

УДК 550.4

ИЗОТОПНАЯ (Sr, Nd, O) СИСТЕМАТИКА ВЫСОКО-Sr-Ba ГРАНИТОИДОВ ПОЗДНЕМИОЦЕНОВЫХ ИНТРУЗИВОВ РАЙОНА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

© 2010 г. Е. О. Дубинина, А. А. Носова, А. С. Авдеенко, Л. Я. Аранович

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия; e-mail: delta@igem.ru

Поступила в редакцию 20.11.2008 г.
Получена после доработки 15.10.2009 г.

Статья посвящена формированию изотопно-геохимических параметров высоко-Sr-Ba гранитоидов на примере их типичных представителей – позднемиоценовых лакколитов Кавказских Минеральных Вод (КМВ), сложенных амфиболовыми гранитами, граносиенитами, сиенитами и лейкогранитами, которые отличаются своеобразным поведением изотопных систем Sr, Nd и кислорода. Для сиенитов и граносиенитов характерны значения $\delta^{18}\text{O}$ от 8 до 10‰. Относительно этого интервала амфиболовые граниты имеют пониженные (до 7.0‰), а лейкограниты – повышенные значения (до 12.5–13.7‰). Отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{8.3}$ гранитоидов составляют 0.7083–0.7086, в то время как $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьирует от –4.2 до –2.1.

Проведено комплексное изотопно-геохимическое изучение гранитоидов КМВ, вмещающих их пород и гидротермально-метасоматических проявлений, связанных с внедрением и остыванием интрузивных тел. Рассмотрен механизм контаминации гранитоидного расплава магнезиальными карбонатными породами, содержащими эвапоритовый компонент, объясняющий поведение полученных изотопных параметров. Проведена количественная оценка P - T условий ($T = 800^\circ\text{C}$, $P = 1.5$ кбар) и вклада контаминанта (до 17%), сделаны предположения о его возрасте. Предложена модель флюидно-магматического взаимодействия, объясняющая высокие величины $\delta^{18}\text{O}$, наблюдаемые в лейкогранитах.

На основе реконструкций поведения изотопных систем показано, что все гранитоиды структуры КМВ могли формироваться из единого исходного расплава. Амфиболовые граниты, расположенные в центре структуры КМВ, наиболее близки к составу исходного расплава. Изотопная и геохимическая специфика сиенитов и граносиенитов, слагающих периферийную часть структуры КМВ, может быть объяснена процессами взаимодействия кислого гранитного расплава с магнезиальными карбонатными породами, которое имело место на глубинах 5 ± 2 км. Лейкограниты КМВ являются дифференциатами расплава, аналогичного амфиболовым гранитам, и не показывают признаков контаминации карбонатными породами. Аномально высокие значения величин $\delta^{18}\text{O}$ в лейкогранитах могут быть следствием взаимодействия флюид–порода в процессе остывания интрузивных тел.

Высоко-Sr-Ba тип гранитоидов является особой группой пород, которую нельзя отнести к традиционным M-, I-, S- и A-типам гранитов (Chappell, White, 1974; White, 1979). Многие исследователи предлагают выделять их в самостоятельный тип: латитовый или монцонитовый (Таусон, 1977; Трошин, 1986), либо шошонитовый (Jiang et al., 2002), либо высоко-Sr-Ba (Tarney, Jones, 1994). В наибольшей степени принципиальные геохимические отличия от традиционно выделяемых типов демонстрируют граниты поздне- и постколлизийных стадий развития орогенных поясов. Им присущи очень высокие концентрации крупноионных литофильных элементов, Sr и Ba, достигающие первых тысяч ppm, деплетирование тяжелыми лантаноидами и, следовательно, высокие Sr/Y отношения, а также слабые

отрицательные аномалии Eu при повышенной щелочности и высокой магнезиальности.

