

ОНГОНИТ-ЭЛЬВАНОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ СИБИРИ

А.Г. Владимиров*, И.Ю. Анникова*, В.С. Антипин**

**Институт геологии и минералогии СО РАН*

630090, Новосибирск, пр. Коптюга, 3

E-mail: vladimir@uiggm.nsc.ru

***Институт геохимии СО РАН*

664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1-а

E-mail: antipin@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 22 сентября 2006 г.

В статье рассматриваются геологическая позиция, состав и петрогенетические механизмы формирования редкометалльно-гранитных систем Прибайкалья и Алтая, сопровождающихся эльванами и онгонитами. Показано, что в этих регионах формирование редкометалльно-гранитных систем с эльванами и онгонитами отвечает этапу повышенной проницаемости земной коры и литосферы, связанной с рифтогенными сдвигово-раздвиговыми обстановками. Геохимические особенности редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов свидетельствуют о том, что главными факторами формирования этих специфических рудоносных расплавов являются: 1) глубокая дифференциация родоначальных гранитных магм в глубинных камерах, 2) активное взаимодействие остаточных кремнекислых расплавов, имеющих повышенную или высокую редкометалльность, с флюидами и/или расплавами – дериватами мантийных магм с плюмовыми характеристиками. Особое место в статье уделено анализу роли фосфора при формировании эльвановых и онгонитовых расплавов.

Ключевые слова: *редкометалльная провинция, редкометалльно-гранитная система, онгонит, эльван, геодинамическая обстановка, корово-мантийное взаимодействие, петрогенезис.*

ONGONITE-ELVAN MAGMATISM OF SOUTHERN SIBERIA

A.G. Vladimirov*, I.Yu. Annikova*, V.S. Antipin**

**Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS*

***Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS*

The paper provides the geological implications, composition and petrogenetic mechanisms of formation of rare-metal-granite systems, accompanied by elvans and ongonites in the regions of PreBaikal and Altay. It has been shown that in these regions the rare-metal-granitic systems with elvans and ongonites were formed at the stage of high permeability of the earth's crust and lithosphere, associated with rift shear-pull-apart settings. The geochemical features of rare-metal granites, elvans and ongonites indicate that the main factors of formation of these specific ore-bearing melts are: 1) profound differentiation of primary granitic magma in the deep chambers, 2) active interaction of silica acid melts having heightened or high rare-metal capacity, with fluids and/or melts derivatives of mantle magmas with plume characteristics. The paper reports contribution of phosphorus to formation of elvan and ongonite melts.

Key words: *rare-metal province, rare-metal-granite system, ongonite, elvan, geodynamic setting, crust-mantle interaction, petrogenesis.*

Введение

В настоящее время не вызывает сомнений, что редкометалльно-гранитный магматизм является индикатором внутриплитных геодинамических обстановок, а именно – постколлизиионных и рифтогенных. Редкометалльно-гранитные комплексы обычно формируются непосредственно вслед за крупными гранитоидными батолитами, нередко они сопровождаются субвулканическими фациями редкометалльных гранитов, представленных эльванами, реже – онгонитами.

На примере редкометалльной провинции Корнуолл (Англия) уже была показана тесная пространственная и петрогенетическая связь позднепалеозойских эльванов в составе дайкового пояса и субщелочных гранитов Корнубийского батолита, где отмечена решающая роль мантийно-корового взаимодействия при формировании этих пород [Henley, 1974; Good, Taylor, 1980; Антипин и др., 2002]. Эльваны приурочены к зонам глубинных разломов и протяженным дайковым поясам, в составе которых известны проявления базитового, монцонитоидного и лампрофирового магматизма. Влияние глубинного флюида фиксируется по геохимическим особенностям эльванов, которые наследуют общий («ортоклазовый») тренд дифференциации субщелочного гранитоидного магматизма.

Классическим примером развития онгонитов является серия онгонитовых даек в районе Онгон-Хайрхан (Монголия), где они впервые были открыты В.И. Коваленко [Коваленко и др., 1971]. В ассоциации с этими редкометалльными породами эльваны не проявлены, и, как было показано [Коваленко и др., 1999], онгониты являются субвулканическими аналогами редкометалльных Li-F гранитов, эволюция химического и редкоэлементного состава которых продолжает составы нормальных известково-щелочных гранитов («альбитовый» тренд фракционирования).

Вместе с тем, следует подчеркнуть, что совместные проявления эльванов и онгонитов – явление исключительно редкое, так, например, в южном обрамлении Сибирской платформы установлены лишь два таких примера: 1) Уругудей-Утуликский интрузивно-дайковый пояс, хребет Хамар-Дабан, южное Прибайкалье [Антипин и др., 2002] и 2) Восточно-Калгутинский дайковый пояс, плато Укок, Горный Алтай [Дергачев, 1990; Владимиров и др., 1998; Анникова

и др., 2006]. Цель данной статьи – провести их комплексный сравнительный анализ и выявить главные факторы, отражающие динамику мантийно-корового взаимодействия и особенности кристаллизации редкометалльно-гранитных расплавов.

Южное Прибайкалье: хребет Хамар-Дабан

В этом районе наиболее известен Уругудей-Утуликский интрузивно-дайковый пояс, расположенный в юго-западной периферии позднепалеозойского ареала магматизма, центральную часть которого занимает крупнейший в Центральной Азии Ангаро-Витимский батолит (рис. 1). Составы пород последнего варьируют от монцогранитоидов раннего этапа до преобладающих палингенных известково-щелочных гранитов главного этапа, а также лейкогранитов и граносиенитов субщелочного ряда, формирующихся на заключительном этапе становления батолита.

Уругудей-Утуликский интрузивно-дайковый пояс имеет субширотное простирание и протягивается на расстояние более 100 км при ширине 5-6 км. Рассматриваемая серия пород представлена небольшими интрузиями флюорит-, топаз- и криолитсодержащих гранитов, а также дайками монцодиоритов, кварцевых монцонитов, граносиенитов, топазитов, эльванов и онгонитов [Антипин и др., 1999]. Для редкометалльных гранитов Харагульского и Уругудеевского эталонотипных массивов, входящих в состав пояса, Rb-Sr изотопным методом установлен возраст в 320-318 млн. лет [Коваленко и др., 1999]. Совпадение позднепалеозойского возраста формирования Ангаро-Витимского батолита (320-290 млн. лет) и Уругудей-Утуликской интрузивно-дайковой серии, а также сходный характер эволюции состава пород от монцогранитоидов до лейкогранитов могут свидетельствовать о достаточно близких внутриплитных геодинамических условиях развития магматизма в данном регионе, образующего обширный ареал в пределах Селенгино-Витимской структурной зоны.

Ранние породы интрузивно-дайковой серии представлены средне- и мелкозернистыми флюоритсодержащими биотитовыми гранитами Харагульского и Уругудеевского массивов. Это породы с массивной текстурой и равномерно-зернистой, иногда порфировидной структурой.

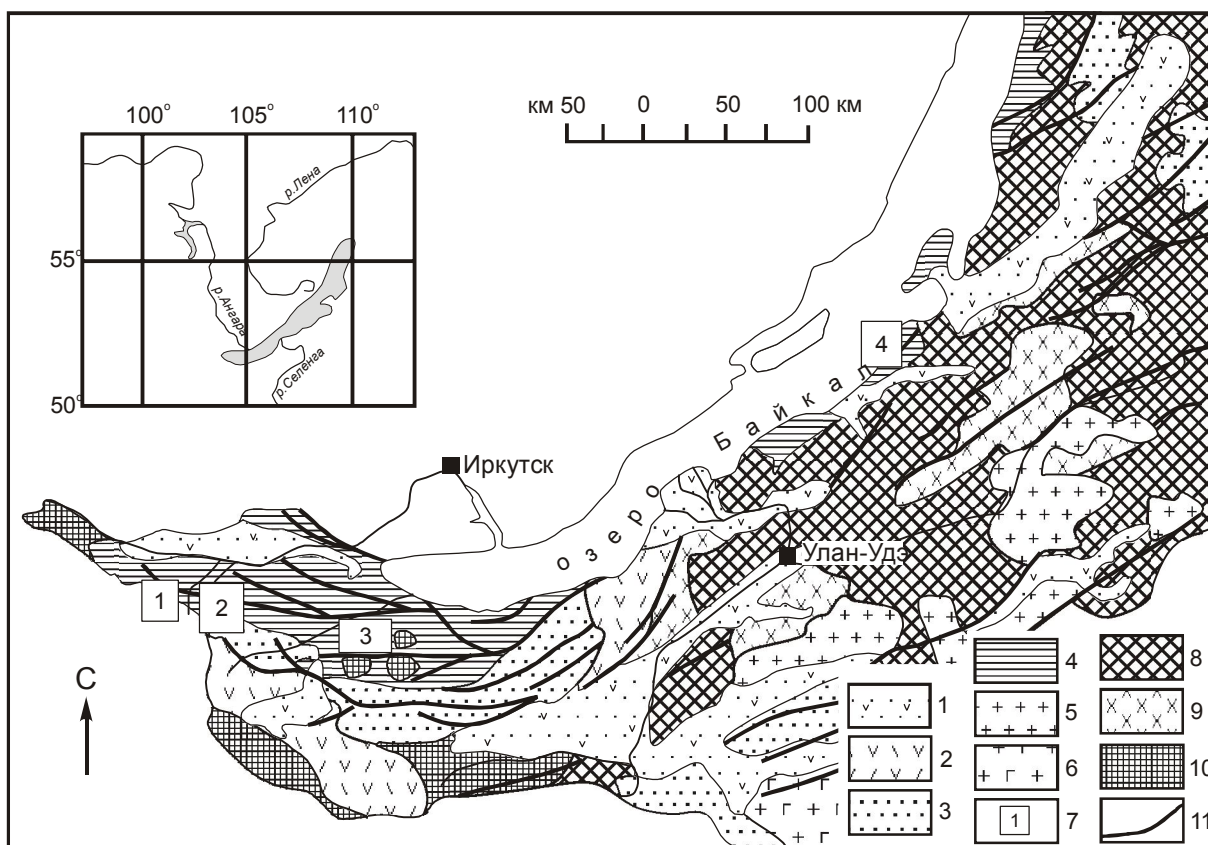


Рис. 1. Схема геологического строения Прибайкалья.

