

## ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ИНТРУЗИВОВ АЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Р. А. Айсаев, А. Е. Аюпова<sup>1</sup>

Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск

<sup>1</sup>ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

Айский монцонит-сиенит-граносиенит-лейкогранитовый комплекс локализуется на севере Горного Алтая, где представлен единственным одноименным ареалом, включающим достаточно крупные Айский массив площадью 70 км<sup>2</sup>, Бабырганский массив площадью около 100 км<sup>2</sup> и три малые интрузии: Айченок, Мохнатая и Типешкинская, закартированные в пределах Каимской тектонической пластины. По геофизическим данным породы указанных массивов соединяются в единый гипабиссальный плутон. В составе комплекса нами выделяются четыре фазы внедрения: 1) монцогаббро, монцониты и меланосиениты; 2) сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты; 3) биотитовые умеренно щелочные лейкограниты и умеренно-щелочные граниты; 4) флюоритсодержащие двуслюдяные

1. Представительные анализы пород айского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50.13	55.27	57.12	61,87	66,11	72,87	75,05	76,88
TiO <sub>2</sub>	1.24	1.18	1.44	1,20	0,47	0,16	0,13	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.03	14.56	17.17	17,28	16,64	13,96	13,67	12,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.35	3.79	3.07	2,12	1,44	0,75	0,56	0,37
FeO	4.65	4.34	3.98	2,01	1,37	0,83	0,65	0,36
MnO	0.16	0.18	0.17	0,12	0,09	0,04	0,03	0,03
MgO	6.85	5.11	1.48	0,67	1,01	0,37	0,22	0,11
CaO	9.22	6.55	3.52	2,12	2,10	0,49	0,59	0,32
Na <sub>2</sub> O	3.22	4.08	3.65	3,04	4,89	4,61	3,89	4,09
K <sub>2</sub> O	3.67	3.76	7.23	8,95	5,12	4,72	4,65	3,93
П.п.п	1.45	1.67	0.32	0,40	0,23	0,32	0,42	0,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.97	0.93	0.32	0,16	0,16	0,05	0,03	0,03
сумма	99.94	99.75	99.47	99,96	99,63	99,17	99,89	99,56
Li	21.2	20.5	30.0	18,8	27,6	55	4,5	10,8
Rb	95	104	125	109	78,9	145	164	172
Cs	1.2	1.8	2.1	2,2	2,8	3,6	7,5	1,9
Be	6.3	7.5	2.5	3,8	0,7	5,3	6,7	0,7
Sr	1951	2720	2200	8750	630	280	20	8
Ba	2072	1970	2500	1956	750	310	40	20
La	14	16	17	46	73	74	55	32
Ce	42	44	46	58	86	97	63	36
Nd	21	22	22	24	24	29	16	8,6
Sm	6.8	6.6	6.5	5,4	4,2	5,5	2,2	0,9
Eu	1.71	1.67	1.64	1,42	1,23	1,21	0,68	0,13
Gd	6.9	6.6	6.5	6,1	3,3	4,1	2,1	0,9
Tb	1.2	1.1	1.1	0,94	0,52	0,61	0,26	0,11
Dy	5.5	5.3	5.1	3,9	2,3	1,2	1,6	0,7
Tm	0.7	0.6	0.5	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2
Yb	3.6	3.4	3.1	2,8	1,22	1,6	1,1	1,4
Lu	0.7	0.6	0.5	0,4	0,3	0,25	0,21	0,2
Y	20.7	19.8	19.7	14,7	7,8	13,6	13,4	10,4
Sc	6.8	6.7	6.5	5,7	5,6	4,2	3,3	1,3
Th	4.3	4.5	5.8	5,4	24	27	41	48
Hf	4.6	4.8	4.9	18	5,2	6,9	4,6	4,6
Ta	0.4	0.5	0.5	0,9	1,66	3,2	2,2	4,8
Nb	6.2	6.2	6.3	22,7	35,3	87,6	85,2	77
Zr	342	338	334	276	243	238	204	215

Примечание. Петрогенные компоненты - в %, редкие элементы – в г/т. Анализы выполнены: для петрогенных компонентов – химическим методом, для редких элементов - методом ICP-ms в лаборатории ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск). 1- монцогаббро, 2- монцонит, 3- меланосиенит, 4- сиенит, 5- граносиенит, 6- гранит, 7- лейкогранит, 8- лейкогранит с флюоритом.

