

ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КЫЗЫЛТАШСКОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев, А.В. Лавинишникова

Алтайская государственная академия образования, г. Бийск

ВВЕДЕНИЕ

Ранее кызылташский комплекс рассматривался в ранге единого магматического комплекса, но в результате проведения работ по ГДП-200 на севере Горного Алтая указывалось на его полиформационность, что, по мнению Ю.А. Туркина, может служить основанием для выделения двух субкомплексов: габброидного и диорит-гранит-лейкогранитового (Туркин и др., 2001; Туркин, Федак, 2008). По мнению авторов, разделение единого комплекса на два субкомплекса неправомерно. Следует указать, что данные образования, помимо северной части Горного Алтая, пользуются нешироким распространением и на юго-востоке территории Алтайского края.

Актуальность проведенных исследований определяется разноречивыми мнениями об объеме комплекса и генерации породных типов, что очень важно для определения его рудоносности.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД КОМПЛЕКСА

Породы кызылташского комплекса встречаются в нескольких массивах: Кызылташском, Чистинском, Лягонском, Цыганском, Кележе-Еличек и других. Положение массивов кызылташского комплекса на северо-востоке Горного Алтая показано на рис. 1.

Кызылташский петротипический массив занимает площадь около 100 кв.км и имеет вытянутую в субширотном направлении сложную форму с субмеридиональными выступами, осложненную взбросо-сдвиговой тектоникой. В магнитном поле к центральной части массива приурочена положительная аномалия, а в гравитационном поле массиву соответствуют слабоповышенные значения, что может свидетельствовать о скоплениях на глубине габброидных масс. К крайней западной части Кызылташского массива, в районе его фазово-фациального перехода к субвулканитам саганского комплекса, приурочен локальный гравитационный минимум, свидетельствующий о наличии здесь корневой зоны Буланакского вулканоплутонического массива, сложенной породами кислого состава. Своей северной частью данный массив прорывает гранитоиды Турочакского плутона, а на юге и востоке – отложения венд-раннепалеозойского структурного этажа, образуя узкие ореолы контактового воздействия с окварцеванием, эпидотизацией и амфиболизацией метабазитов, мраморизацией и скарнированием известняков и ороговикованием терригенных пород.

Кызылташский массив представлен гранит-порфирами и гранофир-порфирированными микрогранитами повышенной щелочности. В целом внутреннее строение массива характеризуется неоднородностью и концентрацией более меланократовых разностей гранитоидов в центральной и южной частях массива. Наибольшие объемы выполнены лейкогранитами субщелочного и, реже, нормального ряда, часто порфирирового и порфирировидного облика, занимающими значительные площади на востоке и на севере данного интрузивного тела, где присутствуют редкие мелкие неправильной формы тела и ксенолиты амфиболизированных габброидов первой фазы. Гранит-порфиры и мелкозернистые аплитовидные разности приурочены в основном к периферии массива и слагают его западную окраину. Типичной структурно-петрографической разностью гранитоидов Кызылташского массива являются биотитовые гранофировые и гранофир-порфирированные лейкократовые и аляскито-

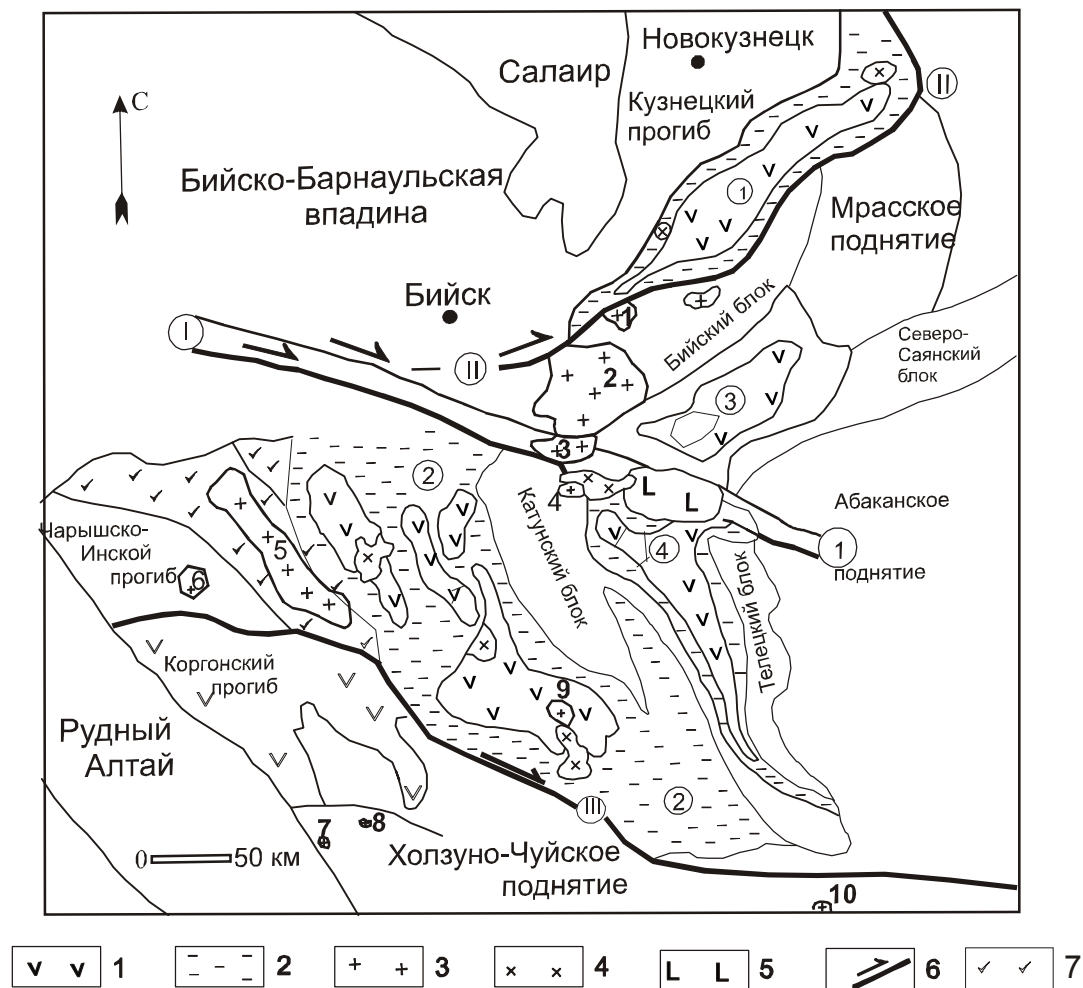


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема западной части Алтае-Саянской складчатой области на этап $O_1 - P_1$ с размещением анорогенных гранитоидов (составлена А.И. Гусевым с использованием материалов С.П. Шокальского, Г.А. Бабина, Н.А. Берзина, М.М. Буслова и др.).

