

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ БАЗИТОВ И АНДЕЗИТОИДОВ КУРАТИНСКОГО НАЛОЖЕННОГО ПРОГИБА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В.А. Кривчиков

Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Введение

Среди девонских образований Куратинского наложенного прогиба (рис. 1) ранее были выделены два позднедевонских комплекса с участием базитов – богучинский риолит-андезит-базальтовый и урскульский габбро-долеритовый (Корреляция..., 2000), однако до недавнего времени оба из них практически не были охарактеризованы петрогеохимически. В процессе проведения ГДП-200 в петротипической для обоих комплексов местности (право- и левобережье р. Урсул, южнее и западнее с. Курата) был получен большой аналитический материал (РФА, ICP-ms, Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопия) по эффузивам, силлам и дайкам позднедевонского возраста, уточнено стратиграфическое положение вулканитов, относимых к богучинскому (ныне - бичиктубомскому*) комплексу (Государственная..., 2012). В настоящей работе приводятся авторские представления о генезисе и геодинамической позиции обоих комплексов.

Вещественная характеристика бичиктубомского и урскульского комплексов

Бичиктубомский комплекс. Состав и объем комплекса предложен коллективом геологов ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» вместо ранее выделенного богучинского комплекса, исходя из стратиграфического положения вулканогенных пород в разрезе урскульской серии позднеживетско-франского возраста, перекрывающей вулканогенный разрез надсубдукционных образований среднего девона (Государственная..., 2012). Общей особенностью эффузивов является их приуроченность к средней части разреза серии – бичиктубомской* свите.

Среди вулканогенных пород выделяются три самостоятельные группы, различающиеся по уровню кремнекислотности: 1) умереннощелочные базиты; 2) вулканиты среднеосновного–умереннокислого состава нормальной и умереннощелочной серии; 3) риолиты и трахириолиты. Последние дискретно отделены от дацитов интервалом SiO_2 66–73 %, являются существенно коровыми образованиями, вероятно, принадлежащими к самостоятельному комплексу, и в настоящей работе не рассматриваются.

Породы основного состава представлены преимущественно силлами трахидолеритов, реже покровами буровато-черных миндалекаменных трахибазальтов мощностью 1-20 м. Вулканогенные породы среднеосновного–умереннокислого состава на изученной площади представлены преимущественно покровными фациями – голубовато-зелено-серыми, обычно миндалекаменными трахиандезибазальтами, трахиандезитами, андезитами, дациандезитами и дацитами; в единичном случае отмечены субвулканические диорит-порфириды. Мощность пачек макроскопически однородных пород варьирует от 10 до 250 м. Среди кислых пород доминируют силлы и линейно вытянутые субвулканические тела черных риолитов и трахириолитов кварцитовидного облика, изредка отмечаются потоки с невыдер-

*В настоящее время комплексу (и свите) присвоено новое название - «куладинский» («куладинская»). (Прим. ред.).

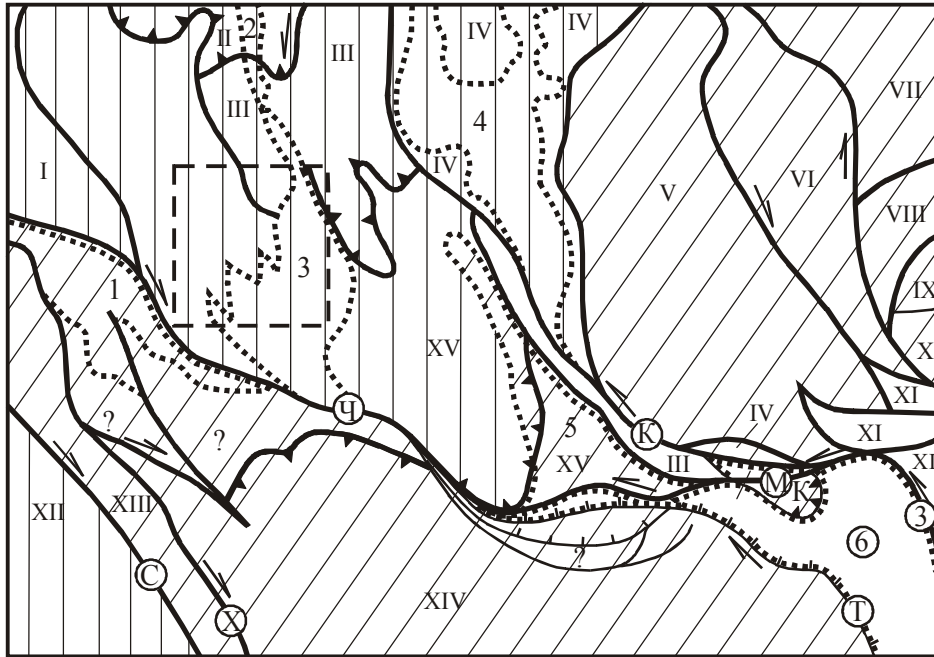


Рис. 1. Схема тектонического районирования Горного Алтая (центральная и восточная части). Составлена с использованием материалов В.Н. Зиновьева, О.Г. Жеро, С.П. Шокальского, В.А. Кривчикова, Ю.А. Туркина.

Структурно-формационные зоны: I - Талицкая, II - Каимско-Аламбайская, III - Бийско-Катунская, IV - Балхашско-Садринская, V - Телецко-Чулышманская, VI - Абакано-Шапшальская, VII - Центрально-Западносаянская, VIII - Сютхольская, IX - Хемчикско-Систигхэмская, X - Шуйская, XI - Кобдинско-Монгунтайгинская, XII - Рудно-Алтайская, XIII - Белоубинско-Сарымсактинская, XIV - Холзуно-Чуйская, XV - Ануйско-Чуйская.

Тектонические блоки: Т-Терехтинский, Ю-Южно-Чуйский, К-Кызылшинский.

Девонские наложенные прогибы: 1 - Коргонский, 2 - Сарасинский (грабен), 3 - Куратинский, 4 - Уймено-Лебедской, 5 - Бельгебашский, 6 - Делюно-Юстыдский.

Главные разломы эмс-живетского возраста (реактивированные в фаменское и поздне-палеозойско-мезозойское время как левые взбросо-сдвиги и сдвиго-адвиги):

а) надвиги и взбросы, б) правые сдвиги, в т.ч. Северо-восточная зона смятия (С), Хамирский (Х), Чарышко-Теректинский (Ч); в) левые сдвиги, в т.ч. Кузнецко-Алтайский (К), Западный Ачитнурский (3), Монгольский (М)

— правые сбросо-сдвиги живетского возраста (реактивированные в позднепалеозойско-мезозойское и неоген-четвертичное время), в т.ч. Ташантинская зона (Т)

— Кызылшинский надвиг неоген-четвертичного возраста (реактивированный живетский сбросо-сдвиг)

..... Контурь наложенных прогибов

▨ Фрагмент ранне-среднедевонского ВПП

▤ Фрагмент девонско-раннекаменноугольного ВПП

□ Площадь исследований

жанной по простиранию и падению флюидальностью. В лавобрекчиях ориентировка флюидальности в обломках и цементирующей лаве не совпадает. Какой-либо закономерности в размещении по вертикали вулканогенных пород разного состава не выявлено. С другой стороны, обращает внимание крайне ограниченное по латерали распространение базитов (бассейн р. Каракол, окрестности с. Боочи) и их пространственная обособленность от вулканитов среднеосновного-умереннокислого состава, более широко развитых на площади (левобережье р. Урсул, районы сел Туэкта и Курата). Эффузивы переслаиваются с подчиненными темно-серыми и черными тонко- и мелкообломочными породами бичиктубомской свиты, среди которых выделяются алевролиты, аргиллиты, песчаники, лидиты, фтаниты, различного типа гравититы и вулканокластиты среднего, умереннокислого и смешанного составов. Вулканогенные образования являются несомненно более ранними по отношению к долеритам урскульского комплекса. Наблюдается прорывание дайками урскульских долеритов крупных субвулканических тел ультракалиевых риолитов на водоразделе рр. Курата и Туэкта и, в единичном случае, отложений терригенной богучинской свиты, перекрывающей бичиктубомскую (район с. Боочи). Часто отмечается вторичная биотитизация бичиктубомских базитов в экзоконтактах урскульских долеритов.

Базитовая группа. *Трахибазальты* характеризуются темно-бурой окраской, миндалекаменной или директивной текстурой, олигофиновой, реже гломеропорфиновой структурой. Вкрапленники представлены исключительно кислым плагиоклазом удлиненнопризматической формы размером до 1,2 мм по удлинению в количестве до 15 % от объема породы. Характерно отсутствие агрегата сосюрита и слабое развитие серицита. Основная масса апоинтерсертальная, апогиалопилитовая или апопилотакситовая. Микролиты плагиоклаза (0,1-0,6 x 0,01-0,03 мм) неравномерно распределены в мезостазице, замещённом хлоритом, вторичным биотитом и сыпью мельчайших (до 0,01 мм) зерен рудного минерала. Иногда в интерстициях наблюдается стекловатый базис бурого цвета, частично замещённый амфиболом, и редкие скопления мельчайших (0,01-0,02 мм) зерен авгита. В числе аксессуарных минералов постоянно присутствуют лейкоксенизированный титаномагнетит, ильменит (до 6 %), апатит (до 3,3 %), циркон, сфен. Миндалины сложены агрегатом хлорита и кальцита. В кластолавах трахибазальтов наблюдается брекчиевидная текстура. В слабо девитрифицированной основной массе наблюдаются вкрапленники и кристаллокласты плагиоклаза размером 0,1-0,5 мм, удлиненные литокласты с апоинтерсертальной, апогиалопилитовой, апопилотакситовой и субофитовой структурами. Литокласты обычно имеют резкие ограничения, в сравнении с цементирующей массой сильнее раскристаллизованы и в разной степени карбонатизированы. *Трахидолериты*, как и трахибазальты, характеризуются темно-бурой окраской, массивной, редко миндалекаменной текстурой, апоофитовой структурой. Первичный темноцветный минерал не определяется; интерстиции между серицитизированным плагиоклазом выполнены агрегатом хлорита, лейкоксена, эпидота, иногда с примесью вторичного биотита. Аксессуарные минералы аналогичны таковым в базальтах.