умеренно-щелочные лейкограниты. Взаимоотношения двуслюдяных флюоритсодержащих лейкогранитов с биотитовыми лейкогранитами зафиксированы нами в юго-восточной части Айского массива. Четвёртая фаза внедрения распространена локально (на юго-востоке Айского и в приконтактной восточной части массива Типешки и северной – Мохнатой, в западном и восточном эндоконтактах Бабырганского массива. Именно с породами четвёртой фазы связано грейзеновое и пегматитовое редкометалльное оруденение. Характерными особенностями юго-восточного и восточного контактов Айского массива, малых интрузий Типешкинского и г. Мохнатой являются: 1 – наличие пологих контактов, 2-гребневидных выступов, 3- наличие провесов кровли сложных интрузий между Айским массивом и сателлитами – г. Мохнатой и Типешки. Указанные признаки весьма благоприятны для формирования грейзенового оруденения. Породы сиенитовой и гранитовой групп находятся примерно в равных количественных

отношениях. По результатам определения радиологического возраста (уран-свинцовым методом по циркону) сиенитов Айского массива получена цифра в  $248,9 \pm 5,7$  млн. лет [1]. Рубидий-стронциевое изотопное датирование лейкогранитов с флюоритом показало более молодой возраст -  $244 \pm 4,5$  млн. лет [6]. Оба определения согласно новой шкале геологического времени [4] дают ранне-среднетриасовый возраст.

Петрогеохимия пород комплекса детально рассмотрена Н.Н. Круком, А.В. Титовым и др. [2]. Нами дополнительно обнаружены монцониты в западной части Айского массива среди меланосиенитов, а также лейкограниты с флюоритом в районе Бабыргана, Типешки. Представительные анализы всех разновидностей пород сведены в табл. 1. Кроме того, в эндоконтактных частях массивов Типешки и Айского обнаружены проявления тантало-ниобатов в пегматитах, грейзенах и касситеритового оруденения в грейзенах. Повсеместно указанные проявления обнаружены в тесной ассоциации с лейкогранитами заключительной фазы внедрения. Новые данные, полученные по петрологии магматических образований айского комплекса, позволяют уточнить некоторые генетические особенности их образования и потенциальную рудоносность. Ранее нами по составу биотита определена принадлежность лейкогранитов Бабырганского массива к типу редкометалльных плюмазитовых лейкогранитов [2], которые во многих регионах являются одними из наиболее рудопродуктивных гранитоидных магматических серий [7].

*Цель настоящего исследования* – на основе комплексных характеристик гипабиссальных интрузий айского комплекса определить генезис магматических пород и их рудогенерирующий потенциал. Выявить наиболее перспективные участки для обнаружения промышленного редкометалльного оруденения.

Монцониты представляют собой крупнокристаллические породы розовато-серой окраски, сложенные зональным анортоклазом, роговой обманкой ( $f=53-58$ ), клинопироксеном, биотитом, плагиоклазом. Краевые части зонального анортоклаза содержат микровключения салита, биотита, роговой обманки. Биотит по составу отвечает сидерофиллиту и отличается от слюд остальных разновидностей пород самыми низкими концентрациями магния (рис. 1). Аксессуары включают мелкие выделения сфена, апатита. Для них характерны весьма высокие концентрации стронция (до 2720 г/т) и бария (до 1970 г/т).

Монцогаббро и меланосиениты первой фазы образуют ксенолиты и ксеноблоки в приконтактных частях Айской и других интрузий размером от первых десятков до сотен метров в поле развития сиенитов и кварцевых сиенитов. На контакте они перекристаллизованы с возникновением вторичного гранобластового агрегата биотит-кварц-полевошпатового состава. Представляют собой крупно- и гигантозернистые породы, сложенные преимущественно паргаситовой роговой обманкой ( $f = 50-54\%$ ) и щелочным полевым шпатом, в незначительном объеме присутствует биотит. Вкрапленники щелочного полевого шпата насыщены включениями клинопироксена (салит), биотита, сфена и амфибола. В монцогаббро зафиксированы повышенные концентрации стронция (до 1950 г/т) и бария (до 2070 г/т).

