно для вулканических пород из субдукционных зон [8, 10].

На диаграмме La/Nb – Ce/Y интрузивные породы топольнинского комплекса тяготеют к тренду смешения мантийной магмы с коровым материалом (рис. 6).

Интерпретация результатов

Зональность размещения гранитоидных разностей по вертикали и горизонтали не случайна и может быть объяснена трояко:

1) процессами ассимиляции вмещающих пород краевыми частями внедряющейся гранитной магмы с образованием контаминированных разностей более основного состава;

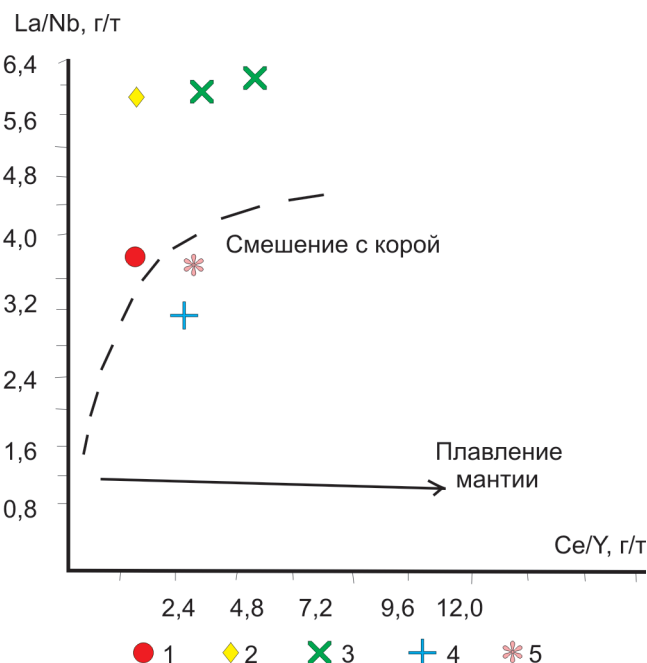


Рис. 6. Диаграмма La/Nb – Ce/Y по [10, 11] для пород топольнинского комплекса

Усл. обозн. см. на рис. 5

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) нормальной зональностью сложных габбро-гранитных плутонов, в которой более эволюционированные фазы (граниты, лейкограниты) локализируются в центре массивов, менее эволюционированные – по периферии (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 счет плавления вулканогенных пород островодужного типа, их смешения с коровым материалом, а также мантийного материала; пространственную и парагенетическую связь различных типов оруденения золота (золотомедно-скарновое, жильное золотосульфидно-кварцевое, золоточерносланцевое) с глубинным очагом, формировавшим плутонические и дайковые серии пород Топольнинского ареала. 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



дериваты не успевают кристаллизоваться и более поздние их фазы легко прорывают и располагаются в центре плутонов с формированием нормальной зональности [17], что имеет место в случае Караминского интрузива. Подобная нормальная зональность строения интрузивов Горного Алтая отмечена нами для Айского [4, 5] и Синюхинского [2, 6] массивов.

Выводы

Таким образом, уточнен возраст гранитоидов топольнинского комплекса, который следует датировать границей между ранним и средним девонem (вместо среднедевонского). 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. По акцессорным минералам Караминский массив можно отнести к ильменитовой серии гранитоидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев, А. И. Золотогенерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая [Текст] / А. И. Гусев, Н. И. Гусев // Руды и металлы. – 1998. – № 2. – С. 67–78.
2. Гусев, А. И. Интрузивный магматизм Синюхинского золоторудного узла [Текст] / А. И. Гусев // Геология и геофизика. – 1994. – № 11. – С. 28–40.
3. Гусев, А. И. Литологические факторы контроля золоточерносланцевого оруденения в Караминском рудном поле Горного Алтая [Текст] / А. И. Гусев, А. С. Красова // Изв. Бийского отделения русского географического общества. – 2012. – Вып. 33. – С. 23–30.
4. Гусев, А. И. Петрогеохимия и потенциальная рудоносность интрузий айского комплекса Горного Алтая [Текст] / А. И. Гусев // Отечественная геология. – 2012. – № 1. – С. 63–70.
5. Гусев, А. И. Петрология и рудоносность блокурихинского комплекса Алтая [Текст] / А. И. Гусев, Н. И. Гусев, Е. М. Табакаева. – Бийск, 2008. – 193 с.
6. Гусев, А. И. Эталон синюхинского габбро-гранитного комплекса (Горный Алтай) [Текст] / А. И. Гусев. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2007. – 208 с.
7. Кривчиков, В. А. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-1 (Солонешное) [Текст и карты]: Объяснительная записка / В. А. Кривчиков, П. Ф. Селин, Г. Г. Русанов ; изд. 2-е. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2001. – 183 с.
8. Петрология и рудоносность магмо-рудно-метасоматических систем Солонешенского рудного района Алтая / А. И. Гусев, Н. И. Гусев, Е. М. Табакаева [и др.]. – Бийск : АГАО, 2013. – 200 с.

9. Anders, E. Abundances of the elements: meteoritic and solar [Text] / E. Anders, N. Greevesse // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1989. – Vol. 53. – P. 197–214.

10. Barbarin, B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments [Text] / B. Barbarin // *Lithos*. – 1999. – Vol. 46. – P. 605–626.

11. Barbarin, B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting [Text] / B. Barbarin // *Geol. Journ.* – 1990. – Vol. 25. – P. 227–238.

12. 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 [Text] / W. Irber // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1999. – Vol. 63, N 3/4. – P. 489–508.

