

СИНЮХИНСКИЙ МАССИВ ГРАНИТОИДОВ - ПЕТРОТИП ОДНОИМЕННОГО КОМПЛЕКСА

Н.И. Гусев, А.И. Гусев¹

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

¹ Бийский государственный педагогический университет, г. Бийск

Петротипический Синюхинский массив гранитоидов располагается в междуречье Сейка – Иня в пределах Кебезенского тектонического блока Балхашско-Садринской структурно-формационной зоны. В пространственной связи с ним выделен Синюхинский медно-золоторудный узел, охватывающий несколько рудных полей, приуроченных к его краевым частям: Синюхинское, Ишинское, Ашпанакское.

В связи со своей значительной рудоносностью Синюхинский массив привлекал большое количество исследователей разного направления (съёмщиков, поисковиков, петрологов, специалистов-рудников), что не могло не сказаться на неоднозначных трактовках многих вопросов, связанных с его объёмом, названием, условиями становления, роли в рудообразовании. Традиционно на указанной территории рассматривался Саракокшинский массив [8, 10, 11]. В конце 80-х - начале 90-х годов в процессе проведения съёмки масштаба 1:50 000 В.В. Даниловым, С.И. Федаком и другими из Саракокшинского массива выделены самостоятельные разновозрастные массивы: Инской (Синюхинский), Цыганский и Саракокшинский. Название «Саракокшинский» сохранено только для южной (габбро-плагиогранитовой) части бывшего гетерогенного массива площадью около 600 км². В южном контакте Саракокшинского массива (С₁) по рекам Кульбич, Юля зафиксировано надвигание плагиогранитоидов на меланократовые породы «вмещающей рамы». Северную часть бывшего «Саракокшинского» массива занимает Синюхинский массив (D₁₋₂), впервые выделенный под таким названием и детально описанный авторами [3, 4, 6]. С.П. Шокальским, Г.А. Бабиным и другими в монографии [14] Синюхинский массив назван Югалинским и под таким названием введен в ранг одноименного комплекса с трёхфазовым членением, но в значительно искажённом виде (без гранит-порфиров, но с лейкогранитами, а также умеренно-щелочными гранодиоритами, монцонитами, которые на самом деле относятся или к турочакскому, или к кызылташскому комплексам). Перечисленные лейкограниты, умеренно-щелочные гранодиориты и монцониты относятся к А-типу гранитов, в то время как гранитоиды Синюхинского массива диагностируются I-типом. Такое понимание синюхинского комплекса, где смешаны гранитоиды различного генезиса и разной геодинамической обстановки формирования, вызывает возражение, так как не способствует объективной оценке его потенциальной рудоносности и пониманию связи разнотипного оруденения (медного, медно-золоторудного, молибден-вольфрамового) и магматизма. Следует отметить, что на р. Югале обнажены лишь гранодиориты и кварцевые диориты, но совершенно отсутствуют дайковые образования и какое-либо оруденение, а на р. Синюхе зафиксированы все фазовые разновидности – габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, граниты, гранит-порфиры. Здесь же развиты и самые многочисленные рои даек «второго этапа» пёстрого состава, сопровождающие массив. Пространственно с этой частью Синюхинского массива и его сателлитов связано наиболее концентрированное и крупномасштабное золото-медно-скарновое Синюхинское месторождение, многочисленные проявления меди, золота и не достаточно изученное скарновое и грейзеновое молибденит-шеелитовое с бериллием и оловом оруденение Карлагинского участка. Эта южная краевая часть Синюхинского массива изучена на глубину от 200 до 1500 м. сетью скважин и не была принята во внимание при выделении югалинского комплекса С.П. Шокальским, Г.А. Бабиным и другими [14]. В таком объёме описываемый комплекс, к сожалению, вошёл в серийную легенду с игнорированием полного авторского описания и традиционного понимания объёма и названия [3, 6]. До сих пор в литературе отсутствует описание югалинского комплекса, что ставит под сомнение его валидность в серийной Легенде.

Цель данной работы – дать полное описание Синюхинского массива гранитоидов и его рудоносности как петротипа одноименного комплекса.

Синюхинский массив образует тело удлинённой формы в широтном направлении на 20 км общей площадью более 120 км². В юго-западной части массив интродуцирован Цыганским штоком лейкогранитов кызылташского комплекса (D₂) площадью 12 км², который также вытянут в широтном направлении. Каждый массив сопровождается дайковыми образованиями, насчитывающими разное количество фаз внедрения. Интрузивные массивы прорывают вулканогенно-осадочные и терригенные породы от нижнего кембрия до среднего девона. Кроме крупных массивов, указанных выше, на площади Синюхинского рудного узла закартированы малые интрузии и дайки, сопоставляемые с турочакским комплексом гранитов и умеренно-щелочных лейкогранитов (D₂).

В составе Синюхинского массива выделяется 4 фазы внедрения: 1) габбро роговообманковые, кварцевые габбро; 2) диориты, кварцевые диориты; 3) гранодиориты, тоналиты; 4) граниты. Уран-свинцовым датированием по циркону из кварцевых диоритов Синюхинского массива по ручью Туровитому получена цифра 400 млн. лет.