1 - вулканогенные образования нижнего-среднего девона (базальты, трахибазальты, андезиты, риолиты и их туфы); 2 - туфогенн-терригенные образования ордовика-нижнего девона (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты); 3 - граниты, умеренно-щелочные граниты, кварцевые сиениты среднего девона; 4 - габбро, диориты, тоналиты, граниты нижнего силура - нижнего девона; 5 - габбро, плагиограниты среднего кембрия; 6 - трансформный разлом; 7 - кремнисто-метабазальтовые океанические образования (C_3-O). Массивы анорогенных гранитоидов девона: 1 - Кистальский, 2 - Турочакский, 3 - Кызылташский, 4 - Цыганский, 5 - Боровлянский, 6 - Майорский, 7 - Ночной, 8 - Абайский, 9 - Шибеликский, 10 - Юстыдский. Прогибы: 1 - Тельбесский, 2 - Ануйско-Чуйский, 3 - Лебедской, 4 - Уйменский. Трансформные разломы: I - Бийский, II - Тельбесский (ответвление Бийского), III - Чарышско-Теректинский.

вые граниты с примерно равными количествами калишпата различной, часто низкой степени упорядоченности, и кислого плагиоклаза (альбита и альбит-олигоклаза), пользующегося резко преобладающим развитием в фенокристаллах таблитчатой формы, и с существенно кварц-калишпатовой гранофировой основной массой. В приконтактовых зонах массива порфиоровидные и порфировые гранитоиды нередко фациально сменяются сферолитовыми и брекчиевидными риолитоидами субвулканического облика, что наряду с другими геолого-петрографическими данными свидетельствует о его тесной комагматической связи с породами саганского комплекса и малой глубине становления.

Чистинский массив площадью около 50 км² занимает западную часть Ужлепской грабен-синклинали, прорывая как венд-нижнекембрийские отложения эдиганской и сийской

свит, так и среднедевонские вулканогенные образования саганского комплекса, обнаруживая с последними фазово-фациальные переходы через мелкозернистые, аплитовидные и порфиоровые разности. Форма массива определяется наличием субизометричной центральной части, сложенной в основном среднезернистыми, хорошо раскристаллизованными разностями гранитоидов повышенной щёлочности, а также северного и южного ответвлений гранит-порфиорового состава, внедрённых по сбросовым тектоническим нарушениям Колташской зоны разломов. В восточной части массива присутствует неправильной формы тело кварцевых монцодиоритов второй фазы. В магнитном поле массив не выражен, а в гравитационном поле приурочен к восточной части обширного минимума, что может свидетельствовать о перекрытии значительной части данной интрузии надвинутыми блоками пород эсконгинской свиты. Эрозионный срез данного массива определяется как весьма глубокий, близкий его корневым частям.

Лягоньский массив занимает площадь около 9 км² и секущее положение по отношению к субширотному ответвлению Турочакского плутона, отчленя от последнего Ивановский массив, и имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму трещинного тела, наращивая к югу субвулканическую постройку саганского комплекса. Характерен присутствием в нём большого количества ксенолитов мраморов и мраморизованных известняков эсконгинской свиты, а также гранитоидов Турочакского плутона, тяготеющих к краевым частям данного массива. В южной части Лягоньский массив сложен гранит-порфирами, к северу - фациально сменяющимися порфиоровыми риолитоидами с визуальной фиксируемой вкрапленностью флюорита.

Цыганский массив образует интрузив, вытянутый в субширотном направлении. Площадь интрузии более 20 кв. км. Цыганские гранитоиды своими северным и северо-восточным контактами прорывают кварцевые диориты и гранодиориты Синюхинского массива. На юге они интрузируют терригенно-вулканогенные и туфогенные образования нижнего палеозоя. Сам массив г. Цыган сложен двумя фазами однотипных гранитоидов, различающихся лишь зернистостью и микроструктурными особенностями. В первую фазу сформировались крупнозернистые, преимущественно равномернозернистые, граниты. Во второй фазе отмечаются лейкограниты умеренно-щелочные.

Кызылташский комплекс представлен породами шести фаз внедрения.

Габбро, габбродолериты и долериты первой фазы внедрения слагают мелкие штоки и дайки внутри Турочакского плутона, а также, в виде крупных ксенолитов, присутствуют в северной части Кызылташского массива, где представлены интенсивно амфиболизированными породами апогабброофитовой и аподолеритовой структуры с реликтами клинопироксена и зонального плагиоклаза. Они состоят из сосюритизированного лабрадора (38–50 %), частично замещенного актинолитом, клинопироксена, определяемого авгитом (12–16 %), обыкновенной роговой обманки (25–35 %), биотита (до 10 %) и магнетита (до 5 %). В небольших количествах присутствует титаномagnetит (титаноморфит), в единичных зёрнах – сфен, апатит. На диаграмме TAS (рис. 2) фигуративные точки амфиболизированных и менее изменённых кызылташских габброидов располагаются в поле составов пород умеренной щёлочности, а на диаграмме AFM фиксируется их принадлежность к известково-щелочной серии с трендом базальтов островных дуг энсиалического типа. На дискриминационных диаграммах $Al_2O_3/TiO_2 - P_2O_5$, $FeO^* - MgO - Al_2O_3$, $Sr/Ba - K, V - Ti$ данные породы идентифицируются в основном с рифтогенными базальтами при незначительных вариациях содержаний Rb (27–28 г/т) и Sr (427–425 г/т), что подтверждает их принадлежность к образованиям мантийной природы.

Ко второй фазе внедрения относятся монцодиориты, диориты, кварцевые диориты. В весьма незначительном количестве в составе данного комплекса присутствуют кварцевые монцодиориты, на территории региона закартированные на водоразделе рек Кашкара и

1. Составы минералов породных типов кызылташского комплекса

Компоненты	К-23	К-34	К-41	К-55	К-57	К-59
SiO ₂	51,2	46,58	46,38	36,88	36,87	36,03
TiO ₂	0,73	1,10	1,72	4,38	4,41	4,44
Al ₂ O ₃	2,32	5,40	7,21	12,26	12,10	12,31
Fe ₂ O ₃	1,4	7,10	4,31	7,40	7,35	7,50
FeO	7,41	11,12	11,82	11,90	12,04	12,44
MnO	0,30	0,80	0,28	1,21	1,11	1,31
MgO	16,52	12,90	12,84	11,08	11,21	10,65
CaO	19,73	11,4	10,76	0,04	0,05	0,06
Na ₂ O	0,47	1,71	1,30	0,56	0,60	0,64
K ₂ O	0,02	0,63	0,68	8,63	8,74	8,71
F	-	1,02	0,20	2,17	2,38	2,14
Cl	-	0,05	0,03	0,11	0,08	0,12
f, %				49,3	49,5	51,4
l, %				17,2	17,1	17,4

Примечание. К-23 – клинопироксен из габбро, К-34 - амфибол из гранодиорита, К-41 - амфибол из кварцевого монцодиорита; К-55, К-57, К-59 - биотиты из гранитов и лейкогранитов; f – железистость, l - глинозёмистость.

