

ПЕТРОЛОГИЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ПОРОДНЫХ ТИПОВ БОРОВЛЯНСКОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев

Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск

Гранитоиды боровлянского комплекса выделены из состава Талицкого плутона и зартированы при крупномасштабной геологической съемке (Шокальский, 1990). Они приурочены к Талицкому блоку и считались синорогенными образованиями, отвечающими этапу консолидации этой структуры. Гранитоиды слагают небольшие массивы: Мяснушинский, Татарский, Медвежинский, Куртачихинский, Правощебетинский, прорывающие гранитоиды Верхнебашчелакского и Казандинского массивов. Южнее и юго-восточнее располагаются Талицкий и Боровлянский массивы. По вопросу выделения фаз внедрения в массивах боровлянского комплекса не существует единого мнения, как не существует и единства на их генезис и принадлежность к стандартным типам гранитов. Согласно (Шокальский и др., 2000), в описываемом ареале выделяется 3 фазы, а в недавно изданной монографии Ю.А. Туркина и С.И. Федака (2008) в составе комплекса рассматриваются, согласно (Геологическая..., 2001), 2 фазы.

Нами в составе комплекса выделяются 4 фазы внедрения. Наиболее ранняя фаза представлена диоритами, выявленными в Талицком и Боровлянском массивах в их краевых частях в виде крупных ксенолитов среди гранодиоритов размерами 5-10 x 20-55 м. Биотитовые гранодиориты и меланократовые граниты второй фазы обнажаются в составе Боровлянского массива. Мяснушинский, Татарский, Медвежинский, Куртачихинский, Правощебетинский массивы сложены светло-серыми средне-крупнозернистыми, нередко порфирированными биотитовыми гранитами (40 %) третьей фазы и мусковитовыми лейкогранитами (60 %) четвертой фазы. Жильные образования представлены мелкозернистыми аплитовидными гранитами, аплитами, пегматитами. В магнитном поле гранитоиды выделяются высокоградиентными отрицательными аномалиями линейного типа интенсивностью до 3,5 мЭ, в гравитационном поле они не проявлены. Контакты всех тел резкие, крутопадающие. При приближении к контактам в интервале 0-1 м происходит смена среднезернистых биотитовых порфирированных гранитов мелкозернистыми биотитовыми, а затем - аплитовидными; в последних отмечаются мелкие ксенолиты гранитоидов усть-беловского комплекса. Экзоконтактовые изменения выражаются в мощном ороговиковании терригенных пород горноалтайской серии. Ширина контактовых ореолов достигает 4 км. Роговики представлены кордиерит-биотитовыми и биотитовыми разностями амфибол-роговиковой фации - массивными вблизи контактов и грубосланцеватыми или полосчатыми на удалении 0,5-1 км. Внутреннее строение массивов однородное. Часть из них (Татарский) сложены исключительно средне-крупнозернистыми биотитовыми лейкогранитами, в других (Мяснушинский, Прясличный, Куртачихинский) преобладают биотитовые граниты, фациально замещаемые лейкогранитами. Особенности Правощебетинского массива - наличие ксенолитов роговообманково-содержащих гранитов Казандинского массива и повышенное содержание мусковита в результате экзоконтактовой грейзенизации со стороны более молодого Щебетинского массива.

Диориты - массивные однородные породы, образуют линзовидные тела протяженностью до нескольких десятков метров. Состав диоритов (%): плагиоклаз - 50-60, роговая обманка - 18-20, клинопироксен - 5, ортопироксен - 3-4, калиевый полевой шпат - 1-2. Структура породы гипидиоморфнозернистая, местами призматическзернистая. Интрателлурическая фаза диоритов, кварцевых диоритов представлена крупными таблитчатыми выделениями зонального плагиоклаза размерами до 1-1,5 см. В ядрах таких кристаллов присутствует лабрадор (An_{56-53}), редко битовнит (An_{70-72}). Периферическая каёмка зональных кристаллов выполнена андезином (An_{31-42}). Центральные части зональных кристаллов час-

то замещены карбонатом, хлоритом, эпидотом. Вторая генерация плагиоклаза, распространённого в основной ткани породы, представлена полисинтетически сдвойникованным андезином (An_{34-43}). Калиевый полевой шпат представлен несдвойникованным микроклином, реже – микроклин-пертитом. Среди темноцветных минералов доминирует роговая обманка, реже отмечаются клинопироксен (авгит с $f = 31.5-33.3$; $l = 2.0-2.1$) и ортопироксен (клиногиперстен с железистостью $f = 48.0-48.2$; глинозёмистостью $l = 1.02-1.1$). Оба минерала по периферии интенсивно замещены эпидотом, хлоритом. Бурая роговая обманка (паргасит с $f = 35.0-36.4$ и $l = 17.2-17.7$) имеет призматические и таблитчатые выделения. Замещается эпидотом и хлоритом. Акцессории редки и представлены апатитом, магнетитом, сфеном, пиритом. По химизму это низкотитанистые породы с преобладанием натрия над калием и двухвалентного железа над трёхвалентным. В них максимальные суммарные концентрации РЗЭ (220,82 г/т). Отношения тория к иттербию в диоритах минимальные среди породных типов боровлянского комплекса.

Гранодиориты - среднезернистые породы светло-серой окраски, иногда с розоватым оттенком. Состав гранодиоритов (%): кварц - 15-22, плагиоклаз - 29-47, роговая обманка – 5-12, биотит - 4-10, калиевый полевой шпат – 10-12. Акцессории: магнетит, пирит, циркон, апатит (короткостолбчатый). Плагиоклаз образует несколько генераций. Наиболее ранняя генерация представлена зональными кристаллами (до 0,8 см в размере), ядерные части которых сложены лабрадором (An_{51-55}) и часто интенсивно сосюритизированы. Краевые части таких индивидов сложены андезином (An_{31-33}). Вторая генерация характеризуется полисинтетическим двойникованием и имеет также зональное строение. Плагиоклаз таких кристаллов (3-5 мм) сложен олигоклазом (An_{24-25}) с тонкой краевой каёмкой альбита (An_{8-9}). Калиевый полевой шпат диагностируется микроклин-пертитом, как правило, не сдвойникованным. Роговая обманка относится к обыкновенной с умеренными величинами железистости и глинозёмистости ($f = 54,1$; $l = 24,0$). Листочки и чешуйки бурого биотита относятся к группе сидерофиллита-аннита ($f = 55,3-55,8$; $l = 31,2-32,0$). Это также низкотитанистые породы, в которых близкие соотношения натрия и калия, иногда последний преобладает над натрием. В гранодиоритах, в сравнении с диоритами, гораздо ниже сумма РЗЭ (157 г/т).