Габбро амфиболовое крупнокристаллическое и кварцевое габбро достоверно зафиксированы в левом борту р. Синюхи, а также в междуречье Синюхи и Сейки, где они образуют три небольших фрагмента площадью до 0,5-1,0 км². Все фрагменты габброидов вскрыты скважинами. Габбро амфиболовое характеризуется типичной габбровой структурой с почти одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и мафического минерала, местами - гломеропорфировой. Состав (%): плагиоклаз (лабрадор-андезин) - 40-45, роговая обманка - 30-40, клинопироксен - 10, ортопироксен - 10, кварц - 1-2, калиевый полевой шпат - 1-2, биотит - 1-3. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильме-

нитом, сфеном. Местами среди гломеропорфировых скопленений зёрен роговой обманки встречаются кристаллы клинопироксена. Плаггиоклаз сильно деанортитизирован. Диагностируется как андезин-лабрадор (An_{48-53}). Местами плаггиоклаз зонален. Ядерные части таких кристаллов сосюритизированы и серицитизированы. В результате сильной деанортитизации плаггиоклаз имеет состав андезина №37-39. Роговая обманка плеохроирует в оттенках синевато-зелёного цвета и определена как паргасит ($f=45,9, l=26,3$). На диаграмме (рис.1) составы амфиболов близки к гастингситу. Изредка среди скопленений амфибола отмечается ксеноморфный клинопироксен. По составу он отвечает низкожелезистому и низкоглинозёмистому авгиту ($f=23,5, l=5,0$) (табл.1). Редкие чешуйки и листочки биотита являются высокожелезистой разностью ряда аннит-сидерофиллита ($f=60,6, l=30,3$). Биотит из габбро характеризуется самой высокой титанностью из всех пород Синюхинского массива (табл.3). Микроклин ксеноморфен, с расплывчатой двойниковой микроструктурой.

Вторая фаза внедрения Синюхинского массива включает крупно-среднезернистые диориты и кварцевые диориты. Они имеют призматически-зернистую микроструктуру, местами гипидиоморфнозернистую, изредка порфировидную. Состав пород (%): плаггиоклаз - 35-45, роговая обманка - 29-30, биотит - 5-10, калиевый полевой шпат - 5-10, кварц - 0-10, клинопироксен - единичные зёрна. Из аксессуаров отмечены апатит, сфен, сульфиды. В порфировых разностях появляется интрателлурическая фаза плаггиоклаза I с отчётливой прямой зональностью. Ядерные части порфировых выделений интенсивно сосюритизированы и карбонатизированы. Периферическая каёмка зональных кристаллов имеет андезиновый состав и слабо пелитизирована. Основная ткань порфировых пород и афировых разностей характеризуется ортомагматической последовательностью кристаллизации в порядке: клинопироксен - роговая обманка - биотит - плаггиоклаз - кварц - микроклин. Роговая обманка представлена паргаситом ($f=53,0, l=16,0$). На диаграмме (рис.1) составы амфиболов диоритов занимают промежуточное положение между гастингситом и эденитом. Резко плеохроирующий биотит относится к ряду аннит-сидерофиллит с меньшими значениями железистости и глинозёмистости, чем в габброидах ($f=56,8, l=28,4$).

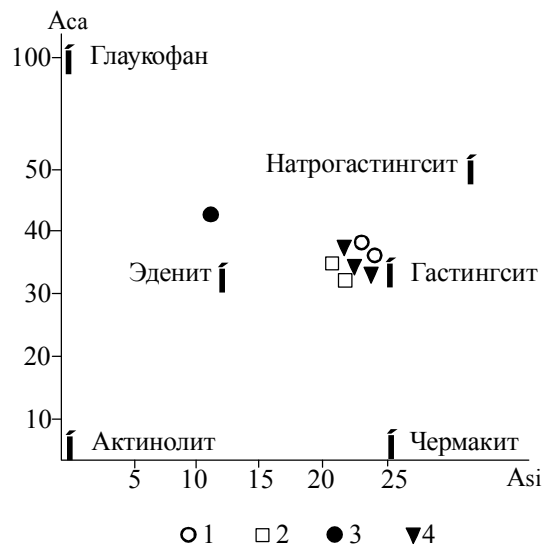


Рис.1. Диаграмма $A_{Ca} - A_{Si}$ (по С.П. Кориковскому) составов роговых обманок Синюхинского массива

1- габбро, 2- диориты, 3- тоналит, 4- гранодиориты.
 $A_{Ca} = (Na+K) \cdot 100 / (Na+K+Ca)$; $A_{Si} = (Al_{IV} + Ti) \cdot 100 / (Al_{IV} + Ti + Si)$.

1. Составы пироксенов и амфиболов пород Синюхинского массива (мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,1	46,55	46,44	46,62	46,59	44,45	46,71	46,43	46,39
TiO ₂	0,70	1,63	1,67	1,10	1,09	0,90	0,98	1,11	1,08
Al ₂ O ₃	2,21	6,98	7,13	5,37	5,41	8,15	5,33	5,28	5,32
Fe ₂ O ₃	1,35	4,20	4,28	6,83	6,92	8,26	6,94	7,11	6,89
FeO	6,28	11,65	11,76	11,02	11,13	12,73	10,97	11,32	11,27
MnO	0,35	0,33	0,38	0,71	0,63	10,50	0,79	0,74	0,71
MgO	16,29	12,88	12,75	12,05	12,02	9,31	12,25	12,10	11,98
CaO	19,80	10,84	10,98	11,31	11,43	0,70	11,43	11,32	11,35
Na ₂ O	0,50	1,32	1,31	1,40	1,37	1,73	1,42	1,36	1,31
K ₂ O	0,01	0,66	0,72	0,52	0,61	0,74	0,66	0,54	0,58
H ₂ O ⁺	-	1,50	1,53	1,80	1,77	1,90	1,95	1,98	2,01
F	-	0,18	0,20	0,30	0,28	0,35	0,31	0,32	0,31
Cl	-	0,08	0,09	0,12	0,13	0,15	0,15	0,15	0,16
Сумма	98,59	98,90	99,24	99,15	99,38	99,82	99,89	99,76	99,36

Примечание. Анализы выполнены микрозондовым анализом в лаборатории ИГиГ СО РАН (Новосибирск). Габбро: 1 - клинопироксен, 2, 3 - амфибол; диорит: 4, 5 - амфибол; тоналит: 6 - амфибол; гранодиорит: 7, 8, 9 - амфибол.

