

ПЕТРОТИПИЧЕСКИЙ ТУРОЧАКСКИЙ МАССИВ ГРАНИТОИДОВ: ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ

Е.А. Дзагоева, А.И. Гусев, А.В. Нестерович

Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск

На стыке горноалтайских, салаирских и кузбасских структур в девоне возник аномальный блок, где сформировался дискордантный Турочакский плутон площадью более 1000 км². В плане он имеет округлую форму. Контролируется узлом своеобразного «тройного сочленения» - пересечения северо-восточного Ушпинского, меридионального Тайнушинского и северо-западного Бийского разломов. Его формирование протекало в процессе сдвиго-раздвиговых движений в восточном блоке Ужлепской структуры пул-апарат [1].

Петротипический Турочакский массив сложен породами 5 фаз: 1) гранодиоритами, граносиенитами, щелочными кварцевыми сиенитами, нордмаркитами; 2) адамеллитами и меланогранитами; 3) гранитами и умеренно-щелочными гранитами; 4) лейкогранитами умеренно-щелочными; 5) аляскитами. Две первые фазы роговообманково-биотитовые и биотитовые. Остальные - существенно биотитовые с редким мусковитом в заключительных дериватах. Выявление фазовых взаимоотношений в пределах массива затруднено в силу того, что разности пород весьма близки по кремнекислотности, в особенности в заключительных фазах. Вялые, скрытые или термостатированные контакты разнофазовых взаимоотношений проявлены в свежих скальных обрывах Большого и Малого Иконостасов (правый борт р. Бии), а также в скалах на южной и восточной окраинах пос. Турочак. Наиболее ранние фазы локализованы в центре массива. Поздние внедрения происходили по центробежному механизму с обособлением заключительных фаз преимущественно на периферии плутона. Предложенные в данной работе фазовые взаимоотношения и состав пород отличаются от ранее рассматривавшихся в составе турочакского комплекса [9]. Впервые описаны в составе Турочакского плутона щелочные кварцевые сиениты и гастингситовые нордмаркиты.

Абсолютная датировка лейкогранитов района Б. Иконостаса (U-Pb изотопным методом по циркону) составила 390±6,6 млн. лет [19].

Гранодиориты 1 фазы внедрения распространены в междуречье Караташ-Оклюзень в виде тел овальной и слабо удлинённой форм размерами от 0,5 до 1,5 км. Это массивные породы серой окраски, местами слабо гнейсоватые. Состав: анортит (45-50%), микроклина (20-26%), кварца (15-22%), роговой обманки (7-10%), биотита (2-10%), хлорита (3-5%). Акцессорная фаза представлена цирконом, магнетитом, редко сфеном, апатитом. Плаггиоклаз образует таблитчатые выделения размерами 0,3-0,8 мм, часто зонального строения. Ядерные части таких кристаллов состоят из андезина № 40-43, а периферическая каёмка сложена более кислым андезином № 30-35. Гипидиоморфные зёрна слабо решётчатого микроклина имеют размеры 0,5-0,9 мм. Роговая обманка образует идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы размерами 0,5-0,7 мм, диагностируемые гастингситом с повышенной железистостью ($f=51.2-53.3$) и очень низкой глинозёмистостью ($l=12.6-13.1$). Характерен дефицит Al в октаэдрической координации ($Al_{VI}=-0.08-0.14$). Потенциал ионизации гастингсита составляет 191,6 и его величина указывает на высокую кислотность среды при кристаллизации. Химический состав гастингсита приведен в табл. 1. По химическому составу гранодиориты относятся к нормальному ряду пород ($Na_2O+K_2O=6.6-7.2\%$), калиево-натриевой ветви ($Na_2O/K_2O=1.15-1.3$), весьма высокоглинозёмистому типу ($al=2.2-3.1$). В них небольшие и умеренные содержания стронция, рубидия и бария (табл. 2). Рубидий-стронциевые отношения близки к единице. Коэффициент агпаитности варьирует

1. Представительные микронзондовые анализы минералов из пород Турочакского плутона

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,11	46,63	39,65	52,34	36,6	38,7	38,43	38,69	65,8	64,21
TiO ₂	1,14	1,07	1,48	0,58	0,8	0,85	3,33	0,81	-	-
Al ₂ O ₃	7,63	5,35	12,21	0,65	15,01	12,0	14,46	12,05	22,12	22,54
Fe ₂ O ₃	5,7	7,3	4,11	14,38	7,5	7,7	7,4	6,7	0,03	0,03
FeO	10,08	10,55	23,2	14,80	20,3	21,3	15,1	16,91	0,02	0,09
MnO	0,61	0,72	0,09	1,42	0,2	0,24	1,51	0,2	0,02	0,03
MgO	12,03	12,8	4,4	5,05	4,8	5,25	10,73	10,65	-	-
CaO	10,77	11,3	9,08	1,32	0,3	0,25	1,03	0,2	2,81	2,47
Na ₂ O	2,51	1,63	1,82	4,93	0,3	0,20	0,87	0,2	9,0	9,2
K ₂ O	1,13	0,84	1,28	2,11	9,5	9,65	9,58	8,7	0,2	0,7
H ₂ O ⁺	1,23	0,87	1,21	2,01	0,45	0,55	2,2	1,81	-	-
F	1,33	1,07	1,2	0,32	3,8	3,05	2,69	2,9	-	-
Cl	0,08	0,1	0,1	0,13	0,3	0,2	0,03	0,2	-	-
Сумма	99,35	100,2 3	99,83	100,0 4	100,0 5	99,95	98,36	100,0 2	100,0	99,27

Примечание. 1 - амфибол из граносиенита, 2 - амфибол из гранодиорита, 3 - амфибол из нордмаркита, 4 - рибекит из нордмаркита; 5 - биотит из нордмаркита, 6 - биотит из щелочного гранита, 7 - биотит из лейкогранита, 8 - биотит из лейкогранита умеренно-щелочного, 9 - плаггиоклаз из лейкогранита, 10 - плаггиоклаз из гранита.