Граниты состоят из кварца (37,2 %), микроклин-пертита (25,1 %), слабо зонального (до № 27 в ядре, № 11 в кайме) плагиоклаза (32,3 %), умеренно железистого ($F = 62-73$) биотита (4,2 %), реже мусковита и граната. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом. Акцессорные минералы (г/т): магнетит (478), апатит (110), циркон (71), ильменит (50), монацит (11,5), ортит (11), турмалин (7), сфен (1,3). Структуры гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, порфириовидная за счет мегакристаллов калиевого полевого шпата, реже плагиоклаза. Петрохимическими особенностями гранитов являются умеренная щелочность при сближенных значениях натрия и калия, высокая глинозёмистость (индекс Шенда = 1,1), низкие коэффициенты алкальности (0,58) и окисленности железа (0,24), умеренно низкая известковистость ($CaO = 2,1$ %). По содержанию элементов-примесей (г/т) граниты близки гранит-гранодиоритовому типу ($V - 17$, $Cr - 17$, $Co - 3$, $Rb - 118$, $Sr - 189$, $Li - 37$, $Pb - 29$, $Mo - 2$, $Sn - 7$), уклоняясь пониженными содержаниями стронция и повышенными олова к гранитам стандартного типа. Граниты характеризуются минимальными концентрациями суммы РЗЭ (82,4 г/т) и максимальными отношениями Ce/Yb и Zr/Yb из всех породных типов боровлянского комплекса (табл. 1). В гранитах наиболее высокое отношение Eu/Eu^* , составляющее 1,54.

Лейкократовые гранитоиды, по данным С.А. Кузнецова, характеризуются преобладанием кварца над микроклин-пертитом и слабозональным олигоклазом, присутствием умеренно железистого ($f = 62-73$) биотита и акцессорных минералов, представленных (в г/т) магнетитом (478), апатитом (110), цирконом (71), ильменитом (50), монацитом (11,5), ортитом (11), турмалином (7), сфеном (1,3), гранатом; в отдельных случаях фиксируется присутствие пинита, развитого, вероятно, по кордиериту или андалузиту.

1. Средние составы редких и редкоземельных элементов в породных типах боровлянского комплекса

Химические элементы	Диориты, n=3	Гранодиориты, n=3	Граниты, n=7	Лейкограниты, n=9
Li	52,1	51	42,2	22,5
Be	2,5	2,4	10,83	20,6
Sc	20,5	17,2	4,1	7,1
V	135,2	125,4	17,2	9,9
Cr	51,3	45,1	23,5	15,0
Co	13,7	10,2	3,3	2,6
Ni	58,1	25,6	46,5	56,2
Zn	96	105	127	154
Ga	14,1	16,4	21,8	22,5
Rb	97,2	102	126,7	112,1
Sr	304	282	204	218
Y	53,3	51,5	33,1	30,1
Zr	390,4	375	117,5	113,1
Nb	34,4	33,7	11,5	11,0
Cs	7,5	8,7	7,0	4,6
Ba	807	745	712	1102
La	98,1	44,4	18,3	29,3
Ce	69,5	66,5	30,7	33,2
Pr	11,1	10,3	8,1	8,4
Nd	17,2	15,6	7,8	8,3
Sm	5,3	4,5	2,9	1,8
Eu	1,5	1,3	0,9	0,32
Gd	4,1	3,7	0,31	0,29
Tb	0,62	0,55	0,32	0,3
Dy	4,2	3,1	2,5	1,3
Ho	1,1	0,8	0,6	0,5
Er	1,3	1,2	0,4	0,35
Tm	0,9	0,7	0,22	0,13
Yb	5,2	4,2	3,4	2,8
Lu	0,7	0,51	0,25	0,15
Pb	21,1	23,3	23,1	29,5
Th	7,2	7,7	8,2	8,1
U	1,8	2,1	2,2	2,0
Mo	13,1	13,6	5,1	1,5
Sn	6,9	6,8	6,6	4,6
F	545	833	454	305
сумма РЗЭ	220,82	157,06	82,4	86,35
La/Yb _N	9,25	10,5	5,4	9,8
La/Sm _N	11,34	6,02	3,87	9,96
Eu/Eu*	0,96	0,95	1,54	0,85
Th/Yb	1,38	1,83	2,41	2,89
Ce/Yb	13,36	15,83	9,03	11,96
Zr/Yb	75,07	89,3	34,5	40,4

Примечание. Анализы выполнены методами ICP-MS и ICP-AES в лаборатории ИМГРЭ (г. Москва).