По петрогеохимическим особенностям (табл.1) базиты относятся к сильно дифференцированным (индекс Куно = 9–19, $Mg^{\#} = 11–20$, $FeO^*/MgO = 3,2–6,2$,) титанистым умереннощелочным ферробазальтам плюмазитового (нормативный корунд – до 6,9 %) и миаскитового ряда. В сравнении с девонскими базитами других комплексов Горного Алтая породы резко обеднены никелем, хромом, ванадием (соответственно в 17, 10 и 4 раза ниже кларка основных пород по Л. Н. Овчинникову (Скляров и др., 2001), заметно обогащены (в 1,5-1,7 раз выше кларка) скандием, титаном и, резко (в 3-6 раз выше кларка), другими высокозарядными (ВЗЭ) и редкоземельными (РЗЭ) элементами. От позднедевонских долеритов Юстыдского прогиба (караюкский комплекс, проба № 10073 (Государственная..., 2009)) бичиктубомские базиты резко отличаются более высокими отношениями La/Yb, Zr/Nb и аномально высокими, даже для внутриплитных разностей, Ti/V.

Андезитоидная группа. Эффузивы среднеосновного–умереннокислого состава наблюдались в левобережье р. Урсул к западу от с. Туэкта (водораздел рр.Талда– Туэкта), северо-

1. Содержания петрогенных оксидов (вес. %) и рассеянных элементов (г/т) в базитах бичиктубомского и караюкского комплексов (Государственная..., 2009; Государственная..., 2012)

№ пробы	1081	3077	2116-1	2339	3097	10073
название	трахибазальт	трахибазальт	долерит	трахидолерит	трахидолерит	трахидолерит
Место отбора	р. Каракол с. Боочи	р. Каракол	р. Каракол	р. Каракол	р. Каракол	р.Караюк
1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	42,7	47,9	49,60	46,50	48,70	46,17
TiO ₂	3,15	2,6	2,71	2,93	3,16	2,36
Al ₂ O ₃	15,4	15,9	14,70	13,90	18,70	15,48
Fe ₂ O ₃	4,50	5,74	4,30	7,76	5,39	12,11
FeO	12,20	9,5	9,01	9,50	7,18	
MnO	0,30	0,22	0,21	0,35	0,15	0,48
MgO	5,18	4,2	2,95	2,94	2,03	6,99
CaO	3,86	2,89	6,13	7,08	1,98	7,79
Na ₂ O	3,42	4,34	3,55	3,52	4,59	3,76
K ₂ O	2,09	1,02	0,63	1,16	3,51	1,65
P ₂ O ₅	1,46	1,24	1,11	1,40	1,30	0,57
ппп	4,33	3,24	4,07	1,90	2,54	2,58
Сумма	99,90	99,9	100,00	100,00	100,00	99,75
Li	55,3	22	20,2	22	35,7	
Rb	67,7	24,1	12,5	36,8	53,2	78
Cs	7,66	3,4	0,66	6,66	2,4	9,1
Ba	208	120	152	248	1070	430
Sr	154	137	374	366	279	419
Cr	15,6	13,9	28,8	15,3	16,9	274
V	76,2	46	65,2	72,3	43,6	153
Co	49,1	12,8	9,1	16,5	42,7	31
Ni	3,15	9,98	8,43	12,5	5,34	96
Sc	52,4	34,6	43,5	51,9	55,6	22
Y	137	109	110	116	132	28
Zr	863	721	742	694	991	207
Nb	65,3	46,8	60,3	46,8	62,1	58
Hf	18,7	15,4	13,6	13,2	19,6	5,1
Ta	4,17	3,02	3,22	2,93	3,89	3,2
Th	4,34	4,12	4,38	3,41	5,26	3,9
U	1,76	1,83	1,69	1,25	2,18	1,63
Pb	4,15	2,98	6,71	14,50	18,3	
La	74,5	66,8	60,2	54,7	73	41
Ce	179	154	146	137	173	87
Pr	24,3	21,5	19,8	19,2	21,1	7,8
Nd	114	94,1	86,1	84,4	100	33
Sm	26,5	20,5	22,3	19,1	24,1	6,4
Eu	7,97	5,46	5,86	5,55	6,27	1,91
Gd	26,2	19,5	18,3	22	22,6	6,6
Tb	3,99	3,0	3,52	3,56	3,83	0,92
Dy	25	16,2	19,5	21,1	22,8	5,2
Ho	4,95	3,94	4,07	4,12	5,2	1
Er	13,5	11	11,5	12,3	13,4	2,7
Tm	2,08	1,62	1,63	1,45	1,7	0,39
Yb	12,8	12,3	11,1	10,1	13,3	2,5
Сог, %	4	5,4	-0,3	-2,7	6,9	-5,3
инд. Куно	18,9	16,9	14,4	11,8	8,9	28,5
FeO*/MgO	3,2	3,6	4,5	5,9	6,2	1,7
Mg [#]	19,9	17,7	14,9	11,5	11	
La/Th	17,2	16,2	13,7	16	13,9	10,5
Nd/Pb	27,5	31,6	12,8	5,8	5,5	

1	2	3	4	5	6	7
La/U	42,3	36,5	35,6	43,8	33,5	25,2
Zr/Nb	13,2	15,4	12,3	14,8	16	3,6
Zr/Y	6,3	6,6	6,8	6	7,5	7,4
Ti/Y	137	142	147	150	142	506
La/Yb	5,8	5,4	5,4	5,4	5,5	16,4
Th/Yb	0,34	0,33	0,39	0,34	0,39	1,6
Ti/V	246	336	247	241	421	92
Sc/V	0,7	0,8	0,7	0,7	1,3	0,14
Sc/Y	0,38	0,32	0,4	0,45	0,42	0,78
Sc/Cr	3,4	2,5	1,5	3,4	3,3	0,08

западнее с. Курата (водораздел рр. Курата – Ак-Пайта) и в левобережье р. Каракол (район с. Боочи) в ассоциации с вулканокластитами, обособленно от пород базитовой группы. В левобережье р. Урсул они образуют пачки мощностью до 250 м макроскопически однородных расланцованных зеленокаменных пород, перемежаются с тонкообломочными осадочными породами и рвутся силлами базитов урсульского комплекса. Отличительными особенностями эффузивов является их голубоватый оттенок и миндалекаменная текстура. Микроскопическое изучение эффузивов и данные РФА свидетельствуют о наличии существенных различий в составе эффузивов, среди которых выделены следующие разновидности: трахи-

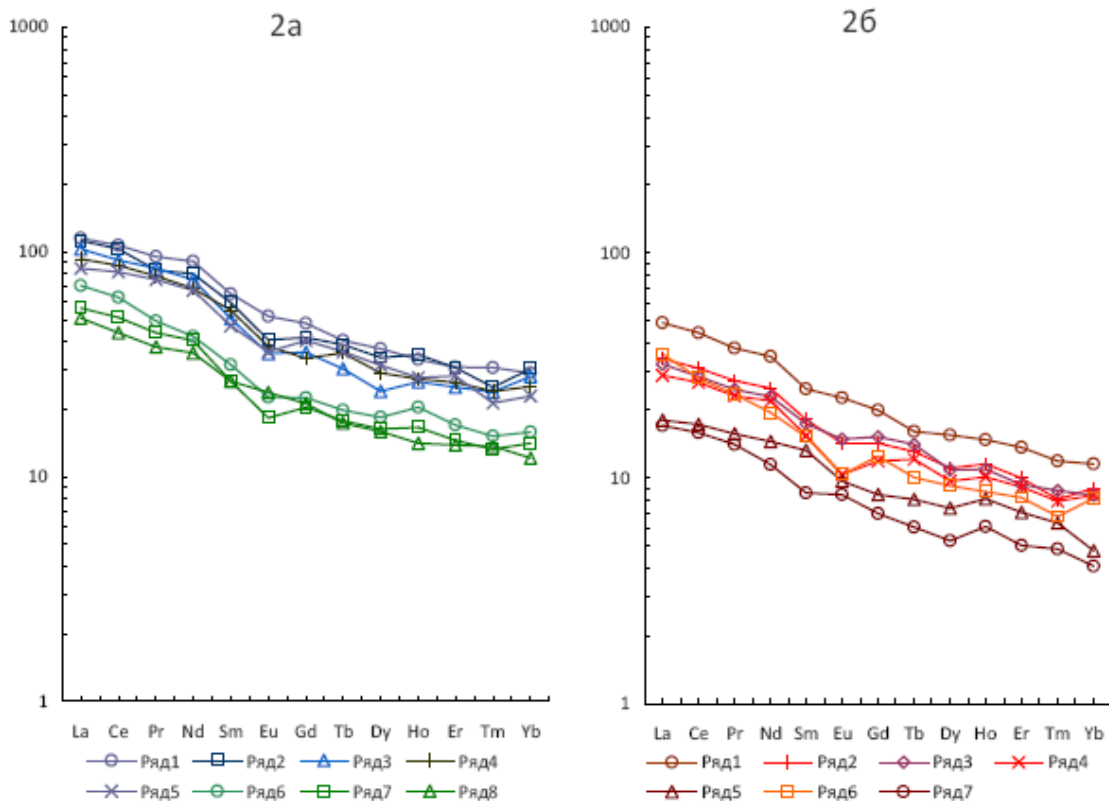


Рис. 2. Распределение РЗЭ в породах бичиктубомского (2а) и урсульского (2б) комплексов.