Меланосиениты сложены калинатровым полевым шпатом, амфиболом феррогастингситового ряда ( $f=49-60\%$ ), редко биотитом, а в интерстициях указанных минералов содержат плагиоклаз и кварц (2-4%); акцессорные минералы представлены (г/т) магнетитом (4942), апатитом (55) и цирконом (4). Они характеризуются высокой щелочностью ( $K_2O = 7,23\%$ ,  $Na_2O = 3,65\%$ ), титанистостью (1,44%  $TiO_2$ ) и фосфористостью (0,32%  $P_2O_5$ ), высоким содержанием (г/т) бария (2500), стронция (2200), циркония (334), ниобия (6,3), урана (5) и тория (5,8). Отмечается резко дифференцированное распределение легких и тяжелых лантаноидов при сумме  $P3Э = 702$  г/т [6].

Сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты второй фазы связаны между собой постепенными переходами, с преобладанием двух последних разновидностей. Они слагают крупное (20г2 км) дугообразное тело, прослеженное почти непрерывно от г.Блинова на западе до хр. Типешка на востоке, а также в восточной части горы Бабырган. Отдельные их обнажения известны в центральной и северо-восточной частях Айского плутона и массива Айчонок. В кварцевых сиенитах и граносиенитах встречены крупные ксенолиты перекристаллизованных пироксен-амфиболовых меланократовых сиенитов и монцогаббро ранней фазы, кордиеритовых и амфиболовых роговиков, полосчатых полевошпатовых амфиболитов, перекристаллизованных девонских гранитов и риолитов. В них присутствуют дайки субщелочных амфибол-биотитовых гранит-порфиров, единичные гнезда и жилы пегматитов, мусковит-кварц-турмалиновых грейзенов, гранат-и пироксенсодержащих кварцевых жил (в апикальной части массива на горах Типешка и Мохнатая).

Сиениты и кварцевые сиениты представляют собой красновато-серые крупно-среднезернистые массивные породы, состоящие из крупнопертитового калинатрового полевого шпата (44-80%), амфибола (до 15%) паргасит-феррогастингситового ряда ( $f = 45-56\%$ ), биотита (до 10%) истонит-сидерофилитового ряда (рис. 1), сфена (до 2%) и магнетита (1142 г/т), редко салита ( $f = 32-36\%$ ). Характерно дифференцированное распределение  $P3Э$  с резким преобладанием легких над тяжелыми лантаноидами при сумме  $P3Э = 202$  г/т, отсутствием аномалии по Eu. Отмечаются повышенные содержания (г/т) Rb (125), Sr (1445), Zr (140). В сиенитах фиксируется аномально высокое содержание Sr (до 8750 г/т), которое прогрессивно убывает с ростом кремнекислотности пород. По геохимическим особенностям породы близки к типичным для сиенитовой породной группы в составе гранитоидных серий  $A_1$ -типа. Граносиениты – крупно-среднезернистые равномернозернистые или порфировидные породы, состоящие из калишпата (35-44%), плагиоклаза (28,7-32,5%), кварца (18-23%), темно-бурого слабозеленоватого ( $f = 37-42\%$ ) биотита, зеленого амфибола (2-3%), переходного по составу между эденитом и обыкновенной роговой обманкой ( $f = 42-47\%$ ), акцессорных сфена, циркона и апатита. Породы обладают пониженными содержаниями бария (750), стронция (630) и калия относительно кварцевых сиенитов. Для них характерны минимальные среди пород Айского массива концентрации тория,

тантала, ниобия, максимальные – циркония и иттрия.