Характерной особенностью биотитов почти всех пород Синюхинского массива (от габбро до гранитов) и даек второго этапа является пониженная глинозёмистость и отчётливо проявленный «мусковитовый» тип изоморфизма ($2Al_{IV} + Al_{VI} - 3Mg$) с вакансией Al_{VI} в триоктаэдрической позиции биотита. Характерно резкое увеличение в структуре биотита из диоритов доли фтор- и хлор-биотита (табл.3). Плаггиоклаз II генерации (основной ткани породы) диагностируется андезином №34-37. Местами содержит мирмекитовые вроски кварца на стыке зёрен с КПШ. На плохую гомогенизацию расплава указывают обильные включения кварца в плаггиоклазе.

2. Составы биотитов пород Синюхинского массива и даек (масс.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	36,47	36,24	36,35	35,41	35,61	35,57	36,45	35,58	35,51
TiO ₂	4,75	3,88	3,76	2,95	3,10	2,83	3,05	3,04	2,97
Al ₂ O ₃	13,64	12,65	12,68	14,50	13,39	13,10	12,15	13,41	13,12
Fe ₂ O ₃	7,05	7,10	7,08	6,89	6,80	7,27	7,32	6,80	6,74
FeO	14,31	13,47	13,44	12,09	12,28	13,36	12,98	12,31	12,15
MnO	0,15	0,24	0,22	0,35	0,20	0,24	0,65	0,20	0,19
MgO	9,93	11,22	11,13	13,19	14,35	13,86	12,56	14,31	13,76
CaO	0,11	0,01	0,06	0,94	0,20	0,98	0,54	0,24	0,28
Na ₂ O	0,37	0,28	0,22	0,26	0,25	0,55	0,35	0,26	0,30
K ₂ O	8,61	9,73	9,43	8,44	8,71	9,43	9,51	8,37	8,32
F	0,17	0,88	0,81	0,35	0,59	0,52	0,55	0,95	1,04
Cl	0,14	0,37	0,29	0,79	0,71	0,78	0,81	0,90	0,90
H ₂ O ⁺	3,50	4,50	3,78	3,80	3,72	0,38	3,62	3,75	3,72
P ₂ O ₅	0,25	0,35	0,34	0,26	0,30	0,21	0,41	0,32	0,41
Сумма	99,45	99,92	99,59	100,22	100,21	99,08	99,95	100,44	99,41

Примечание. Синюхинский массив: 1- габбро, 2 - диорит, 3 - кварцевый диорит, 4 - гранодиорит, 5 - тоналит, 6 - гранит; 7 - гранит-порфир; дайки: 8 - гранодиорит, 9 - гранит-порфир.

Третья интрузивная фаза сложена биотит-роговообманковыми среднезернистыми тоналитами и гранодиоритами. На участке Рудная Сопка тоналиты в виде апофиз секут габбро 1 фазы и содержат ксенолиты последних размерами 5-15 см. Тоналиты - среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Состав (%): плагиоклаз (андезин) - 50-60, кварц - 20-25, роговая обманка - 10-15, биотит - 10-15, калиевый полевой шпат - 5-10. Аксессуары ограничены сульфидами, сфеном, апатитом. Плагиоклаз по содержанию анортитовой молекулы относится к андезину № 35-38. Бурый амфибол по составу отвечает обыкновенной роговой обманке ($f=62,9$, $l=19,9$) (табл. 1). На диаграмме (рис.1) состав амфибола занимает промежуточное положение между эденитом и глаукофаном. Биотит по оптическим показателям и составу относится к ряду аннит-сидерофиллита ($f=49,4-51,3$, $l=31,0-31,1$) (рис.2).

Гранодиориты имеют порфировое сложение. В интрателлурической фазе присутствуют плагиоклаз, биотит, роговая обманка. Структуры их гипидиоморфнозернистая и гломеропорфировая. Состав (%): плагиоклаз- 35-45, калиевый полевой шпат - 15-20, биотит - 5-15, кварц - 20-23, роговая обманка - 0-10. Аксессуары минералы: сульфиды, апатит, сфен, циркон, магнетит, гематит. Плагиоклаз 1 генерации в порфировых выделениях относится к андезину № 31-33. Плагиоклаз основной ткани породы диагностируется олигоклазом №26-29. Амфиболы гранодиоритов близки к гадингситу (рис. 1). Биотит гранодиоритов относится к ряду аннит-сидерофиллита ($f=49,8-52,1$, $l=29,5-31,1$). В нём резко возросла доля хлор-биотита (табл.3).