2. Представительные анализы пород Турочакского массива (оксиды - в мас.%, элементы - в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	66.25	65.97	65.77	71.49	72.71	75.24	76.20	76.32
TiO ₂	0.31	0.64	0.41	0.31	0.25	0.17	0.12	0.22
Al ₂ O ₃	16.73	15.54	16.82	14.13	13.72	13.01	12.10	12.5
Fe ₂ O ₃	1.65	1.70	1.58	1.17	1.12	0.80	1.07	0.60
FeO	0.60	3.43	1.46	2.06	0.82	0.93	0.55	0.65
MnO	0.08	0.11	0.09	0.04	0.11	0.08	0.06	0.05
MgO	0.95	1.13	0.8	0.86	0.35	0.30	0.24	0.22
CaO	1.25	3.41	1.23	1.3	1.14	0.92	0.73	0.62
Na ₂ O	5.12	3.82	5.47	4.03	4.56	3.47	4.08	3.74
K ₂ O	4.79	3.08	5.36	3.34	4.2	4.11	4.77	4.42
P ₂ O ₅	0.35	0.15	0.32	0.12	0.05	0.04	0.04	0.04
Li	27.8	25.1	28.4	22.3	20.5	44.1	19.0	23.5
Be	1.5	1.4	3.1	2.4	2.1	2.75	2.55	2.66
Sc	3.0	3.3	3.1	2.5	2.9	3.60	3.0	2.80
V	10.0	12.5	11.3	3.0	3.5	14.0	5.0	4.0
Cr	9.5	13.1	10.5	14.7	13.7	16.2	20.5	18.5
Co	1.8	2.0	1.5	2.4	2.8	2.75	1.6	1.3
Ni	1.2	1.3	1.2	2.1	2.0	1.58	3.6	1.2
Cu	5.7	6.8	6.5	5.5	5.7	3.5	12.0	5.6
Zn	15.0	18.3	15.2	16.4	17.1	22.0	17.0	15.4
Ga	16.5	17.2	18.2	16.2	14.5	14.0	14.1	14.4
Rb	145	150	155	163	177	165	196	200
Sr	127	130	132	84	126	131	55	53
Y	24.6	25.1	27.3	20.2	20.1	19.9	19.0	19.1
Zr	54	55	58	60	59	62.6	63.5	64.6
Nb	10.3	11.2	9.8	13.3	14.8	15.8	14.7	14.9
Cs	2.7	3.0	2.9	2.2	2.0	3.3	1.8	1.7
Ba	257	260	258	180	170	359	132	130
La	25.1	26.2	25.8	13.5	13.5	28.0	12.5	11.9
Ce	39.1	40.2	41.3	31.2	32.4	54.2	27.0	25.4
Pr	5.5	5.4	5.3	5.0	4.4	6.63	3.25	3.2
Nd	22.2	21.8	22.0	14.1	14.2	23.9	13.0	12.1
Sm	4.5	4.4	4.6	3.2	3.0	4.86	2.96	2.89
Eu	1.02	1.05	1.11	0.7	0.62	0.59	0.31	0.29
Gd	5.1	5.0	5.2	3.5	3.3	4.10	2.75	2.71
Tb	0.8	0.77	0.81	0.64	0.65	0.72	0.52	0.49
Dy	3.42	3.41	3.5	2.9	3.1	3.3	2.88	2.8
Ho	0.8	0.75	0.81	0.8	0.7	0.73	0.65	0.60
Er	2.11	2.05	2.1	1.95	1.92	1.9	1.97	1.91
Tm	0.36	0.35	0.35	0.33	0.32	0.28	0.30	0.28
Yb	2.21	2.2	2.23	2.11	2.05	1.95	2.04	2.0
Lu	0.35	0.34	0.33	0.34	0.31	0.30	0.32	0.3
Hf	3.5	3.2	3.6	2.72	2.66	2.77	2.55	2.5
Ta	1.5	1.4	1.5	1.14	1.13	1.21	1.10	1.05
Pb	14.4	15.1	16.2	11.5	12.7	13.6	20.0	18.5
Th	8.5	9.1	10.4	13.5	14.0	14.4	10.7	9.5
U	3.4	3.5	4.8	1.2	1.4	0.9	2.2	1.7
Th/U	2.5	2.6	2.2	11.2	10.0	16.0	4.9	5.6
La/Yb _N	7.5	7.8	7.6	4.2	4.4	9.0	4.1	3.9
Eu/Eu*	0.047	0.05	0.05	0.046	0.044	0.028	0.024	0.023
Rb/Sr	1.14	1.15	1.17	1.94	1.4	1.26	3.56	3.77
Na ₂ O/K ₂ O	1.06	1.24	1.02	1.2	1.08	0.84	0.85	0.85
al	5.2	2.5	4.4	3.45	5.99	6.4	6.5	8.5
K _a	0.80	0.62	0.91	0.72	0.88	0.78	0.98	0.88

Примечание. 1- щелочные кварцевые сиениты, 2- гранодиориты, 3-нордмаркиты, 4- граниты, 5- граниты умеренно-щелочные, 6- лейкограниты, 7- лейкограниты умеренно-щелочные, 8- аляскиты. Нормализация некоторых РЗЭ проведена относительно концентраций в хондрите по [10].Eu*=(Sm_N+Gd_N)/2.