1 – нерасчлененные осадочные и вулканогенные породы вместе с покровами базальтов; 2 – эффузивы кислого и среднего состава и их туфы с прослоями и линзами песчаников, сланцев и алевролитов; 3 – терригенно-вулканогенные отложения; 4 – высокометаморфизованные гнейсы и кристаллосланцы, вмещающие пластовые тела габброидов и гранито-гнейсов; 5 – субщелочные и щелочные гранитоиды; 6 – габбро-гранодиорит-граниты, трахиандезит-базальты; 7 – редкометалльные литий-фтористые граниты (цифры в квадрате: 1 – Харагульский массив, 2 – Уругудеевский массив, 3 – Утуликская дайковая серия, 4 – Безымянский массив); 8, 9 – Ангаро-Витимский батолит: 8 – гранитоиды главного этапа, 9 – кварцевые монцитоны и гранодиориты раннего этапа; 10 – добатолитовые гранитоиды; 11 – разрывные нарушения.

Характерной петрографической особенностью описываемых пород является идиоморфизм кварца по отношению к другим минералам, наличие породообразующего флюорита (до 1,5 %) и появление на поздних стадиях кристаллизации литийсодержащего биотита.

В исследуемых массивах широко развиты топазсодержащие микроклин- и амазонит-альбитовые граниты. Для топазсодержащих гранитов характерно преобладание кислого плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, идиоморфизм кварца по отношению к другим минералам, наличие литиевых разновидностей слюд и кристаллизация топаза вместо флюорита. Топаз образует таблитчатые, округлые, реже неправильной формы зерна размером от 0,2 до 0,8 мм. Из наиболее характерных акцессорных и рудных минералов в гранитах отме-

чаются касситерит, монацит и танталит-колумбит. Для всех разновидностей пород Уругудеевского массива характерно наличие турмалина (до 3,5 об. %).

Субвулканическими аналогами наиболее ранних флюоритсодержащих гранитов субщелочной серии ($K/Na > 1$) являются высококальциевые породы – эльваны. Эльваны представляют собой порфировые породы, содержащие вкрапленники K-Na полевого шпата, кварца, кислого плагиоклаза и биотита. Основная масса этих пород, наряду с вышеперечисленными минералами, содержит циркон, апатит, магнетит, рутил, сфен и ортит. Фтор- и борсодержащими минералами в эльванах являются флюорит и турмалин.

Позже эльванов в Утуликской части пояса внедрились топазсодержащие гранит-пор-

Таблица 1

Средние составы редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов Прибайкалья и Алтая

Компоненты	Южное Прибайкалье, хребет Хамар-Дабан, Уругудей-Утуликский интрузивно-дайкивый пояс					Горный Алтай, плато Укок, Калгутинская рудно-магматическая система (РМС)				
	Флюоритсодержащие граниты (11)	Эльваны (7)	Топаз- и криолитосодержащие		Топазо-держачие граниты (50)	Биотитовые граниты ГФ (50)	Лейко-граниты ФДИ и ЗФ (36)	Гранит-порфиры (14)	Ультраредко-металлические эльваны (33)	Ультраредко-металлические онгониты («калгутиты») (29)
			Граниты (3)	Онгониты (8)						
SiO ₂	72,36	73,92	73,05	69,84	74,52	71,90	74,60	73,06	72,97	71,94
TiO ₂	0,07	0,12	0,02	0,04	0,06	0,44	0,16	0,15	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	14,59	13,16	14,87	18,04	14,54	13,86	13,87	14,27	14,93	16,04
Fe ₂ O ₃	0,94	1,07	0,77	0,62	0,34	1,33	0,65	0,56	0,44	0,52
FeO	0,97	0,93	0,32	0,17	0,35	1,51	0,89	0,80	0,59	0,56
MnO	0,08	0,06	0,05	0,05	0,11	0,07	0,07	0,06	0,08	0,13
MgO	0,05	0,10	0,08	0,13	0,05	0,75	0,27	0,51	0,20	0,15
CaO	0,50	0,73	1,25	0,54	0,17	1,59	0,69	0,67	0,55	0,51
Na ₂ O	4,82	4,01	3,94	5,54	5,09	3,00	3,68	3,50	3,72	4,43
K ₂ O	4,97	4,20	3,30	2,17	3,76	4,64	4,30	4,94	4,15	3,33
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,02	0,03	0,09	0,19	0,16	0,27	0,39	0,65
П.п.п.	0,61	1,27	1,14	1,43	0,50	0,80	0,72	0,88	1,08	1,59
Kal	1,01	1,09	1,25	1,50	1,16	1,06	1,13	1,16	1,29	1,37
F	0,32	0,53	1,84	3,07	0,57	0,07	0,10	0,32	0,34	0,65
Li	295	190	410	714	667	145	77	212	618	2001
Rb	450	470	380	510	835	318	378	585	719	1346
Cs	11	7	4	7	24	41,9	30,6	117,5	275,5	690
Be	10	16,7	—	—	7,3	7,0	9	10,3	33,1	99
B	21	33	—	—	12	25	—	—	—	74
Ba	52	141	85	119	53	347	177	241	217	143
Sr	24	58	97	108	28	134	83	147	180	210
Sn	25	43	183	152	60	8,3	2,9	3,5	2,8	2,6
Pb	84	86	128	30	112	38,3	21	18,4	10	11,6
Zn	133	85	86	25	109	—	—	—	—	—
W	1,20	4,09	—	—	0,77	6,1	64	31,8	91,2	35,5
Mo	0,85	3,11	—	—	0,36	7,9	9,2	184,5	4,1	6,7
Ta	9	5,4	16,5	50	28	2,4	12,3	19,4	34,3	62,1
Nb	50	35	41	52	53	66,4	36,2	41,5	51,1	72,2

Zr	171	116	66	52	69	175	66	119	32	30
Hf	7,7	7,4	3,6	35	7,3	5,2	2,1	1,2	–	2,1
Сумма РЗЭ	224	230	36	31	90	170	37	31	78	11

Примечание. Оксиды и фтор в мас. %, редкие элементы – в г/г; в скобках – число анализов, ГФ – главная интрузивная фаза, ФДИ – фаза дополнительных интрузий, ЗФ – заключительная фаза, РМС – рудно-магматическая система; Kal (коэффициент глиноземаистости) = $\frac{Al_2O_3}{CaO+Na_2O+K_2O}$ (м.к.); прочерк – отсутствие данных.

фиры и онгониты, которые отмечаются как в составе сложных даек, так и в виде самостоятельных тел. Количество вкрапленников, среди которых преобладают кварц, К-На полевой шпат и альбит-олигоклаз, варьирует в них от 10 до 30 %. Микро- и скрытокристаллическая основная масса состоит из кварца, полевых шпатов с преобладанием кислого плагиоклаза, а также слюды (1-3 %) и топаза (от 3-4 % до 10-12 %). Топаз образует мелкие идиоморфные кристаллы, скопления зерен неправильной формы или сноповидные агрегаты. Акцессорная минерализация представлена монацитом, ксенотимом, рутилом, апатитом, танталит-колумбитом, криолитом, касситеритом и вольфрамитом.

Слюды исследованных пород характеризуются широкими вариациями составов от литийсодержащих биотитов и протолитионитов до циннвальдитов и железистых лепидолитов, причем для флюоритсодержащих гранитов литийсодержащий биотит и протолитионит являются главными темноцветными минералами (содержания их в породе варьируют от 1 до 3 %). В более поздних топаз- и криолитсодержащих породах слюды, как правило, представлены протолитионитом и циннвальдитом.

По химическому составу среди пород Уругудей-Утуликского инт-

рузивно-дайкивого комплекса отчетливо выделяется субщелочная серия монцонитоидов (монцогранитоидов). Это, как правило, флюоритсодержащие породы с калиевой специализацией щелочей ($K/Na > 1$) и повышенным, относительно средних концентраций в известково-щелочных гранитоидах, содержаниями K_2O , Al_2O_3 и F. Более поздними образованиями интрузивно-дайкивой серии является ряд пород от лейкогранитов до онгонитов, которые пересыщены кремнеземом, имеют отчетливый плюмазитовый состав, характеризуются пониженными содержаниями CaO, MgO, TiO_2 и резким преобладанием Na_2O над K_2O в онгонитах. Средние содержания F в них достигают наиболее высоких значений: в редкометалльных гранитах – до 1,8 %, а в отдельных дайках онгонитов – до 2,7-4,5 % (табл. 1).

Редкометалльные граниты и онгониты Южного Прибайкалья, в сравнении с нормальными известково-щелочными гранитоидами, обогащены F и редкими литофильными элементами (Rb, Li, Cs, Be, Sn, Ta, Nb) и характеризуются типичными для Li-F гранитов низкими уровнями концентраций бария, стронция, фосфора и элементов группы железа (табл. 1). При этом как флюоритсодержащие, так топаз- и криолитсодержащие породы характеризуются близкими по форме графиками нормированных распределений редких и редкоземельных элементов (рис. 2). Более дифференцированными составами обладают топазсодержащие граниты, близкую к ним редкоэлементную характеристику имеют топаз- и криолитсодержащие онгониты, спектры распределения РЗЭ для этих пород – пологие до симметричных с резко выраженным европиевым минимумом. Эльваны Уругудей-Утуликского пояса обогащены редкими элементами, близкими по свойствам к калию (рубидию, цезию, барием), а также бором, фтором и бериллием, сумма РЗЭ в них варьирует от 200 до 300 г/т, а спектры распределения РЗЭ отличаются достаточно выраженным европиевым минимумом, но не таким глубоким как в онгонитах (рис. 2).

Изотопно-геохимические данные по Харагульскому массиву указывают на то, что формирование редкометалльных гранитов Прибайкалья происходило из источников с высоким первичным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,711±16) [Коваленко и др., 1999]. Исследуемые граниты имеют отрицательное значение параметра $\epsilon(Nd)t$ и модельный возраст, превышающий 1200 млн. лет (табл. 2).