13. Ishihara, S. The granitoid series and mineralization [Text] / S. Ishihara // *Econ. Geology*. – 1981. – 75th Anniversary Volume. – P. 458–484.

14. Jahn, B. M. Archean granulite gneisses from eastern Hebei province, China: rare earth geochemistry and tectonic implication [Text] / B. M. Jahn, Z. Q. Zhang // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1984. – Vol. 85. – P. 224–243.

15. Proterozoic granite types in Australia: implications of lower crust composition, structure and evolution [Text] / L. A. I. Wyborn, D. Wyborn, R. G. Warren, B. J. Drummond // *Trans. Royal. Edinburgh: Earth Sciences*. – 1992. – Vol. 83. – P. 201–209.

16. Sun, S. S. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication and processes. Magmatism in the Ocean Basins [Text] / S. S. Sun, W. F. McDonough // *Geological Society of London. Special Publication*. – 1989. – N 42. – P. 313–345.

17. Vigneresse, J. L. The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation [Text] / J. L. Vigneresse // *Ore geology Reviews*. – 2007. – Vol. 30. – P. 181–216.

18. Wyborn, L. A. I. Geological evolution of granulite compositions with time in the Australian continent – implications for tectonic and mantle process [Text] / L. A. I. Wyborn, D. Wyborn, B. W. Chappel // *Geol. Soc. Austr. Abstr.* – 1988. – Vol. 21. – P. 434–435.

REFERENCES

1. Gusev A.I., Gusev N.I. [Gold-forming ore-magmatic systems of the Gorny Altai]. *Rudy i metally – Ores and Metals*, 1998, no. 2, pp. 67–78. (In Russ.).
2. Gusev A.I. [Intrusive magmatism of the Sinyukhinsky gold-ore cluster]. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, 1994, no. 11, pp. 28–40. (In Russ.).
3. Gusev A.I., Krasova A.S. [Lithological controls on gold mineralization in black shale in the Karaminskoye ore field, the Gorny Altai]. *Izvestiya Biyskogo otdeleniya russkogo geograficheskogo obshchestva – Proceedings of the Biysk Department of the Russian Geographical Society*, 2012, vol. 3, pp. 23–30. (In Russ.).



4. Gusev A. I. [Petrogeochemical features and ore-bearing potential of the Aiskiy complex, the Gornyy Altai]. *Otechestvennaya geologiya – National Geology*, 2012, no. 1, pp. 63–70. (In Russ.).
5. Gusev A.I., Gusev N.I., Tabakaeva E.M. *Petrologiya i rudonosnost' belokurikhinskogo kompleksa Altaya* [Petrology and ore content of the Belokurikhinsky complex, the Altai Mountains]. Biysk, 2008. 193 p. (In Russ.).
6. Gusev A.I. *Etalon sinyukhinskogo gabbro-granitnogo kompleksa (Gornyy Altay)* [Standard model of the Sinyukhinsky gabbro-granite complex]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2007. 208 p. (In Russ.).
7. Krivchikov V.A., Selin P.F., Rusanov G.G. *Geologicheskaya karta masshtaba 1:200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Altayskaya. List M-45-I (Soloneshnoe): ob'yasnitel'naya zapiska* [Geological map at a scale of 1:200 000. 2nd edition. Altai series. Sheet M-45-I (Soloneshnoye): explanatory note]. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2001. 183 p. (In Russ.).
8. Gusev A.I., Gusev N.I., Tabakaeva E.M., et al. *Petrologiya i rudonosnost' magmo-rudno-metasomaticheskikh sistem Soloneshenskogo rudnogo rayona Altaya* [Petrology and ore content of magmatic-ore-metasomatic systems of the Soloneshenskiy ore region, Altai]. Biysk, 2013. 200 p. (In Russ.).
9. Anders E., Greevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1989, vol. 53, pp. 197–214.
10. Barbarin, B.A. Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 1999, vol. 46, pp. 605–626.
11. Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. Journ.*, 1990, vol. 25, pp. 227–238.
12. 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. et Cosmochim. Acta*, 1999, vol. 63, no. 3/4, pp. 489–508.
13. Ishihara S. The granitoid series and mineralization. *Econ. Geology*, 1981, 75-th Anniversary Volume, pp. 458–484.
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. 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.
16. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication and processes. Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society of London. Special Publication*, 1989, no. 42, pp. 313–345.
17. Vigneresse J.L. The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation. *Ore Geology Reviews*, 2007, vol. 30, pp. 181–216.
18. 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.

© А. И. Гусев, Н. С. Гусев, М. К. Кукоева, 2015

ГУСЕВ Анатолий Иванович, Алтайская государственная академия образования им. В. М. Шукшина, Бийск, проф., д. г.-м. н. E-mail: anzerg@mail.ru

ГУСЕВ Николай Иванович, Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, зав. отделом. E-mail: nikolay_gusev@vsegei.ru

КУКОЕВА Мария Андреевна, Алтайская государственная академия образования им. В. М. Шукшина, Бийск, науч. сотр. E-mail: kafka1@bk.ru

GUSEV Anatoly, DSc, Prof., Altai State Academy of Education named after V. M. Shukshin, Biysk, Russia. E-mail: anzerg@mail.ru

GUSEV Nikolay, A. P. Karpinsky All-Russian Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia. E-mail: nikolay_gusev@vsegei.ru

KUKOEVA Maria, Altai State Academy of Education named after V. M. Shukshin, Biysk, Russia. E-mail: kafka1@bk.ru