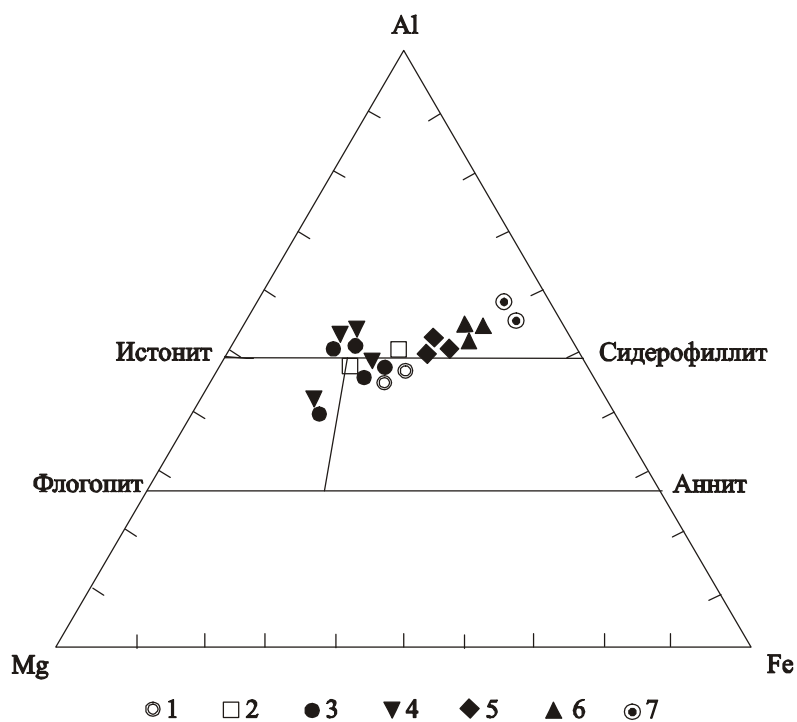
Умеренно-щелочные лейкограниты и граниты третьей фазы внедрения обнажаются на площади 12 км<sup>2</sup> в восточной части массива (в районе г. Мохнатой), а также образуют прерывистую внешнюю оторочку главного сиенит-граносиенитового тела, повторяя его дугообразный изгиб. В западном слабо эродированном эндоконтакте (в 2 км севернее г. Березовой) С.П.Шокальским установлены фазовые взаимоотношения между среднезернистыми биотит-амфиболовыми кварцевыми сиенитами и мелко-среднезернистыми биотитовыми умеренно-щелочными гранитами. Поверхность контакта полого погружается под кварцевые сиениты, перекристаллизованные на расстоянии до 10-15 м от контакта с полным замещением амфибола мелкочашуйчатым вторичным биотитом. Умеренно-щелочные лейкограниты представляют собой розово-серые средне-крупнозернистые лейкократовые породы, состоящие из микроклина (29-43%), альбит-олигоклаза (до 25%), кварца (31-35%), низкожелезистого ( $f = 43-46\%$ ) биотита (2-5%), мусковита (1-2%), акцессорных (г/т) циркона (10,2), апатита (1,6), флюорита (26), магнетита (1642), сфена. В сравнении с граносиенитами в гранитах наблюдается уменьшение концентраций РЗЭ (до 90,3 г/т – за счет иттриевой группы), Та, Nb, Ва, Sr, отмечается слабо выраженный минимум по Eu. По петрохимическому и редкоэлементному составу породы наиболее близки к плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам А<sub>1</sub>-типа, отличаясь несколько повышенной глиноземистостью и повышенными содержаниями бария и стронция. В гранитах и лейкогранитах постоянно присутствуют в повышенных количествах бор (до 30 г/т) и фтор (до 0,3%). Биотиты этих пород относятся по составу к ряду истонит-сидерофиллита (рис. 1), а отдельные анализы тяготеют к ряду истонит-флогопита.