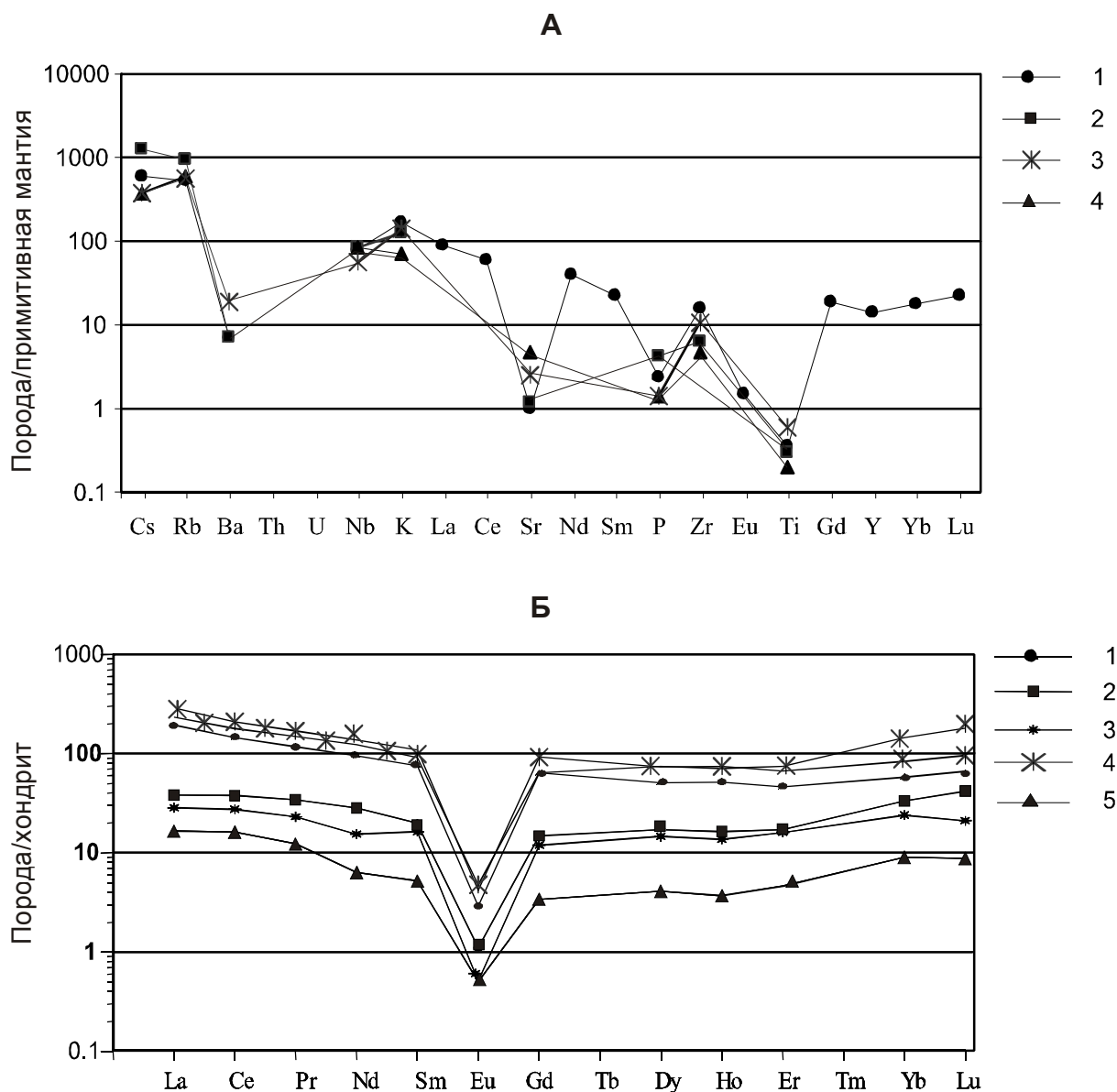


Рис. 2. Спайдер-диаграммы (а) и нормированные спектры распределения редкоземельных элементов (б) для редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов Прибайкалья.

а: 1 – граниты флюоритсодержащие; 2 – граниты топазсодержащие; 3 – эльваны; 4 – онгониты;

б: 1 – граниты флюоритсодержащие; 2 – граниты топазсодержащие; 3 – граниты с криолитом; 4 – эльваны; 5 – онгониты.

Горный Алтай: плато Укок

На Алтае совместные проявления онгонит-эльванового магматизма известны на плато Укок, где они пространственно и генетически связаны с Калгутинским редкометалльно-гранитным массивом. Этот массив и связанное с ним одноименное редкометалльно-молибден-вольфрамовое месторождение входят в состав одной из крупнейших в Центральной Азии редкометалльной провинции (Li, Sn, W, Mo, Be, Ta, Nb), расположенной на стыке За-

падной Монголии, Северо-Западного Китая и Большого Алтая (Казахстан и Россия). Гранитный магматизм, сопряженный с редкометалльным оруденением в этой провинции, отвечает внутриплитному этапу тектогенеза и коррелируется с пермо-триасовым плюмовым магматизмом [Владимиров и др., 1996, 2001; Владимиров, 2003; Добрецов и др., 2005].

Калгутинский массив занимает площадь около 70 км² и располагается в центре одноименной тектонической депрессии, сложенной вулканогенно-осадочными отложениями аксай-

Таблица 2
Сводная таблица результатов Sm-Nd изотопных исследований магматических и метаморфических пород Прибайкалья и Алтая

№ п.п.	Проба	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$\text{T}_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$\text{T}_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
Южное Прибайкалье, хребет Хамар-Дабан, Уругудей-Утулский интрузивно-дайкиковый пояс									
1	Хар-350	4,94	18,55	0,1617	0,512434±9	–	–2,5	1310	–
2	Хар-352	11,9	83,3	0,0865	0,512262±9	–	–2,7	1330	–
3	Хар-301	3,79	9,75	0,2359	0,512615±9	–	–1,2	1066	–
Горный Алтай, плато Укок, Калгутинская рудно -магматическая система (РМС)									
4	1-277	6,57	31,9	0,1245	0,512442±10	–3,8	–1,9	1212	1165
5	1-278/1	0,727	2,99	0,14709	0,512313±9	–6,3	–5,0	1915	1425
6	1-259	7,06	34,6	0,12328	0,512351±6	–5,6	–3,7	1348	1310
7	5-446*	1,564	5,835	0,16207	0,51235±6	–5,6	–4,7	2359	1394
8	1-269	6,78	33,2	0,1234	0,51228±6	–7,0	–5,1	1469	1425
9	1-262/3	2,05	9,31	0,13303	0,512373±9	–5,2	–3,5	1469	1295
10	5-447*	0,1623	0,4368	0,2246	0,51245±9	–3,7	–4,4	–	1366
11	Л-3	20,5	109,0	0,11337	0,512317±9	–6,3	–3,6	1267	–
12	8-568/3	12,6	81,0	0,09418	0,512295±9	–6,7	–3,4	1092	–
13	5-451	7,18	47,0	0,09238	0,512287±8	–6,8	–3,5	1086	–

Примечание. Таблица составлена по данным, опубликованным в [Коваленко и др., 1999; Крук и др., 1999; Плотноков и др., 2002; Анникова и др., 2006]. 1, 2 – флюоритсодержащие граниты, 3 – альбит-лепидолитовые граниты; 4-10 – Калгутинская РМС; 4 – биотитовый порфировидный гранит главной интрузивной фазы; 5-8 – эльваны; 9, 10 – калгутиты; 11-13 – чуйский щелочно-базитовый комплекс ($\text{P}_2\text{-T}_1$): 11 – минетта, 12 – керсантит, 13 – меланосиенит.
* – образцы, для которых вероятны большие погрешности определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Значение параметра $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные возрасты вычислены по модели [Goldstein, Jacobsen, 1988] для резервуара деплетированной мантии с ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0 = 0,513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,21365$). При расчете возрастов протолитов по двухстадийной модели [Lew, Hofmann, 1988] среднекоровое отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принято равным 0,12 [Taylor, McLennan, 1985]. Параметры $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и $\text{T}_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ рассчитаны: для гранитов главной фазы Калгутинского массива на возраст 216 млн. лет, для эльванов и онгонитов Восточно-Калгутинского дайкового пояса – на 202 млн. лет, для пород рахмановского комплекса – на 400 млн. лет, для пород чуйского комплекса – на 250 млн. лет. Прочерк – отсутствие определения.

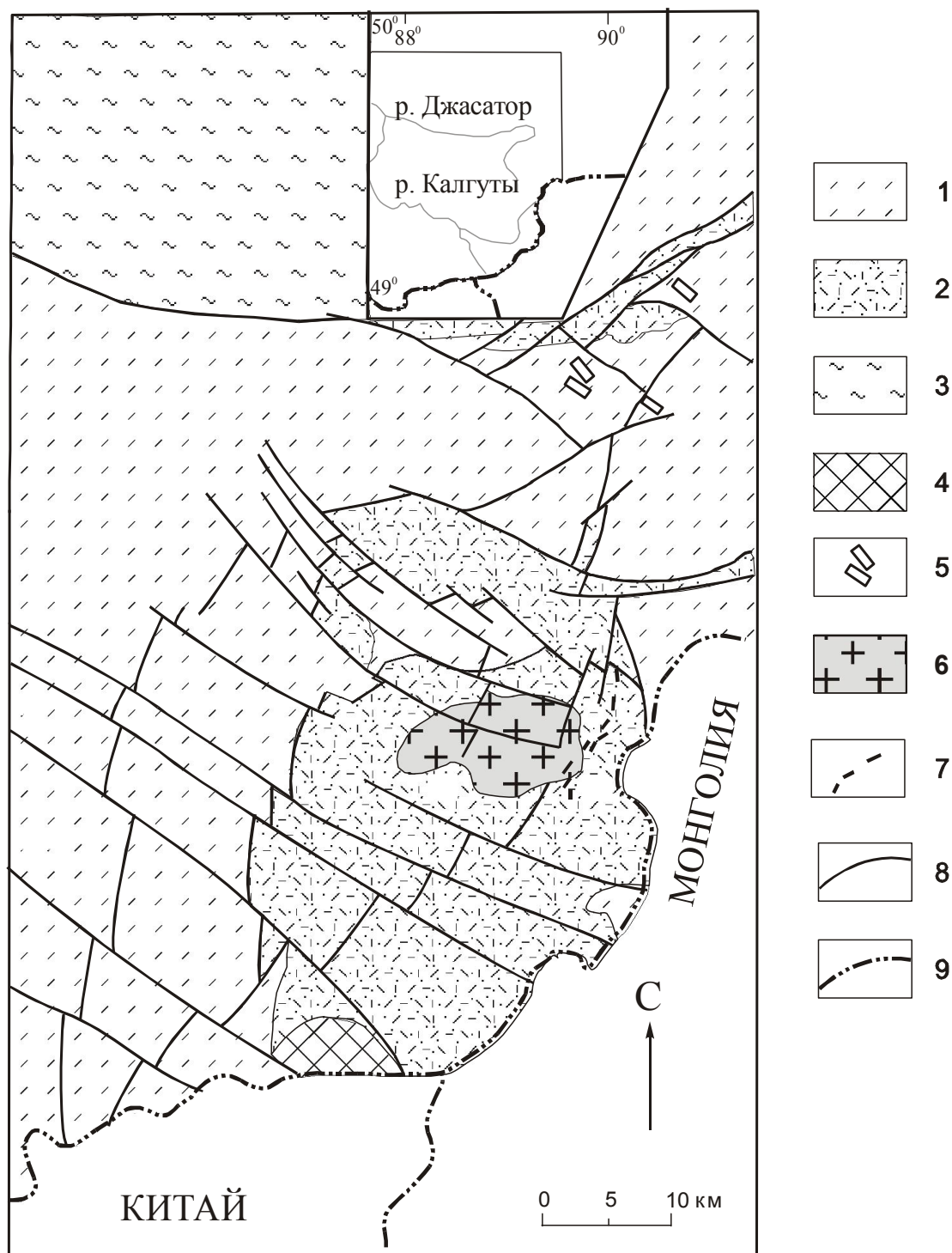


Рис. 3. Геологическая схема расположения Калгутинского редкометалльно-гранитного массива в южной части Горного Алтая.