Бичиктубомский комплекс: ряд 1 – трахибазальт № 1081; ряд 2 – трахидолерит № 3097; ряд 3 – трахибазальт № 3077; ряд 4 – долерит № 2116, ряд 5 – трахидолерит № 2339; ряд 6 – андезит № 3047; ряд 7 – трахиандезит № 1219-1; ряд 8 – трахиандезибазальт № 4416 (анализы из таблиц 1 и 2). Урсульский комплекс: ряд 1 – долерит № 1260-1; ряд 2 – долерит № 1215-3; ряд 3 – долерит № 1263; ряд 4 – долерит № 5078, ряд 5 – долерит № 1061; ряд 6 – долерит № 3052; ряд 7 – долерит № 2034 (анализы из таблицы 3). Содержания нормированы по составу примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995).

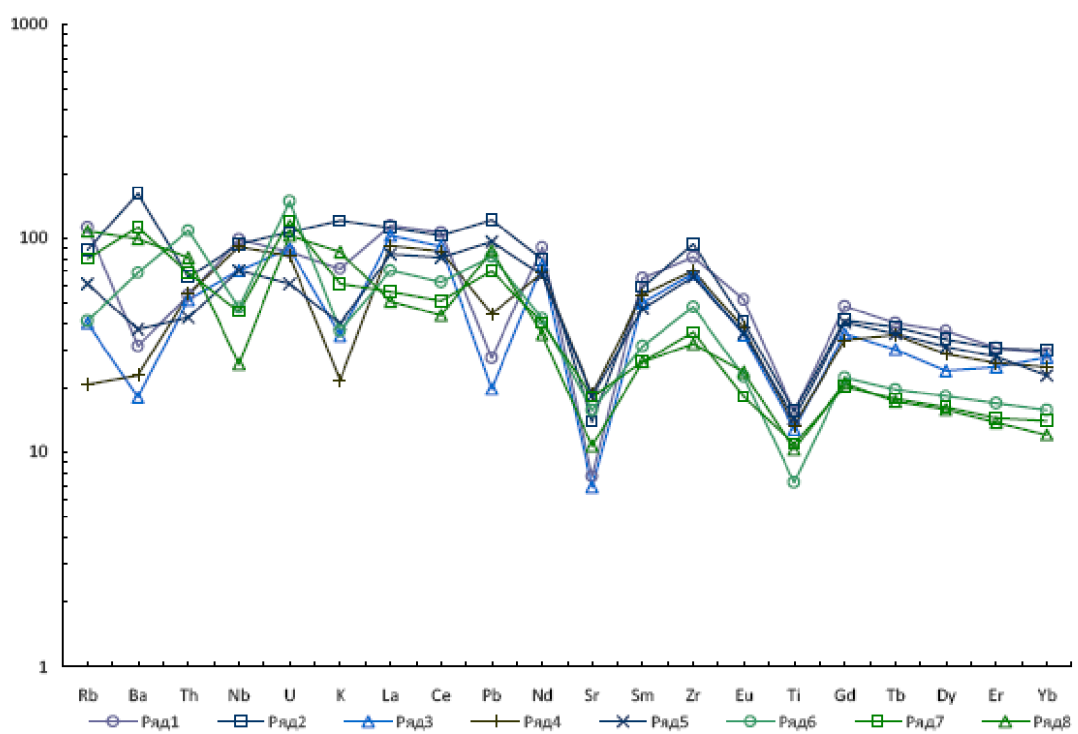


рис. 3. Распределение рассеянных элементов в умереннощелочных базитах и андези-тоидах бичиктубомского комплекса.

ряд 1 – трахибазальт № 1081; ряд 2 – трахидолерит № 3097; ряд 3 – трахибазальт № 3077; ряд 4 – долерит № 2116, ряд 5 – трахидолерит № 2339; ряд 6 – андезит № 3047; ряд 7 – трахиандезит № 1219-1; ряд 8 – трахиандезибазальт № 4416 (анализы из таблиц 1 и 2). Содержания нормированы по составу примитивной мантии (McDonough, sun, 1995).

андезибазальты, трахиандезиты, их кластолавы, дациандезиты, дациты. Все эти породы обнаруживают непрерывный ряд по уровню кремнекислотности, дискретно отделяясь по содержанию SiO_2 от базитов.

Трахиандезибазальты – темно-зелено-серые с голубоватым оттенком афировые породы миндалекаменной текстуры. Структура основной массы апопилотакситовая в сочетании с апогиалопилитовой. Субпараллельно, реже беспорядочно ориентированные микролиты (0,03-0,1 мм) и единичные лейсты (0,15-0,3 мм) плагиоклаза наряду с изометричными и слабо удлиненными (0,01-0,04 мм) зёрнами сфена, часто в скоплениях, заключены в хлоритовый базис, содержащий рассеянную сыпь (0,01-0,03 мм) зерен рудного минерала. Порода содержит миндалины эпидот-хлорит-кварцевого состава (около 15 %) неправильной вытянутой формы (до 7 мм), ориентированные субпараллельно. *Трахиандезиты* макроскопически сходны с трахиандезибазальтами, изредка отличаются наличием вкрапленников лейстовидного плагиоклаза (до 30 %) и полиминеральными псевдоморфозами хлорита, эпидота, пренита и кальцита по темноцветному минералу (до 10 %). Края некоторых вкрапленников плагиоклаза интенсивно оплавлены, иногда корродируются альбит-хлоритовым агрегатом, либо обрастают калишпатом до почти полного замещения. Отмечаются выделения зерен опациitized роговой обманки размерами от 0,06x0,01 мм до 0,17x0,02 мм. Основная масса варьирует от апоинтерсертальной до апогиалопилитовой, состоит из беспорядочно ориентированных тонких микролитов плагиоклаза длиной 0,07-0,15 мм и хлоритового базиса, содержащего густую сыпь мелких изометричных (0,01-0,03 мм) зерен лейкоксена (до 20 % площади шлифа). Иногда появляется вторичный амфибол тремолит-актинолитового ряда, образующий густую сеть беспорядочно ориентированных игольчатых зерен (0,02-0,4 мм). В некоторых разностях отмечается карбонат, гидроокислы железа, вторичный биотит. Миндалины составляют не менее 15 % площади шлифа, имеют неправильную, редко овальную форму размером от 0,5 до 5 мм в диаметре, распределены нерав-

2. Содержания петрогенных оксидов (вес. %) и рассеянных элементов (г/т) в вулканитах среднеосновного–умереннокислого состава бичиктубомского комплекса (Государственная..., 2012)

№ пробы	4416	1219-1	3047	1216	1243-1	3072
название	трахиандези- базальт	трахиандезит	андезит	дациандезит	дациандезит	дацит
Место отбора	рр. Курата–Ак- Пайга	р. Талда	рр. Туэкта– Талда	р. Талда	р. Талда	р. Туэкта
1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,6	57,70	60,20	63,00	63,90	64,80
TiO ₂	2,09	2,23	1,47	1,13	1,14	1,30
Al ₂ O ₃	16,1	14,00	14,70	15,10	14,70	13,20
Fe ₂ O ₃	4,58	2,86	4,22	1,84	2,30	1,68
FeO	6,34	6,62	4,22	5,28	4,44	5,42
MnO	0,23	0,23	0,23	0,17	0,16	0,14
MgO	3,16	3,25	2,37	2,18	2,26	2,38
CaO	3,36	4,42	3,30	2,80	3,11	2,21
Na ₂ O	3,26	3,08	4,37	3,70	2,37	1,69
K ₂ O	2,5	1,78	1,07	1,71	2,63	4,18
P ₂ O ₅	0,75	0,67	0,47	0,31	0,38	0,45
ппп	2,28	2,33	2,82	2,21	2,16	1,91
Сумма	99,9	99,90	99,90	100,00	100,00	100,00
Li	44,6	9,43	10,6	9,68	11,9	14,4
Rb	65,1	48,3	24,8	43,1	69	81,7
Cs	2,3	0,95	0,65	1,21	1,17	1,06
Ba	657	748	458	373	476	731
Sr	213	364	315	351	301	212
Cr	44,9	17,4	22,3	25,1	17,7	33,6
V	99	147	51,2	36,9	59,5	60,5
Co	18,4	33,6	24,5	17,1	17,8	9,06
Ni	15,5	3	5,72	5,3	8,41	15,5
Sc	26,8	29,7	24,3	21,4	18,4	23,3
Y	59,4	65,6	73,7	66	59,6	59,6
Zr	338	384	503	482	376	407
Nb	17,1	30	31,3	32,6	26,6	24,4
Hf	7,05	9,5	10,2	12,6	10,5	8,22
Ta	1,36	1,73	1,78	1,91	1,66	1,87
Th	6,5	5,48	8,69	8,06	8,62	7,12
U	2,55	1,99	2,97	3,09	2,97	2,87
Pb	13,2	10,6	12,4	15,5	16,4	14,5
La	33	36,6	46	43,3	40,7	37,2
Ce	73,2	85,7	105	95,6	88,3	82,1
Pr	9,6	11,1	12,5	11,5	10,9	10,8
Nd	44,5	50,6	52,8	52,0	48,4	45,2
Sm	10,8	10,8	12,8	10,3	9,8	11,2
Eu	3,66	2,81	3,49	3,26	2,38	2,16
Gd	11,5	11,1	12,2	10,1	9,6	11,5
Tb	1,71	1,76	1,96	1,72	1,66	1,74
Dy	10,7	11	12,4	10,9	10	11,2
Ho	2,1	2,47	3,03	2,43	2,28	2,05
Er	6,07	6,37	7,45	6,45	5,75	6,07
Tm	0,93	0,9	1,03	0,9	0,88	0,78
Yb	5,33	6,22	6,98	6,73	5,8	5,85

1	2	3	4	5	6	7
Cor, %	3,7	0,6	1,5	2,8	3,2	2,9
FeO*/MgO	3,5	2,9	3,6	3,3	3	3
Mg [#]	18,2	21,4	17,5	19,7	20,9	21,3
La/Th	5,1	6,7	5,3	5,4	4,7	5,2
La/U	12,9	18,4	15,5	14	13,7	12,9
Nd/Pb	3,4	4,8	4,3	2,1	1,6	
Zr/Nb	19,8	12,8	16,1	14,8	14,1	16,7
Zr/Y	5,7	5,9	6,8	7,3	6,3	6,8
Ti/Y	209	202	119	102	114	130
La/Yb	6,2	5,9	6,6	6,4	7	6,4
Th/Yb	1,2	0,9	1,2	1,2	1,5	1,2
Ti/V	126	90	171	182	114	128
Sc/V	0,3	0,2	0,5	0,6	0,3	0,4
Sc/Y	0,45	0,45	0,33	0,32	0,31	0,4
Sc/Cr	0,6	1,6	1,1	0,9	1	0,7