Граниты и гранит-порфиры развиты в южной части Синюхинского массива в верховьях р. Тушкенек. Граниты и гранит-порфиры развиты в наименее эродированной краевой части массива. Как и гранодиориты они имеют порфировое сложение. Структура основной ткани породы гипидиоморфнозернистая. Состав (%): плагиоклаз - 40-45, калиевый полевой шпат - 14-23, биотит - 5-10, роговая обманка - 0-7, кварц - 25-35. Аксессуары: апатит, сфен,

3. Характеристики биотитов Синюхинского массива

Параметры	Породы Синюхинского массива				Дайка гранодиорита
	Габбро	Диорит	Гранодиорит	Гранит	
f	60,6	56,8	51,09	50,2	49,8
l	30,3	28,4	31,1	28,4	28,8
Al _{IV}	1,86	1,74	1,94	1,77	1,95
Al _{VI}	-0,03	-0,14	-0,04	-0,16	-0,14
Vt _F	0,0109	0,051	0,0198	0,034	0,056
Cl/Cl+OH+F	0,0036	0,014	0,026	0,027	0,029
f ^I	0,39	0,36	0,31	0,29	0,30
Mn ^I	0,0056	0,0055	0,0055	0,0053	0,064
Ti ^I	0,12	0,093	0,071	0,064	0,070
y	192,58	190,4	191,2	189,9	191,8

Примечание. f - общая железистость ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) / ($Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg$); l - общая глинозёмистость ($Al / Al+Mg+Fe+Si$); Al_{IV} - алюминий тетраэдрической координации; Al_{VI} - алюминий октаэдрической координации; Vt_F - доля фтор-биотита; Cl/Cl+OH+F - доля хлор-биотита; f^I - удельная железистость относительно всех октаэдрических катионов; Mn^I - марганцовистость; Ti^I - титанистость; y - условный потенциал ионизации биотита по В.А. Жарикову [9].

магнетит, циркон. Биотит по составу отвечает ряду анит-сидерофиллит ($f=50,2, l=28,4$) с пониженными глинозёмистостью, железистостью, марганцовистостью и титанистостью (табл.3).

По классификации Л.В. Таусона [12] гранитоиды анализируемой системы относятся к гранитам андезитового ряда [3].

Петрологические особенности плутоногенной части Синюхинской МРМС рассмотрены ранее [3-7]. Следует отметить, что синюхинские магматиты по петрологическим данным аналогичны многим золото-продуктивным комплексам Алтае-Саянской складчатой области. Показательно, что с аналогичными гранитоидами связаны не только скарновые, но и жильные кварц-золоторудные месторождения [2]. Новые данные по золото-продуктивным МРМС Горного Алтая позволяют существенно уточнить петрогеохимические их особенности и предложить вариант перспективной оценки. Гранитоиды синюхинского комплекса попадают в поле гранитов I-типа слабо контаминированного. Мантийная природа их подтверждается также и соотношением изотопов стронция: для тоналита $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ определено в 0,70513, а для гранодиоритов – 0,70528 [3].

Синюхинские биотиты содержат высокие концентрации Cr, Ni, Co, Mn. Они специализированы на Au (от 5 до 10 мг/т.), Вi (до 400 г/т.), Cu (до 1000 г/т.). Обращает внимание более высокое содержание золота в биотитах из даек (15-21 мг/т). Биотит образует интрателлурическую фазу кристаллизации в породах и несет информацию о первичной мантийной обогащенности источника на указанные элементы. Синюхинские гранитоиды могут быть отнесены к I-типу Sr-недеплеированному, Y-деплеированному [4]. Формирование таких гранитоидов предполагает верхнемантийный источник [16] и исключает их островодужную или окраинно-континентальную природу. Выплавление подобных магм происходит из источника, обогащенного гранатом, что подтверждается их деплеированностью на иттрий, и, вероятно, связано с активным влиянием мантийных ингредиентов. Приведенные петрологические условия эволюции указывают на аномально утоненную земную кору при формировании Синюхинской МРМС. На утонение коры в случае синюхинской модели магмо- и флюидогенерации указывают экстремально насыщенные рои даек долеритов синюхинского (D_{1-2}), урскульского (D_3) и теректинского (P_2-T_1) комплексов, формировавшихся до и после становления оруденения. Насыщенность дайками различного состава и возраста (местами до 60% по объему) в Синюхинском рудном поле превышает таковую дайкового пояса Индепенденс (США), где обильную насыщенность дайками связывают с утонением континентальной коры [15].

Петрохимические особенности синюхинских гранитоидов рассмотрены нами ранее [3, 6, 7], когда были отобраны все разновидности пород, не подверженные метасоматическим изменениям (с п.п. не более 1,8%). Приводим более полную петрохимическую характеристику пород массива (табл.4).

Появление пород с повышенной щёлочностью в составе Синюхинского массива может быть связано с несколькими причинами: 1- наложение кремне-калиевого метасоматоза на породы массива вблизи выходов турочак-

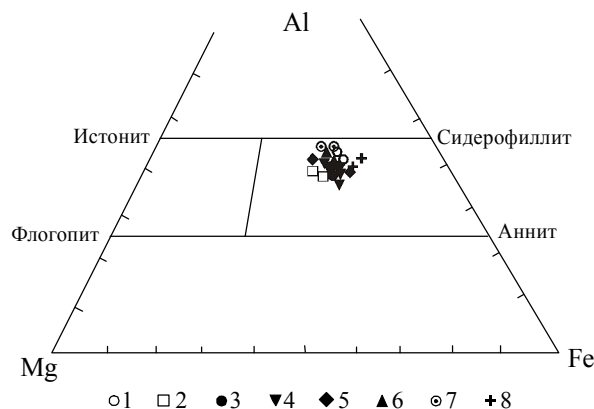


Рис.2. Классификационная диаграмма Al – Fe – Mg для биотитов Синюхинского массива и даек.

Синюхинский массив: 1- габбро, 2- диориты, 3- тоналиты, 4-гранодиориты, 5- граниты, 6- лейкограниты; дайки: 7- тоналитов, 8- гранодиоритов.