1-3 – Холзунско-Чуйский террейн в составе Алтае-Монгольского микроконтинента: 1 – нижний структурный этаж, представленный турбидитовыми толщами раннепалеозойского возраста, 2 – верхний структурный этаж, представленный осадочно-вулканогенными толщами среднепалеозойского возраста, 3 – коллизионный шов, представленный южно-чуйским метаморфическим комплексом ($PZ_1:PZ_2$); 4 – среднепалеозойские коллизионные гранитоиды, имеющие известково-щелочной состав в пределах Холзунско-Чуйского террейна и монцитонитовидный в пределах Южно-Чуйского коллизионного шва; 5 – лампрофиры и щелочные базальты чуйского комплекса (T_2); 6 – гранит-лейкограниты калгутинского комплекса (T_3-J_1kl); 7 – гранит-порфиры, эльваны и онгониты восточно-калгутинского комплекса (J_1vk); 8 – раннемезозойские разломы сдвигового и взбросо-сбросового характера; 9 – государственные границы. На врезке показано местоположение изучаемого района.

ской свиты раннего-среднего девона (рис. 3). В строении массива выделяются два интрузивных ритма (комплекса): калгутинский гранит-лейкогранитный и восточно-калгутинский дайковый [Шокальский и др., 2000]. Первый из них, слагающий более 90 % площади гранитного массива, представлен биотитовыми порфировидными гранитами главной интрузивной фазы, двуслюдяными и мусковитовыми лейкогранитами фаз дополнительных интрузий, а также жилами аплитов и аплито-пегматитов. Породы восточно-калгутинского комплекса слагают дайковый пояс СВ простирания протяженностью около 10 км при ширине от 1,5 до 3 км в ЮВ эндо- и экзоконтакте гранитного массива. В отличие от Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса Прибайкалья, здесь весь-

ма широко развит эльвановый магматизм: эльваны слагают около 90 даек из 120 закартированных.

Кроме эльванов, дайковый комплекс представлен апатит- и флюоритсодержащими гранит-порфирами, онгонитами и ультраредкометалльными онгонитами. Последние, благодаря необычному минеральному составу (наличию апатита, а не топаза, как в «классических» онгонитах) и аномальному редкоземельному составу (содержания Cs_2O достигают 1800 г/т, а P_2O_5 – 0,96 %) получили собственное местное наименование «калгутитов» [Дергачев, 1988] (табл. 1, рис. 4). Внутреннее строение восточно-калгутинского дайкового комплекса определяется присутствием двух магистральных субпараллельных даек, одна из которых

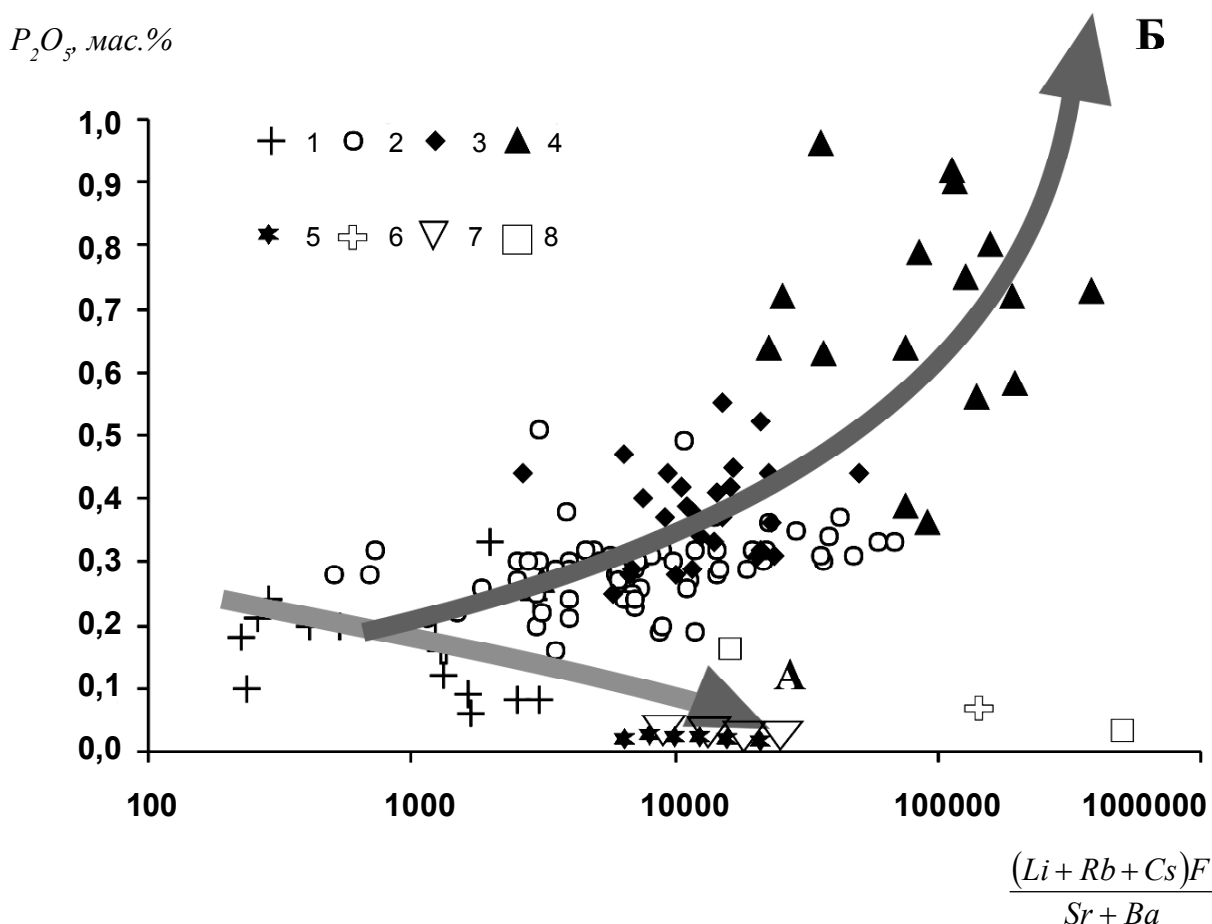


Рис. 4. Диаграмма P_2O_5 , масс. % – $\frac{(Li + Rb + Cs)F}{Sr + Ba}$ для редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов Алтая и Прибайкалья.

1-4 – Калгутинский редкометалльно-гранитный массив: 1 – биотитовые порфировидные граниты и лейкограниты калгутинского комплекса, 2-4 – восточно-калгутинский комплекс: 2 – гранит-порфиры, онгониты и эльваны, 3 – ультраредкометалльные эльваны, 4 – ультраредкометалльные онгониты (калгутиты); 5-8 – Уругудей-Утуликский интрузивно-дайковый пояс: 5 – эльваны, 6 – онгониты, 7 – флюоритсодержащие граниты, 8 – топазсодержащие граниты. Стрелками показаны тренды эволюции состава: А – низкофосфористая серия, Б – высокофосфористая серия.

сложена эльванами ($L = 3000$ м, $M = 10-12$ м), а вторая – «калгутитами» ($L = 850$ м, $M = 5-6$ м). В результате крупномасштабного картирования штолен был установлен «внутрирудный» характер этих даек и их саттелитов, но прямые возрастные взаимоотношения не наблюдались [Анникова и др., 1999]. Однако, учитывая эволюцию петрогеохимического состава [Владимиров и др., 1998; Анникова, 2003], можно, как и в случае Уругудей-Утуликского интрузивно-даекowego пояса [Антипин и др., 1999], предполагать, что онгониты являются более молодыми магматическими образованиями, чем эльваны.

U-Pb изотопное датирование единичных зерен циркона из гранитов главной фазы (SHRIMP-II) показало, что возраст кристаллизации мелких кристаллов магматического габитуса и внешних кайм крупных кристаллов субконкордантен и равен 216 ± 3 млн. лет. Отмечены также ксеногенные зерна, примерный возраст которых оценивается 440-400 млн. лет и интерпретируется как возраст остатков ксенолитов раннедевонских вулканических толщ, переработанных гранитной магмой. Ar-Ar изотопное исследование указывает на нарушение K-Ar радиогенной системы (потере радиогенного Ar) биотитов из гранитов главной фазы, отобранных в пределах Калгутинского рудного поля (202 ± 1 млн. лет). В то же время Ar-Ar датирование мусковитов из внутрирудных и пострудных даек онгонитов и эльванов восточно-калгутинского комплекса, в которых отсутствуют признаки постмагматической перекристаллизации и наложенной грейзенизации, дали сходный результат (205-201 млн. лет). Эта возрастная оценка интерпретируется как реальный возраст внедрения и становления восточно-калгутинских даек и сопряженного с ними комплексного W-Mo-Bi-Be оруденения. Совпадение «омоложенных» Ar-Ar возрастов биотитов из измененных гранитов и мусковитов из «свежих» онгонитов и эльванов может быть объяснено прогревом рудовмещающих пород выше 250°C (порог устойчивости K-Ar системы в биотитах).

Таким образом, для Калгутинского массива можно считать установленным, что длительность эволюции глубинного очага, продуцировавшего редкометалльно-гранитную магму ($215 \pm 3,2$ млн. лет, U-Pb изотопное датирование по циркону из гранитов главной фазы), а затем онгонит-эльвановый расплав (205-201 млн. лет, Ar-Ar изотопное датирование мусковитов из

даек гранит-порфиров и «калгутитов» восточно-калгутинского комплекса), охватывала не менее 10-15 млн. лет [Анникова и др., 2006].