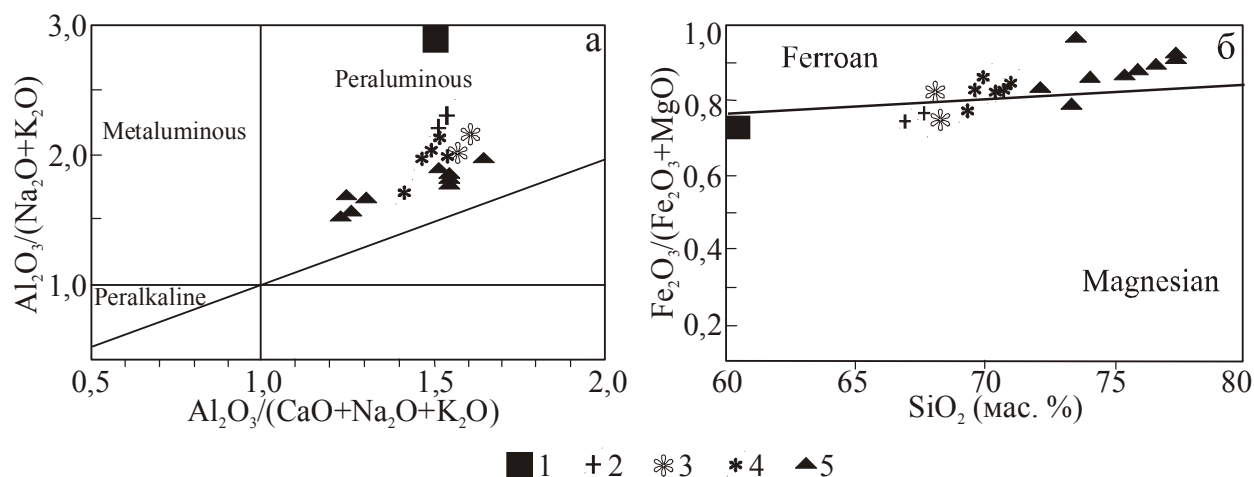


Рис. 1. Диаграммы соотношений $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, по (Maniar, Piccoli, 1989), и $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO) - SiO_2$, по (Villaseca et al., 1998), для пород боровлянского комплекса.

1 - диориты, 2 - гранодиориты, 3 - граниты, 4 - меланограниты, 5 - лейкограниты.

По нашим данным, лейкограниты четвёртой фазы представлены мусковитовой разностью и состоят (%): кварц (40-41), ортоклаз (25-27), альбит-олигоклаз (№ 10-14) (28-30), мусковит (2-5). В протолочках отмечаются мелкие выделения, берилла, хризоберилла и галита. Высокие содержания в лейкогранитах бериллия, цинка, вероятно, обеспечивали кристаллизацию бериллсодержащих минералов. Повсеместно в полевом шпате отмечаются вросстки мелкочешуйчатого мусковита и серицита, приуроченные к ядерной части зёрен. Местами среди пиннита наблюдаются зёрна кордиерита. Биотит лейкогранитов, в отличие от биотита гранитов, характеризуется повышенным содержанием титана, суммарным содержанием железа. Более высокая титанистость биотита лейкогранитов подтверждается и более высокими значениями коэффициента титанистости (t). Нередко характерны монцитовая и порфириовидная структуры за счет развития мегакристаллов калиевого полевого шпата и, реже, плагиоклаза. Породы характеризуются повышенной глиноземистостью (индекс Шенда = 1,11), низким уровнем щелочности с преобладанием K_2O (4,2%) над Na_2O (3 %) и низким коэффициентом окисленности железа (0,26). По содержанию элементов-примесей граниты близки породам гранит-гранодиоритового типа, уклоняясь от них к гранитам стандартного типа пониженным содержанием стронция и повышенной концентрацией олова. В лейкогранитах отмечаются максимальные, в сравнении с лейкогранитами других комплексов, содержания бария (1005 г/т), стронция (220 г/т), молибдена (3,4 г/т), цинка (154 г/т). Лейкограниты содержат сумму РЗЭ несколько выше, чем в гранитах (86,35 г/т). В них отношения тория к иттербию максималь-

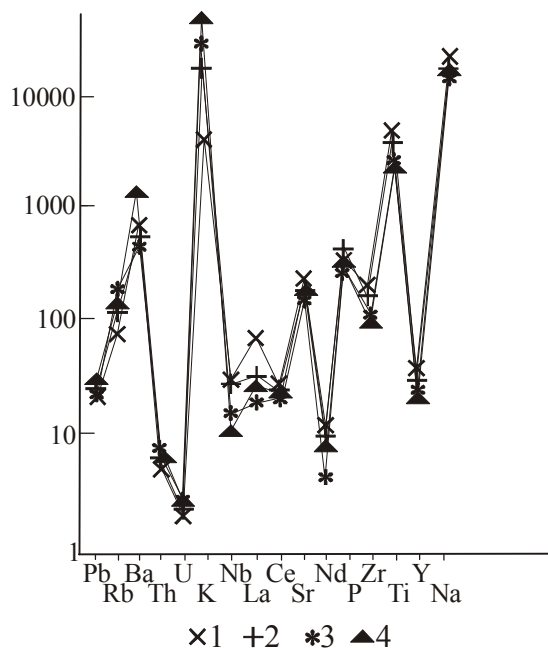


Рис. 2. Спайд-диаграмма по (Zhao, 1993) для породных типов боровлянского комплекса

1 - диориты, 2 - гранодиориты, 3 - граниты, 4 - лейкограниты.