номерно. Большинство миндалин выполнено кальцитом, хлоритом, реже полиминеральным хлорит-эпидот-кальцитовым агрегатом. *Дацундезиты, дациты* - серо-зеленые породы флюидалной, миндалекаменной текстуры, олигофиновой структуры. Порода содержит редкие порфиновые вкрапленники плагиоклаза (2-7 % объема породы). Форма сечений большинства зерен полигональная или близкая к изометричной, размеры зерен 0,3-2 мм. Реже встречаются зерна с сечениями неправильной удлиненной формы размерами около 0,2x1 мм. Вкрапленники одиночные, редко образуют гломероскопления. Плагиоклаз сосюритизирован, по краям и вдоль микротрещин калишпатизирован. Основная масса апогиалопитовой, апоинтерсертальной структуры, состоит из беспорядочно ориентированных микролитов плагиоклаза (0,05-0,1 мм, до 0,2 мм) в базисе, полностью замещенном вторичными минералами – цоизитом, эпидотом, хлоритом, тонкой сыпью лейкоксена (около 5 % площади шлифа). Как и во вкрапленниках, по контурам микролитов и вдоль трещинок в них развит калиевый полевой шпат. Миндалины размерами до 2-3 мм выполнены в разном сочетании кварцем, кальцитом, эпидотом, хлоритом.

По петрогеохимическим особенностям породы среднеосновного–умереннокислого состава относятся к плюмазитовым (нормативный корунд – до 5 %) титанистым разностям с известково-щелочным трендом дифференциации (существенное падение содержания TiO₂ при стабильной железистости по мере поокисления пород). По сравнению с базитами эффузивы менее железистые (FeO*/MgO = 3–3,6, Mg[#] = 17,5–21,4), обогащены V, Cr, обеднены ВЗЭ и РЗЭ (табл. 2, рис. 2а, 3а). Отношения Zr/Nb, Zr/Y аналогичны таковым в базитах, Ti/V и La/Th – существенно более низкие, а La/Yb и Th/Yb – более высокие.

Урсульский комплекс. Комплекс объединяет многочисленные силлы, дайки, линейно вытянутые и сложной морфологии тела (сочетание даек и силлов) долеритов, реже базальтов и габбродолеритов. Образования комплекса изучены в процессе ГДП-200 в бассейне р. Урсул и в районе с. Шебалино. В бассейне р. Урсул (южнее и западнее с. Туэкта) доминируют силловые разности, ориентировка которых подчинена структуре разновозрастных осадочных отложений урсульской серии; в подчиненном количестве развиты дайки и линейные тела, контролируемые Каирлык-Семинской зоной левых сбросо-сдвигов северо-восточного простирания. В пределах данного ареала породы пространственно совмещены с образованиями бичиктубомского комплекса. Мощность тел варьирует от первых метров в дайковых разностях до 0,8 км в наиболее крупных силлах при протяженности, соответственно, от первых десятков метров до 10 км. В некоторых наиболее крупных телах наблюдается многократное чередование пачек, состоящих из последовательно сменяющихся-

3. Содержания петрогенных оксидов (вес. %) и рассеянных элементов (г/т) в базитах урскульского комплекса (представительные анализы из (Государственная..., 2012))

№ пробы	2034	3052-1	1215-3	1061	1260-1	1063	5078
название	долерит	долерит	ксенолит базальта	долерит	базальт	долерит	долерит
Место отбора	р. Урсул	р. Туэкта	р. Туэкта	р. Талда	р. Шибелик	р. Урсул	с. Шебалино
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,60	50,20	43,1	45,40	44,10	47,90	50,50
TiO ₂	1,72	1,81	2,42	2,53	3,76	3,55	3,55
Al ₂ O ₃	16,70	15,90	20,3	16,30	17,50	16,20	13,90
Fe ₂ O ₃	3,58	3,26	3,57	2,73	5,40	3,67	6,01
FeO	7,96	6,69	7,53	9,43	8,94	8,45	6,55
MnO	0,18	0,14	0,16	0,19	0,18	0,18	0,22
MgO	9,54	7,66	7,68	6,69	5,06	3,99	4,75
CaO	8,36	5,54	5,18	9,27	6,07	7,38	7,47
Na ₂ O	2,22	3,79	3,52	2,27	3,13	3,69	3,12
K ₂ O	0,59	0,62	0,72	0,71	0,84	0,96	1,23
P ₂ O ₅	0,27	0,27	0,33	0,44	0,70	0,58	0,58
ппп	3,39	3,55	4,55	2,98	3,34	2,60	1,28
Сумма	100,00	100,00	99,9	100,00	100,00	100,00	99,90
Li	16,4	24,8	28,4	19,8	20,4	12,2	12,30
Rb	9,32	6,25	23,6	13,1	17,5	21,7	25,60
Cs	0,42	0,91	2,05	0,84	0,76	6,59	0,62
Ba	92,4	109	183	185	257	156	270
Sr	334	422	333	300	375	359	289
Cr	185	189	292	217	106	57,7	74,70
V	188	236	329	282	376	377	305
Co	73	57,5	40,4	69,3	36	65,2	30,3
Ni	135	74,4	124	121	35,3	25,2	33
Sc	25,8	40,6	46,3	45,4	49,9	46	42
Y	22	32,5	38,7	36,9	54,1	42,3	42,00
Zr	122	153	179	200	359	249	207
Nb	9,6	12,2	12,3	20,1	31,1	25,2	12,6
Hf	2,2	3,5	3,5	5	6,9	5,9	4,8
Ta	0,77	0,61	0,74	1,33	1,96	1,5	0,95
Th	0,89	1,31	1,7	1,9	2,94	1,84	3,84
U	0,34	0,49	0,52	0,62	0,99	0,64	1,15
Pb	2,09	5,77	6,84	3,3	5,32	3,39	4,94
La	11,1	11,7	23,1	18,5	31,8	22	20,80
Ce	26,7	29,1	46,4	44,5	73,9	51,7	47,50
Pr	3,6	4	6	5,9	9,6	6,9	6,3
Nd	14,4	18,2	24,5	27,6	43,4	31,3	28,80
Sm	3,5	5,4	6,2	6,3	10,1	7,4	7,1
Eu	1,3	1,5	1,6	1,6	3,5	2,2	2,3
Gd	3,8	4,6	6,8	6,5	10,9	7,8	8,3
Tb	0,6	0,8	1	1,2	1,6	1,3	1,4
Dy	3,57	4,95	6,24	6,54	10,5	7,49	7,36
Ho	0,91	1,21	1,3	1,51	2,21	1,73	1,63
Er	2,2	3,1	3,6	4	6	4,4	4,1
Tm	0,33	0,43	0,46	0,54	0,81	0,55	0,6
Yb	1,8	2,1	3,6	3,7	5,1	4	3,7

1	2	3	4	5	6	7	8
Сог, %	-2,1	-0,4	5,1	-4,0	2,1	-2,9	-4,7
инд. Куно	39,9	34,8	33,4	30,6	21,7	19,2	21,90
Mg [#]	39,7	37,8	35,4	30,9	21,6	20,7	22,3
FeO/MgO	1,2	1,4	1,4	1,8	2,8	3	2,60
La/Th	11,1	9	13,6	9,7	11	12	5,4
La/U	32,6	23,9	44,4	29,8	31,8		
Nd/Pb	6,9	3,2	3,6	8,4	8,2	9,2	5,8
Zr/Nb	12,8	12,5	14,5	10	11,5	9,9	16,4
Zr/Y	5,6	4,7	4,6	5,1	6,6	5,9	4,9
Ti/Y	465	331	374	380	413	499	502,0
La/Yb	6,2	5,5	6,4	5	6,2	5,5	5,6
Th/Yb	0,51	0,62	0,47	0,52	0,57	0,47	1,0
Ti/V	54,4	46	44,3	53,8	59,5	56	69,2
Sc/V	0,14	0,17	0,14	0,16	0,13	0,12	0,14
Sc/Y	1,2	1,2	1,2	1,2	0,9	1,1	1
Sc/Cr	0,14	0,21	0,16	0,21	0,47	0,8	0,56

ся среднезернистых, мелкозернистых долеритов, микродолеритов, и, таким образом, не исключена принадлежность части рассматриваемых образований к мощным потокам. Отмечаются включения базальтов в долеритах. В районе с. Шебалино развиты исключительно дайковые разности субмеридионального и северо-западного простирания, секущие среднедевонские гранитоиды Шебалинского массива и более древние отложения вмещающей консолидированной рамы.