Большая Речка в краевой части Чистинского массива в виде тела площадью 1,5 кв. км с неравномерным шпирово-такситовым распределением темноцветных минералов, практически нацело замещённых вторичными хлоритом и актинолитом, и со скоплениями крупнокристаллического эпидота. Фазовых взаимоотношений данных пород с вмещающими гранитоидами не зафиксировано. Порода состоит из таблитчатых и длиннопризматических кристаллов альбита (60-70 %), развитого по основному плагиоклазу и часто насыщенного зёрнами и землистыми скоплениями эпидота. В виде оторочки вокруг них развит калиевый полевой шпат (20-30 %), а в межзерновом пространстве – кварц (5-10 %). Иногда присутствует биотит (1-3 %), а в альбите фиксируется апозональное строение. В целом породы имеют призматическизернистую и бостонитовую структуру, переходящую в аподолеритовую структуру отдельных участков. По мнению Ю.А. Туркина, они представляют собой кварц-альбитовые метасоматиты (актинолитовые и биотитовые альбитолиты, по Е.В. Плющеву, или вторичные сиениты, по Ю.В. Казицину), образованные в результате автосоматической перекристаллизации крупного ксенолита габброидов кызылташского комплекса. Данные породы характеризуются высоким уровнем щёлочности с резким преобладанием натрия над калием и высокой степенью окисленности железа.

Монцодиориты и кварцевые монцодиориты - розовато-серые, средне– крупнозернистые, массивные. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, монцонитовой. Отмечаются порфирировидные разности. Размер зерен слагающих минералов от 0,8 до 2,5 мм. Минеральный состав кварцевых монцонитов: калиевый полевой шпат - 27-35 %, плагиоклаз - 45-60 %, роговая обманка - 0-15 %, кварц - 10 %. Роговая обманка по составу отвечает переходной разности между эденитом и обыкновенной роговой обманкой. Акцессорные минералы - апатит, сфен, магнетит и, редко, циркон. Калиевый полевой шпат пелитизирован, наблюдается слабо выраженная пятнистая микропертитовая структура. Минеральный состав более меланократовых монцодиоритов: калиевый полевой шпат - 20-30 %, плагиоклаз - 37-42 %, биотит - до 10 %, роговая обманка - до 20-30 %, в единичных шлифах моноклинный пироксен (до 20 %), по составу отвечающий диопсиду. Акцессорные минералы (сфен, лейкоксен, титаномагнетит, циркон, апатит, рудный) - 1 %. Для кварцевых монцодиоритов характерны самые высокие концентрации суммы РЗЭ (203 г/т) из всех пород-

2. Представительные анализы породных типов кызылташского комплекса
(оксиды в мас.%, элементы – в г\т)

№ проб	К-23	К-34	К-45	К-52	К-65	Ш-850	8-742	8-749	8-741
SiO ₂	47,36	49,80	62,22	63,46	66,39	72,04	73,11	74,14	76,21
TiO ₂	1,63	1,73	1,02	0,97	0,58	0,28	0,33	0,29	0,22
Al ₂ O ₃	16,10	15,27	15,25	14,88	15,42	14,18	13,59	13,22	12,76
Fe ₂ O ₃	12,32	11,53	5,20	6,42	4,76	2,53	2,99	2,11	1,69
MnO	0,18	0,05	0,02	0,13	0,13	0,10	0,13	0,10	0,09
MgO	6,29	5,63	1,49	1,91	1,26	0,42	0,31	0,31	0,10
CaO	5,87	8,14	5,12	2,04	1,51	0,43	0,35	0,39	0,19
Na ₂ O	4,66	3,57	6,12	4,56	4,18	5,04	4,41	4,83	3,49
K ₂ O	1,96	1,59	3,07	2,87	2,44	4,27	4,09	4,25	4,36
H ₂ O	0,21	0,23	0,87	0,56	0,59	0,53	0,68	0,56	0,80
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,28	0,32	0,34	0,04	0,07	0,05	0,03
Сумма	98,76	99,77	99,87	99,84	99,96	99,86	100,06	100,24	99,94
Cs	2,1	2,2	3,0	2,9	2,7	1,42	0,8	1,1	0,9
Rb	27	28	142	95	152	131	147	171	174
Sr	425	427	126	158	128	43,0	73	70	33
Y	17,5	19,4	24,8	21,3	25,2	32,0	16,9	32,6	17,7
Zr	51	51,2	53	77	53	132	110,0	116,8	88,1
Nb	12,6	13,1	10,4	7,8	11,1	14,3	14,2	15,1	14,6
Ba	325	331	255	306	260	690	853	700	607
La	17,6	18,2	25,2	47,1	26,1	30,9	29,1	28,0	15,6
Ce	37,6	38,8	39,3	55,4	40,5	64,5	48,2	73,6	34,3
Pr	4,3	4,6	5,6	6,3	5,5	8,09	6,32	7,05	3,66
Nd	18,5	19,4	22,2	41,5	22,0	31,3	22,6	26,7	14,0
Sm	3,7	3,9	4,5	11,2	4,3	6,16	3,64	5,00	2,56
Eu	1,3	1,2	1,02	2,9	1,04	1,05	0,64	0,76	0,35
Gd	3,6	3,8	5,1	7,5	5,1	5,76	3,00	4,56	2,23
Tb	0,6	0,62	0,81	1,1	0,8	1,03	0,54	0,85	0,45
Dy	3,1	3,13	3,41	3,6	3,4	5,82	2,72	4,92	3,17
Ho	0,61	0,63	0,8	0,75	0,73	1,30	0,65	1,15	0,73
Er	1,9	1,91	2,12	1,9	2,1	3,80	1,95	3,63	2,31
Tm	0,28	0,3	0,36	0,31	0,36	0,65	0,36	0,66	0,38
Yb	1,7	1,8	2,22	1,86	2,2	3,77	2,44	4,46	2,60
Lu	0,28	0,3	0,35	0,28	0,35	0,58	0,39	0,66	0,42
Hf	1,4	1,42	3,5	8,9	3,2	4,57	4,38	4,46	3,32
Ta	1,2	1,21	1,5	1,1	1,4	0,99	1,11	1,07	0,95
Th	7,2	7,0	8,6	8,0	9,1	8,96	6,36	14,9	6,40
U	3,1	3,3	3,7	2,6	3,5	1,45	0,53	2,06	0,65
U/Th	0,43	0,47	0,43	0,32	0,04	0,16	0,08	0,14	0,10
La/Yb _N	7,7	7,6	7,5	20,0	7,8	5,5	8,1	4,2	4,1
Eu/Eu*	0,13	0,13	0,05	1,0	0,05	0,5	0,6	0,5	0,4
сумма РЗЭ	112,6	118,0	137,8	203,0	115,74	164,71	122,63	161,99	82,77

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ОИГГиГ СО РАН (г. Новосибирск). К-23, К-34 – габбро; К-45- кварцевый сиенит; К-52 – кварцевый монцодиорит; К-65 – гранодиорит; Ш-850 – гранит; 8-742, 8-749, 8-741 – лейкограниты.