К четвёртой фазе отнесены линейно вытянутые участки (шириной до 230 м и протяженностью до 1,5 км) в юго-восточном эндоконтакте Айского массива, сложенные флюоритсодержащими двуслюдяными умеренно-щелочными лейкогранитами. Аналогичные породы отмечены нами в восточных эндоконтактных частях Типешки и северных контактах Мохнатой. Особенностью этих образований является присутствие низкожелезистого ( $f = 37-44\%$ ) биотита (до 5%) с повышенными содержаниями F (4% и более), MnO (2,8-3%) и акцессорного флюорита (до 105 г/т), наличие миароловых текстур и пегматоидных прожилков и жил. Флюорит в породах образует вкрапленность размерами от 0,5 мм до 0,4 см. Изредка флюорит отмечается в миароловых пустотах, указывая на то, что его кристаллизация связана с поздними стадиями кристаллизации пород под влиянием позднемагматических флюидов. Породы характеризуются широкими вариациями редкоэлементного состава, минимальными среди гранитоидов Айского массива содержаниями Sr, Ва, РЗЭ, наличием в спектре РЗЭ европиевого минимума. По особенностям химизма данные образования обнаруживают сходство с умеренно-щелочными лейкогранитами западного эндоконтакта Айского массива.

Анализ изотопов стронция и неодима показывает, что все породы комплекса образуют единый ряд дифференциатов от монцогаббро до лейкогранитов и сиенитов (табл. 2). На диаграмме  $e Sm(t) - e Nd(t)$  соотношения указанных изотопов образуют линейный тренд составов от монцогаббро до граносиенитов и лейкогранитов (рис. 2) и локализируются вблизи обогащённого мантийного источника типа ЕМ II.

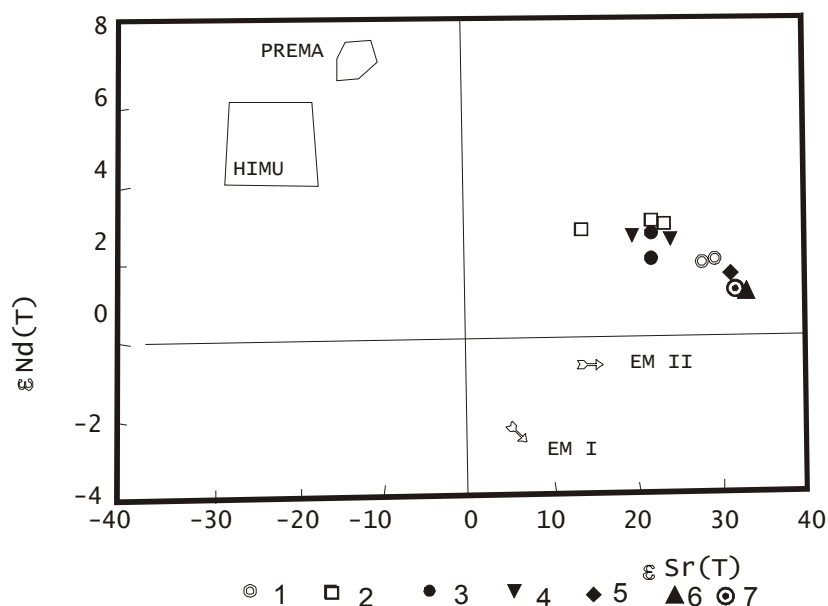
Потенциальная рудоносность интрузивных образований может быть определена путём вычисления редкометалльного индекса –  $F(Li+Rb)/(Sr+Ba)$  по Л.В. Таусону [7] с учётом особенностей флюидного режима и концентраций летучих компонентов в них (фтора, воды, бора). В табл. 3 приведены необходимые данные и значения вышеуказанного индекса.

Анализ таблицы показывает, что от монцогаббро к лейкогранитам с флюоритом происходит заметное увеличение концентраций фтора и редкометалльного индекса. При этом величина последнего (6178,3) и петрогеохимические параметры умеренно-щелочных лейкогранитов весьма близки таковым для плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов (редкометалльный индекс 6800). Аналогичные параметры для лейкогранитов с флюоритом приближаются к литий-фтористым гранитам, с которыми пространственно и парагенетически связано грейзеновое и пегма-



**Рис.1. Диаграмма Al – Mg – Fe составов биотитов гранитоидов айского ареала**

1- сиениты, 2- граносиениты, 3- умеренно-щелочные граниты, 4- лейкограниты 4 фазы с флюоритом; 5- меланосиенит; 6- монцогаббро; 7- монционит.