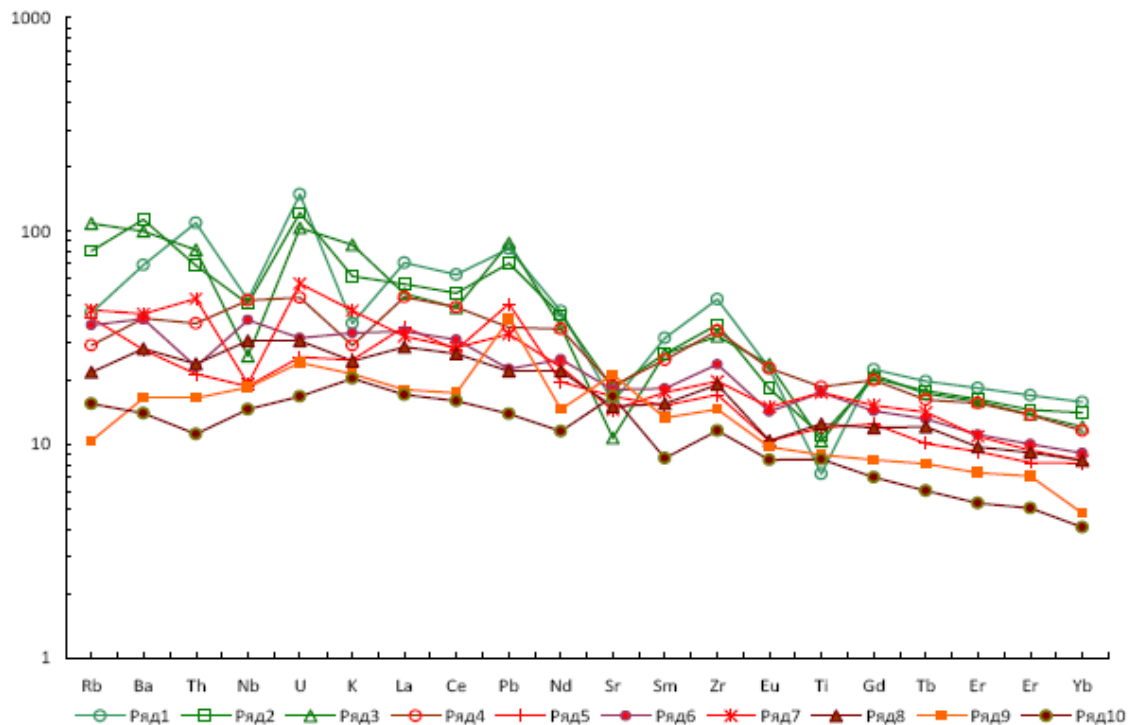


Рис. 4. Распределение рассеянных элементов в долеритах урскульского и андезитоидах бичиктубомского комплексов.

ряд 1 – андезит № 3047; ряд 2 – трахиандезит № 1219-1; ряд 3 – трахиандезибазальт № 4416; ряд 4– долерит № 1260-1; ряд 5– долерит № 1215-3; ряд 6– долерит № 1263; ряд 7– долерит № 5078; ряд 8 – долерит № 1061; ряд 9 – долерит № 3052; ряд 10 – долерит № 2034 (анализы из таблиц 2 и 3). Содержания нормированы по составу примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995).

Долериты – темно-зеленые, зелено-серые массивные, редко миндалекаменные породы порфирированной или равномернозернистой структуры, иногда заметно рассланцованные. Состоят из сосюритизированного плагиоклаза, авгита или титан-авгита. Вторичные минералы представлены агрегатом сосюрита, хлоритом, актинолитом, иногда серпентинитом и тальком (вероятно по оливину), акцессорные – ильменитом, магнетитом, апатитом, сфеном, рутилом, иногда отмечаются ксеногенные корунд и анатаз. В порфирированных разностях фенокристаллы представлены интенсивно сосюритизированным плагиоклазом (альбит-олигоклаз), иногда образующим гломеропорфиры сростки в количестве до 50 % объема породы. Основная масса офитовая, редко долеритовая, характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к клинопироксену, иногда почти полностью замещенному полиминеральными псевдоморфозами хлорита, эпидота и лейкоксена. В отдельных случаях в интерстициях фиксируются ксеноморфные зерна кварца и микропегматитовые сростки. Часто наблюдаются небольшие миндалины, сложенные хлоритом, кальцитом и кварцем в разных соотношениях.

В эндоконтактных фациях крупных силлов долериты сменяются плагиоклазпорфировыми базальтами с апоинтерсертальной структурой основной массы. Реже отмечаются маломощные (первые метры) силлы зеленокаменно измененных базальтов аналогичной структуры.

По петрогеохимическим особенностям базиты урскульского комплекса относятся к различно дифференцированным (индекс Куно = 19–40; $FeO^*/MgO = 1,2-3,6$, $Mg^{\#} = 20,7-39,6$) умеренно- и высокотитанистым низкоглиноземистым, реже плюмазитовым (нормативный корунд до +5%) толеитам с повышенным содержанием P_2O_5 (табл. 3). Петрохимически породы сходны с бичиктубомскими базитами, отличаются повышенной магнезиальностью и пониженной фосфатностью. В то же время, наиболее дифференцированные разности урскульских базитов, в сравнении с бичиктубомскими, резко обогащены совместимыми элементами: никелем, хромом, ванадием (в 2-3 раза), обеднены РЗЭ (рис. 2б) и ВЗЭ (в 2,5-3 раза, кроме титана).

Петрогенезис базитов и андезитоидов

Петрогеохимические особенности базитов определяются совокупностью многих факторов: степенью деплетированности исходного обогащенного лерцолита (пиролита); характером и степенью метасоматической переработки в мантийных условиях («patent» и «cryptic» metasomatism» (Dawson, 1984)); РТ-условиями выплавления субстрата; степенью плавления; давлением флюида и его составом; длительностью взаимодействия первичного расплава с материалом боковых мантийных и коровых пород; особенностями фракционирования в мантийных и коровых условиях, характером контаминации коровым материалом. Общими особенностями базитов бичиктубомского и урскульского комплексов являются высокое содержание TiO_2 , наличие европейских аномалий в редкоземельном спектре, быстрый рост FeO^*/MgO при отсутствии роста SiO_2 по мере падения индекса Куно (феннеровский тренд дифференциации), свидетельствующие о сильно восстановленном характере дифференцированных базитовых расплавов (этому не противоречат петрографические особенности: отсутствие магнетита во вкрапленниках, апоофитовая структура в долеритах обоих комплексов). В то же время ряд отличительных признаков базитов – дискретность в содержаниях ВЗЭ, РЗЭ, Ni, Cr, V, отношениях Th/La, Th/Yb, Ti/Y, Sc/Y, Ti/V, Cr/V, Sc/V, а также различия в поведении крупноионных низкозарядных литофилов (Rb, K, Ba, Sr), должны быть объяснены каким-либо из выше перечисленных факторов или их комбинацией. Для оценки качественной роли каждого фактора применительно к рассматриваемому материалу учитываются основные особенности поведения малых и рассеянных элементов в процессах плавления, фракционной кристаллизации и экстракции исходного расплава.

Рубидий, калий, барий, стронций. Низкозарядные крупноионные редкие элементы (КИРЭ) не совместимы с первичными минералами мантии, кроме стронция в плагиоклазе, но концентрируются во вторичных флогопите (калий, барий, рубидий) и апатите (стронций) (Bodinier, Gadard, 2003; Bodinier et al., 1996, 2004; Menzies et al., 1987). При зеленокаменном метаморфизме содержания этих элементов могут значительно изменяться; при этом концентрации калия и стронция имеют тенденцию к уменьшению, особенно в афировых разностях (Crawford, Cameron, 1985).

Торий, уран, редкие земли, иттрий. Торий, уран, лантан и церий несовместимы с первичными минералами верхней мантии и инертны при зеленокаменном метаморфизме. В отличие от легких, тяжелые РЗЭ и иттрий высоко совместимы с гранатом (коэффициенты разделения гранат/расплав > 4 (Wood, Blundy, 2003), ограниченно – с клинопироксеном (коэффициенты разделения у иттрия – 0,9 (Rollinson, 1994), у иттербия варьируют в пределах 0,3-0,9 (Wood, Blundy, 2003)) и вторичным амфиболом (коэффициенты разделения, соответственно – 1 и 0,49). Исходя из уравнения Д. Шоу ($C_L = C_0 / [F + D(1 - F)]$) и его предельных вариантов ($C_L = C_0 / F$ – для высоко несовместимых элементов при $D \ll F$, и $C_L = C_0 / D$ – для высокосовместимых элементов при $D \gg F$; где C_L – концентрация элемента в расплаве, C_0 – общая концентрация элемента в системе, D – коэффициент разделения минерал/расплав, F – расплавная фракция (Hofmann, 2003)), увеличение степени плавления одного и того же источника приводит к уменьшению отношений Th/Yb и La/Yb в расплавной фракции, особенно существенному в случае плавления гранатсодержащего субстрата. Дифференциация пикритовых и базитовых расплавов вызывает слабое увеличение этих отношений, если фракционируют пироксены или амфибол, или не влияет на них (фракционирование оливина и плагиоклаза «в сухой» восстановленной магме). Отношения La/Th в расплаве при средней степени плавления 2-20 % близки таковым в источнике и слабо зависят от характера фракционирования расплава до начала кристаллизации магнетита ($D(\text{РЗЭ})$ в магнетите > 1); при низкой степени плавления из-за большей несовместимости тория эти отношения всегда ниже, чем в источнике. По-видимому, наиболее близкими к первичным должны быть отношения La/U. Европий одновременно находится в состоянии Eu^{3+} и Eu^{2+} . В расплавах с высокой $f\text{O}_2$ Eu^{3+} преобладает над Eu^{2+} и поведение европия мало отличается от такового остальных трехвалентных РЗЭ (отсутствие заметных европиевых аномалий). В восстановленных базитовых расплавах Eu^{2+} совместим с плагиоклазом, причем в процессе кристаллизации расплава коэффициенты разделения плагиоклаз/расплав для европия и стронция увеличиваются, в отличие от других элементов. Фракционирование (всплывание) плагиоклаза может приводить к появлению европиевых аномалий – положительных и отрицательных в одной и той же ассоциации (например характерный европиевый максимум в кумулятивных анортозитах COX при европиевом минимуме в дифференцированных базальтах COX).