4. Средние химические составы основных разновидностей пород Синюхинского массива (масс.%)

Оксиды	Габбро 1 ф. n=7	Диориты 2 ф. n=14	Кварцевые диориты 2 ф. n=8	Тоналиты 3 ф. n=16	Гранодиориты 3 ф., n=12	Гранит- порфиры 4 ф., n=11
SiO ₂	50,16	54,59	56,84	62,69	66,34	69,88
TiO ₂	1,11	1,32	1,12	0,58	0,65	0,42
Al ₂ O ₃	16,60	15,53	15,12	15,54	14,10	13,87
Fe ₂ O ₃	5,27	6,42	4,98	3,78	2,22	1,84
FeO	5,78	2,71	2,82	2,99	3,11	2,07
MnO	0,17	0,19	0,21	0,13	0,09	0,08
MgO	5,62	4,12	3,76	2,11	1,83	1,02
CaO	9,75	6,96	6,24	5,04	2,76	2,13
Na ₂ O	3,51	4,37	3,71	4,12	3,53	3,86
K ₂ O	1,36	2,84	2,43	2,28	2,87	3,76
P ₂ O ₅	0,17	0,33	0,19	0,17	0,13	0,14
П.п.п	0,52	1,04	1,57	1,05	1,14	0,73
Сумма	100,02	100,42	98,99	100,48	98,77	99,80

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре Запсибгеологии (г. Новокузнецк).

ских и кызылташских гранитов; 2 - компоновка выборок силикатных анализов при проведении геолого-съёмочных работ без подтверждения анализов шлифами. Показательна в этом плане выборка силикатных анализов по старым непроверенным материалам, не подтверждённых шлифами, на изданном листе М-45-III по Синюхинскому массиву [13]. Громадная картотека силикатных анализов Синюхинской и Веселовской партий (более 300) в большей своей части не сопровождается шлифами. Наши данные не подтверждают наличие в составе Синюхинского массива умеренно-щелочных гранодиоритов, лейкогранитов и монцонитов. Состав редких и рассеянных элементов в породах Синюхинского массива приведен в табл.5.

Породы Синюхинского массива характеризуются натровой тенденцией, андезитовым типом распределения РЗЭ. Последние имеют фракционированную модель распределения (нормированные отношения $La_N/Yb_N=10-20,7$). Высокие содержания стронция (340-550 г/т) указывают на формирование расплавов за счёт относительно меланократового источника на глубинах, обеспечивающих стабильность граната. Отсутствие Eu аномалии, или её нечёткое проявление может объясняться фракционированием в расплаве клинопироксена и плагиоклаза, так же как плагиоклаза и роговой обманки. Значения Eu/Eu^* варьируют от 0,4 у габбро до 0,8 у гранодиоритов. Модели распределения РЗЭ в породах массива отвечают слабому обогащению лёгкими РЗЭ и незначительное деплетирование средними