**Рис. 2.** Диаграмма  $\epsilon Sr(t) - \epsilon Nd(t)$  для пород айского комплекса.

Типы мантии по Зиндлеру и Харту [10]: EM I и EM II – обогащённая мантия типов I и II; PREMA – примитивная мантия; HIMU – мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением.

Интрузивные породы Айского комплекса: 1- сиениты, 2- граносиениты, 3- умеренно-щелочные граниты, 4- лейкограниты 4 фазы с флюоритом; 5- меланосиенит; 6- монцогаббро; 7- монцонит.

титовое оруденение олова, тантала, ниобия в изучаемом районе.

Нами выявлено несколько проявлений редких металлов.

Тантал-ниобиевое грейзеновое проявление Типешкинское расположено в юго-восточном эндоконтакте одноименного массива. Грейзены образуют зону мощностью от 2 до 12 м и протяжённостью до 35 м. Обнажён лишь фрагмент зоны. Состав грейзенов: кварц, мусковит, турмалин, пирит. В пробах-протоколках обнаружены берилл, топаз, танталит, колумбит, микролит, тапиолит, шеелит. Содержания пентоксида тантала в грейзенах варьируют от 0,005 до 0,038%, пентоксида ниобия от 0,008 до 0,012%, оксида бериллия от 0,01 до 0,023%, оксида рубидия от 0,001 до 0,18%.

Оловянное грейзеновое проявление Орлиное находится в южном контакте Айского массива в 0,5 км к югу от одноименной вершины. Грейзены по составу главных минералов весьма схожи с таковыми Типешкинского проявления. Основные рудные минералы:

пирит, халькопирит, касситерит, станнин. Содержания диоксида олова в грейзенах колеблются от 0,03 до 0,1 %. Следует отметить, что проявление сопровождается первичным ореолом олова, распространяющимся не только в пределах гранитоидов массива, но и во вмещающих алевролитах каимской свиты.

Свалы миароловых пегматитов с вкрапленностью танталита, берилла и пирита обнаружены также в южном контакте Верхне-Айского массива к юго-востоку от посёлка Верхняя Ая.

Обсуждение результатов и выводы. Приведенные данные по геологическому строению интрузий айского комплекса свидетельствуют о едином источнике формирования всех разновидностей пород. Ряд исследователей, изучая интрузивные образования Айского массива, пришли к выводу о формировании граносиенитовых расплавов в процессе анатектического плавления слабо метасоматизированных коровых субстратов [6]. При этом констатируется автономность и генетическая разнородность базит-сенитовых и граносиенит-гранитовых породных групп. Наши данные свидетельствуют о едином источнике базитовых, монцонитоидных, сиенитовых и гранитовых разновидностей, произошедших в результате дифференциации единой щелочной мантийной базальтовой магмы в глубинном очаге.

## 2. Значения параметров $\epsilon(Nd)_t$ и $\epsilon(Sr)_t$ для пород айского интрузивного комплекса

Породы и фазы внедрения	$\epsilon(Nd)_t$	$\epsilon(Sr)_t$
Монцогаббро 1 фазы	1,96	31,3
Монцонит 1 фазы	1,99	31,2
Меланосиенит 1 фазы	2,15	30,4
Сиениты 2 фазы*	2,13	29,73
Сиениты 2 фазы	2,12	28,27
Граносиениты 2 фазы*	2,93	12,83
Граносиениты 2 фазы*	2,93	20,94
Умеренно-щелочные граниты 3 фазы*	2,90	23,0,5
Умеренно-щелочные граниты 3 фазы*	2,72	21,14
Лейкограниты 4 фазы*	2,94	20,37
Лейкограниты 4 фазы	2,93	22,34

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН (г. Москва). Анализы, помеченные \* заимствованы из работы [6].