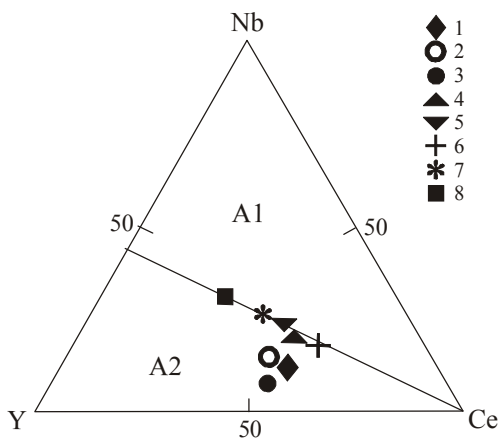


Рис. 1. Диаграмма Y – Nb – Ce, по [14], для гранитоидов Турочакского плутона

Поля гранитоидов: A_1 – анорогенные гранитоиды A_1 – типа мантийных горячих точек и плюмов; A_2 – анорогенные гранитоиды A_2 – типа постколлизионных обстановок. Гранитоиды Турочакского плутона: 1 - щелочные кварцевые сиениты, 2 - гранодиориты, 3 - нордмаркиты, 4 - граниты, 5 - граниты умеренно-щелочные, 6 - лейкограниты, 7 - лейкограниты умеренно-щелочные, 8 - аляскиты.

сиенитов позволяет отнести их к щелочному ряду пород (сумма Na_2O и K_2O превышает 9,8%). Для них характерны повышенные концентрации фосфора, высокая глинозёмистость ($al=5.1-5.3$), повышенная агпаитность ($K_a=0,79-0,82$) при почти равных содержаниях калия и натрия ($Na_2O/K_2O=1.03-1.08$). Концентрации рубидия, стронция и бария, а также отношения нормированных отношений лантана к иттербию, отношения тория к урану близки таковым в гранодиоритах.

Нордмаркиты тесно ассоциируют с кварцевыми сиенитами и распространены в правом борту р. Оклюзень в центре Турочакского массива. Это светло-серые породы массивной текстуры. Микроструктура призматическизернистая, метами гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав характеризуется преобладанием микропертитового калий-натрового полевого шпата (70-72%), кварца (15-23%), эгирин-авгита (2-5%), амфибола (4-6%), редко биотита (менее 2%). Акцессорные минералы: апатит, сфен, пирит, циркон, турмалин, ортит, флюорит. Биотит нордмаркитов встречается в виде листочков размерами до 0,5 мм с включениями тонких иголок рутила. Он обладает высокой железистостью ($f=79-80$), умеренной глинозёмистостью ($l=32-33$). Потенциал ионизации биотита весьма низок ($y=178,7$) и отвечает низкой кислотности и повышенной основности среды. По периферии биотит замещается хлоритом. Амфибол характеризуется высокими концентрациями железа (табл. 1) и диагностируется феррогастингситом. Общая железистость амфибола составляет 79,7, глинозёмистость – 28,6. Алюминий октаэдрической координации в структурной формуле феррогастингсита достигает 1,12. Таким образом, в ряду пород от гранодиорита к кварцевому сиениту и нордмаркиту происходит постепенное увеличение значений алюминия октаэдрической координации (Al_{VI}) в амфиболах гастингситового ряда, отражая нарастание давления при кристаллизации пород в указанном направлении [15, 16]. Потенциал ионизации феррогастингсита составляет 191,6, как и у гастингсита из гранодиорита. Местами среди скоплений зёрен феррогастингсита отмечаются мелкие выделения рибекита размерами до 0,2 мм. Рибекит имеет весьма высокую железистость ($f=76,4$) и низкую глинозёмистость ($l=0,85$). Алюминий в октаэдрической координации в структуре минерала составляет 0,032.

По химизму нордмаркиты весьма близки щелочным кварцевым сиенитам (табл. 2), отличаясь от последних минеральным составом. Коэффициент агпаитности в нордмаркитах один из самых высоких среди всех пород Турочакского плутона и достигает 0,91 (табл. 2). В нордмаркитах присутствует лишь один калий-натровый полевой шпат и отсутствует плагиоклаз. Кроме того, в них отмечены эгирин-авгит и щелочной амфибол – рибекит. Тем самым нордмаркиты по минеральному составу можно отнести к гиперсольвусным однополевошпатовым гранитам. Геодинамическая обстановка формирования нордмаркитов определяется принадлежностью к постколлизинным условиям магмогенерации (рис. 1).

Граниты умеренно-щелочные 3 фазы внедрения распространены повсеместно, однако наибольшая их доля локализована в периферической части массива. Это массивные крупно-среднекристаллические светло-серые породы с розоватым оттенком. Структура гипидиоморфнозернистая. Состав (%): кварц (20-23), плагиоклаз (26-32), микроклин (40-46), биотит (2-5), эпидот (5), мусковит (1), хлорит (1). Акцессорные минералы: ильменит, апатит, пирит. Плагиоклаз и микроклин-пертит кристаллизовались близко по времени и имеют взаимокоррозионные границы.