Титан, цирконий, ниобий, фосфор, гафний, тантал. Эти элементы (HFSE или ВЗЭ) несовместимы с первичными минералами верхней мантии, но образуют в мантийных условиях вторичные акцессорные минералы (бадделейт, ильменит, рутил, перовскит, ильменорутит, апатит) и входят в их решетку при реакционном взаимодействии расплав/флюид – боковая порода (Bodinier, Gadard, 2003; Bodinier et al., 1996, 2004; Dawson, 1984; Menzies et al., 1987), а также путем непосредственного осаждения из метасоматизирующих флюидов в зонах дезинтеграции (Dawson, 1984). Титан, кроме того, входит в решетку вторичного (магматического и метасоматического генезиса) керсутита и ограниченно совместим с клинопироксеном ($D(\text{Ti}) = 0,4-1$, увеличивается от диопсида к авгиту (Shervais, 1982)). В базальтовых расплавах титан, тантал и гафний концентрируются в позднем магнетите ($D(\text{Ti})$ – до 16, $D(\text{Ta})$ – до 10, $D(\text{Hf})$ – до 4 (Rollinson, 1994)); цирконий, гафний и ниобий ограниченно совместимы с амфиболом; в андезитовых расплавах их совместимость с амфиболом возрастает (Rollinson, 1994). Отношения Zr/Nb, Zr/Y, Ti/Y в родоначальном расплаве близки таковым в источнике только при значительной степени плавления ($> 2\%$) и отсутствии в рести-те оксидов, стабильных при повышенном давлении H_2O . Даже незначительные concentra-

ции (0,01 %) микрофаз рутила в реакционных каемках шпинели вмещающих перидотитов, связанные с инфильтрацией обогащенных флюидом малых порций расплавов «criptic metasomatism», способны на порядок увеличить коэффициенты разделения ниобия и тантала в этих породах (Bodinier et al., 1996).

Ванадий, хром, никель, скандий. При низкой fO_2 ванадий находится преимущественно в трехвалентном состоянии, входит в решетки реститовых и приликвидусных пироксенов (коэффициенты разделения минерал/расплав $D(V)$ для низкокальциевого пироксена и авгита при fO_2 около буфера Fe-W, соответственно – 2,5 и 5), шпинели, а также позднего магнетита ($D(V) > 23$). С ростом фугитивности кислорода более устойчивыми становятся V^{+4} и V^{+5} , приобретающие свойства несовместимых ВЗЭ (Shervais, 1982). Максимальные отношения Ti/V в родоначальном расплаве будут иметь место при минимальной окисленности магмы и минимальной степени плавления источника (Shervais, 1982). Хром, по сравнению с ванадием и скандием, более совместим со всеми породообразующими минералами мантийных расплавов, поэтому дифференцированные расплавы, независимо от характера фракционирования, обладают более высокими отношениями Sc/Cr и V/Cr, чем первичные магмы. Трехвалентный хром буферизуется приликвидусной шпинелью (в отсутствие других фаз) и равномерно распределяется между шпинелью и пироксенами. Скандий совместим с клинопироксеном и гранатом ($D(Sc)$ в гранате увеличивается от 2,7 при $P = 50$ кбар (Wood, Blundy, 2003) до 8 (Rollinson, 1994) с падением давления), никель имеет высокие коэффициенты разделения в оливине, клинопироксене и ортопироксене (Rollinson, 1994). Фракционирование оливина и плагиоклаза при дифференциации «сухой» восстановленной базитовой магмы вызывает уменьшение содержания никеля, увеличение содержания титана, ванадия, скандия и хрома в остаточном расплаве и не влияет на отношения Ti/V и Sc/V. Выделение пироксена (повышенное давление H_2O (Фролова, Бурикова, 1997)) при относительно низкой фугитивности O_2 приводит к уменьшению концентраций ванадия (V^{3+}), хрома и скандия в равновесном расплаве; отношение Sc/V будет сохраняться или изменяться незначительно. Фракционирование магнетита приводит к уменьшению концентраций титана, ванадия, хрома и увеличению отношений Ti/V, Sc/Cr и V/Cr.

Интерпретация геохимических данных.

Наблюдаемый в урскульских базитах (табл. 3) отчетливый рост содержаний ванадия и скандия при падении содержания никеля по мере роста железистости указывает на фракционирование оливина; присутствие в долеритах ксенолитов базальтов (продуктов дезинтеграции эндоконтактной зоны) с высоким отношением Al_2O_3/CaO , повышенным содержанием хрома и низким SiO_2 (проба 1215-3), вероятно, обусловлено кристаллизацией *in situ* незначительного количества приликвидусной шпинели. Отсутствие стронциевого минимума в слабо дифференцированных разностях и его резкое возрастание по мере роста железистости, наряду с появлением европиевых аномалий, свидетельствует об интенсивном выделении плагиоклаза в восстановленном расплаве; стабильность отношений Th/Yb, La/Yb, Zr/Y и Ti/V в различно дифференцированных разностях также свидетельствует в пользу «сухой» котектической кристаллизации оливин + плагиоклаз; уменьшение содержания хрома и увеличение отношений Sc/Cr (V/Cr) в наиболее дифференцированных разностях без европиевого минимума связаны с началом фракционирования магнетита в условиях наметившегося роста fO_2 ; повышенное отношение Ti/V, высокие Th(U)/La и Th(U)/Nb в дайке лейкократового долерита (проба 5078) обусловлены более интенсивным выделением магнетита и реакционным взаимодействием сильно дифференцированного расплава с вмещающими гранитоидами Шебалинского массива.

Низкое содержание никеля, повышенное – скандия в бичиктубомских ферробазитах и резко выраженный стронциевый минимум согласуются с оливин-плагиоклазовой котектической базитовой магмы, однако этому противоречат крайне низкие содержания хрома и ванадия. При этом составы бичиктубомских базитов не могут быть получены из наиболее эволюционированной магмы «урскульского типа» за счет фракционирования пироксена, по-

скольку при этом должно происходить увеличение отношений La/Yb и Th/Yb, содержания PЗЭ и ВЗЭ должны увеличиваться постепенно и несущественно, а отношения Ti/Y и Sc/V – оставаться более или менее стабильными. Для объяснения геохимических особенностей бичиктубомских базитов предполагается модель полибарической кристаллизации восстановленного пикритового расплава, генерированного при низкой степени плавления шпинелевого лерцолита в условиях повышенного давления H₂O.

Согласно обобщенным экспериментальным данным (Фролова, Бурикова, 1997), при давлениях более 9 кбар первичные расплавы, равновесные с реститом, должны иметь пикритовый состав. По современным представлениям (Walter, 2003), при давлениях до 17 кбар на солидусе обогащенного лерцолита имеет место перитектическая реакция: глиноземсодержащая фаза + диопсид + энстатит > расплав + оливин, и, таким образом, расплавы, обогащенные CaO, Al₂O₃ и обедненные оливиновым компонентом, могут частично генерироваться при плавлении шпинелевой фации при степени плавления до 20 % (при более высокой степени плавления полностью выплавляются глиноземистая фаза и диопсид, расплавы становятся пикритовыми, крайне деплетированными рассеянными элементами). В интервале давлений 17–30 кбар плавление шпинели и диопсида сопровождается одновременным выделением оливина и энстатита (шпинель + клинопироксен > расплав + оливин + ортопироксен); при этом первичные расплавы обеднены кремнеземом. При плавлении гранатового лерцолита в интервале 30–50 кбар имеет место перитектика: гранат пиропового состава + диопсид с повышенным содержанием энстатитового компонента + оливин > расплав + ортопироксен; в этих условиях до степени плавления около 14 % (когда полностью выплавляется гранат (Walter, 2003)) генерируются щелочнопикритовые и пикритовые магмы, деплетированные тяжелыми PЗЭ, иттрием и скандием (вероятный первичный расплав для базитов караюкского комплекса). В рассматриваемом случае в пользу исходного пикритового расплава может указывать наличие среди бичиктубомских базитов глиноземистых высокожелезистых разностей с крайне низким содержанием SiO₂ (< 43%).

Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном (1961) для описания минеральных ассоциаций (оливин – энстатит – пикотит, оливин – энстатит – диопсид – пикотит, анортит – плеонаст) глубинных ультраосновных пород и «оливиновых бомб» в базальтах приводится уравнение: CaAl₂Si₂O₈ (анортит) + 2Mg₂SiO₄ (оливин) = CaMgSi₂O₆ (диопсид) + Mg₂Si₂O₆ (энстатит) + MgOAl₂O₃ (шпинель). Поскольку реакция слева направо сопровождается уменьшением объема на 7%, было высказано предположение, что должна существовать область температур, в которой повышение давления обуславливает реакцию в этом направлении. А. Ирвинг (1980) показал, что сходная ассоциация: ортопироксен±шпинель – кальциевый клинопироксен±шпинель – поздний оливин+клинопироксен формируется на стенках узких магматических каналов при осаждении из обводненной (H₂O > 2 %) базанитовой магмы в интервале давлений 15 – 25 кбар. Предшествующее осаждению взаимодействие H₂O-флюида с вмещающими породами приводит к появлению реакционной ассоциации, содержащей в качестве характерных минералов Al-авгит, богатую алюминием шпинель, а также вторичные бурый титанистый амфибол, флогопит и железисто-титанистые оксиды (Irving, 1980).