Текстурно-структурные особенности гранитов-лейкогранитов калгутинского комплекса определяются наличием порфировидных, гипидиоморфнозернистых и аплитовых структур. Главными порообразующими минералами являются кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз) и биотит. Для химического состава характерен отчетливый плюмазитовый уклон (индекс Шенда превышает 1,1), нормальная до повышенной щелочность ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7,6-8,0$ мас. %) и плавные тренды распределения элементов на вариационных диаграммах Харкера [Анникова, 2003]. Состав биотитов из гранитов главной интрузивной фазы калгутинского комплекса – умеренножелезистый ($f = 49,5-51,7$ %), относительно низкоглиноземистый ($l = 22-22,9$ %) – характеризуется повышенными содержаниями TiO_2 (2,40-2,66 мас. %), F (1,39-1,57 мас. %) и крайне низкими – Cl. По этим параметрам [Aque, Brimhall, 1987; Будников и др., 1993] родоначальная магма для калгутинского комплекса, вероятнее всего, была представлена сильно контакминированными I-гранитами.

Породы восточно-калгутинского комплекса – эльваны, онгониты и «калгутиты» обладают типичными для субвулканических дайковых образований порфировыми и/или гломеропорфировыми микроструктурами. В зальбандах даек отмечаются ленточно- и флюидално-полосчатые разновидности, свидетельствующие о течении магматического расплава. Вкрапленники представлены кварцем, K-Na полевым шпатом, кислым плагиоклазом (альбит-олигоклазом), мусковитом и апатитом, погруженными в мелко- и микрозернистую, как правило, кварц-мусковитовую основную массу. Биотит, наиболее характерный для эльванов, является маложелезистым ($f = 39,1-42,6$ %), относительно низкоглиноземистым ($l = 20,9-21,2$ %), высокотитанистым ($\text{TiO}_2 = 3,75-4,07$ мас. %); F = 1,63-1,90 мас. %, Cl = 0,04 мас. %. Для биотитов из «калгутитов» установлены повышенные уровни концентрации F (2,65-2,86 мас. %). Мусковиты практически не содержат хлора во всех породных группах, при этом высокие концентрации F (до 2,92 мас. %) отмечаются лишь в мусковитах из «калгутитов», что может указывать на его магматический генезис. Практически все породные разновидности пересы-

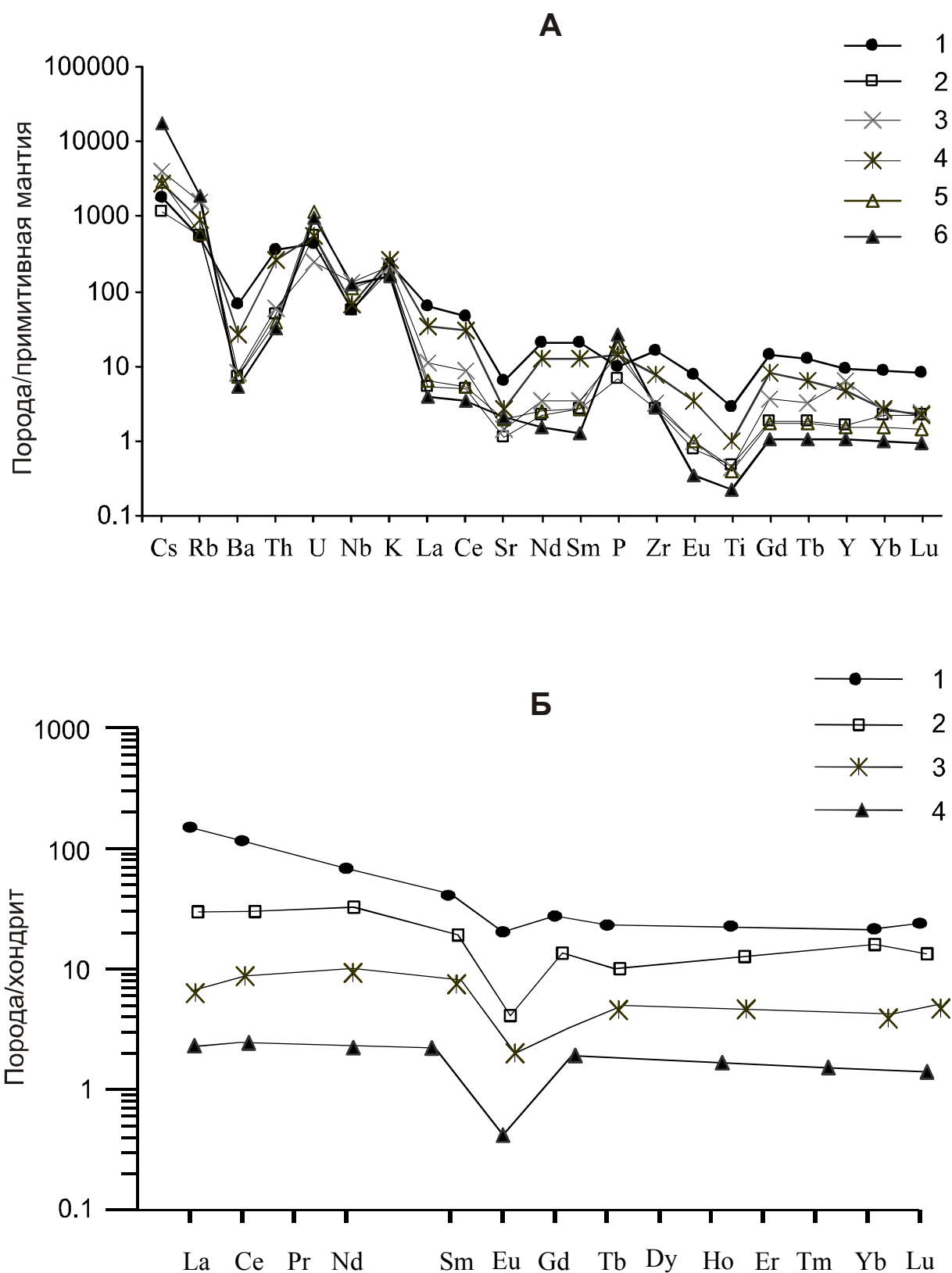


Рис. 5. Спайдер-диаграммы (а) и нормированные спектры распределения редкоземельных элементов (б) для редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов Южного Алтая.

а: 1 – граниты главной фазы; 2 – лейкограниты фазы дополнительных интрузий; 3 – гранит-порфиры; 4 – эльваны; 5 – онгониты; 6 – ультраредкометалльные онгониты («калгутиты»).

б: 1 – граниты главной фазы; 2 – лейкограниты фазы дополнительных интрузий; 3 – эльваны; 4 – ультраредкометалльные онгониты («калгутиты»).

щены глиноземом (индекс Шенда = 0,96-1,53), несмотря на то, что сумма щелочей может возрасти до 10 масс. %. Характерна умеренная и высокая общая железистость пород (особенно для ультраредкометалльной группы эльванов и онгонитов – 80-85 %). В последних, кроме того, отмечаются высокие содержания Al_2O_3 (до 17,4 мас. %), F (до 1,16 масс. %) и аномально высокие – P_2O_5 (до 0,96 мас. %).

В геохимическом отношении гранитоиды калгутинской ассоциации обладают типичными особенностями редкометалльно-плюмазитовых гранитов: повышенными концентрациями F, Li, Rb, Cs, Nb, Be, Ta, Hf, Sn и пониженными – Sr, Ba и Zr (табл. 1, рис. 5). Вместе с тем, следует подчеркнуть их главные отличия от Li-F гранитов: высокую цезиенность (максимальные содержания Cs в гранитах главной интрузивной фазы достигают 120 г/т при средних – 40 г/т), гораздо более низкие концентрации F и Sn и более высокие – Sr и Ba. Отмеченный выше необычный минеральный и редкоэлементный состав пород отразился и на особенностях распределения РЗЭ. Так, эльваны, онгониты и ультраредкометалльные онгониты («калгутиты»), в сравнении с аналогичными породами других регионов, не обладают столь глубоким европиевым минимумом (рис. 5).

Первые результаты Rb-Sr изотопного исследования Калгутинского редкометалльно-гранитного массива были получены по гранитам главной фазы калгутинского комплекса (калиевый полевой шпат, биотит, апатит) и по онгонитам восточно-калгутинского комплекса (А.А. Оболенский, устное сообщение), [Владимиров и др., 1997]. Полученная зависимость имеет следующие параметры: $T = 204 \pm 1,6$ млн. лет; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,70688 \pm 14$; СКВО = 0,22, однако, как сейчас становится очевидным, эта возрастная оценка отражает лишь наиболее поздний этап формирования Калгутинской рудно-магматической системы (РМС), а именно – восточно-калгутинского дайкового комплекса эльванов и онгонитов. Эти породы характеризуются наиболее высоким Rb/Sr отношением, равным 48-108, и вместе с биотитом, имеющим еще более высокие Rb/Sr отношения (≥ 400), определяют генеральный наклон линии в координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$. Очевидно, что эта зависимость имеет псевдохронный характер, отражая переустановку Rb-Sr радиогенной системы в биотитах главной фазы Калгутинской РМС. При пересчете первичных отношений изотопов стронция в валовых пробах гранитов главной фазы на возраст 216 ± 3

млн. лет и онгонитов восточно-калгутинского комплекса на возраст 202 ± 1 млн. лет были получены следующие оценки $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$: гранит главной фазы – $0,706 \pm 0,005$, «калгутит» – $0,711 \pm 0,0035$, эльван – $0,710 \pm 0,0035$, которые оказались в том же интервале, что и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,708$ в апатитах из гранитов главной фазы.

Характерной особенностью магматических пород Калгутинской рудно-магматической системы (РМС) является относительно низкое первичное отношение изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$, причем значения параметра $\epsilon(Nd)_t$ во всех случаях меньше нуля (табл. 2). В частности, при пересчете неодимовых изотопных отношений на соответствующие возрасту кристаллизации магматических систем (216 и 205 млн. лет) было установлено, что при переходе от гранит-лейкогранитов к субвулканическим дайкам гранит-порфиров, эльванов и онгонитов $\epsilon(Nd)_t$ падает от -1,9 до -3,5/-5,08 с соответствующим «удревнением» модельного возраста протолита от 1,0 до 1,25 млрд. лет. Поскольку очевидно, что Калгутинская РМС была сформирована в пределах единого внутрикорового очага, то смещение изотопного состава Nd может быть объяснено только влиянием мантийного источника на длительно эволюционировавший нижнекоровый очаг.

Обсуждение результатов

В теории зарождения, внедрения и дифференциации редкометалльных гранитных магм ряд вопросов до сих пор остается неясным: 1) состав материнской магмы, продуцирующей редкометалльные и ультраредкометалльные расплавы; 2) роль мантийных источников, воздействующих на магматическую колонну, начиная от уровня гранитообразования и кончая промежуточными (иногда близповерхностными) магматическими камерами; 3) объемные доли магматических расплавов и богатого гидротермального оруденения, соотношение которых не вписывается в «классическую» схему отделения флюидов при дифференциации «стандартных» гранитных магм, и наконец, 4) возрастные взаимоотношения между эльванами и онгонитами – крайними продуктами дифференциации гранитоидных магм.