ных типов кызылташского комплекса, и максимальные отношения лёгких лантаноидов к тяжёлым ($La/Yb_N = 21,0$), что свидетельствует о значительной фракционированной модели их формирования и о принадлежности к шошонитовой серии.

Гранодиориты относятся к третьей фазе и отличаются от диоритов и монцодиоритов

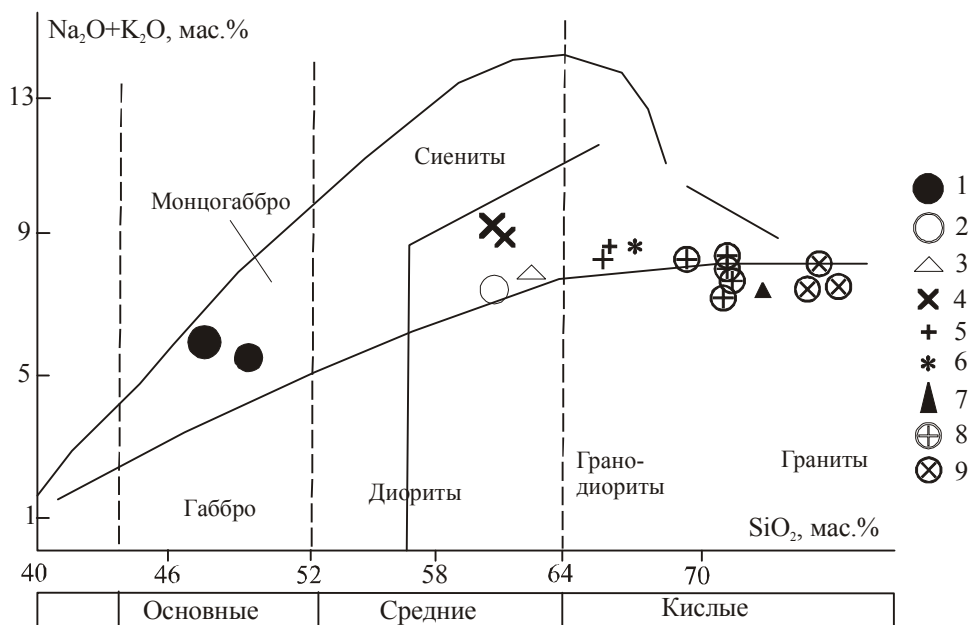


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма диагностики горных пород в координатах SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород кызылташского комплекса.

1 - габбро и монцогаббро, 2 - монцодиориты, 3 - кварцевые монцодиориты, 4 - кварцевые сиениты, 5 - гранодиориты, 6 - граносиениты, 7 - плагиограниты, 8 - граниты, умеренно-щелочные граниты, 9 - лейкограниты, умеренно-щелочные лейкограниты.

более высоким содержанием кварца и более низкими – амфибола, сфена, титаномагнетита, что также выражено в повышенной их щёлочности ($\text{Na}_2\text{O} = 4,55\%$, $\text{K}_2\text{O} = 2,42\%$ при $\text{SiO}_2 = 66,4\%$) при более низких содержаниях MgO ($1,25\%$) и CaO ($1,47\%$).

Последующие фазы кызылташского комплекса представлены граносиенитами, субщелочными гранитами, субщелочными лейкогранитами и лейкогранитами нормального ряда как средне-мелкозернистой, так и порфировой (гранит-порфиры) структуры, находящимися в фациальных взаимоотношениях и частой перемежаемости на фоне общей структурной и вещественной неоднородности гранитоидных массивов. При этом обычны небольшие колебания и равенство содержаний натрия и калия, что выражено развитием в породах примерно равных количеств кислого плагиоклаза и калишпата различной степени упорядоченности. Фиксируется незначительное преобладание натрия над калием в граносиенитах, субщелочных гранитах, и обратные их соотношения - в лейкократовых разностях умеренно-щелочной серии. В то же время типичной особенностью кызылташских гранитоидов является доминирующее развитие в порфировидных и порфировых фенокристаллах, на фоне гранофировой, реже гипидиоморфнозернистой и аплитовидной основной массы, кислого плагиоклаза таблитчатой и длиннопризматической формы. Калиевый полевой шпат в крупных зёрнах фиксируется очень редко, часто развит в виде каёмки и пятен в альбите, ксеноморфных и неправильных зёрен со структурами коррозии и замещения плагиоклаза. Но наиболее обычной формой его проявления являются совместные с кварцем гранофировые и пегматоидные сростания. Темноцветный минерал представлен небольшим количеством, отдельными чешуйками резко плеохроирующего биотита (классифицирующегося сидероплезитом с глинозёмистостью от 25,2 до 35,9 и железистостью от 59,5 до 69,8) и, в отдельных случаях, в граносиенитах и гранитах – единичными зёрнами и гранулированными скоплениями амфибола.

Граносиениты выделяются в четвёртую фазу и состоят из (%): интенсивно альбитизированного, нередко апозонального плагиоклаза (40-60), калиевого полевого шпата - орток-

лаза (20-30), обычно образующего каймы вокруг более крупных кристаллов плагиоклаза и кварца (15-20), присутствующего в неправильных зёрнах и идиоморфного по отношению к полевым шпатам. В качестве тёмноцветного минерала фиксируется столбчатый клинопироксен салитового ряда (2-3), иногда зерна амфибола и листочки биотита. Характерно высокое содержание сфена (до 2 %) в виде крупных зёрен и скоплений. Структура породы порфиридная, участками монзонитовая. Это низко титанистые породы, умеренно глинозёмистые, с более высокой агпаитностью (0,89), чем в предыдущих разностях пород.

Граниты пятой фазы - биотитовые светло-серой окраски с розоватым оттенком, мелкокристаллические. Структура пород порфиридная, с гипидиоморфнозернистой основной тканью в сочетании с гранофино-сферолитовой и микрографической микроструктурами. Состав (%): плагиоклаз – 30, кварц – 30, КПШ- 30, биотит (плюс хлорит по биотиту) – 10. Аксессуары: магнетит, сфен, турмалин, редко – сульфиды. Интрателлурическая фаза представлена таблитчатым плагиоклазом размерами 0,4-1 мм. Диагностируется олигоклазом № 29, до андезина № 34. Встречаются зональные кристаллы по прямому типу. В основной ткани последовательность кристаллизации выстраивается в ряд: биотит – олигоклаз II (№ 15-16) – КПШ – кварц. Схема плеохроизма биотита от коричневого по Ng до светло-желтоватого по Nr. Сферолитовые образования и микропегматоидные сростания состоят из кварца и КПШ.

Лейкограниты шестой фазы умеренно-щелочные светло-розовой окраски, мелко-среднезернистые. Структура порфиридная, основной ткани – гипидиоморфнозернистая с элементами микрографической, реже – гранофино-сферолитовой. Плагиоклаз I фенокристов определён как олигоклаз № 27; плагиоклаз II основной ткани породы диагностируется олигоклазом № 12-13. Последовательность кристаллизации: олигоклаз I (№ 27) – биотит - олигоклаз II (№ 12-13) – кварц – КПШ. Цвет биотита и схема его плеохроизма такая же, как в биотитовых гранитах. Спектр аксессуариев: магнетит, сфен, турмалин, апатит. Для лейкогранитов характерно минимальное содержание суммы редкоземельных элементов (82,77 г/т).