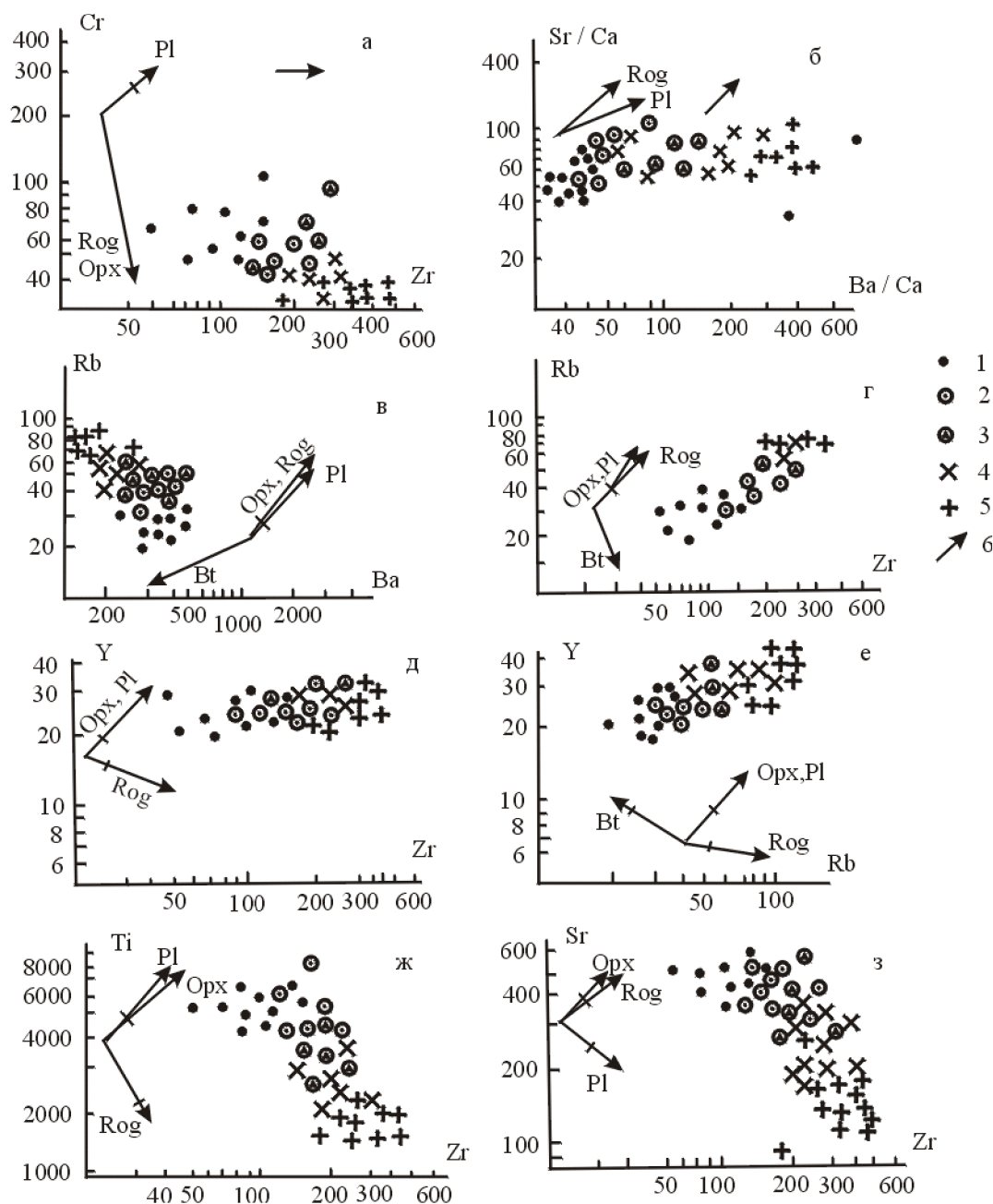


Рис. 3. Бинарные диаграммы распределения элементов в породах Синюхинского массива.

1-габбро, 2- диориты, кварцевые диориты, 3- тоналиты, 4- гранодиориты, 5- граниты, гранит-порфиры, 6- направление эволюции состава расплава при частичном плавлении; векторами показано изменение состава расплава при кристаллизации из него того или иного минерала; отрезки на векторах соответствуют 25%-ной раскристаллизации исходного расплава.

5. Средние содержания редких элементов в породах Синюхинского массива (г/т)

Компоненты	Габбро 1ф., n=10	Диориты 2ф., n=9	Кварцевые диориты 2ф., n=6	Тоналиты 3ф., n=7	Гранодиориты 3ф., n=12	Граниты 4ф., n=9
Cr	75,2	49	47	101	44	36,6
Zr	50,9	65,6	65,4	64,6	63,7	62,0
Sr	516	414	520	558	331	193
Ba	323	327	322	450	190	390
Rb	26,9	42	40	55,4	60	80,6
Y	26,7	26	25	37,2	30	24,5
Nb	25,7	10	11	11,6	10	25,1
Ni	48,9	35	46	81,8	65	9,8
Co	17,6	21	34	23,6	46	3,1
Cu	50,7	82	46	52,4	137	11,7
V	82,5	76	107	117	79	22,5
Sc	37,4	11	16	17,9	11	7,3
Hf	1,41	2,16	2,19	2,20	2,21	2,32
Au	0,0091	0,0094	0,0095	0,0134	0,0162	0,0168
La	40,1	36,8	35,4	35,1	21,3	19,2
Ce	70,3	88,6	67,3	55,3	28,6	26,2
Pr	0,1	6,4	6,1	4,5	3,6	2,3
Nd	38,2	48,3	44,2	23,1	8,4	6,4
Sm	8,1	2,7	4,1	4,3	1,5	1,5
Eu	2,4	2,2	2,5	2,6	0,8	0,7
Gd	6,3	5,2	5,1	4,8	5,0	4,9
Tb	0,1	0,2	0,1	0,4	0,4	0,3
Dy	4,5	3,1	3,3	3,4	1,3	1,5
Ho	0,8	0,5	0,5	0,6	0,7	0,6
Er	1,6	1,2	1,3	0,7	0,9	0,4
Tm	0,1	1,1	0,6	0,6	0,9	0,8
Yb	1,3	1,6	1,7	1,7	1,2	1,3
Lu	0,3	0,4	0,5	0,6	1,0	1,1

Примечание. n – количество проб. Золото и редкоземельные элементы определены нейтронно-активационным методом (ОИГИГ СО РАН, г. Новосибирск), остальные элементы – количественным спектральным анализом (Западно-Сибирский аналитический центр, г. Новокузнецк).

РЗЭ. Такая картина распределения редкоземельных элементов может быть вызвана суммарным влиянием фракционирования орто- и клинопироксена. Аналогичные тенденции в эволюции петрогенезиса отмечены для массива тоналитов Саганав в Онтарио, батолита Айдахо, Ундинским гранитоидам Восточного Забайкалья, изверженного комплекса Антарпа в Австралии [4]. По всем параметрам они приближаются к гранитоидам тоналит-гранодиорит-трондjemитовых ассоциаций. Согласно современным представлениям породы с подобными геохимическими характеристиками образуются в результате частичного плавления толеитовой родоначальной магмы, наиболее вероятно - на мантийных глубинах за счёт эклогита, в составе которого присутствовали клинопироксен и гранат. Близкие представления разделяют австралийские петрологи, которые считают, что подобные гранитоиды с низкими концентрациями несовместимых элементов, с явным преобладанием натрия над калием, деплетированностью иттрием и недеплетированностью стронцием вероятнее всего имеют верхнемантийный источник плавления со стабильным гранатом [16].

Для Синюхинского массива проведена проверка альтернативных гипотез: (1) фракционирование единого расплава для всех пород, (2) различная степень ассимиляции исходной магмой вмещающих пород в промежуточном очаге или подводящих каналах. С этой целью построен ряд бинарных диаграмм распределения элементов (рис. 3), из которых видно, что процесс различной степени частичного плавления исходного субстрата исключается, так как на рисунке 3а и 3б направление трендов изменения составов в координатах Cr – Zr и Sr/Ca – Ba/Ca не соответствуют векторам направления эволюции состава расплава такой модели. Фракционирование же мафических минералов вызывает селективное обеднение расплава когерентными элементами (хромом, никелем, кобальтом) на фоне небольшого обогащения несовместимыми компонентами (цирконием, ураном, торием и др.). Анализ бинарной диаграммы Cr – Zr соответствует процессу кристаллизационной дифференциации при фракционировании ортопироксена (или роговой обманки) и плагиоклаза. В некоторой степени эту закономерность подтверждает и диаграмма Sr/Ca – Ba/Ca. Известно, что Ba и Sr в мантийных условиях входят в состав наиболее легкоплавких аксессуарных минералов (апатит, флогопит), а Ca - в состав относительно тугоплавких фаз (клинопироксен, гранат). В случае незначитель-