Ключевая проблема – вопрос о наличии или отсутствии привноса-выноса вещества при формировании редкометалльных гранитных систем с участием онгонитов и эльванов. В ее решении уже давно наметилось два альтерна-

тивных подхода: анатектическое плавление и магматическое замещение. С теоретических позиций – это два крайних варианта магмообразования: изохимическое плавление при инертности всех петрогенных компонентов и аллохимическое плавление при вполне подвижном поведении воды (и щелочей). Первый вариант магмообразования в настоящее время изучен наиболее детально, благодаря работам Г. Винклера [1969], К. Менерта [1971] и P.J. Wyllie [1977], которые заложили экспериментальную базу и получили первые достоверные результаты об особенностях P - T - H_2O (CO_2) – фазовой диаграммы с плавлением метapelитовых пород в коровых условиях. Второй вариант магмообразования был основан на полевых наблюдениях и термодинамических расчетах [Коржинский, 1952, 1973; Кузнецов, 1964; Летников, 1975].

В неясной форме теми и другими исследователями предполагалось, что дифференциация гранитных магм на глубинных уровнях земной коры имеет ограниченное значение, и этот механизм может быть привлечен для объяснения внутреннего строения лишь специфических по составу гранитных расплавов, формирующихся на гипабиссальных и/или близповерхностных уровнях глубинности. Именно для редкометалльных гранитных массивов этого типа В.И. Коваленко с соавторами удалось обосновать как на геологическом материале, так и используя экспериментально-теоретическую базу, ведущую роль кристаллизационной дифференциации по альбитовому тренду при формировании остаточных онгонитовых расплавов, в том числе рудопродуктивных [Коваленко и др., 1970, 1971; Коваленко, 1972, 1977; Коваленко В., Коваленко Н., 1976]. Однако, в тот же период времени появились статьи, в которых были детально описаны особенности тектонической позиции, состава и генезиса эльвановых даек в составе Корнубийского батолита (Англия) и сделан вывод, что их образование невозможно без привноса мантийных флюидов в область магмогенерации [Henley, 1974; Good, Taylor, 1980]. Отметим также, что редкометалльно-гранитные массивы и связанное с ними оруденение, учитывая их специфическую тектоническую позицию, состав и генезис, нередко используются как прямые аргументы в пользу интрателлурических потоков, пронизывающих земную кору по глубинным разломам и инициирующих зарождение, становление и отмирание этих рудно-магматических

систем [Летников, 2003]. Эта точка зрения получила экспериментальное подтверждение лишь в последние годы, когда удалось оценить динамику гранитообразования на нижних уровнях земной коры в условиях притока кремнещелочных флюидов [Ходоревская и др., 2002; Ходоревская, 2004]. Полученные результаты не только подтверждают реальность этого процесса, но и опровергают широко распространенное мнение о том, что формирование гранитоидных магм за счет субстратов, резко отличных по составу от гранитной эвтектики, путем магматического замещения возможно только в том случае, когда масса флюида, фильтрующегося через область магмогенерации, много больше массы «замещаемых» пород. Крайне показателен факт, что эффективность процесса гранитизации доказана для P - T - x -параметров, типичных для формирования мезоабиссальных гранитоидных магм. Таким образом, вопрос о влиянии мантийных источников на формирование редкометалльно-гранитных систем с участием онгонитов и/или эльванов остается открытым.

В этом отношении рассматриваемые в статье редкометалльные гранитные системы Южного Прибайкалья и Горного Алтая представляют особый интерес, так как относятся к уникальным геологическим объектам, где эльваны и онгониты обнаруживают тесную пространственную и временную сопряженность. Рассмотрим на их примере проблему мантийно-корового взаимодействия, уделив особое внимание следующим моментам: 1) классификационной принадлежности редкометалльных гранитов, онгонитов и эльванов Южного Прибайкалья и Горного Алтая, отражающих состав материнской гранитной магмы и ее онгонит-эльвановых дифференциатов; 2) геотектонической позиции тех и других с учетом специфики развития гранитоидного магматизма в этих регионах; 3) оценке роли дифференциации и влияния плюмовых источников, в том числе с учетом термобарогеохимических и изотопно-геохимических данных.

Классификационная принадлежность редкометалльно-гранитных систем Южного Прибайкалья и Горного Алтая

В табл. 3 приведены диагностические признаки гранитоидных ассоциаций, относящихся к различным классам (типам) в зависимости от тех петрогенетических моделей, которые

Таблица 3

Классификационная принадлежность редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов Байкальского и Алтайского регионов

Тип классификации	Автор	Типы гранитов по степени короно-мантийного воздействия						
		Коровые		Смешанные			Мантийные	
Петрохимия	Shand, 1943; Maniar, Piccoli, 1989	Перглиноземистые		Метаглиноземистые			Пересыщенные щелочами	
Минералогия и геохимия	Изох, 1965, 1978	Высокоглиноземистые гранитоиды		Гранитоиды К серии	Гранитоиды К-Na серии	Гранитоиды Na серии	–	
Включения в гранитах	Didier, Lameyre, 1969	С-тип (коровые)		М-тип (смешанные или мантийные)			–	
Геохимия, минералогия, включения в гранитах	Chappel, White, 1974; Collins et al., 1991; Castro et al., 1991; Whallen et al., 1987	S-тип		I тип (H-тип)		M-тип	A-тип	
Петрография	Tischendorf Palchen, 1985	S ₄	S ₅	S ₁	I _{KK}	I _{OK}	I _{MT}	I _{MA}
Состав слюд	Aque Brimhall 1987; Будников и др., 1993	SCSR		SCR		SC	MC	WC
Рудная аксессуарная минералогия	Ishihara, 1977	Гранитоиды ильменитовой серии			Гранитоиды магнетитовой серии			–
Геохимия	Тайсон, 1977	Ультра-метаморфические гранитоиды	Палингеновые гранитоиды из-вестково-щелочного ряда	Редкометалльные пламазитовые	Гранитоиды латитового ряда	Гранитоиды андезитового ряда	Плагииграниты толситового ряда	Агпайтовы редкометалльные граниты и редкометалльные граниты щелочного ряда
Геохимия и тектоника	Pearce et al., 1984	COLG - коллизионные			VAG		ORG	VPG
		Синтектонические		Посттектонические	Граниты вулканических дуг		Граниты COX	Внутри-плитные граниты
Тектоника	Pitcher, 1983, 1987; Le Fort, 1981	Автохтонные граниты	Граниты Гималайского типа	Граниты Герцинского типа	Граниты Каледонского типа	Граниты Андского типа	Граниты Западно-Тихоокеанского типа	Граниты Нигерийского типа
Геохимия, минералогия, тектоника	Barbarin, 1990	ССА	ССТ	CSI	H _{LO}	H _{CA}	T	A
Геохимия фосфора в гранитоидных сериях	Taylor 1992; Bea, и др., 1992	Низкофосфористые гранитоидные серии		Высокофосфористые гранитоидные серии			–	

Примечание. Серым фоном показано положение редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов Южного Прибайкалья (хребет Хамар-Дабан, Уругудей-Утуликский интрузивно-дайкивый пояс) и Горного Алтая (плато Укок, Восточно-Калгутинский дайковый пояс). Обращает на себя внимание, что наиболее эффективным дискриминационным фактором является их принадлежность к низкофосфористой серии (Уругудей-Утуликский интрузивно-дайкивый пояс) и высокофосфористой серии (Восточно-Калгутинский дайковый пояс).

были положены в основу классификаций, предложенных разными авторами. Анализ этой таблицы позволяет сделать следующие выводы.

По петрохимическим признакам редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Южного Прибайкалья и Горного Алтая относятся к пересыщенным глиноземом породам (значения индекса Шенда варьируют от 1,01 до 1,50) (табл. 1). Метабазитовые и метапелитовые включения, которые можно было бы идентифицировать как реститовые, практически отсутствуют.

Судя по минеральным парагенезисам и составам слюд, редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Уругудей-Утуликского и Восточно-Калгутинского интрузивно-дайкивых поясов относятся к субщелочным сериям, несмотря на относительно высокое содержание глинозема (табл. 1). Вывод о том, что исходные гранитоидные магмы не являлись высокоглиноземистыми, подтверждается расположением фигуративных точек составов биотитов на диаграмме Агью-Бримхолла, где они попа-