от 0,61 до 0,64. Торий-урановые отношения низкие (2,4-2,7). Нормированные отношения лантана к иттербию составляют 7,8, указывающие на сравнительно умеренный тип фракционирования РЗЭ. На диаграмме Y – Nb – Ce (рис. 1) гранодиориты попадают в поле A_2 – типа, характерного для постколлизионных обстановок по Дж. Эби [14].

Щелочные кварцевые сиениты светло-розовой окраски локализируются вблизи гранодиоритов. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая в сочетании с микрографической. Состав: плагиоклаз An_{31-34} (37-42%), ортоклаз (28-32%), биотит (2-5%), роговая обманка (4-9%), кварц (14-17%). Акцессории - циркон, ильменит, сфен, магнетит, турмалин. Плагиоклаз нередко имеет зональное строение с более основным андезином в ядре, местами замещённым мельчайшими агрегатами серицита и каолина. Периферическая каёмка имеет более кислый по составу андезин. Калиевый полевой шпат представлен полуидиоморфными зёрнами размерами 0,4-0,6 мм с обильными микрографическими остроугольными включениями кварца. Роговая обманка идиоморфна и образует призматические кристаллики длиной до 1 мм. Диагностируется натрогастингситом с пониженной железистостью ($f=33.1-33.4$) и более высоким содержанием глинозёма, чем в гастингситах гранодиоритов ($l=18.3-19.7$). Алюминий в октаэдрической координации в структурной формуле натрогастингсита варьирует от 0,29 до 0,32 и скоординирован с алюминием тетраэдрической координации ($Al_{IV}=2.03-1.95$). Потенциал ионизации натрогастингсита составляет 183,4, указывая на менее кислотную и более основную среду кристаллизации амфибола в кварцевых сиенитах. Химизм кварцевых

Плагиоклаз образует таблитчатые выделения размером 0,5-5 мм, по содержанию анортитовой молекулы диагностируется олигоклазом № 12-15. Часто замещается мелкочешуйчатым серицитом. Микроклин-пертит иногда с решётчатой двойниковой микроструктурой, содержит вросстки альбита, сильно каолинизирован. Биотит чешуйчатой формы имеет размеры 0,3-2 мм с резким плеохроизмом, высокой железистостью ($f=77.5-78.9$), умеренной глинозёмистостью ($l=26.3-27.8$). Потенциал ионизации биотита ($y=179,1-181,4$) имеет низкие значения и отвечает повышенной основности среды кристаллизации. В химизме умеренно-щелочных гранитов сумма щелочей варьирует от 8,2 до 8,9% при высокой глинозёмистости ($al=5.9-6.1$) и повышенном коэффициенте апаитности ($K_a=0,86-0,89$). Соотношение натрия к калию близко к единице ($Na_2O/K_2O=1,02-1,08$). Для умеренно-щелочных гранитов характерна слабая негативная аномалия по европию ($Eu/Eu^*=0.041-0.047$). По минеральному и химическому составу породы можно отнести к анорогенным субальпийским двуполовошпатовым гранитам. Как и предыдущие разновидности пород граниты попадают в поле анорогенных гранитов A_2 - типа (рис. 1).

Лейкограниты биотитовые - массивные розовато-серой окраски, среднекристаллические. Структура гипидиоморфнозернистая, определяемая более сильным проявлением идиоморфизма полевых шпатов относительно кварца. Состав (%): кварц (28-31), плагиоклаз (23-27), микроклин (34-39) биотит (3-6), мусковит (1-2,5), эпидот 92). В единичных зёрнах отмечаются аксессуарные апатит, ильменит, пирит, сфен, флюорит. Плагиоклаз относится к олигоклазу с №11-15. Замещается тонкими чешуйками серицита и пелитом. Микроклин нередко содержит пертитовые вросстки альбита. Биотит в виде листочков и чешуек распространён повсеместно и относится к аннит-сидерофиллитовому ряду. Общая железистость его ниже, чем у ранее описанных пород ($f=51.-53$), глинозёмистость составляет 34,7. Потенциал ионизации биотита лейкогранитов колеблется от 188 до 190 и указывает на более высокую кислотность среды кристаллизации, чем для гранитов. Глинозёмистость пород более высокая, чем у гранитов ($al=6.4-6.7$), коэффициент апаитности ($K_a=0,76-0,80$) также несколько выше. Однако соотношение натрия к калию ниже 1 ($Na_2O/K_2O=0.80-0.85$). Отрицательная европиевая аномалия более заметна ($Eu/Eu^*=0.026-0.29$). Для лейкогранитов выявляется наиболее высокая фракционированность ($La/Yb)_N$ достигающая 9, и наиболее высокое отношение тория к урану (16) (табл. 2). Отношение рубидия в стронцию колеблется от 1,2 до 1,3.