ной степени частичного плавления такого субстрата генерируются расплавы, максимально обогащённые Sr и Ba, так как апатит и флогопит плавятся первыми. В итоге должны получиться максимальные значения отношений Sr/Ca и Ba/Ca. Увеличение степени частичного плавления вызывает уменьшение концентраций Sr и Ba и увеличение Ca на фоне постоянства отношений Sr/Ba. В дериватах магм, генерированных подобным механизмом, точки составов серии расплавов (интрузивных фаз) на диаграмме в координатах Sr/Ca – Ba/Ca должны располагаться на прямой линии, имеющей наклон 45° (как это показано стрелкой). Реальные составы пород Синюхинского массива на диаграмме образуют тренд, почти параллельный оси Ba/Ca и тем самым исключают формирование их в результате разной степени частичного плавления. Альтернативный механизм процесса фракционной кристаллизации магмы в остаточном расплаве определяет соотношения анализируемых элементов в зависимости от кристаллизующихся фаз. Так, фракционирование оливина и ортопироксена не будет изменять величины отношений Sr/Ca и Ba/Ca, так как структуры этих минералов не содержат Sr, Ba и Ca. Кристаллизация же таких фаз как клинопироксен и роговая обманка увеличивает отношение Ba/Ca и Sr/Ca в остаточном расплаве в силу того, что Sr и Ba входят в состав этих минералов в качестве изоморфных примесей. Наконец, выделение плагиоклаза вызывает слабые изменения отношений Sr/Ca, в то время как отношение Ba/Ca увеличивается существенно из-за того, что в решётку полевого шпата входят Ca и Sr, но не внедряется Ba. Реальные составы синюхинских фаз не противоречат модели фракционирования плагиоклаза, а также клинопироксена и роговой обманки. Фракционирование биотита в ощутимых количествах не

происходило. Являясь основным концентратором рубидия и бария, биотит в результате кристаллизации должен был обеднять остаточные расплавы этими элементами. На самом деле (рис. 3, в,г,е) наблюдается существенное увеличение рубидия и некоторое снижение бария от меланократовых к лейкократовым разностям.

Таким образом, геохимия микроэлементов в породах Синюхинского массива, а также наличие в качестве интрателлурических фаз клинопироксена, роговой обманки и плагиоклаза, указывающих на возможность их фракционирования, в целом удовлетворительно согласуется с моделью фракционирования в процессе становления массива. Однако наблюдаемое отклонение в некоторых графиках (снижение бария на рис. 3, б), обогащение максимально некогерентными элементами (рубидием, рис. 3, в,г), обеднением иттрием (рис. 3, д) указывают на отклонения от главного тренда фракционирования. Этот факт можно объяснить тем, что процесс фракционирования осложнялся, вероятно, ассимиляцией корового материала, обогащённого рубидием.

Ранее нами были детально рассмотрены особенности флюидного режима гранитоидов массива и даек и установлена важная роль летучих компонентов, в первую очередь хлора как активного переносчика золота в магматогенных флюидах [3, 4]. Получены новые данные о не менее важной роли в становлении золото-генерирующих гранитоидов Горного Алтая и Синюхинской МРМС и плавиковой кислоты (рис.4).

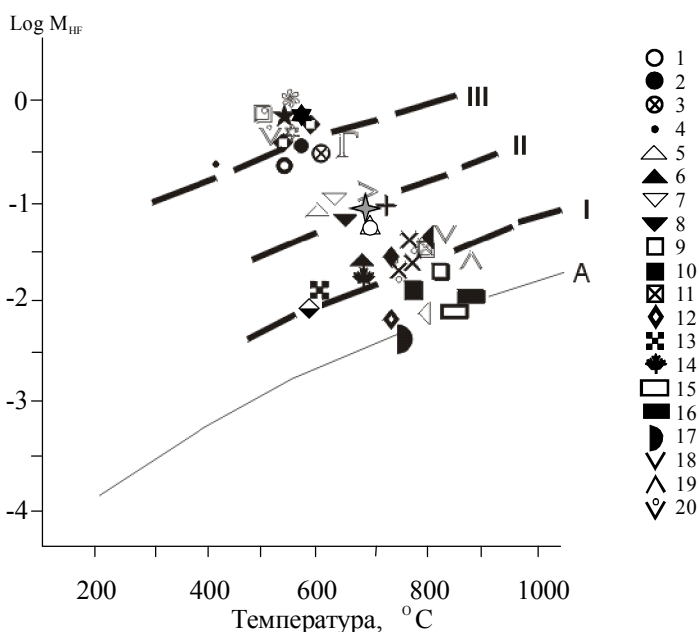


Рис. 4. Диаграмма $\log M_{HF}$ - T, °C по А.М. Аксюк [1] во флюидах золотогенерирующих гранитоидов Горного Алтая и юга Горной Шории.

А- низкофтористый тренд для медно-молибден-порфировых месторождений (Аксуг, Шахтама, Санта Рита и др.). Тренды для региона: I- низко фтористый, II- умеренно фтористый, III- высоко фтористый.