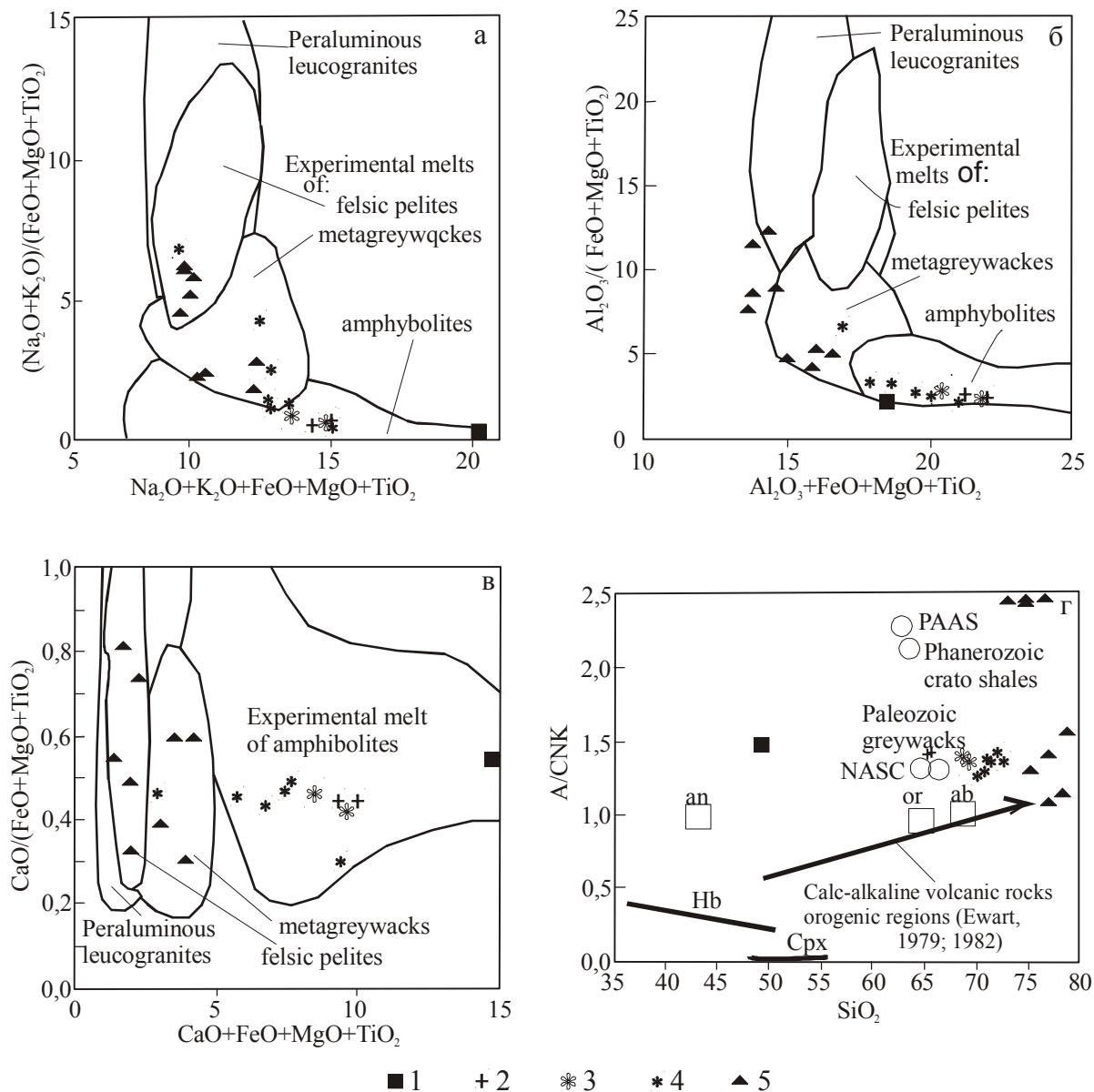


Рис. 3. Положение составов пород боровлянского комплекса на экспериментальных диаграммах.

1 - диориты, 2 - гранодиориты, 3 - граниты, 4 - меланограниты, 5 - лейкограниты.

(a), (b), (c) – диаграммы композиционных экспериментальных расплавов из плавления фельзических пелитов (мусовитовых сланцев), метаграувак и амфиболитов (Wyborn et al., 1992) для пород боровлянского комплекса; (d) – диаграмма по (Ewart, 1979, 1982): тренд известково-щелочного фракционирования вулканических пород орогенных регионов. А - Al_2O_3 , CNK – сумма CaO, Na_2O , K_2O .

ны среди породных типов боровлянского комплекса (табл. 1). В то же время лейкограниты характеризуются минимальными значениями отношения Eu/Eu^* , составляющими 0,85 (табл. 1).

Средние составы микроэлементов в породных типах боровлянского комплекса сведены в табл. 1.

По сумме признаков все перечисленные массивы боровлянского комплекса имеют различный эрозионный срез. Наиболее глубокий срез имеет Боровлянский массив, несколько меньший – Талицкий и, самый малый, Куртачихинский. Такая картина различной величины эрозионного среза массивов коррелируется и с разной их рудоносностью. При этом для Куртачихинского массива, сложенного преимущественно лейкогранитами заключительной фазы, свойственна и наиболее высокая редкометалльность. Здесь чаще всего встречаются

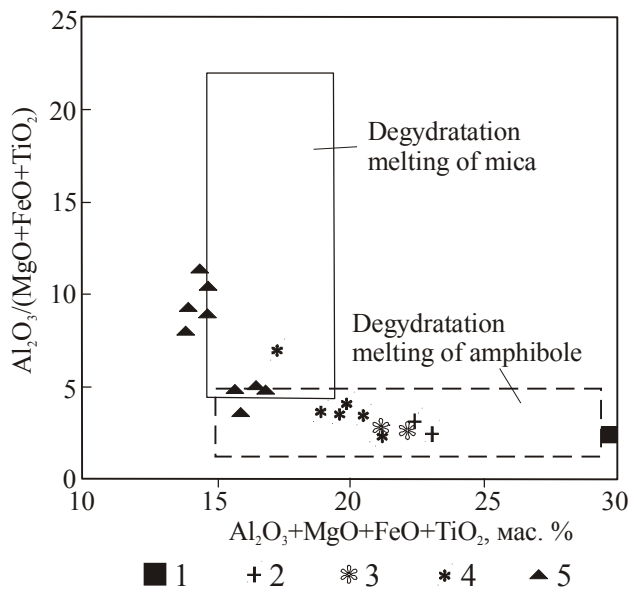


Рис. 4. Диаграмма соотношений $Al_2O_3/(MgO+FeO+TiO_2) - Al_2O_3+MgO+FeO+TiO_2$ по (Patino Douce, 1999) для пород боровлянского комплекса.

1 - диориты, 2 - гранодиориты, 3 - граниты, 4 - меланограниты, 5 - лейкограниты.

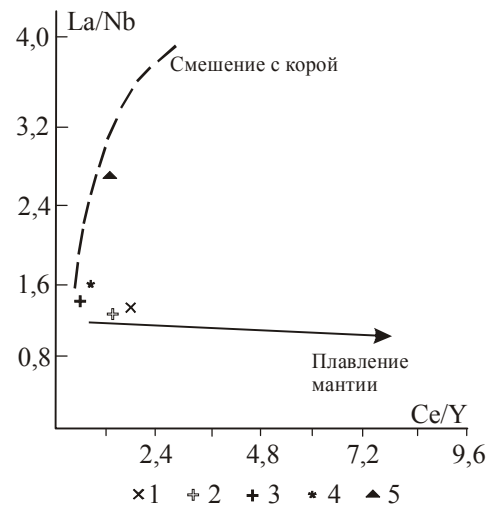


Рис. 5. Диаграмма соотношений $Ce/Y - La/Nb$ по (Barbarin, 1999) для породных типов боровлянского комплекса

1 - диориты, 2 - гранодиориты, 3 - граниты, 4 - меланограниты, 5 - лейкограниты.