Лейкограниты умеренно-щелочные весьма похожи на лейкограниты по составу и химизму. В них биотит такой же по железистости ($f=52-54$) и глинозёмистости ($l=32-34$). Потенциал ионизации биотита несколько ниже, что отвечает более основной среде кристаллизации ($y=183-185$). В лейкогранитах умеренно-щелочных ещё более заметно проявлена негативная аномалия по европию ($Eu/Eu^*=0.024$). Отношения рубидия к стронцию гораздо выше, чем в лейкогранитах (3,56). Коэффициент апаитности ($K_a=0,98$) в них наиболее высок из всех разновидностей Турочакского массива.

Аляскиты близки по своему составу к лейкогранитам умеренно-щелочным, отличаясь от них почти полным отсутствием темноцветных минералов. В аляскитах максимальный коэффициент глинозёмистости ($al=8.3-8.8$). Заметно проявлена отрицательная аномалия по европию ($Eu/Eu^*=0.023$).

Формирование плутона протекало при снижении давлений и температур от ранних фаз ($P=3-6$ МПа, и $T=700-720^\circ\text{C}$ для гранодиоритов) к поздним ($P=1-3$ МПа, и $T=575-600^\circ\text{C}$ для аляскитов). От ранних фаз к поздним происходило увеличение значений парциальных давлений воды, углекислоты, фугитивностей HF. Парциальное давление воды

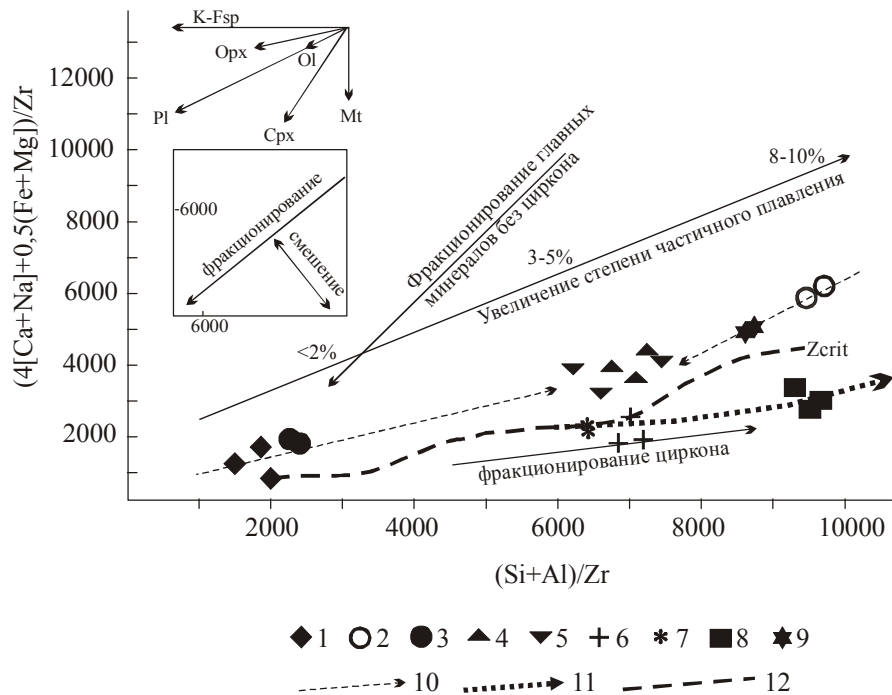


Рис.2. Диаграмма молекулярных отношений $(4[Ca+Na]+0,5(Fe+Mg))/Zr - (Si+Al)/Zr$, по [13], для пород Турочакского плутона.

1 - щелочные кварцевые сиениты, 2 - гранодиориты, 3 - нордмаркиты, 4 - граниты, 5 - граниты умеренно-щелочные, 6 - лейкограниты, 7 - лейкограниты умеренно-щелочные, 8 - аляскиты, 9 - адамеллиты, 10 - тренды фракционирования в системе гранодиориты-адамеллиты-граниты-умеренно-щелочные граниты и нордмаркиты-щелочные кварцевые сиениты- умеренно-щелочные граниты; 11 - тренд фракционирования в системе лейкограниты умеренно-щелочные-лейкограниты-аляскиты; 12 - критическая линия раздела фракционирования главных минералов и циркона.

3. Содержание и отношения некоторых элементов в гранитоидах Турочакского массива

Элементы, г/т, и отношения	Гранодиориты I ф, n=9	Нордмаркиты I ф, n=2	Адамеллиты, меланограниты II ф, n=16	Граниты III ф, n=21	Лейкограниты умеренно щелочные IV ф, n=29	Аляскиты V ф, n=22
Литий	26.6	25.5	33.9	43.9	28.4	18.3
Бериллий	2.11	1.98	2.56	2.74	2.67	3.28
Ниобий	13.5	13.2	14.1	14.8	16.3	18.5
Олово	2.4	2.3	2.5	2.7	3.1	8.9
Молибден	2.1	2.0	2.3	2.4	3.6	8.4
Вольфрам	1.5	1.6	1.7	1.9	2.3	3.9
Стронций	150.1	149.8	140.2	130.3	50.4	41.2
Рубидий	125.6	123.3	140.1	164.7	128.1	241.2
Барий	390.6	385.5	370.3	358.1	111.6	82.3
Фтор	701	698	800.6	896.9	950.3	1002.6
$F(Li+Rb)(Sr+Ba)$	385.9	194.0	272.8	383.5	922.9	2108.2
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.70513	0.70425	0.71083	0.71109	0.71123	0.71217