Изучение вмещающих пироксенитовые дайки шпинелевых перидотитов выявило зональность в распределении вторичных минералов околожильных пород (Bodinier et al., 2004). Во внутренней, примыкающей к дайке, зоне перидотитов развиты керсутитовые метасоматиты и метасоматизированные перидотиты с подчиненным количеством титанистого флогопита и титанистых оксидов, во внешней – безводные апатитсодержащие перидотиты. Первые относительно перидотитов вмещающей рамы обогащены титаном и торием, вторые – торием, легкими PЗЭ и стронцием. По данным изучения шпинелевых лерцолитов из ксенолитов базальтов Восточно-Африканского рифта (Эфиопия) и массива Ронда (Испания), при содержании апатита менее 0,3 % он концентрирует до 85 % валового тория и стронция, при Th/Yb_N – 11-123 (Bodinier et al., 1996). Такой процесс явно выраженного («modal» по (Menzies, 1987) или «patent» по (Dawson, 1984)) мантийного железо-титанистого и карбо-

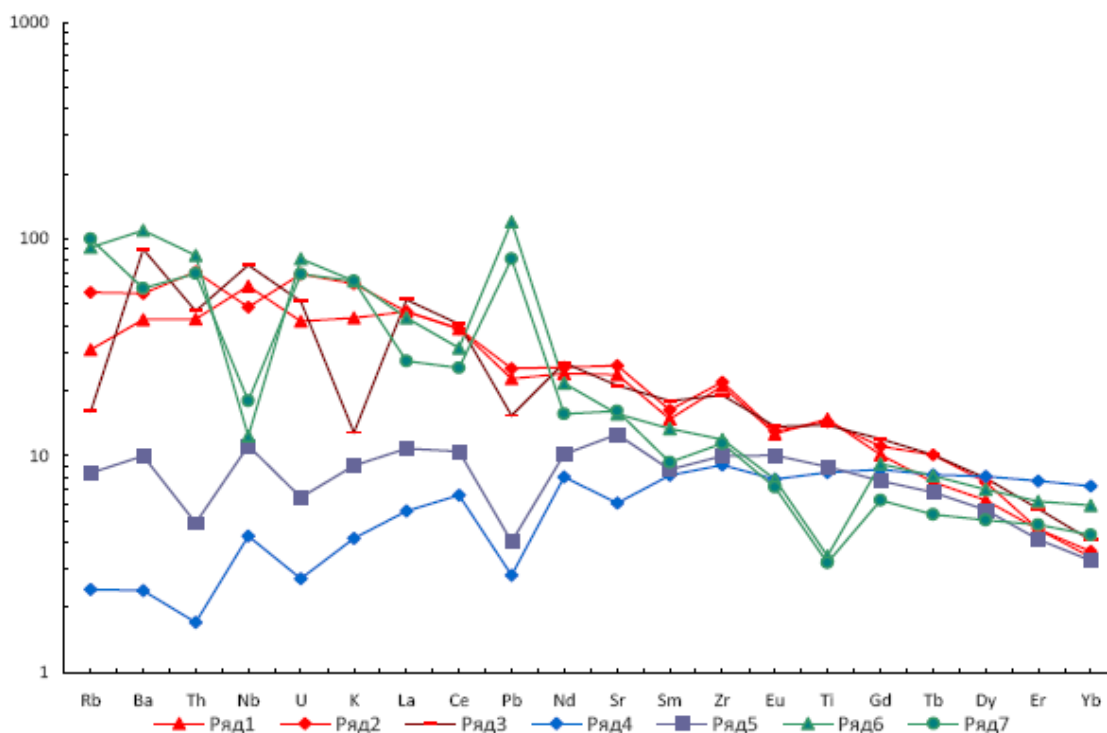


Рис. 5. Спайдердиаграмма для базитов различных мантийных источников и континентальной коры.

ряд 1 – EM-1 (Eielse et al., 2002); ряд 2 – EM-2 (White, Duncan, 1996); ряд 3 – HIMU (Woodhead, 1996); ряд 4 – среднее по N-MORB (Su, 2002); ряд 5 – среднее по толеитам Гавайи (Hofmann, 2003), ряд 6 – среднее по субдукционным осадкам, GLOSS (Plank, Langmuir, 1998); ряд 7 – среднее по континентальной коре (Rudnick, Fontain, 1995). Приведено по (Hofmann, 2003).

натного метасоматоза рассматривается как дополнение к магматическому процессу внедрения и эволюции базанитоподобных магм (Menzies, 1987).

Кристаллизация *in situ* шпинели, ортопироксена и диопсида в условиях высоких давлений должна приводить к увеличению отношений Sc/Cr, Sc/V, Ti/V и уменьшению отношения Sc/Y в остаточном расплаве, а отделение H₂O-CO₂-флюида – к деплетированию титаном, калием, барием, торием и легкими РЗЭ. При этом происходит резкий рост железистости без существенного изменения кремнекислотности.

В сравнении с базитами обогащенных мантийных источников (EM1, EM2, HIMU) и толеитами Гавайских островов (non-EM type), связанных с плавлением гранатовой фации перидотита (рис. 5), бичиктубомские базиты не обнаруживают деплетирования тяжелыми РЗЭ. Отношения La/Yb в бичиктубомских базитах, нормализованные по хондриту (McDonough, Sun, 1995), соответствуют низкой степени плавления безгранатового перидотита по (Фролова, Бурикова, 1997). Начальная степень плавления сама по себе напрашивается весьма высокими содержаниями тяжелых РЗЭ и согласуется с невыдержанным составом базитов (широкие вариации глиноземистости, щелочности, отношений Nd/Pb и Ti/V) в сходно дифференцированных разностях, а также косвенно подтверждается их весьма ограниченным по объему и локальным распространением. Таким образом, учитывая все ранее изложенное для объяснения специфических геохимических особенностей бичиктубомских базитов, наиболее вероятным представляется сочетание двух условий: 1) низкая степень плавления/прогрессивное плавление ($F < 2\%$)/ шпинелевого лерцолита в условиях глубин, соответствующих давлениям 17–30 кбар; 2) полибарическая кристаллизация – на ранней стадии эволюции обводненной (H₂O > 2 %) пикритовой магмы в условиях высокого общего давления (15–25 кбар) ранними кристаллизующимися фазами (кристаллизация *in situ* + возможное фракционирование?) являлись хромшпинелид+клинопироксен+энстатит, а в дальнейшем, по мере уменьшения давления ($P < 9$ кбар) – плагиоклаз+оливин (по-видимому,

механизм такой полибарической кристаллизации объясняет необычный состав вулканитов позднерифейского кульбюрстюгского комплекса в Кузнецком Алатау, которым не находится места в современном петрографическом кодексе – по содержанию кремнезема соответствуют пикритам, а по содержанию железа – базальтам).

При рассмотрении вопроса об общности или индивидуальности мантийных источников бичиктубомского и урскульского комплексов принимается во внимание следующее:

1) в случае плавления единого источника для бичиктубомского и урскульского комплексов (если допустить повторное плавление субстрата для урскульских базитов) в более дифференцированных бичиктубомских базитах отношения La/Yb и Th/Yb должны были бы быть более высокими, чем в менее дифференцированных урскульских, а не наоборот (таблицы 1 и 3);

2) аналогично, при любом варианте фракционирования родоначального расплава отношения La/Th в породе будут более высокими (и более близкими к исходным в перидотите) при меньшем уровне дифференциации и более высокой степени плавления источника, однако в урскульских базитах они ниже.

Эволюция составов малых порций базанитоподобных расплавов при длительном реакционном взаимодействии с вмещающими перидотитами на количественном уровне трудно оценима, однако вышеприведенные различными исследователями особенности изменения вмещающих перидотитов (в т. ч. возможное нарушение отношений La/Yb и Th/Yb из-за более высокой совместимости тория в реакционных амфиболе и апатите) позволяют допустить генерирование урскульской магмы при более высокой степени плавления (повторном плавлении) того же источника. Деплетирование бичиктубомских базитов по титану относительно урскульских (более низкое отношение Ti/Y) может быть изначальным, вызванным присутствием в источнике железисто-титанистых оксидов и повышенным давлением водного флюида в условиях низкой степени плавления, и последующим – связанным с реакционным взаимодействием эволюционированного расплава/флюида с вмещающими перидотитами. Кроме того, в обоих комплексах отмечается близкое отношение U/La . Причиной повторного плавления при генерации урскульской магмы мог являться сброс литостатического давления при активизации процесса растяжения магмоконтролирующей Каирлык-Семинской зоны листрических сбросо-сдвигов (декомпрессионный механизм). В отличие от бичиктубомской, «сухая» урскульская магма дифференцировалась на относительно небольших глубинах ($P < 9$ кбар) и быстро достигала поверхности по более развитой унаследованной тектонической зоне, слабо реагируя с вмещающими породами.

При определении генезиса эффузивов среднеосновного-умереннокислого состава следует учитывать, что содержания $R3Э$ и $B3Э$ в них дискретно более низкие в сравнении с бичиктубомскими базитами. Кроме того, при известково-щелочном тренде фракционной дифференциации из-за существенной разницы в коэффициентах разделения магнетит/расплав для иттрия, титана и ванадия отношение Ti/Y должно уменьшаться, а Ti/V – увеличиваться с ростом SiO_2 . Это означает, что андезибазальты и меланократовые андезиты не могут являться дифференциатами базитовой ветви бичиктубомской магмы.

Специфические особенности пород среднеосновного-умереннокислого состава могут быть объяснены совокупностью нескольких факторов:

1) фракционированием автономного восстановленного расплава с более высокой степенью плавления источника, сопоставимой с таковой для урскульского комплекса (рис. 4);

2) ростом окисленности и обводненности магмы на поздней стадии дифференциации, обусловившем устойчивое фракционирование титаномагнетита (фиксируется ростом отношений Th/La , Th/Yb относительно базитов обоих комплексов), роговой обманки, и существенное поокисление расплава;

3) ассимиляцией коровым материалом, выразившейся в появлении закономерных отличий в изотопных характеристиках (рис.).

Последние два фактора часто синхронны (AFC – ассимиляция совместно с фракцион-

ной кристаллизацией) и взаимосвязаны, поскольку ассимиляция метапелитов приводит к росту окисленности магмы (Фролова, Бурикова, 1997). Существенная ассимиляция коровым материалом отражается характерным изменением профиля РЭ – появлением ниобиевых, титановых и свинцовых аномалий (рис. 3, 4).

Геодинамическая позиция базитов и андезитоидов

Современный структурный рисунок западной части АССО (рис. 1) рассматривается как результат преимущественно пликативного скупивания субширотной складчато-разрывной структуры с близким к трапецевидному типу парагенезиса по Л. М. Расцветаеву при давлении в юго-западном направлении (Государственная..., 2001б; Кривчиков, Тимкин, 2007; Государственная..., 2012). Позднедевонские базиты и андезитоиды контролируются Z-образной Каерлык-Семинской зоной чешуйчатых сбросо-сдвигов восток-юго-восточного падения (поверхностное отражение скрытого глубинного Урсул-Чергинского разлома), выделяемого по данным ГСЗ и гравиметрической съемки), расчленяющих полуграбены западной части Куратинского прогиба и оперяющих Чарышско-Теректинский глубинный правый сдвиг (Жеро и др., 1974). По мере движения в северном направлении Z-образная структура выпрямляется и переходит в Сарасинский грабен, ортогонально пересекающий две структурно-формационные зоны докембрийского заложения – Бийско-Катунскую и Каимско-Аламбайскую, разграниченные деформированными субширотными надвигами (Государственная..., 2001б; Кривчиков, Тимкин, 2007).