Жильная фаза кызылташского комплекса проявлена весьма широко и представлена породами различного состава тех же петрогеохимических типов, что и интрузивные породы: габбродолеритами, долеритами, диорит-порфиридами, гранит-порфирами и риолитоидами. Они обильно насыщают западную часть Турочакского массива, протягиваясь широкой субмеридиональной полосой от южной контакта массива до Ушпинской зоны разломов, а также слагают ареал в приустьевой части р. Балыксы. На сопряженных территориях распространены дайки сложного состава. Для дайковых долеритов и габбродолеритов характерны свежий облик клинопироксена, серицитизация плагиоклаза и пойкилоофитовые, долеритовые, реже порфиридные, структуры. Для их химического состава свойственны значительные колебания петрогенных элементов. От габброидов кызылташского комплекса отличаются в среднем более низким содержанием кремнезёма и большей калиевокостью при той же общей щёлочности. Диорит-порфириды часто автометасоматически изменены и характеризуются ещё большей калиевокостью при том же уровне титанистости. Для дайковых пород кислого состава в целом типичны широкие вариации состава и структурно-текстурных особенностей от гранофинов до скрытокристаллических, афанитовых флюидальных и сферолитовых риолитоидов, среди которых развиты как субщелочные разности, так и плагиориолиты с низким уровнем щёлочности ($\text{Na}_2\text{O} = 4,32 \%$, $\text{K}_2\text{O} = 1,38 \%$ при $\text{SiO}_2 = 77,41 \%$). В породах жильной фазы и в связи с ними нередко проявлены интенсивные процессы кислотного и кремне-щелочного метасоматоза с образованием березитов и альбититов с содержанием Na_2O до 8 %, а также микроклиновых калишпатитов с содержанием K_2O до 8,4%.

По данным А.И. Гусева и др. (2000), для кызылташского комплекса характерны высокая окисленность магмы ($K_{\text{восст}} = 0,16-0,17$) и весьма высокие значения фугитивности кислого рода (-7,6-7,8), при этом кристаллизация гранитоидов проходила в окислительных услови-

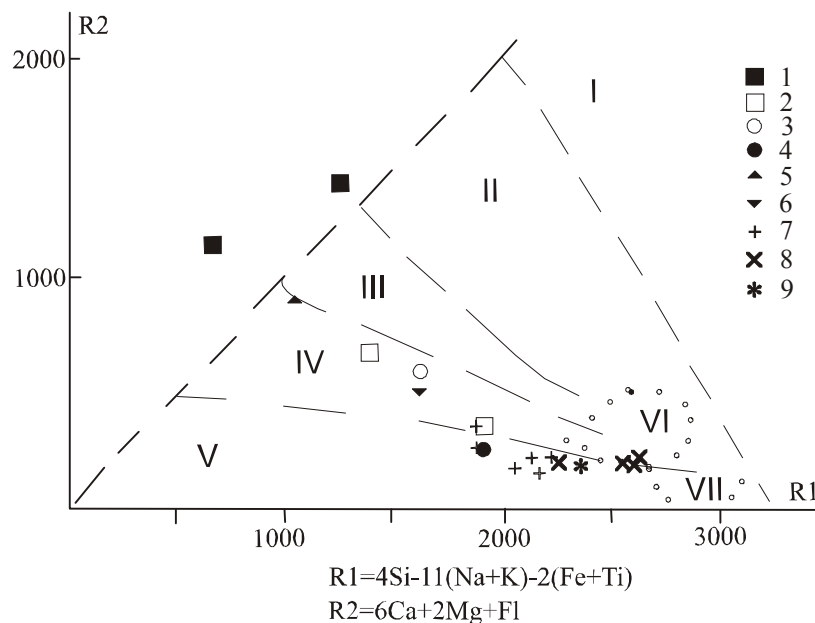
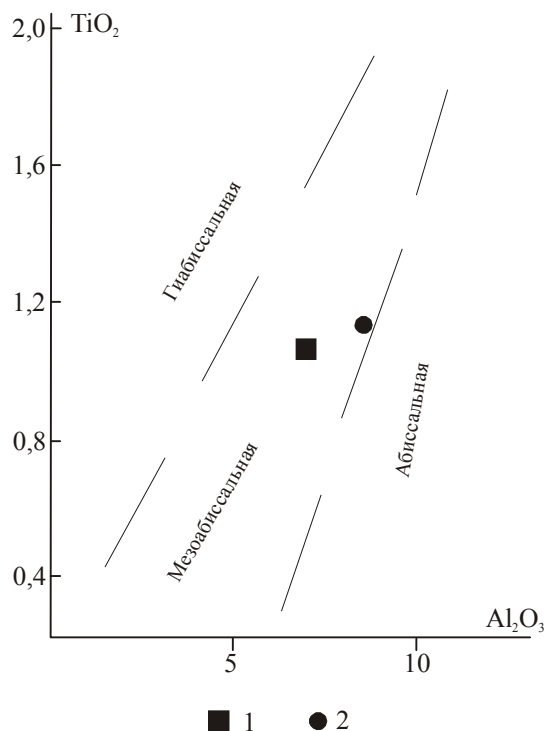


Рис. 3. Диаграмма R1 – R2 для кызылташского комплекса.

Поля на диаграмме - по (Batchelor, Bowden, 1985): I - мантийные плагиограниты, II–VII – гранитоиды островодужные (II), постколлизионных поднятий (III), позднеорогенные (IV), анорогенные (V), синколлизионные (VI), посторогенные (VII). Породные типы кызылташского комплекса: 1 - габбро, 2 - кварцевые монцодиориты, 3 - диориты, кварцевые диориты, 4 - гранодиориты, 5 - кварцевые сиениты, 6 - граносиениты, 7 - граниты, 8 - лейкограниты, 9 - плагиограниты.

ях (выше магнетит-гематитового буфера), что характерно для анорогенных гранитоидов. По данным С.И. Федака, по содержаниям многих элементов, значениям отношений Rb/Sr (0,2-0,6, в единичных случаях до 1,8), Ba/Rb (5), K/Rb (250-300) и по основным петрохимическим показателям (агпаитности – 0,79; глинозёмистости – 0,99-1,18; железистости – 0,71-0,73), а также по ряду других геологических данных рассматриваемые породы проявляют



характеристики позднеорогенных и синколлизионных гранитоидов с уклоном к гранитам А-типа (повышенная фтороносность, низкая известковистость, высокая щёлочность и др.). Возможно, что их высокая щёлочность и окисленность могут быть обусловлены интенсивной проявленностью процессов кремне-щелочного метасоматоза. По геологическому положению и вещественному составу определяется принадлежность данной породной ассоциации проявлениям посторогенной габбро-гранитной формации (по Билибину), вместе с тем имеющим много общего с гранит-граносиенитовой субформацией. С поздними фазами кызылташского комплекса пространственно сопряжены про-

Рис. 4. Диаграмма $TiO_2 - Al_2O_3$ для роговых обманок кызылташского комплекса по определению фаций глубинности.