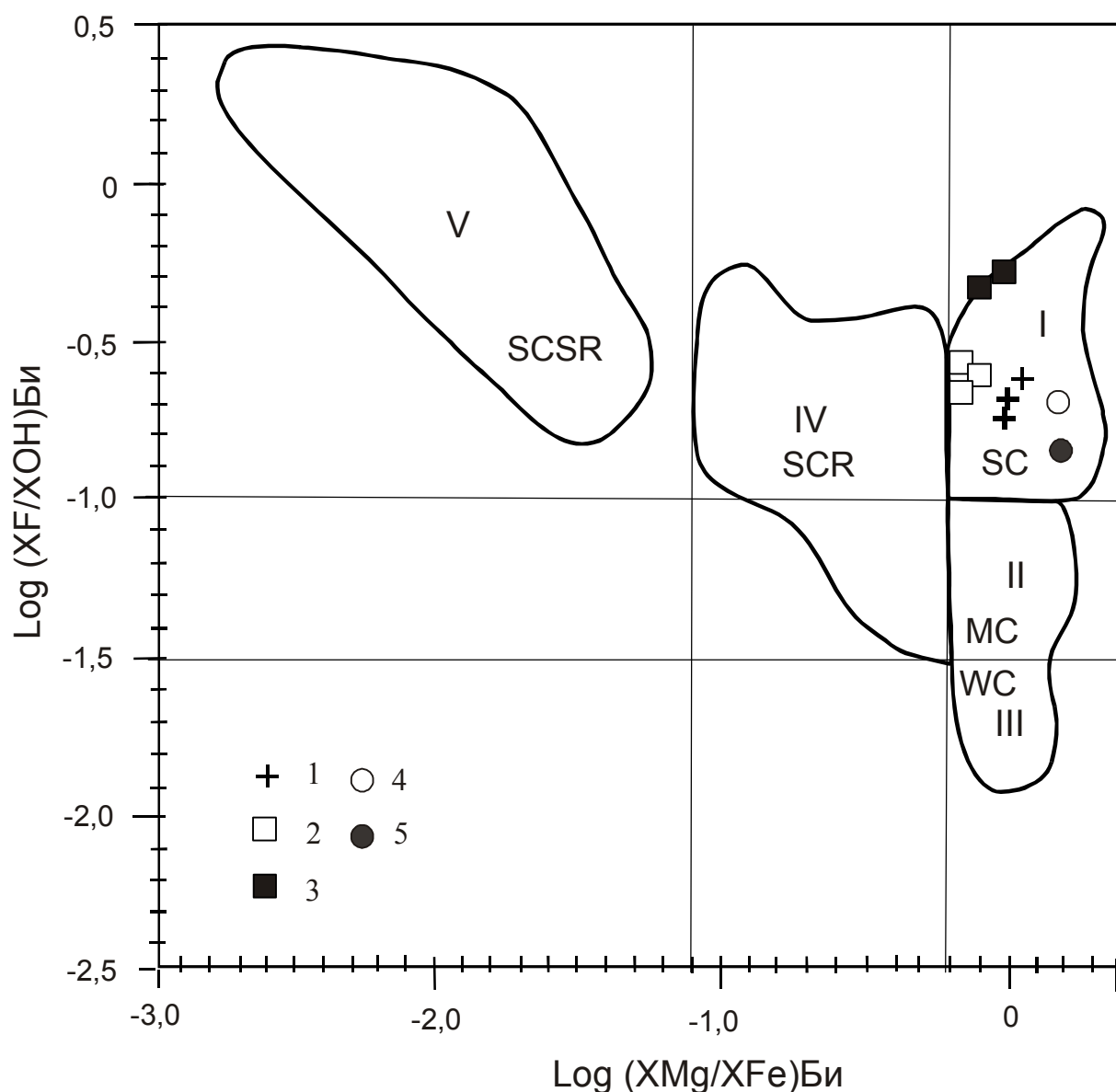


Рис. 6. Положение составов биотитов из редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов Алтая и Прибайкалья на диаграмме [Aque, Brimhall, 1987] с изменениями [Будников и др., 1993].

I-V – поля состава биотитов: I – высокомагнезиальные высокофтористые, II – высокомагнезиальные среднефтористые, III – высокомагнезиальные низкофтористые, IV – магнезиально-железистые высокофтористые, V – железистые высокофтористые.

1-3 – Калгутинский редкометалльно-гранитный массив: 1 – биотитовые порфировидные граниты калгутинского гранит-лейкогранитного комплекса; 2, 3 – восточно-калгутинский комплекс (2 – эльваны, 3 – «калгутиты»); 4, 5 – Уругудей-Утуликский интрузивно-дайкивый пояс (4 – флюоритсодержащие биотитовые граниты Харагульского массива, 5 – флюоритсодержащие биотитовые граниты Уругудеевского массива).

Аббревиатура: WC – слабоконтаминированные гранитоиды, MC – среднеконтaminированные гранитоиды, SC – сильноконтaminированные гранитоиды, SCR – сильноконтaminированные и восстановленные гранитоиды, SCSR – сильноконтaminированные и сильновосстановленные гранитоиды.

дают в поле I [Aque, Brimhall, 1987; Будников и др., 1993] (рис. 6). Согласно классификации Агью-Бримхолла, это означает, что редкометалльные граниты Южного Прибайкалья и Горного Алтая изначально относятся к сильноконтaminированным гранитоидным магмам I-типа.

Принадлежность этих ассоциаций к гранитоидам, относящимся к типу смешанного корового-мантийного взаимодействия, прослеживается по рудной акцессорной минералогии. В том и другом случае для всех породных разновидностей характерна магнетит-ильмени-

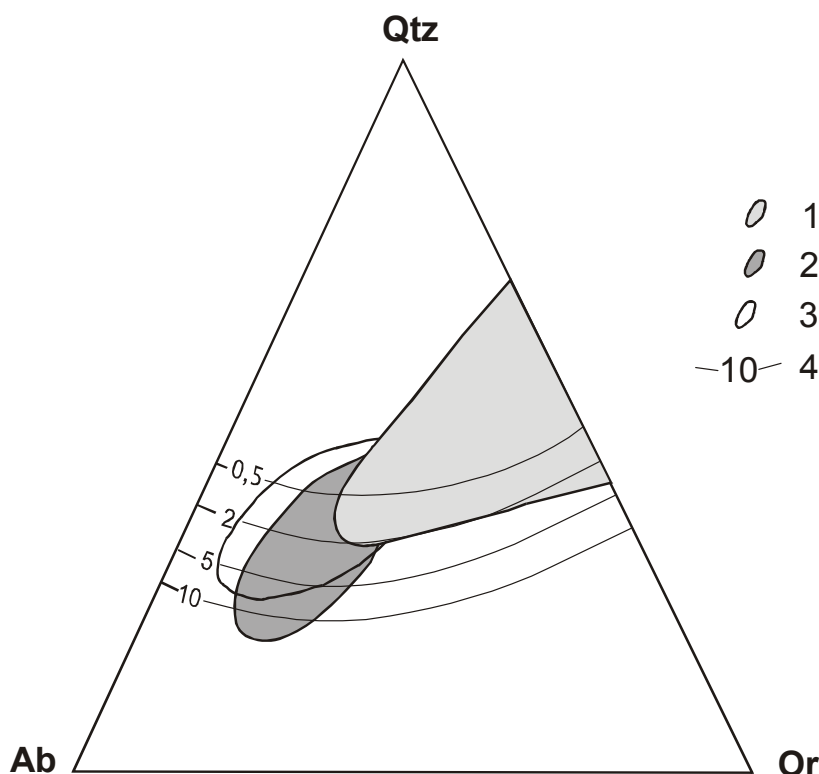


Рис. 7. Нормативные составы онгонитов и эльванов на диаграмме «альбит-ортоклаз-кварц- H_2O ».

Поля нормативных составов: 1 – эльваны Корнуолла, Южного Алтая и Прибайкалья; 2 – онгониты Прибайкалья и Монголии; 3 – онгониты Южного Алтая; 4 – изобары P_{H_2O} , кбар.

0 1
0 2
0 3
-10- 4

товая специализация, однако в редкометалльных гранитах, онгонитах и эльванах калгутинской ассоциации магнетит резко преобладает над ильменитом, тогда как в уругудей-утиликской – эти минералы присутствуют примерно в равных количествах.

Наиболее эффективным критерием дискриминации редкометалльно-гранитных систем Южного Прибайкалья и Горного Алтая является их принадлежность к низко- или высокофосфористым гранитоидным сериям. По формальным признакам [Taylor, 1992], те и другие относятся к промежуточному типу ($P_2O_5 = 0,01-0,4$ мас. %), однако, судя по динамике поведения фосфора в ходе дифференциации магматических серий, этот вывод не является однозначным. Редкометалльно-гранитная система Южного Прибайкалья однозначно относится к низкофосфористой серии (рис. 4, табл. 3), тогда как для редкометалльно-гранитной системы Горного Алтая установлено два разнонаправленных тренда поведения фосфора (рис. 4). В раннем (калгутинском) ритме от гранитов и лейкогранитов к аплито-пегматитам происходит падение концентраций фосфора, аналогичное уругудей-утиликской ассоциации, а в позднем ритме (восточно-калгутинский дайковый комплекс) – возрастание, что характерно для высокофосфористых серий [Беа и др., 1992; Костицын, 2002]. Учитывая несомненное генети-

ческое родство всей калгутинской ассоциации в целом, это расхождение трендов, по мнению авторов статьи, свидетельствует о влиянии дополнительного независимого фактора, а именно мантийного источника, приведшего к резкому, скачкообразному возрастанию активности фосфора в остаточных ультраредкометалльных расплавах. Обращает на себя внимание, что во всех породных разновидностях уругудей-утиликской ассоциации присутствуют фторсодержащие минералы (флюорит, топаз, криолит), в то время как в восточно-калгутинской ассоциации топаз и криолит отсутствуют, а флюорит находится в подчиненном количестве. Вместо этих минералов широкое развитие получил фторпатит, концентрация которого нередко достигает 1-3 об. %.

Геотектоническая позиция и специфика проявления редкометалльно-гранитных систем Южного Прибайкалья и Горного Алтая; роль мантийных источников

В геотектоническом плане [Pitcher, 1983, 1987; Pearce et al., 1984] редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Южного Прибайкалья и Горного Алтая относятся к посторогенным (рифтогенным), что не противоречит прямым геологическим наблюдениям [Владимиров и др., 1998; Антипин и др., 2002, 2004; Ан-

никова и др., 2006]. Установлено, что для обеих провинций наблюдается следующая последовательность формирования главных породных разновидностей: редкометалльные граниты → эльваны → онгониты.

На диаграмме «альбит–ортоклаз–кварц– H_2O » онгониты и эльваны Прибайкалья формируют два разнонаправленных тренда, один из которых, направленный в сторону «альбитового» угла диаграммы, отражает фракционирование с накоплением Li, F и Na в остаточных кремнекислых расплавах, вплоть до появления топаз- и криолитсодержащих дифференциатов (альбитовый тренд фракционирования), а второй – представляет собой тренд, направленный в противоположную сторону с одновременным накоплением нормативного кварца и ортоклаза (рис. 7).

Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Прибайкалья, несомненно, являются магматическими образованиями. Главным процессом, контролирующим эволюцию редкометалльного гранитного магматизма в Прибайкалье, являлась кристаллизационная дифференциация гранитоидной магмы с активным участием флюидной фазы на различных этапах магматической эволюции. Для наиболее ранних флюоритсодержащих гранитов установлено, что плавление силикатных фаз во включениях начинается при температуре 640-650°C, а гомогенизация расплавных включений происходит при температурах 790-870°C. Топаз- и криолитсодержащие граниты и онгониты – более поздние продукты дифференциации гранитной магмы, сформированные из остаточных расплавов в магматических камерах. Для этих пород получены более низкие температуры начала плавления силикатных фаз (600-640°C) и гомогенизации расплавных включений (680-830°C). Давление воды, рассчитанное по методу В.Б. Наумова [1979] для температур плавления, достигает высоких значений как для флюоритсодержащих (2,5-2,8 кбар), так и для топазсодержащих (2,3-3,1 кбар) пород. Концентрация воды в расплаве, установленная на основе изучения расплавных включений, в топазсодержащих гранитах составляет 1,2-8,2 %, во флюоритсодержащих – 0,5-4,1 %. Криометрические исследования водной фазы, выполненные для наиболее крупных включений, показали наличие в ней растворенных солей до минерализации 8,9-3,7 мас. % NaCl экв.