(pH_2O) для гранодиорита и нордмаркита составляло 0,7-0,8 кбар, а для гранитов, лейкогранитов, аляскитов – 1,8-2,5 кбар. По соотношению $(Ce/Sm)_N - (Ce)_N$, а также на диаграмме Т. Брэдшоу (рис.3) наиболее ранние гранодиориты массива попадают на кривую группового плавления первоисточника вблизи 8-10% степени частичного плавления. Другая линия эволюции связана с частичным плавлением первоисточника менее 2%, генерировавшим щелочные кварцевые сиениты и нордмаркиты (рис.3). Соотношение изотопов стронция показывает различные первоисточники, участвовавшие в становлении гранитоидов. Если для пород ранних фаз внедрения соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ указывают на ювенильный магматогенный источник, то в заключительных фазах эти же соотношения несут признаки значительной контаминации корового материала (табл. 3). Дальнейшая эволюция глубинного магматического очага происходила путем фракционирования минералов из расплава, в первую очередь полевых шпатов и ортопироксенов, что подтверждается трендами фракционирования на PER диаграммах Т. Пирса [2]. Заключительные фазы становления Турочакского плутона связаны с фракционированием циркона и контаминацией корового материала (рис. 3).

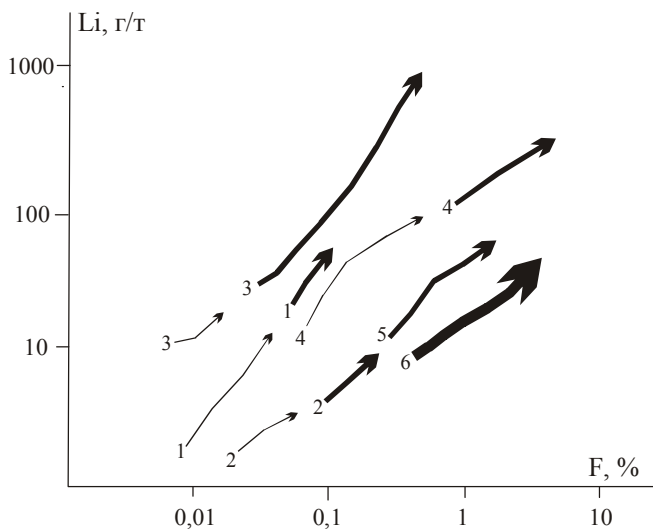


Рис.3. Сопоставление изменчивости трендов лейкогранитов остаточных (тонкие линии) и редкометалльных (жирные линии) дифференциатов в гранитоидных массивах различных регионов, по [3].

1 - Восточный Саян (Сумсунурский батолит); 2 - Кузнецкий Алатау (Солгонский батолит); 3 - Сангиленское нагорье (Хусунгольский и Сольбельдерский массивы); 4 - Восточное Забайкалье (Адунчелонско-Шерловогорский батолит, Ары-Булакский массив, Сопки Высокая и Большая); 5 - Монголо-Охотская зона (Цантуобинский, Наринбулакский массивы); 6 - Турочакский плутон.

По классификации Л.В. Таусона [7] весь набор пород близок к редкометалльным гранитам щелочного ряда. Содержание некоторых микроэлементов в породах приведены в таблицах 2, 3. Спектры редкоземельных элементов характеризуются в разной степени выраженными европиевыми минимумами (Eu/Eu^* варьируют от 0,005 до 0,0023), свидетельствующими о фракционировании плагиоклаза, или возможном тетрадном эффекте фракционирования РЗЭ. По всем породам Турочакского массива отмечаются пониженные содержания галлия (от 14,0 до 18,2 г/т), в сравнении с таковыми в типичных А-типах гранитов и могут быть отнесены низкогаллиевому тренду дифференциации. Кроме того, они относятся к метаглинозёмистым гранитам и по коэффициенту агпаитности не доходят до настоящих агпаитовых гранитов. Это связано с тем, что граниты Турочакского батолита обогащены фтором и их составы близки к плюмазитовым гранитоидам. Для образования агпаитовых гранитов необходимы повышенные концентрации хлора. В минералах гранитоидов анализируемых пород его концентрации весьма низки (от 0,03 до 0,3 мас.%, табл. 1).

На диаграмме Т. Брэдшоу (рис. 2) для пород

Турочакского массива выявляется два отчетливых тренда эволюции. В начальных фазах (от 1 к 3) наблюдается два встречных тренда фракционирования. Один из них - от гранодиоритов к адалемитам, гранитам, умеренно-щелочным гранитам прослеживается закономерная эволюция, близкая к тренду фракционирования, среднему между векторами калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Второй, встречный к первому, - от щелочных кварцевых сиенитов к нордмаркитам и затем вновь к умеренно-щелочным гранитам - знаменует тренд фракционирования, промежуточный между калиевым полевым шпатом, ортопироксеном и плагиоклазом.

В заключительных фазах (4-5) наблюдается последовательная направленность вектора от лейкогранитов к аляскитам, отвечающая фракционированию циркона. Ранее нами отмечалось также фракционирование радиогенных изотопов стронция, имеющее место при формировании гранитов и лейкогранитов Турочакского массива [2].

С указанными трендами фракционирования главных породообразующих минералов и циркона коррелируется поведение и ряда редких элементов (табл. 3). Наиболее значимо происходит возрастание индекса редкометальности (по Л.В. Таусону) в заключительных фазах массива (от 194 для нордмаркитов до 2359,7 для аляскитов), являющееся чутким показателем потенциальной рудоносности гранитоидов [7].