1 - гранодиорит, 2 - кварцевый монцодиорит.

3. Отношения химических элементов и значения тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ в лейкогранитах кызылташского комплекса

Отношения элементов и значения тетрадного эффекта	8-742	8-749	8-741	Хондриты
Y/Ho	26,0	28,3	24,2	29,0
Eu/Eu*	0,6	0,5	0,4	0,32
La/Lu	74,6	42,4	41,0	0,975
Zr/Hf	25,1	26,2	26,5	36,0
Sr/Eu	114,0	92,1	65,7	100,5
TE _{1,3}	0,955	1,11	1,05	-

Примечание. TE_{1,3} – тетрадный эффект, по (Irber, 1999). Eu* = (Sm_N+Gd_N)/2. Значения РЗЭ нормированы по хондриту (Anders, Greevesse, 1989).

явления флюорита и полиметаллов, шлиховые потоки шеелита и касситерита.

Возраст кызылташского комплекса определён как средне-позднедевонский на основании тесной комагматической связи с вулканогенными образованиями саганского вулканического комплекса. На это же указывает положение данной породной ассоциации в общем латеральном и формационном ряду активно-окраинно-континентальных магматических формаций, испытавших влияние плюма. В последние годы по гранитоидам петротипического Кызылташского массива получена изотопная датировка (340 млн. лет), свидетельствующая о еще более молодом (раннекарбонном) возрасте кызылташского комплекса.

Химический состав кызылташских гранитоидов позволяет подавляющее их большинство относить к породам кали-натровой умереннощелочной серии при подчинённом положении лейкогранитов нормального ряда (аляскитов), характеризующихся повышенной кремнекислотностью и содержанием кварца (40-45 %). На диаграмме TAS фигуративные точки данных пород при гомодромной последовательности располагаются широкой полосой, обнаруживая тренд дифференциации, направленный из области умереннощелочных пород (монцогаббро, монцодиоритов, сиенитов) в поле составов пород нормальной щёлочности, соответствующий тренду гранит-граносиенитовой формации. Граниты и лейкограниты отвечают умереннощелочным и известково-щелочным разностям.

На многокомпонентной диаграмме Батчелора и Боудена (рис. 3) гранитоиды более низкой кремнекислотности (диориты, граносиениты) совместно с кварцевыми монцодиоритами располагаются в поле составов позднеорогенных гранитов; гранодиориты, граниты, плагиограниты, субщелочные лейкограниты, вместе с тем, более

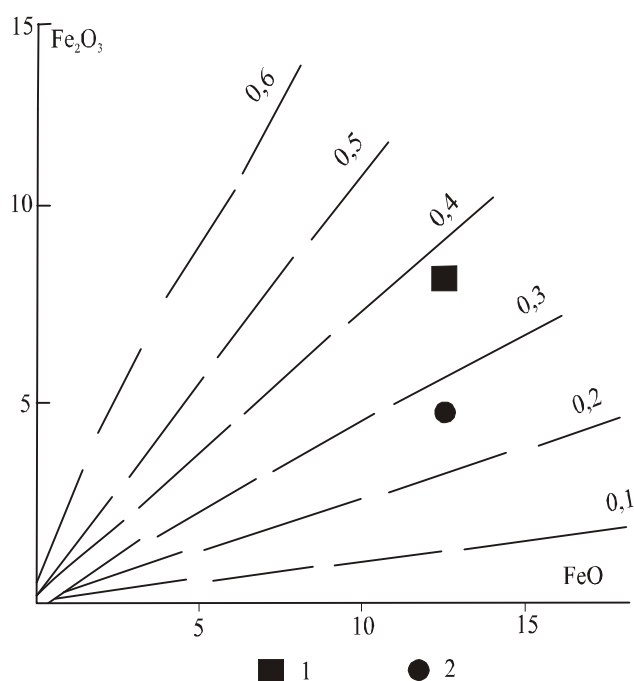


Рис. 5. Диаграмма Fe₂O₃ – FeO для роговых обманок кызылташского комплекса по определению окисленности расплава.

Условные обозначения см. на рис. 4.

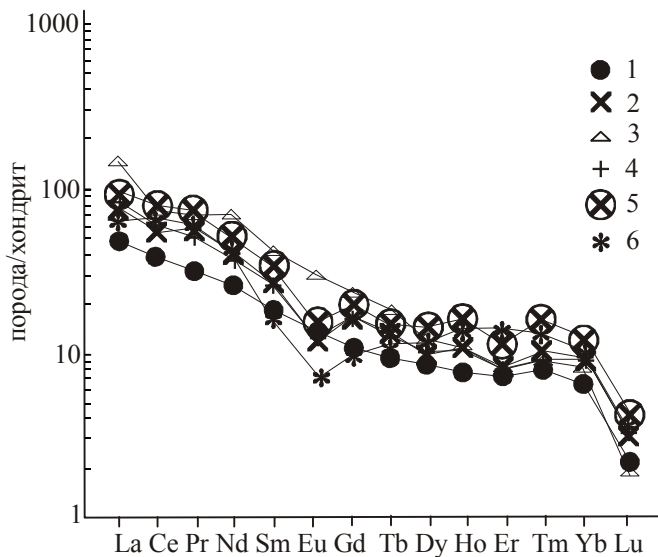


Рис. 6. Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породных типах кызылташского комплекса.

1 - габбро, 2 - кварцевый сиенит, 3 - кварцевый монцодиорит, 4 - гранодиорит, 5 - гранит, 6 - лейкогранит.

ллены компактно, асимметрично с постепенным правосторонним понижением кривых распределения, указывая на более деплетированный характер распределения тяжёлых РЗЭ в расплаве. Наиболее заметный негативный минимум по европию проявлен для лейкогранитов (рис. 6). Чаще всего такая европиевая аномалия связывается с поведением полевых

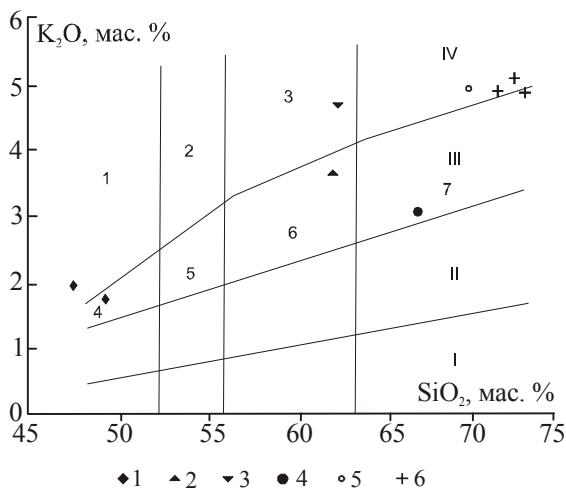


Рис. 7. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для пород кызылташского комплекса.