тела пегматитов и грейзенов, поставлявших в аллювиальные россыпи монацит.

Для сравнения поведения породообразующих элементов в гранитном породном типе составлена таблица, показывающая различные концентрации элементов в зависимости от уровня среза массива (табл. 2). Анализ этой таблицы показывает, что от наиболее глубоко эродированного к менее эродированному массиву происходит закономерное увеличение кремнекислотности гранитов и оксида натрия, отношения натрия к калию и уменьшение содержания титана, глинозёма, магния. При этом анализ поведения других компонентов показал, что в менее эродированных лейкогранитах Куртачихинского массива, по сравнению с Боровлянским и Талицким, увеличиваются концентрации фтора и сопутствующих ему элементов – вольфрама, молибдена, лития, олова и ниобия, тем самым увеличивая его редкометалльную ёмкость.

Позднедевонский возраст комплекса устанавливается на основании данных абсолютной геохронологии: составляет 362 ± 8 (U/Pb-метод по цирконам) и 360 (изохронный Rb/Sr-метод) млн лет и отвечает фаменскому уровню.

2. Средние концентрации основных породообразующих элементов в гранитах массивов с различным эрозионным срезом

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
Куртачихинский массив										
71,23	0,35	13,68	0,89	2,42	0,08	0,77	2,08	2,98	3,45	0,86
Талицкий массив										
71,09	0,46	13,88	1,41	2,35	0,10	1,03	1,62	2,67	4,36	0,61
Боровлянский массив										
70,82	0,50	14,46	0,83	2,29	0,07	1,09	2,32	2,53	4,17	0,60

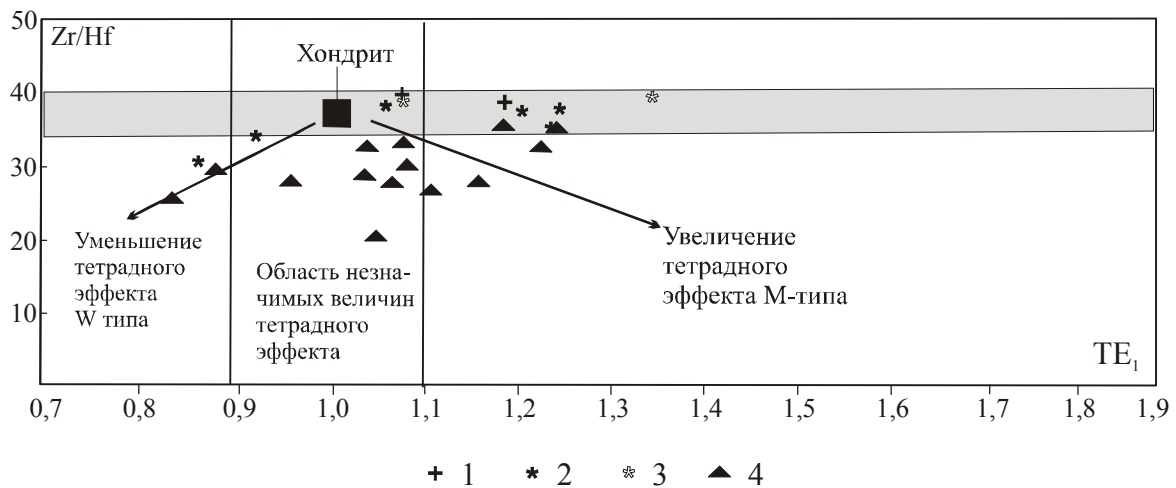


Рис. 6. Диаграмма Zr/Hf – TE₁, по (Irber, 1999), для гранитоидов боровлянского комплекса.

1 - гранодиориты, 2 - граниты, 3 - меланограниты, 4 - лейкограниты.

Серая область отвечает только отношениям Zr/Hf, но не TE₁. Хондритовые значения приняты по (Anderse, 1989).

Вещественный состав и геологическое положение позволили отнести породные ассоциации боровлянского комплекса к проявлениям коллизионных гранитовой (Боровлянский ареал) и гранит-лейкогранитовой (Аргутский ареал) формаций с металлогенической специализацией на вольфрам и молибден (Туркин, Федак, 2008). Формирование комплекса, по данным Туркина Ю.А. и Федака С.И., происходило на завершающей фазе субдукционно-аккреционной стадии (вероятно, в аккреционно-коллизионную подстадию) активно-окраинно-континентального этапа.

Соотношение $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ позволяет относить все породные типы боровлянского комплекса к пералюминиевому типу, а соотношение $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO) - SiO_2$ указывает на принадлежность пород ранних фаз комплекса к магнезиальным разностям, а поздних - к железистым (рис. 1).

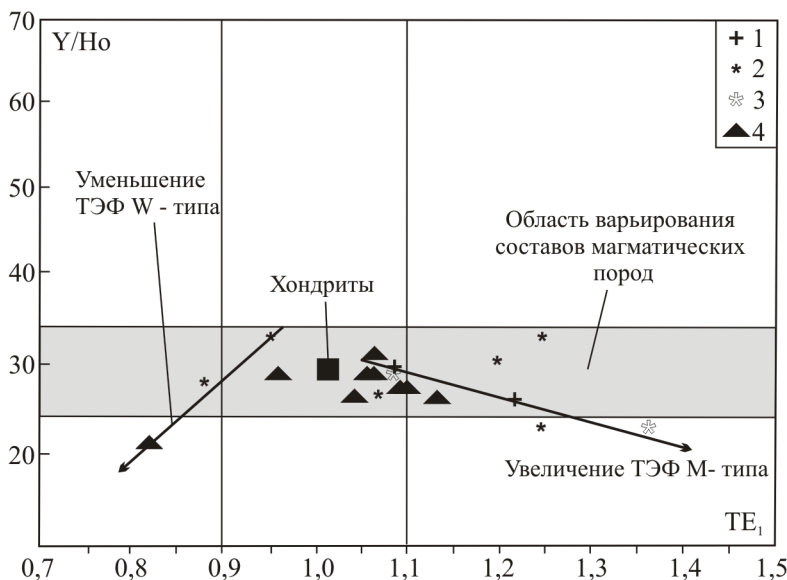


Рис. 7. Диаграмма Y/No – TE₁ для гранитоидов боровлянского комплекса.