На диаграмме Li – F (рис. 3) положение трендов изменения составов пород в координатах литий-фтор различных батолитов выявляет прямую зависимость рудоносности от фтористости систем. Эти же соотношения для лейкогранитов и аляскитов Турочакского батолита близки к тренду для пород массивов Монголо-Охотской зоны, с которыми связано редкометальное оруденение.

Рудогенерирующий потенциал характеризуемых гранитоидов Турочакского батолита реализован в краевой юго-восточной апикальной части массива, имеющего наименьший эрозионный срез. Здесь локализовано Калгазанское рудное поле, где наряду с грейзеновым развито и жильное кварц-вольфрамитовое оруденение. Севернее Калгазанского рудного поля локализуется участок Костенькин Лог, где также развито кварцево-грейзеновое оруденение. Двуслюдяные умеренно-щелочные лейкограниты и аляскиты этого участка и Калгазанского рудного поля образуют валлообразные выступы и характеризуются самыми высокими показателями фугитивностей кислорода и максимальными значениями отношений фугитивностей HF к HCl из всех гранитоидов Турочакского батолита [2]. Кроме того, лейкограниты и аляскиты заключительных фаз относятся к пералюминиевым гранитоидам с ASI ($Al_2O_3 / (CaO + N_2O + K_2O)$), превышающими критическое значение ASI (1,0) для отнесения к пералюминиевому типу и составляющими 1,19 и 1,08, соответственно.

Несколько меньшие масштабы грейзенизации лейкогранитов проявлены на северо-западной оконечности Турочакского массива на Балыксинском участке в районе г. Синюха. Лейкограниты этого участка попадают в поле А-типа олово-вольфрамовых рудоносных гранитов. Гранитоиды Балыксы характеризуются признаками Li-F гранитов: они имеют весьма низкие температуры кристаллизации ($550^\circ C$) и очень высокие фугитивности HF и максимальные кислотности пород. На участке развита грейзеновая касситеритовая минерализация.

В юго-восточном контакте гранитоидов Турочакского массива проявлены скарны с магнетитом и золотом. Концентрации последнего в скарнах составляют десятки г/т, редко первые граммы на тонну.

Геодинамическая обстановка формирования анорогенного Турочакского плутона по комплексу признаков интерпретируется нами постколлизией с участием трансмагматических мантийных флюидов.

Обсуждение результатов и выводы. Лейкограниты заключительных фаз гранитоидных серий всегда вызывали неоднозначные толкования принадлежности их генетическим типам гранитов и геодинамическим обстановкам формирования. Не составили исключения в этом отношении и гранитоиды Турочакского батолита.

Ю.А. Туркин по соотношениям Rb – Sr, Sr – CaO, Rb – K_2O все составляющие комплекса относит к производным толеитовой континентальной и островодужной магм с трендом гранитоидов корового происхождения, приближенному к среднему составу S-гранита по Пирсу. Следует указать, что для такой интерпретации гранитоидов использовались элементы, весьма подвижные при наложенных процессах, искажающие действительную картину, и не использовались особенности минерального состава гранитов и другие признаки. Такого же мнения придерживается К.Л. Новоселов [5], рассматривающий турочакские граниты и лейкограниты как палингенные гранитоиды щелочно-го ряда (по Л.В. Таусону) и синколлизийные граниты S-типа. Позднее Ю.А. Туркиным [8] высказано мнение, что гранитоиды Турочакского плутона по содержаниям Nb, Ta, Y, Zr, Ga, отношениям Rb/Sr, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и при высокой кремнекислотности в ряде случаев близки гранитоидам толеитового ряда (M-типа), а по составу биотитов ($f=45-57$, $l=19-23$) идентифицируются с орогенными гранитоидами андезитового ряда (I-типа). В последнем случае использовались критерии, которые не являются типоморфными для выделения стандартных типов гранитов: M-, I-, A-, S-типов и определения их геодинамической обстановки формирования [6, 12].

Изложенные данные по фазовым взаимоотношениям, составу пород, их химизму однозначно указывают на принадлежность всей гаммы гранитоидов Турочакского батолита к анорогенному А-типу. Известно [6, 12], что S-типу гранитов свойственны: 1) кордантные и конкордантные условия залегания среди супракрустальных метаморфических пород; 2) наличие реститов осадочных и метаосадочных пород; 3) присутствие индексов-минералов высокоглинозёмистого субстрата, из которого происходило анатектическое выплавление гранитов (альмандинового граната, кордиерита, силлиманита и др.); 4) мигматитовое сопровождение в экзоконтактах; 5) относительная незавершенность серии (бедность кислыми гранитами и лейкогранитами и, как следствие, слабая рудоносность).

Турочакским гранитоидам свойственно: 1) дискордантное залегание; 2) отсутствие реститов метаосадочных пород и высокоглинозёмистых минералов (альмандинового граната и др.); 3) отсутствие мигматитов во вмещающей

раме; 4) наличие щелочных амфиболов и пироксенов в щелочных кварцевых сиенитах, нордмаркитах, характерных для щелочных гиперсольвусных гранитов А-типа; 5) завершенность серии и обилие лейкогранитов, аляскистов, сопровождающихся вольфрамовым и оловянным оруденением.