### 3. Концентрации редких элементов и значения редкометалльного индекса в породах айского комплекса

Породы	F, %	Li, г/т	Rb, г/т	Sr, г/т	Ba, г/т	F(Li+Rb)/(Sr+Ba)
Монцогаббро	0,02	21,2	95	1950	2070	5,78
Монцониты	0,03	20,5	104	2720	1970	7,96
Меланосиениты	0,04	30,1	125	2200	2500	13,2
Сиениты	0,08	18,8	109	8750	1956	9,54
Граносиениты	0,10	27,6	78,9	630	750	77,2
Граниты	0,12	55	145	280	310	406,8
Лейкограниты	0,22	4,5	164	20	40	6178,3
Лейкограниты с флюоритом	0,85	10,8	172	7	20	57548,1

Такое единство просматривается не только в сходных и закономерных изменениях петрогеохимических характеристик всего набора пород, но и по данным изотопов стронция и неодима (рис. 1), указывающих на близость к единому мантийному источнику обогащённой мантии типа EM II. Соотношение изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) в породах айского комплекса варьируют от 0,7052 до 0,7068 [6], также указывают на ювенильный мантийный источник родоначальной магмы.

Формирование лейкогранитов с флюоритом заключительной фазы внедрения изученных массивов связано с эманационной дифференциацией и дегазацией фельзитических выплавов, максимально обогащённых и пересыщенных летучими компонентами. Образование низкотемпературных расплавов, пересыщенных летучими компонентами, создаёт благоприятные условия для отделения от них относительно низкотемпературных флюидов, заметно обогащённых элементами, тесно связанными с переносом в виде соединений, содержащих фтор (Sn, Ta, Nb, Rb, Li, W, Be, Mo и другие).

Флюидный режим магматических образований характеризовался обилием различных летучих компонентов, и в первую очередь фтором, водой, бором, фосфором. Экспериментальные данные по изучению кислых расплавов [5] показали, что гранитные магмы, насыщенные водой и фтором, не заканчивают кристаллизацию при температуре солидуса обычных гранитов, а продолжают свою эволюцию на 150-200°С ниже и становятся «низкотемпературными» расплавами, которые кристаллизуются при температуре 575±25°С (при давлении в 1000 атм). Наши данные по завершающим фазам айских лейкогранитов с флюоритом близки к оговариваемым параметрам.

Условия накопления летучих компонентов и связанных с ними рудных и редких элементов в потенциально рудоносных магматических системах коррелируются с соотношениями в них летучих компонентов и их окислительно-восстановительных потенциалах. Показателем последних является фугитивность кислорода. Реставрация числен-

### 4. Концентрации РЗЭ (г/т) во флюоритах лейкогранитов 4 фазы (Верхне-Айский, Типешкинский массивы)

Элементы и отношения	Номера проб		
	5995	5998	5601
La	81	76	74
Ce	67	63	61
Pr	12	11	11
Nd	22	24	21
Sm	13	11	10
Eu	12,4	13,7	14,2
Gd	17	19	22
Tb	12,6	14,8	15,3
Dy	23,5	25,8	27,6
Ho	7,8	9,6	11,4
Er	15,2	16,7	18,8
Tm	2,2	2,6	3,1
Yb	10,7	12,8	14,3
Lu	1,52	1,78	2,04
Y	16,9	17,4	19,7
Tb/La	0,16	0,19	0,21
Y/Ho	2,17	1,81	1,72
La/Yb <sub>N</sub>	5,1	4,0	3,5

Примечание. Анализы выполнены методом ICP-ms в лаборатории ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск).

ных значений фугитивности кислорода в магматических расплавах изучаемого комплекса проведена на основе анализа содержаний кислорода в биотитах в позиции (ОН, F). Для олова и других редких элементов наиболее вероятной формой переноса являются комплексные соединения типа  $\text{Sn}(\text{OH},\text{F})^{2-}$ . В аналогичных формах переносятся тантал, ниобий и другие элементы. Следовательно, повышенные концентрации фтора в биотитах в позиции (ОН, F) должны рассматриваться как важный критерий оловоносности и редкометалльности гипабиссальных интрузий. Такие условия и существуют для биотитов интрателлурической фазы. Содержания фтора в биотитах умеренно щелочных лейкогранитов с флюоритом достигают 4 и более %. Максимально высокий индекс редкометалльности (табл.3) также указывает на потенциальную рудоносность заключительных фаз становления (лейкограниты с флюоритом), приближающийся по своим значениям к индексу редкометалльности плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов.