Таким образом, плавное снижение температуры кристаллизации последовательно вне-

дряющихся магм и сходный состав магматического флюида подтверждают генетическую родственность изученных пород, а эльван-онгонитовый магматизм Южного Прибайкалья, судя по особенностям состава пород (см. выше), может быть отнесен к такому типу редкометалльно-гранитных систем, где в формировании эльванов, вероятно, существенным явился вклад высококальциевых водных флюидов мантийного генезиса. Онгониты же являются продуктами глубокой дифференциации гранитной магмы с существенным обогащением остаточного расплава и сосуществующего флюида фтором.

На диаграмме «альбит–ортоклаз–кварц– H_2O » поле нормативных составов онгонитов Горного Алтая, в сравнении с классическими онгонитами Южного Прибайкалья и Монголии, оказалось несколько смещенным к стороне «альбит–кварц» (рис. 7). Как показали проведенные исследования, калгутинская ассоциация имеет ясно выраженные признаки взаимодействия коровых и мантийных расплавов, протекавшего на фоне кристаллизационной дифференциации редкометалльно-гранитной магмы в глубинном очаге. Синтез представленных выше минералого-петрографических, петрогеохимических, изотопно-геохимических и термобарогеохимических данных позволяет сделать вывод о том, что калгутинскую редкометалльно-гранитную ассоциацию можно отнести к типу, отвечающему «экстремальному» варианту мантийно-корового взаимодействия: здесь вклад мантийных флюидов, обогащенных фосфорсодержащими комплексами, оказался настолько значительным, что привел не только к появлению эльванов, но и к существенному химическому и минеральному преобразованию онгонитовых расплавов, в которых вместо топаза стал кристаллизоваться апатит. Полученные геологические, петрогеохимические и изотопно-геохимические свидетельства участия мантийного источника в формировании редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов Горного Алтая согласуются с результатами термобарогеохимических исследований [Титов и др., 2001]. Установлено скачкообразное возрастание температуры субликвидусной кристаллизации при переходе от раннего, плутонического, к позднему, дайковому ритму. В гомодромном ряду: граниты главной интрузивной фазы–лейкограниты фаз дополнительных интрузий–аплиты заключительной фазы – темпе-

ратура гомогенизации расплавных включений ($T_{\text{гом. РВ}}$) в кварце ранних стадий сначала последовательно снижается от 730 до 690°C, а затем, в дайках гранит-порфиров, эльванов и онгонитов наблюдается экстремум с $T_{\text{гом. РВ}}$ в интервале 800-770°C с последующим падением в кварце поздних стадий до 740-690°C.

Заключение

1. Редкометалльно-гранитные системы Южной Сибири установлены в пределах протяженных интрузивно-субвулканических поясов либо в периферических зонах обширных магматических ареалов, где они тесно ассоциируют с формированием крупных гранитных плутонов и батолитов. Онгонит-эльвановый магматизм является внутриплитным, и его следует рассматривать как петрологический индикатор инверсии геодинамического режима при переходе от регионального сжатия к латеральному растяжению горно-складчатых сооружений в Центрально-Азиатском подвижном поясе.

2. В пределах изученных редкометалльных поясов проявлен уникальный по своим геохимическим особенностям магматизм в виде гранитов, эльванов, онгонитов и «калгутитов» с аномальными содержаниями и распределением F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta, Nb и др., характеризующих их ультраредкометалльную специализацию. Изученные ассоциации редкометалльных пород отличаются разнообразием парагенезисов фторсодержащих минералов (топаз, флюорит, криолит, фторапатит), что выражается в различных эволюционных трендах высокофтористых и низкофтористых магматических расплавов (рис. 4). Среди низкофтористых редкометалльно-гранитных пород выделен особый высокофосфористый тип, характеризующийся специфическими условиями образования, связанными с глубокой дифференциацией родоначальной гранитной магмы.

3. Эльвановый магматизм является прямым индикатором вклада мантийного источника (высококалийных водных флюидов мантийного генезиса) в формирование остаточных ультраредкометалльных кислых расплавов. В Южном Алтае вклад мантийных флюидов, обогащенных фосфорсодержащими комплексами, оказался настолько значительным, что привел не только к появлению эльванов, но и существенному химическому и минеральному

преобразованию онгонитовых расплавов, в которых вместо топаза стал кристаллизоваться фторапатит.

Авторы выражают благодарность А.С. Борисенко и Н.Н. Круку за участие в обсуждении результатов исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (Интеграционные проекты № 7.10.2., 99 и 6.11), РФФИ (проекты №№ 05-05-64202, 06-05-65137)

Список литературы

Анникова И.Ю. Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива, Южный Алтай (состав, связь с оруденением, петрогенетическая модель формирования). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 2003. 20 с.

Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. U-Pb, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 90-108.

Анникова И.Ю., Дергачев В.Б., Терехов В.Н. О взаимосвязи редкометалльных гранитов, онгонитов и оруденения в Калгутинском массиве (Горный Алтай) // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области. Тез. докл. науч.-практ. конф. Кемерово-Новокузнецк, 1999. С. 220-222.

Антипин В.С., Митичкин М.А., Одгэрэл Д. Геохимия и петрогенезис гранитоидов и связанных с ними дайковых поясов проявлений внутриплитного магматизма в палеозое-мезозое (Прибайкалье-Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат.-лы совещ. по интеграционной программе Отделения наук о Земле РАН и СО РАН. Иркутск, 2004. С. 20-23.

Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Переляев В.И. Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 141-155.

Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А. и др. Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 9. С. 847-857.

Беа Ф., Феритатер Г.Б., Корретже Л.Г., Бородин Н.С. Типы распределения фосфора в гранитоидных сериях // Геохимия. 1992. № 11. С. 1437-1451.

Будников С.В., Бримхолл Д.Х., Левис К.Д. и др. Типизация гранитоидов Монголии по составу слюд и ее приложение к формационному расчленению магматических пород // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 2. С. 207-209.

- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 274 с.
- Владимиров А.Г. Коллизионная тектоника и магматические формации // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск: СО РАН. 2003. 419 с.
- Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая: вклад в проблему происхождения расплавов, аномально обогащенных редкими щелочами и фосфором // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 901-916.
- Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8, С. 1157-1178.
- Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. № 4. С. 715-729.
- Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Пономарева А.П. О рифтогенно-сдвиговой природе позднепалеозойских-раннемезозойских гранитоидов Алтая // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 1. С. 83-86.
- Дергачев В.Б. Новая разновидность онгонитов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 1. С. 188-191.
- Дергачев В.Б. Ассоциация редкометалльных гранитоидов субщелочного ряда с онгонитами и эльванами // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 959-962.
- Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 505-509.
- Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск: Наука, 1965. 140 с.
- Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.
- Коваленко В.И. Новые представления об условиях зарождения и становления редкометалльных гранитов и метасоматитов // Междун. геохим. Конгресс. Тез. докл. Т. 2. М.: Наука, 1972. С. 646-647.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
- Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты (топазосодержащие кварцевые кератофиры) – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401-429.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит) – новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 2. С. 430-433.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Летников Ф.А. О магматическом генезисе литий-фтористых редкометалльных гранитов. Докл. АН СССР. 1970. Т. 190. № 2. С. 446-449.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56-59.
- Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 12. С. 3-6.
- Костицын Ю.А. Происхождение редкометалльных гранитов: изотопно-геохимический подход. Автореф. докт. дис. М., 2002. 43 с.
- Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 395-397.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 218 с.
- Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы и проблема генезиса и рудоносности магматических формаций // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 196-197.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
- Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах // Геохимия. 1979. № 7. С. 997-1007.
- Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. Sm-Nd изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН. 2002. Т. 388. № 2. С. 228-232.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
- Титов А.В., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Поспелова Л.Н. Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитном дайковом поясе Калгутинского редкометалльно-гранитного массива (Горный Алтай) // Геохимия. 2001. № 6. С. 677-682.
- Ходоревская Л.И. Гранитизация амфиболитов. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюидов через породу // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 321-336.
- Ходоревская Л.И., Шмонов В.М., Жариков В.А. Экспериментальное моделирование гранитизации амфиболитов при 750°C и 5 кбар // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 2. С. 244-247.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, 2000. 190 с.
- Aque J.A., Brimhall G.H. Granites of the batholiths of California: products of local assimilation and regional-scale crustal contamination // Geology. 1987. V. 15. P. 63-66.

- Barbarin B.* Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting // *Geol. J.* 1990. V. 25. P. 227-238.
- Castro A., Moreno-Ventas I., De La Rosa J.D.* H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature // *Earth Sci. Rev.* 1991. V. 31. № 3/4. P. 237-253.
- Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pacific Geology.* 1974. V. 8. P. 173-174.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 80. P. 189-200.
- Didier J., Lameyere J.* Les granites du Massif Central Francais. Etude comparatif des leucogranites et granodiorites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1969. V. 24. P. 219-238.
- Good A.J.J., Taylor R.T.* Intrusive and pneumatolytic breccias in southwest England // *Rep. Inst. Geol. Sci.* 1980. № 80/2. P. 37-42.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249-265.
- Henley S.* Geochemistry and petrogeneses of elvan dykes in the Perranporth area, Cornwall // *Proc. Ussher Society.* 1974-1976. V. 3. P. 136-145.
- Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining. Geology.* 1977. V. 27. P. 293-305.
- Jacobsen S.B., Wesserburch G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137-150.
- Le Fort P.* Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № 11. P. 10545-10568.
- Liew T.C., Hofmann A.W.* Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indication from a Nd and Sr isotopic study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98. P. 129-138.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635-643.
- Pearce J.A.N., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956-983.
- Pitcher W.S.* Granite type and tectonic environment // *Mountain building processes.* Academic press. London. 1983. P. 19-40.
- Pitcher W.S.* Granites and yet more granites forty years on // *Geol. Rund.* 1987. V. 76. P. 51-79.
- Shand S.J.* Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relations to ore-deposits // *J. Wiley.* New York. 1943. 444 P.
- Taylor R.P.* Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinnwaldite-topaz granite, southern New Brunswick and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks // *Canadian Mineralogist.* 1992. V. 30. P. 895-921.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell. Oxford. 1985. 312 P.
- Tischendorf G., Palchen W.* Zur Klassifizierung von Granitoiden // *Geol. Wiss. Berlin.* 1985. V. 13. P. 615-627.
- Whalen J.B., Kenneth L.C., Chappel B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407-419.
- Wyllie P.J.* Crustal anatexis: an experimental review // *Tectonophysics.* 1977. V. 43. № 1-2. P. 41-71.

Рецензент доктор геол.-мин. наук А.И. Грабежнев