Условные обозначения те же, что на рис. 6.

На спайд-диаграмме все породные типы по макро- и микроэлементному составу образуют согласованные графики и характеризуются резким деплетированием на уран, ниобий, неодим, иттрий (рис. 2). В то же время эта диаграмма показывает обогащённость всех пород комплекса на барий, калий, стронций, фосфор, натрий. По данным Л. Вайборна и др. (1992), гранитоиды боровлянского

комплекса можно отнести к стронций-недеплетированному и иттрий-деплетированному типу. Формирование таких гранитоидов предполагает верхнемантийный источник (Wyborn, 1992) и исключает их островодужную или окраинно-континентальную природу. Выплавление таких магм происходит из источника, обогащенного гранатом, что подтверждается их деплетированностью на иттрий (рис. 2), и, вероятно, связано с активностью мантии при формировании магм боровлянского комплекса.

На диаграммах, полученных по экспериментальным расплавам, гранитоиды боровлянского комплекса тяготеют к расплавам, образовавшимся за счёт разнородных протолитов: ранние фазы образовались за счёт плавления амфиболитов, а все остальные породы – за счёт плавления метаграувак и фельзических пелитов (рис. 3). Ультракислые породы боровлянского комплекса располагаются на максимуме степени известково-щелочного фракционирования ортоклаза и альбита (рис. 3d). Экспериментально установлено, что этой ситуации могут отвечать: уменьшение щёлочности в процессе взаимодействия вода-породы или небольшая степень ассимиляции пелитов, которые и будут легко увеличивать показатель A/CNK . Именно ассимиляция пелитов и имела место для генерации конечных дифференциатов боровлянского комплекса - лейкогранитов.

Согласованные результаты получены и по другим экспериментальным данным. Согласно экспериментальным данным по дегидратационному плавлению, основная масса пород боровлянского комплекса (от диоритов до гранитов) формировалась при плавлении амфибола, а лейкограниты – за счёт дегидратационного плавления материала, содержащего слюды (рис. 4), что согласуется с предыдущей диаграммой.

На диаграмме $La/Nb - Ce/Y$ отчетливо происходит разделение породных типов боровлянского комплекса: фигуративные точки диоритов и гранодиоритов локализируются вблизи тренда плавления мантии, а последующих фаз – гранитов и лейкогранитов - располагаются вблизи кривой смещения с коровым материалом (рис. 5), которое происходило в глубинном магматическом очаге, возможно, на путях движения магмы к поверхности или в процессе внедрения поздних дериватов комплекса во вмещающие породы.

Ценную информацию по петрогеохимии пород даёт анализ распределения редких и редкоземельных элементов

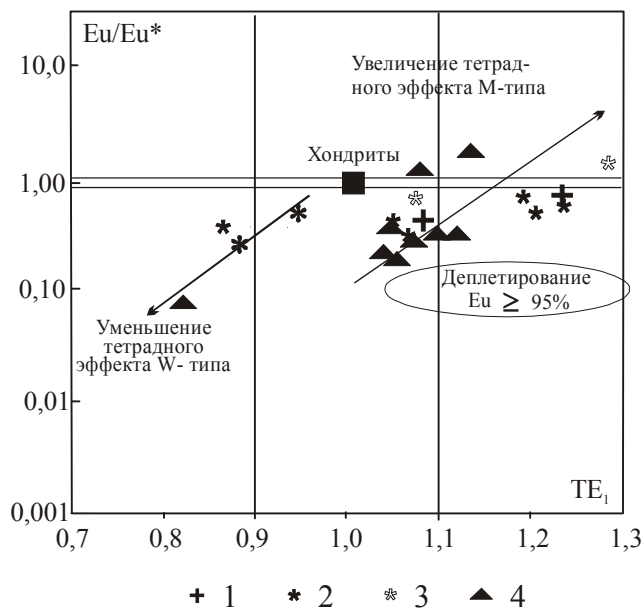


Рис. 8. Диаграмма $Eu/Eu^* - TE_1$ для гранитоидов боровлянского комплекса.

Условные обозначения те же, что на рис. 6.

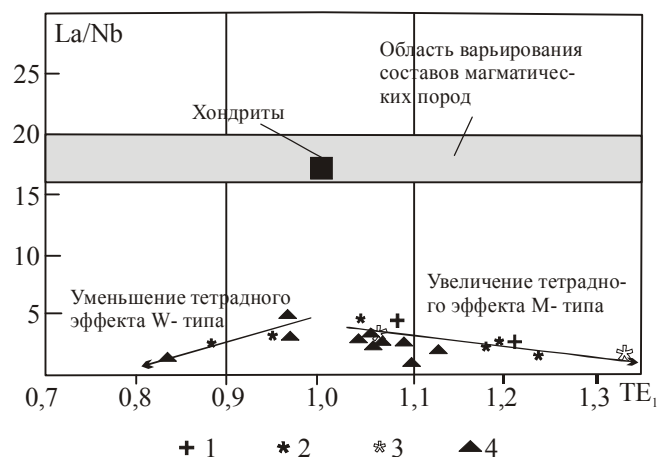


Рис. 9. Диаграмма $La/Nb - TE_1$ для гранитоидов боровлянского комплекса.

Условные обозначения те же, что на рис. 6.