Породы региона: 1- гранит Тавдушинской интрузии (P₂-T₁); Агуркольский массив (P₂-T₁): 2- лейкогранит, 3- гранит, 4- грейзен; Рыбалкинский массив (D₃): 5- лейкогранит умеренно щелочной, 6- тоналит; 7- адамеллит Верхне-Башчелакского массива; 8- гранодиорит Кудрихинского массива (D₃); ульменский комплекс (C₂): 9- кварцевый монзонит, 10- гранодиорит (дайка), 11- сиенит (дайка); 12- гранодиорит барангольского комплекса (C₂); Топольнинский массив (D₂): 13- гранит, 14- гранодиорит; синюхинский комплекс (D_{1,2}): 15- гранодиорит, 16- гранит-порфир, 17- габбро; кульбичский комплекс (D₂): 18- лейкогранит, 19- кварцевый диоритовый порфирит (дайка), 20- гранодиорит-порфир (дайка); 21- плагиогранит (дайка баранчинского комплекса –D₂); байгольский комплекс (D₂): 22- лейкогранит, дайки; 23- кварцевый монцодиорит (Чуря), 24- граносиенит (Чуря); садринский комплекс: Майский массив (C₃): 25- монцодиорит, 28- тоналит, 29- гранодиорит, дайки; 26- кварцевый монзонит, 27- кварцевый сиенит; синюхинский комплекс (D_{1,2}) дайки; 30- тоналит, 31-гранодиорит; байгольский комплекс (D₂): Майско-Семёновский участок, дайки; 32- гранит-порфир, 33- кварцевый сиенит; куяганский комплекс (D₂), дайки; 34- гранит-порфиры; топольнинский комплекс (D₂): Мало-Топольнинская интрузия (месторождение Лог №26): 35- лейкогранит, 36- гранодиорит, 37- гранит, 38- дайка кварцевого сиенита.

Весьма важный вывод из анализа диаграммы (рис. 4) сводится к тому, что некоторые МРМС (Синюхинская, Майская, Лога №26, Чуринская, Кульбичская) показывают резкое увеличение концентраций HF во флюидах поздних даек, формировавшихся из остаточных расплавов глубинных магматических очагов, в которые поступали дополнительные порции мантийных базальтоидных магм и трансмагматических флюидов. По данным А.М Аксюк [1], это свойственно открытым системам по фтору в ходе дифференциации магматического очага и его концентрации поддерживались потоком богатого фтором трансмагматического флюида. Повышенная фтороносность заключительных фаз и дифференциатов магматических систем реализовывалась не только в становлении золотого и медного оруденения, но и в появлении редкометального оруденения на юге Синюхинского рудного поля, на востоке Чойского рудного поля, в поздних стадиях гидротермального процесса в составе руд месторождения Лога № 26 (шеелит, касситерит, молибденит, молибдошеелит).

На основе изложенных фактов можно сделать следующие выводы: 1 - породы всех фаз внедрения Синюхинского массива по минеральному составу, химизму, характерным редким и редкоземельным элементам относятся к известково-щелочной серии пород; гранитоиды относятся к стандартному I- типу слабоконтаминированному; 2 - приведенные в серийной легенде и монографии [14] умеренно-щелочные гранодиориты, лейкограниты и монцититы в составе Синюхинского массива не подтверждаются нашими данными; они относятся к анорогенному А-типу гранитов; 3 - выделенный в указанных документах югалинский комплекс не валиден и требует замены на синюхинский, охарактеризованный в литературе и в настоящем сообщении; его объём почти на половину отличен от такового в Синюхинском петротипическом массиве; 4- при выделении и описании магматических комплексов следует выполнять всесторонние исследования и весьма скрупулёзно проводить отбор проб на анализы и компоновку выборок по старым материалам, не подтверждённым шлифами.

Литература

1. Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология, 2002, т.10, №6, с. 630-644.
2. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск, изд-во СОРАН НИЦ ОИГГМ, 1999, 237 с.
3. Гусев А.И. Интрузивный магматизм Синюхинского золоторудного узла // Геология и геофизика, 1994, т.35, №11, с. 28-40.
4. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. Томск, 2003, изд-во СГТУ, 308 с.
5. Гусев А.И., Гусев Н.И. Магмо-флюидодинамическая концепция эндогенного рудообразования на примере Горного Алтая и других регионов // Региональная геология и металлогения. Санкт-Петербург, 2005, №23, с. 119-129.
6. Гусев Н.И., Гусев А.И. Золото-генерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая // Руды и металлы, 1998, №2, с.67-78.
7. Гусев А.И., Первухин О.В. Петрогенетическая модель генерации Синюхинского интрузивного массива // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2001, с. 133-137.
8. Домарев В.С., Высокоостровская Е.Б., Опарин О.М. Геологическое строение и возраст Саракочшинского массива гранитоидов (Горный Алтай) // Бюллетень ВСЕГЕИ, Вып3, 1961, с. 24-31.
9. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геол. рудных месторождений, 1967, №5, с.75-89.
10. Кононов О.А. Полихронные массивы севера Горного Алтая / Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск, 1981, с.69-70.
11. Лузгин Б.Н. Металлогения основных рудных районов Алтая. Барнаул, 1997, ч.1 и 2. 418 с.
12. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск, «Наука», 1987, 202 с.
13. Туркин Ю.А., Гусев А.И., Федак С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-45-III (Чемал). Объяснительная записка. СПб: изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001, 194 с.
14. 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.
15. Ague I.I., Brimhall G.H. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California // Bull. Geol. Sci. Amer., 1988, v.100, №6, p. 891-911.
16. Wyborn L.A.I., Wyborn D. et al. Proterozoic granite types in Australia: implications of lower crust composition, structure and evolution // Trans. Royal. Edinburgh: Earth Sciences, 1992, v.83, p.201-209.