Согласно Л. П. Зоненшайну (Зоненшайн и др., 1990), северная часть Горного Алтая в среднем девоне представляла собой область надсубдукционного вулканизма, контролируемая расположенной к северу от Горного Алтая и погружающейся на юг сейсмофокальной зоной, автономной от Иртышской (Ротараш и др., 1982). Это подтверждается широким развитием низко- и умереннотитанистых низкокальциевых толеитов и андезитов в Сарасинском грабене (Государственная..., 2001б; Кривчиков, Тимкин, 2007) и существенным преобладанием низкотитанистых низкокальциевых андезибазальтов и андезитов в северной части Талицкой СФЗ (Кривчиков, Тимкин, 2007). Южнее, по обе стороны от рассматриваемой рифтогенной структуры Куратинского прогиба, резко преобладают низкотитанистые известково-щелочные и умеренно-щелочные разности (Кривчиков, Тимкин, 2007; Государственная..., 2012; Государственная..., 2001в) с общим покислением составов в южном направлении. Только изредка среди них, в зонах крупных разломов (например, в южной части Башлакского разлома, оперяющего Чарышско-Теректинский), отмечаются умереннотитанистые базальтоиды (Государственная..., 2001в). С другой стороны, Чарышско-Теректинский разлом рассматривается как сутурная зона косоугольного позднедевонского сочленения образований Алтае-Монгольского микроконтинента с аккрецированными комплексами Сибирского кратона (Буслов и др., 2000). Автономность развития двух структур, разделенных океаническим бассейном, согласуется с наличием базальт-яшмовой ассоциации позднего кембрия – раннего девона (исключая эмс) в Талицком блоке. В то же время, возраст аккреции, на наш взгляд, должен быть скорректирован с позднедевонского на доэмсский по нескольким причинам:

1) в северной части Талицкой СФЗ субокеанический комплекс с несогласием перекрывается мелководными терригенными отложениями эмса и среднедевонскими вулканами девонско-раннекаменноугольного ВПП (Кривчиков, Тимкин, 2007);

2) в северо-западной части Талицкой СФЗ базальный горизонт вулканогенной кукуйской (куяганской) свиты живета представлен вулканомиктовыми конгломератами с галькой кислых эффузивов «коргонского типа»; в Ануйско-Чуйской СФЗ в терригенных породах барагашской свиты эмса отмечается обильный вулканогенный материал кислого состава (Кривчиков, Тимкин, 2007), в т. ч., по данным В. И. Тимкина, крайне высоконатриевые плагиориолиты (в гальке конгломератов), типичные для ранне-среднедевонского ВПП и

неизвестные среди доэмских отложений в пределах полей развития Девонско-раннекаменноугольного ВПП;

3) в Чарышском блоке образования девонско-раннекаменноугольного ВПП частично телескопированы на образования ранне-среднедевонского ВПП;

4) однотипные по составу осадочно-вулканогенные отложения эмса локализованы по обе стороны от Чарышско-Теректинского разлома – талдыдюргунская и корумкешинская свиты в Бельгебашском прогибе и Кызылшинском блоке.

Учитывая вышеизложенное, представляется, что Чарышско-Теректинский разлом, в его современной конфигурации, является более поздним по отношению к ранее сочленившимся Алтае-Монгольским микроконтинентом и перикратонными образованиями, хотя пространственно частично (к юго-востоку от Галицкой СФЗ) отражает первичную границу столкновения двух террейнов.

По классификации рифтогенных прогибов (Гринева, 2007; Самойлов, Ярмолюк, 1992) Куратинский прогиб наиболее соответствует осевым рифтам невадийского типа. При этом среднедевонские вулканогенные комплексы прогиба – онгудайский и куратинский – синхронны известково-щелочным надсубдукционным образованиям северо-западной и центральной части Горного Алтая (Кривчиков, Тимкин, 2007), а позднедевонские являются постсубдукционными и постскладчатыми в унаследованной структуре растяжения (Кривчиков, Тимкин, 2007; Государственная..., 2012). И те, и другие, учитывая локальность распространения, вероятно, связаны с проявлением пассивного рифтогенеза, обусловленного тектоническими факторами – субмеридиональным сжатием перикратонных комплексов, и праводвиговыми движениями северо-западного направления вдоль унаследованной трансформной окраины.

Возрастным и возможным геодинамическим аналогом урскульского комплекса является постсубдукционный сумультинский рифтогенный комплекс Уймено-Лебедского прогиба в восточной части Горного Алтая.

Литература

Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000, № 3, с. 383-397.

Гринева О. М. Рифтовые системы Сибири. Методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск СТТ, 2007. – 434 с.

Жеро О. Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области // Геотектоника, 1974, № 5, с.52-60.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В двух кн. – М.: Недра, 1990 – Кн. 1 – 328 с.

Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-I (Слонешное). Объяснительная записка. / Сост.: Кривчиков В.А., Селин П.Ф., Русанов Г.Г. и др. СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001а, 183 с.

Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-II (Алтайское). Объяснительная записка. / Сост.: Кривчиков В.А., Селин П.Ф., Русанов Г.Г. и др. СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001б, 201 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-VII (Усть-Кан). Объяснительная записка. / Сост.: Уваров А.Н., Кузнецов С.А., Гладких Л.А. и др. СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001в, 174 с.

Кривчиков В.А., Тимкин В.И. Петрохимические неоднородности и тектоническая позиция девонских надсубдукционных вулканитов западной и центральной частей Горного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая. – Горно-Алтайск, 2007, №1, с. 24-39.

Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-VIII (Шебалино). Объяснительная записка. / Сост.: Пономарев А.Н., Попова О. М., Крупчатников В. И. СПб. : Картофабрика ВСЕГЕИ, 2012, 240 с.

Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-XXIV (Кош-Агач). Объяснительная записка. / Сост.: Попова О. М, Кривчиков В.А., Пономарев А.Л. СПб. : Картофабрика ВСЕГЕИ, 2009, 243 с.

Ротараш И. А., Самыгин С. Г., Гредюшко Е. А., Кейльман Г. А., Милеев В. С., Перфильева А. С. Девонская активная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника, 1982, № 1, с. 44-59.

Самойлов В.В., Ярмолюк С.В. Континентальный рифтогенез. Типизация, магматизм, геодинамика // Геотектоника, 1992, № 1, с. 3 –20.

Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Данскан Т.В. Интерпретация геохимических данных: Уч. Пособие. М.: Изд-во ИнтернстИнжинирин. 2001, 267 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Издание 2. М.: Изд-во иностранной литературы, 1961, 592 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Уч. пособие. - М.: Изд-во МГУ, 1997. – 320 с.

Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео» 2000. 187 с.

Bodinier J. L., Gadard M. Orogenic Ophiolitic and Abissal Peridotites // The Mantle and Core // Treatise on Geochemistry. 2003. Vol. 2, p. 103-170.

Bodinier J.L., Menzies M. A., Shimizu N., Frey E.A., Mcpherson E. Silicate Hydrous and carbonate metasomatism at Lherz France: contemporaneous derivatives of silicate melt –Harzburgite reaction // Journal of Petrology, 2004, v. 45, n. 2, p. 299-320.

Bodinier J.L., Merlet C., Bedini R.M., Simien F., Remaidi M., Garrino C.D. Distribution of niobium, tantalum and other highly incompatible elements in the lithospheric mantle: The spinel paradox // Geochim. Cosmochim. Acta, v. 60, 1996, p. 545-550.

Crawford A. J., Cameron W. E. Petrology and geochemistry of Cambrian boninites and low-Ti andesites from Heathcote, Victoria // Contributions Mineralogy and Petrology, 1985, v. 91, n. 1, p. 93-104.

Dawson J. B. Contrasting types of upper mantle metasomatism // Kimberlites // The Mantle and Crust Mantle Relationships (ed. J.Kornprobst), Elsevier, Amsterdam, 1984, p.289-294.

Hanson B., Jones J.H. The systematics of Cr³⁺ and Cr²⁺ partitioning between olivine and liquid in the presence of spinel. Am. Mineral 83, 1998, p. 669-684.

Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // Treatise on geochemistry: The Mantle and Core, edited by R.W. Carlson, H.D. Holland and K.K. Turekian. Elsevier, New York, 2003, p. 61– 101.

Irving A.J. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenolites in alcalibasalts and implications for magmatic processes in the mantle. Am. J. Sci. 280 A. 1980, p. 389-426.

Menzies M. A., Rogers N.W., Tindle A., Hawkesworth C.J. Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites an effect of asthenosphere- lithosphere interaction // Mantle Metasomatism (eds. M. A.Menzies and C. J.Hawkesworth). Academic Press London, UK. 1987, p. 313-361.

McDonough W. F., Sun S. The composition of the earth // Chem.Geo1., v. 120, 1995, p. 223-253.

Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks // Treatise on Geochemistry: The Mantle and Core, edited by R.W. Carlson, H.D. Holland and K.K. Turekian. Elsevier, New York, 2003, p. 172-275.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994.-352 p.

Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth and Planetary Science Letters, 1982, v. 59, p. 102-118.

Walter M. J. Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere // Treatise on Geochemistry: The Mantle and Core, edited by R.W. Carlson, H.D. Holland and K.K. Turekian. Elsevier, New York, 2003, p. 363-394.

Wood F.J., Blundy J.D. Trace Element Partitioning under Crustal and Uppermost Mantle Conditions: The Influences of Ionic Radius, Cation Charge, Pressure and Temperature // Treatise on Geochemistry: The Mantle and Core, edited by R.W. Carlson, H.D. Holland and K.K. Turekian. Elsevier, New York, 2003, p.395-423.