Образование флюорита в лейкогранитах связано с обогащёнными фтором флюидами позднемагматической стадии. Обогащённость фтором обусловлена эманационной дифференциацией в магматическом очаге. Известно, что концентрации РЗЭ во флюоритах и отношения некоторых лантаноидов являются хорошими показателями геохимической обстановки кристаллизации минерала и вмещающей породы. Нами проанализировано несколько монофракций флюоритов на РЗЭ (табл. 4).

Следует отметить, что спектры РЗЭ во флюоритах отличаются довольно значительными концентрациями почти всех элементов, вероятно, обусловленных процессами эманационной дифференциации, в которых существенную роль играли лиганды фтора на позднемагматической стадии. Отмечается слабо обогащённый спектр распределения лёгкими РЗЭ ( $\text{La}/\text{Yb}_N=3,5-5,1$ ). При эманационной дифференциации не происходило заметного деплетирования лёгкими РЗЭ, как это имеет место при взаимодействии флюид/порода в процессе кристаллизационной дифференциации. Эманационная природа дифференциации, вероятно, обусловила и повышенные относительные концентрации тербия и отношения тербия к лантану (от 0,16 до 0,21). Аналогичные отношения Tb/La в первичных флюидах без эманационной дифференциации составляют в пределах первых сотых, являющихся индикатором степени фракционирования флюида [9]. Вероятно, эманационной дифференциации обязаны и сравнительно низкие отношения иттрия к гольмию (1,72-2,17), в то время как в гидротермальных флюоритах такое отношение составляет 50 - 200 [8], тем самым указывая на относительно слабый фракционированный характер магматогенного флюида в период эманационной дифференциации.

Приведенные материалы позволяют связывать образование крупной Айской плутонической ассоциации пород в триасовое время с дифференциацией магматического очага в условиях рифтогенного растяжения, вызванного функционированием суперплюма [3]. Магматизм и металлогения отвечают эвколломантийной астеногенали [2]. Оруденение связано с заключительной фазой становления интрузий – лейкогранитами, генерация которых осуществлялась доминирующей эманационной дифференциацией в глубинном очаге. Рудогенерирующий потенциал Айского плутона по приведенным характеристикам должен быть более масштабным. В связи со сравнительно небольшим эрозийным срезом Айской магмо-рудно-метасоматической системы и наличием апикальных выступов, провесов кровли, особенно в южных и юго-восточных краевых частях плутона, наличием прямых признаков оруденения грейзенового и пегматитового типов, имеются реальные возможности выявления промышленного оруденения редких металлов.

### Литература

1. Владимиров А.Г., Пономарёва А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38, №4, с. 715-729.
2. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. Томск, изд-во STT, 2003, 308 с.
3. Гусев А.И., Гусев Н.И. Магмо-флюидодинамическая концепция эндогенного рудообразования на примере Алтая и других регионов // Региональная геология и металлогения, 2005, №23, с. 119-129.
4. Гусев Н.И., Гусев А.И., Гутак Я.М., Федак С.И. Новая геологическая шкала времени-2004 // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая. Горно-Алтайск, 2005, №4, с. 10-15.
5. Коваленко В.И. др. Экспериментальное исследование плавления и кристаллизации топазсодержащих кварцевых кератофинов (онгонитов) в присутствии воды и растворов плавиковой кислоты // ДАН СССР, 1974, т.215, №3, с. 681-684.
6. Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарёва А.П. и др. Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, №8, с. 1072-1084.
7. Таусон Л.В., Гундобина Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск, изд-во Наука, Сибирское отделение, 1987, 202 с.
8. Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids // Contrib. Mineral. Petrol., 1995. V.119. p. 213-223.
9. Subtas I., Fernandez-Nieto C. Hydrothermal events in the Valle de Tena (Spanish Western Pyrenees) as evidenced by fluid inclusions and trace element distribution from fluotite deposits // Chem. Geol. 1995. V. 124. P. 267-282.
10. Zindler A., Hart. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V.14. P.493-571.