По данным [8], А-типы гранитов Турочакского плутона представляют собой производные орогенно-коллизивной магмы, сформированные в тыловой части активной континентальной окраины андийского типа и в обстановке внутриконтинентальной коллизии и не могут рассматриваться в качестве индикатора рифтогенно-континентального геодинамического режима.

По геодинамическому режиму формирования гранитоидов А-типа имеются следующие современные представления. Анорогенные граниты А-типа формируются в 3 геодинамических режимах: 1 - в обстановках мантийных горячих точек и мантийных плюмажей с генерацией субсольвусных двуполевошпатовых гранитов A_1 - типа; 2 - в постколлизивных условиях с образованием серии гиперсольвусных моношпатовых гранитоидов с щелочными амфиболами и пироксенами – A_2 тип; 3 - в обстановках внутриконтинентального рифтогенеза, спровоцированного суперплюмом, генерируются граниты рапакиви в составе сложных рапакиви-гранитовых и рапакиви-анортозитовых комплексов (по [1, 3, 6, 14, 17, 18]). Материалы данной статьи подтверждают принадлежность гранитоидов Турочакского плутона к A_2 –типу, несущему редкометальное оруденение грейзенового и других типов. Кристаллизация первых фаз турочакских гранитоидов, относящихся к гиперсольвусному типу, связана с низкими содержаниями, парциальными давлениями и активностями воды, углекислоты, HF. Появление в заключительных фазах Турочакского батолита двуполевошпатовых субсольвусных гранитов обязано высоким содержаниям и фугитивностям воды и HF. В связи с вышесказанным следует указать на важную роль и учёт во всех построениях параметров флюидного режима и участия летучих компонентов, определяющих, в конечном счёте, эволюцию магматических очагов и их потенциальную рудоносность.

По поводу генезиса гранитоидов А-типа существуют многочисленные точки зрения, представленные на двух международных симпозиумах, посвящённых проблемам анорогенных гранитов: Хатчиновском (Австралия, 1992) и Монреальском (Канада, 1992). На обоих симпозиумах констатирована важность изучения А–типов гранитов и предложено несколько моделей петрогенезиса (частичное плавление, фракционная кристаллизация, возникновение несмешивающихся жидкостей) и источников магм (кислые гранулиты, амфиболиты, гранодиориты, тоналиты [11]). Для гранитоидов Турочакского батолита предполагается механизм частичного плавления и последующего фракционирования кислого субстрата в основании литосферы под воздействием тепла и флюидов мантийного происхождения.

Литература

1. Гусев А.И. Геодинамика и металлогения мезозойского этапа Горного Алтая. Сб.: «Проблемы геодинамики и минерализации Южной Сибири», Томск, 2000, с. 53-61.
2. Гусев А.И., Первухин О.В. Петрология и рудоносность гранитоидов Турочакского массива (северо-восток Горного Алтая). // Материалы Международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства», Томск, 2001, с.39-41.
3. Гусев Н.И., Гусев А.И. Петрология и рудоносность анорогенных гранитоидов юга Сибири и Монголии //Петрография XXI века. Международное (X Всероссийское) петрографическое совещание, Апатиты, 2005, т. 3, с. 92-94.
4. Гребенщикова В.И., Коваль П.В., Кузнецова Л.Г. Модели формирования лейкогранитов заключительных фаз гранитоидных ассоциаций // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Новосибирск, 2001, с. 222-224.
5. Новосёлов К.Л. Акцессорные самородные металлы в гранитоидах Турочакского плутона // Проблемы геологии и освоения недр. Томск, ТПУ, 1999, с. 78-79.
6. Сляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. М., «Интермет инжиниринг», 2001, 288 с.
7. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск, «Наука», 1987, 202 с.
8. Туркин Ю.А. Геодинамическая позиция и происхождение гранитоидов А-типа (на примере гранитоидных комплексов Горного Алтая) // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, гидрогеология, геоэкология, минеральные и водные ресурсы, 2005, №1, с.55-63
9. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 2000, 187 с.
10. Anders E., Greevesse N. Abundences of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989, v.53, pp. 197-214.
11. A- type granites and rhyolites: is “A” for Ambiguous ? // EOS, 1992, v.73, №47, p.508.
12. Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting // Geol. Journ., 1990. V. 25. P. 227-238.
13. Bradshaw T.K. The adaptation of Pearce clement ratio diagrams to complex high silica systems // Contrib. Mineral. Petrol., 1992, v. 109, p. 450-458.
14. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V.20, pp. 641-644.

15. Leake B.E. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles // *Amer. Miner.* 1965. V.50. P. 843-851.
16. Nottana A., Edgar A.D. The significance of amphibole composition in the genesis of eclogites // *Lithos.* 1970. V.3. №3. P. 37-39.
17. Nurmi P.A., Haapala I. The Proterozoic granitoids of Finland: granite types metallogeny and relation to crustal evolution // *Bull. Soc. Finl.* 1986, №58, pt. 1, p. 203-233.
18. Rogers I.I.W., Greenberg J.E. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: Distribution by major-element and trace-element chemistry and possible origins // *Journ. Geol.* 1990, v.98, p. 291-310.
19. Rudnev S.N., Kruk N.N., Gusev A.I., Shokalsky S.P., Kotov A.B., Salnikova E.B., Levchenkov O.A. Middle Paleozoic granitoid magmatism in Gornaya Shoria and Eastern Altai, Russia (U–Pb age data and geochemical distinctive features) // *Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia.* Novosibirsk. 2001. p.p. 90-91.