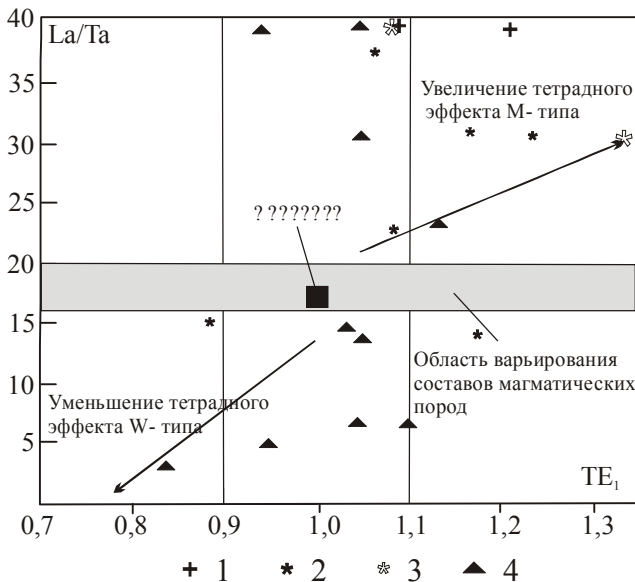


Рис. 10. Диаграмма La/Ta – TE₁ для гранитоидов боровлянского комплекса.

Условные обозначения те же, что на рис. 6.

ного эффекта М-типа и уменьшением W-типа происходит уменьшение отношений Zr/Hf в разные стороны от хондритовых значений (рис. 6).

На диаграмме Y/No – TE₁ фигуративные точки составов пород занимают различные

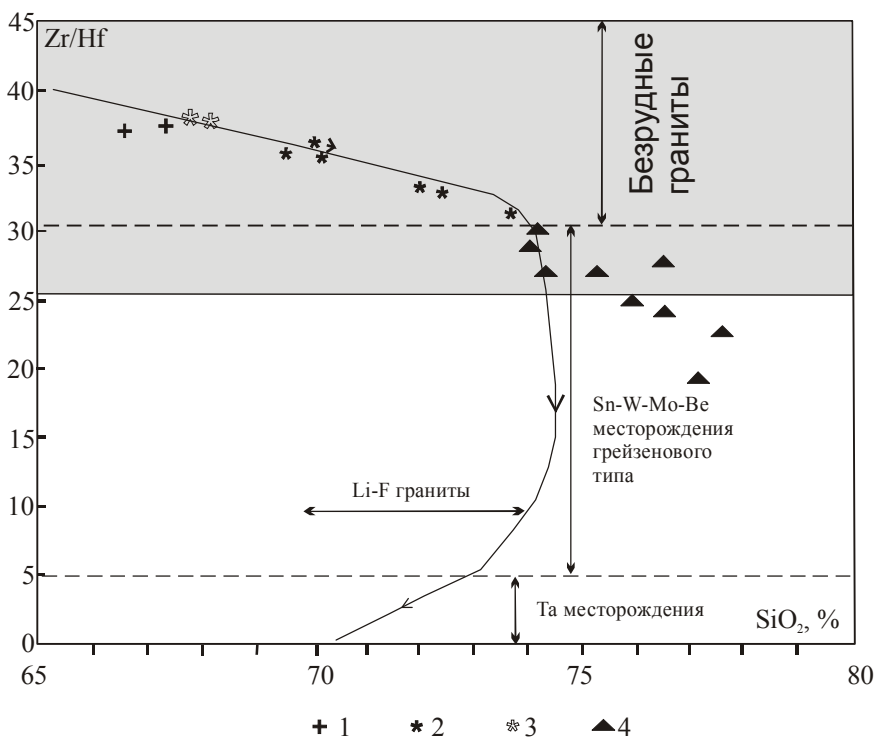


Рис. 11. Диаграмма Zr/Hf – SiO₂, по (Зарайский и др., 2009), для пород боровлянского комплекса.

Серым фоном на рисунке показано поле HARAC (CHARGE-and-Radius-Controlled) по (Вау, 1996). Дугообразная линия со стрелками - кривая фракционирования расплавов редкометалльных гранитов и поля металлогенической специализации гранитоидов по (Зарайский и др., 2009).

Остальные обозначения см. рис. 6.

в различных геохимических типах гранитоидов (Гусев, 2011, 2013; Irber, 1999). Так, Zr и Hf имеют близкое геохимическое поведение в магматических процессах и их отношение (Zr/Hf) в большинстве земных и внеземных пород являются почти постоянными, составляя около 38 ± 2 ; в хондритах оно равно 36,0. Однако Zr/Hf отношения редуцированы для лейкогранитов, варьируя от 19,9 до 31,7, и близки к хондритовому значению в гранодиоритах и меланогранитах (35,2 – 38,5).

В породах боровлянского комплекса выявлены два типа тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) РЗЭ (М-тип и W – тип). Соотношения редких элементов и значений тетрадного эффекта весьма показательные. Так, на диаграмме соотношений Zr/Hf – TE₁ отчётливо видно, что с увеличением тетрад-

позиции относительно друг друга, а также составов хондритов и области варьирования составов магматических пород (рис. 7). Если подавляющая часть составов пород близки к области варьирования составов магматических пород, то для пород, в которых наблюдается повышенное значение М-типа ТЭФ РЗЭ и пониженные величины W-типа, наблюдается сильное изменение соотношений редких земель первой тетрады РЗЭ, а также Y и No.

На диаграмме Eu/Eu* - TE₁ соотношения отношений европия и тетрадного эффекта фракционирования первой тетрады также дают различные тренды для М- и W-типов ТЭФ РЗЭ

(рис. 8). На диаграмме чётко видно, что увеличение значений тетрадного эффекта М-типа первой тетрады коррелируется с уменьшением величины Eu/Eu^* . Обратная картина наблюдается для пород боровлянского комплекса с проявленным W-типом ТЭФ РЗЭ. В этом случае уменьшение величины тетрадного эффекта W-типа сопровождается слабым увеличением величины Eu/Eu^* .

Европиевая негативная аномалия ($Eu/Eu^* > 0,95$, рис. 8) для пород боровлянского комплекса не может быть объяснена традиционной сепарацией полевых шпатов в расплаве, хотя известна констатация позитивной аномалии Eu в коэффициенте распределения модели РЗЭ в расплавах. Установлено в последнее время, что проявление тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ в высокоэволюционированных гранитоидных магмах вызвано взаимодействием магма-флюид, которое создаёт не только деплетирование Eu в породах, но и также вызывает необычную негативную аномалию во всех конституционных минералах, включая и калиевый полевой шпат (Zhao, 1993).