Поля пород: 1 - абсарокит, 2 - шошонит, 3 - банакит, 4 - высоко-К базальт, 5 - высоко-К андезибазальт, 6 - высоко-К андезит, 7 - высоко-К дацит (по Resserillo, Taylor, 1976). Серии пород: I - толеитовая, II - известково-щелочная, III – высоко-К известково-щелочная, IV - шошонитовая. Породы кызылташского комплекса: 1 - габбро, 2 - кварцевый сиенит, 3 - кварцевый монцодиорит, 4 - гранодиорит, 5 - гранит, 6 - лейкогранит.

соответствуют анорогенным обстановкам, а лейкограниты нормального ряда – максимально приближены к полю посторогенных гранитоидов и имеют содержания (в г/т): Zr (189), Nb (20), Y (30), Yb (3), Ga (13), Sr (268), Ba (450), Li (20), Zn (66), V (31). Тем самым гранитоиды кызылташского комплекса проявляют признаки анорогенных образований.

По составам роговой обманки гранодиориты и кварцевые монцодиориты кызылташского комплекса уверенно можно отнести к мезоабисальной фации глубинности (рис. 4). При этом степень окисленности железа в роговых обманках сравнительно невысокая (рис. 5). Окисленность расплава при кристаллизации кварцевого монцодиорита была несколько ниже, чем для гранодиорита.

На спайдер-диаграмме распределения РЗЭ все породные типы распределены компактно, асимметрично с постепенным правосторонним понижением кривых

распределения, указывая на более деплетированный характер распределения тяжёлых РЗЭ в расплаве. Наиболее заметный негативный минимум по европию проявлен для лейкогранитов (рис. 6). Чаще всего такая европиевая аномалия связывается с поведением полевых шпатов в процессе кристаллизационной дифференциации. Это объясняется тем, что европий в двухвалентном состоянии является совместимым элементом в плагиоклазе и калиевом полевом шпате, в то время как остальные РЗЭ, для которых валентность равна трём, являются несовместимыми. Если при образовании породы в результате процессов фракционной кристаллизации или частичного плавления плагиоклаз остаётся в источнике, то наблюдается отрицательная европиевая аномалия в расплаве (Склярков и др., 2001). Однако в связи с открытием тетрадного эффекта распределения РЗЭ в условиях повышенной фторонасыщенности в заключительных сильно фракционированных фазах, представленных лейкогранитами, негативная европиевая аномалия может объясняться и тетрадным эффектом фракционирования РЗЭ (Гусев А.И., Гусев А.А., 2011). Результаты проверки возможного проявления тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ в лейкогранитах кызылташского комплекса отражены в табл. 3. Анализ таблицы показывает, что величина тетрадного эф-

фекта в лейкогранитах повышена, а в некоторых из них (образец 8-749) его величина превышает уровень значимости (1,1), указывающий на проявленный тетрадный эффект М-типа. Таким образом, не исключено влияние указанного эффекта на появление негативной европиевой аномалии в лейкогранитах.

На диаграмме $K_2O - SiO_2$ (рис. 7) фигуративные точки породных типов локализируются в 2 полях: известково-щелочном и высококалийном шошонитовом (кварцевые монцодиориты, граниты, лейкограниты). Близкая картина наблюдается и на диаграмме $Ce/Yb - Ta/Yb$ (рис. 8), где почти все породные типы попадают в поле шошонитовой серии, за исключением некоторых анализов лейкоранитов.

На диаграмме $\epsilon Sr - \epsilon Nd$ гранитоиды кызылташского комплекса тяготеют к полю мантийного источника типа EM II (обогащённая мантия) (рис. 9).

На основе полученных данных можно заключить, что генерация породных типов кызылташского комплекса имела весьма сложную историю, связанную с высокой насыщенностью флюидами. Породы комплекса близки к шошонитовой серии, подтипу гранитоидов изотопно обогащённого шошонитового типа (SH), генерация которого связывается с плюмовой обстановкой и мантийно-коровым взаимодействием (Гусев А.И., Гусев А.А., 2011).

РУДОНОСНОСТЬ КЫЗЫЛТАШСКОГО КОМПЛЕКСА

Пространственно и парагенетически с массивами гранитоидов комплекса связано жильное кварц-полиметаллическое оруденение, скарновое полиметаллическое, жильное медно-молибденовое, жильное молибден-вольфрамовое.

Свинец. Оруденение свинца представлено в Горном Алтае двумя промышленно-генетическими типами: жильным свинцовым и вулканогенным колчеданно-полиметаллическим. Первое сосредоточено в *Кварцевом свинцовом рудном поле*, а второе - в прогнозируемом Кылайском свинцовом рудном поле Саганы-Кылайского свинцово-цинкового рудного района. *Месторождение ключа Кварцевого* расположено в западном экзоконтакте Цыганского массива гранитоид-

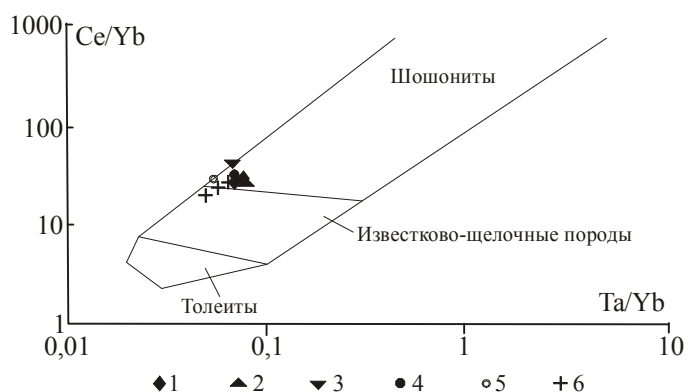


Рис. 8. Диаграмма $Ce/Yb - Ta/Yb$ для пород кызылташского комплекса.

Поля пород выделены по (Pearce, 1982). Остальные условные обозначения как на рис. 7.

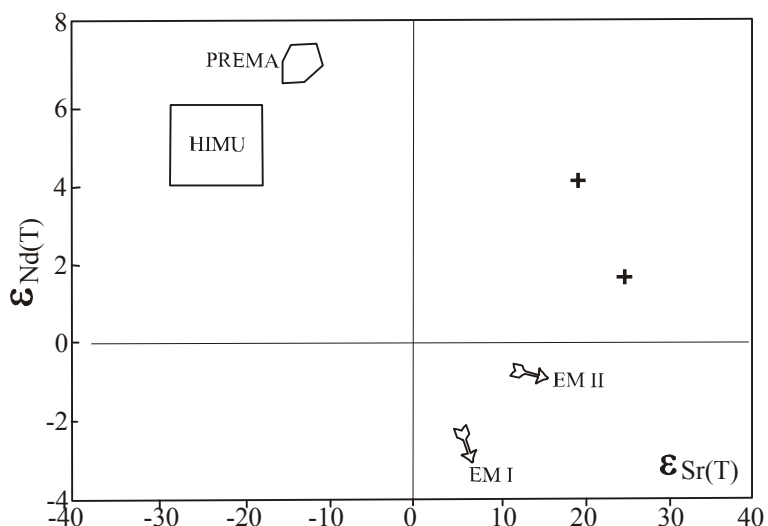


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon Sr - \epsilon Nd$ для монцодиоритов кызылташского комплекса.