Сравнение величин отношений Eu/Eu^* для обоих массивов показывает, что чем выше указанное отношение, тем выше кислотность среды, согласно рядам кислотности-щёлочности А.А. Маракушева (1976) для ряда элементов Sm, Gd, Eu в водно-сероводородных растворах при стандартных условиях. Следовательно, при становлении массивов боровлянского комплекса и формирования грейзенового оруденения W и Be кислотность среды была выше, чем при генерации более ранних породных типов комплекса.

На диаграммах $La/Nb - TE_1$ и $La/Ta - TE_1$ тренды для ионно-замещающих элементов Nb и Ta в кристаллических решётках минералов имеют противоположные, параллельные тренды (рис. 9 и 10). Особенно показательны соотношения La/Ta относительно TE_1 , где отчётливо заметно положение трендов относительно области варьирования составов магматических пород по обе стороны от средних значений в хондритах. Уменьшение тетрадного эффекта фракционирования первой тетрады W-типа сопровождается уменьшением отношения La/Ta . И наоборот, увеличение тетрадного эффекта фракционирования М-типа для пород боровлянского комплекса сопровождается увеличением отношения La/Ta .

Такое не «заряд-радиус-контролируемое» («non-CHARAC» в англо-язычной литературе) поведение редких земель и других элементов связано не с процессами гидротермального изменения пород, так как в них U/Th отношения (табл. 1) намного меньше 1, указывающие на отсутствие значимых гидротермальных наложенных процессов. Скорее всего, такое изменение поведения элементов связано с трансформацией магматогенных флюидов за счёт контаминации сильно обводнённого корового материала и последующим взаимодействием расплав-флюид в процессе становления и кристаллизации интрузивов.

На диаграмме $Zr/Hf - SiO_2$ фигуративные точки составов пород комплекса преимущественно располагаются вдоль кривой фракционирования расплавов редкометалльных гранитоидов и в поле заряд-радиус-контролируемое поведение элементов (рис. 11). А наиболее фракционированные лейкограниты тяготеют к области «non-CHARAC» и попадают в поле Sn-W-Mo-Be грейзеновых месторождений.

Таким образом, гранитоиды боровлянского комплекса следует относить к мультифазовым образованиям, сформировавшимся в 4 фазы внедрения. Все породные типы боровлянского комплекса относятся к пералюминиевому типу, а соотношение $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO) - SiO_2$ указывает на принадлежность пород ранних фаз комплекса к магнезиальным разностям, а поздних к железистым. При становлении массивов боровлянского комплекса и формирования грейзенового оруденения W, Mo и Be кислотность среды и фтороносность флюидов были выше, чем при генерации более ранних породных типов комплекса.

Европиевая негативная аномалия в породах комплекса вызвана взаимодействием магма-флюид. Это же взаимодействие приводило к тому, что в породах комплекса проявлены два типа тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ W- и М- типа.

Заключительная фаза наиболее эволюционированных лейкогранитов формовалась за счёт плавления пелитов, что и обусловило появление в них высокоглинозёмистого мине-

рала - кордиерита. Располагаясь на максимуме степени известково-щелочного фракционирования ортоклаза и альбита в расплаве, лейкограниты боровлянского комплекса, в отличие от остальных породных типов, генерировались за счёт дегидратационного плавления материала, содержащего слюды, все остальные породы – за счёт дегидратационного плавления амфибола. Именно фракционированные лейкограниты, обогащённые фтором и железом, показывают не «заряд-радиус-контролируемое» поведение циркония и гафния («поп-CHARAC») и попадают в поле Sn-W-Mo-Be грейзеновых месторождений, являясь наиболее металлогенически важными породами. С наименее эродированными лейкогранитами Куртачихинского массива связаны пегматитовые и грейзеновые проявления, поставляющие в многочисленные россыпи монацит, а с более эродированными массивами - грейзеновые проявления и месторождения W и Mo (Гусев и др., 2010).

Литература

Геологическая карта масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-I (Солонешное). Сост. В.А. Кривчиков, П.Ф. Селин, Г.Г. Русанов. Объяснительная записка. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2001. - 183 с.

Гусев А.И., Гусев А.А. Шошонитовые гранитиды: петрология, геохимия, флюидный режим. - М.: Изд-во РАЕ, 2011. – 128 с.

Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М., Дзагоева Е.А., Кукоева М.А. Петрология и рудоносность магмо-рудно-метасоматических систем Солонешенского рудного района Алтая. - Бийск: АГАО, 2013. – 204 с.

Гусев А.И., Попов С.В., Дзагоева Е.М., Белозерцев Н.В. Петрология и рудоносность магмо-рудно-метасоматических систем Талицко-Башчелакского района Алтая. - Бийск: Изд-во БПГУ, 2010. - 205 с.

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятков В.Н. Цирконий–гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология, 2009, № 1, с. 28-50.

Маракушев А.А. Термодинамические факторы образования рудной зональности // В сб. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». – М.: Наука, 1976. - С. 36-51.

Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. – Томск: Изд-во СТУ, 2008. - 480 с.

Шокальский С. П. Петрогеохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая. - Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1990. - 19 с.

Anders E., Greevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, v. 53, p. 197-214.

Barbarin B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos, 1999, v. 46, p. 605-626.

Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Miner. Petrol, 1996, v. 123, p. 323-333.

Ewart A. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary – Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic rocks // In «Trondjemites, Dacites and Related Rocks». – Amsterdam, 1979. – P. 13-121.

Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary – Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range // In “Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks”. – Chichester, 1982. – P. 25-95.

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, v. 63, №3/4, p. 489-508.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull., 1989, v. 101, p. 635-643.

Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? // Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1999, v. 168, p. 55-75.

Villaseca C., Barbero L., Herreros V. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts // Trans. of Royal Soc. of Edinburg Earth Science, 1998, v. 89, p. 113-119.

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, v. 83, p. 201-209.

Zhao Z.H. REE and O-Pb-Sr-Nd isotopic compositions and petrogenesis of the Altai granitoids // New Development of Solid Earth Science in Northern Xinjiang. Science Publishing Co. – Beijing, 1993. – P. 239-266.