Типы мантии - по (Zindler, Hart, 1986): EM I и EM II - обогащённая мантия типов I и II; PREMA - преобладающая мантия; HIMU - мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением.

дов, где вскрыто 5 кварцевых жил мощностью от 0,15 до 3 м и протяжённостью от 80 до 240 м. Жилы имеют юго-западное простирание (220°) с падением на СЗ под углами $40-45^\circ$. Руды представлены галенитом, сфалеритом, реже халькопиритом. Содержание свинца от 0,15 до 15,58 %, цинка до 2,75 %, меди до 0,05 %. Спектральным анализом установлены молибден, ванадий и серебро. Запасы свинца подсчитаны по 3-м жилам в количестве 82,59 т по категории C_1 и 700 т по категории C_2 при среднем содержании свинца 0,15-2,69 %; запасы забалансовые. Многочисленные мелкие проявления свинца в кварцевых жилах отмечены в экзо- и эндоконтактной части массива горы Цыган по р. Тырга, р. Долгушке, г. Цыган. В единичных случаях встречаются проявления свинца в кварц-баритовых жилах (р. Ербута).

Пункты минерализации свинца зафиксированы в верховьях русла р. Карабаяк, где обнаружена глыба окварцованного сиенита с вкрапленностью и небольшими гнёздами (1-2 см) галенита. В штучной пробе установлены (%): Pb – 1,0; Zn – 0,1; Cu – 0,01; Ag – 0,001 (данные спектрального анализа).

В шлихах по ручью Сухаревскому (правый приток р. Татны) определены единичные зёрна галенита и малахита. Кроме того, в площадной гидрохимической аномалии (3,1 кв.км) по левобережью р. Убы в сухих остатках водных проб концентрации свинца составили 0,05 %.

Медь. Пункты минерализации меди встречены по р. Средний Салазан, р.Калташ, левому притоку р. Польш, левому борту р. Иши, в верховьях р. Чапши. Все они отнесены к жильному гидротермальному типу и представляют собой неравномерную вкрапленность халькопирита (местами с пиритом), редко халькозина, примазки малахита в маломощных кварцевых жилах (0,2-0,5 м) и зонах окварцевания. Содержание меди - сотые и десятые доли процента, иногда до 2%.

Медь, молибден. Два пункта минерализации медно-молибденового состава отмечены в верховьях р. Чапши, в левобережье р. Бусыгина. В жилообразном теле пироксенитов по р. Чапше, залегающем среди окварцованных габброидов, наблюдаются на площади 0,6 м² примазки малахита и гётита, изредка отмечается реликтовый халькопирит. Концентрации (%): Cu – 0,5; Mo и Bi – более 0,03; Zn – 0,07; Ag – 0,003. В пункте минерализации по р. Бусыгина в делювии обнаружены обломки лимонитизированного кварца со «следами» Cu, Mo, Ni (данные спектрального анализа).

Свинец, цинк, медь. Проявление Прянишниковского участка в левом борту р. Чапши и пункт минерализации по р. Ужлеп отнесены к скарновому и жильному гидротермальному генетическим типам, соответственно. Свинцово-цинково-медное проявление Прянишниковского участка представлено эпидот-кальцит-гранатовыми скарнами с редкой вкрапленностью свинцового блеска, сфалерита и халькопирита. Сульфиды образуют рудное гнездо до 5-6 м в поперечнике. Содержания (%): Pb – 0,07-2,12; Zn – до 1,16; Cu - до 1,23. Помимо скарнов на участке отмечены обохранные зоны с церусситом, аурикальцитом и ванадинитом, а также кварцевые жилы с халькопиритом.

Пункт минерализации по р. Ужлеп представлен многочисленными глыбами бурых железняков с кремнистым ядром, железной слюдкой и примазками “медной зелени” с содержанием (%): Pb от 0,3 до 1; Zn от 0,01 до 0,03; Bi от 0,03 до 0,1; Sn до 0,003; Mo и Ni до 0,03 (данные спектрального анализа).

Молибден, вольфрам. Единственный молибден-вольфрамовый пункт минерализации выявлен по ручью Прохоровка (левый приток р. Иши). Канавами вскрыта дайка риолитовых порфиров, секущая ороговикованные алевролиты большеишинской свиты. Мощность дайки около 3 м. Простирание дайки $100-135^\circ$, угол падения $25-45^\circ$ на юго-запад. В направлении к висячему боку наблюдается постепенное обогащение дайки кварцем; через кварцмусковит-полевошпатовую зону она сменяется сливным светло-серым кварцем с множеством пустот и вкрапленностью разложившегося гематита и редких примазок малахита размером до 3 мм. Мощность кварцевой жилы около 3 м. В протолочке из кварца установлено

3 зёрна молибденита, 15 зёрен шеелита и единичные зёрна флюорита. В кварце определены (%): Mo – 0,007; Cu – 0,003; W – 0,001; Zn – 0,02.

В заключении следует отметить, что кызылташский комплекс следует рассматривать в качестве единого габбро-гранитоидного образования, сформировавшегося в обстановке плюмовой тектоники. Его следует рассматривать сложным образованием и относить к изотопно обогащённому подтипу шошонитового типа (SH), для которого характерно разнообразное по составу оруденение (Гусев А.И., Гусев А.А., 2011).

Литература

Гусев А.И., Гусев А.А. Шошонитовые гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и рудоносность. - М.: Изд-во РАН, 2011. - 145 с.

Гусев А.И., Федак С.И., Туркин Ю.А., Русанов Г.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Катунь-Бия в северо-восточной части Горного Алтая. Отчёт Ишинской съёмочной партии по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1: 200 000 листов М-45-III и N-45-XXXIII за 1994-2000 годы. – Малоенисейское – Барнаул, 2000. – 750 с.

Данилов В.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Горного Алтая. Отчёт Каянчинской партии о результатах геологической съёмки и доизучения площадей масштаба 1:50 000, проведённых в 1984-92 гг. в северо-восточной части Горного Алтая. ФГУ Куз. ТФГИ, 1993.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных.- М.: «Интермет инжиниринг», 2001. – 288 с.

Туркин Ю.А., Федак С.И., Гусев А.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-45-III (Чемал). Объяснительная записка. - Санкт-Петербург: изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. - 194 с.

Туркин Ю.А. Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. – Томск: изд-во STT, 2008. – 460 с.

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

Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series // Chemical Geology, 1985. – Vol. 48. – P. 43-55.

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.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.). Andesites. Wiley, Chichester, 1982. – P.525-548.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonon area, northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol, 1976. – V.58. – P. 63-81.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986. - V.14.- P.493-571.