Образование высоко-Sr-Ba гранитов часто связывают со значительной ролью мантийного источника, а именно обогащенной субконтинентальной литосферной мантией (Tarney, 1994; Fowler et al., 2001; Qian et al., 2003). При этом в большинстве случаев не отрицается роль вещества корового происхождения либо в качестве ассимилянта, либо в качестве основного компонента расплавов. Например, в качестве источника раннепалеогеновых гранитоидов Аляски (Reiners et al., 1996) рассматривался магматический расплав, насыщенный H_2O , щелочными, литофильными крупноионными (LILE) элементами и имевший высокие изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Природу этого расплава авторы объясняли смешением мантийных мафических распла-

вов с выплавками, образующимися при неравновесном плавлении флогопита метаосадочных флишевых толщ, присутствующих в изученном разрезе. В генезисе высоко-Sr-Ba гранитов Шотландии (Fowler, Henney, 1996; Fowler, Henney, 2001) значительная роль отводится щелочным лампрофировым магмам и магмам состава аппинитов, контаминированным метаосадочными породами. Наконец, для высоко-Sr-Ba мезозойских гранитоидов Северного Китая (Qian et al., 2003) основная роль отведена процессу дифференциации высококальциевых основных магм, которые образовались в результате плавления обогащенной литосферной мантии.

Изотопные характеристики высоко-Sr-Ba гранитоидов часто оказываются специфическими. Во многих случаях отмечаются значительные вариации изотопного состава Nd при небольших изменениях стронциевого изотопного отношения. Например, в мезозойских гранитах Северного Китая величина $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует от -3.8 до -20.2 , тогда как величина $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ изменяется в интервале $0.7051-0.7068$ (Qian et al., 2003). Та же ситуация характерна для каледонских гранитов Северной Шотландии, где $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует от -1.3 до -4.7 , а стронциевое изотопное отношение — от 0.7057 до 0.7063 (Fowler et al., 2001).

Представления о механизме формирования необычных изотопных (Nd, Sr, O) параметров высоко-Sr-Ba пород сводятся, чаще всего, к использованию модели фракционной кристаллизации с одновременной ассимиляцией (AFC, (DePaolo, 1981)), которая далеко не всегда однозначно описывает полученные данные. Применение модели AFC для раннепалеогеновых гранитоидов Аляски (Reiners et al., 1996) привело к необходимости принятия сложной схемы процесса, тем не менее поведение стронциевой изотопной системы в эту схему не укладывалось. Модель AFC привлекалась и для описания изотопных составов Nd, Sr и O гранитоидных фаций плутона Рогарт (Северная Шотландия), включающих высоко-Sr-Ba граниты, и пространственно связанного с мафическими аппинитами (Fowler, Henney, 2001). Те же авторы (Fowler, Henney, 1996) применяли модель AFC для высоко-Sr-Ba сиенитов и гранитов Северной Шотландии, однако весь спектр наблюдаемых составов пород не подчинялся простой одностадийной модели и они предложили двухстадийную модель AFC, с изменением на каждой из стадий не только величин коэффициентов распределения Sr и Nd, но и степени контаминации расплава вмещающими породами.

Основное ограничение модели AFC состоит в том, что она не включает иных вариантов контаминации кроме простой аддитивной ассимиляции расплавом вмещающих пород, то есть возможная контаминация расплава рассматривает-

ся только по механизму простого добавления постороннего компонента. При таком подходе практически всегда возникает необходимость допускать либо полистадийность процесса AFC (Fowler, Henney, 1996), либо неоднородность состава источника, а в отдельных случаях привлекать другие механизмы, например неравновесное частичное плавление источника (Reiners et al., 1996).

Позднемиоценовые интрузивы Кавказских Минеральных Вод (КМВ), представленные группой компактно расположенных на небольшой территории массивов-лаколлитов, сложены амфиболовыми гранитами, граносиенитами, сиенитами и лейкогранитами (Соболев и др., 1959). За исключением трех интрузивных тел лейкогранитов Li-F типа, все остальные породы, проявленные в структуре КМВ, могут быть отнесены к типу высоко-Sr-Ba гранитоидов (Сазонова и др., 2003; Носова и др., 2005), для них характерны высокие концентрации Sr, Ba и P, умеренные Rb, низкое отношение K/Rb и высокие Ba/Rb и Sr/Nd отношения.

Современные представления о генезисе гранитоидов района КМВ сводятся к двум основным гипотезам: 1) ассимиляции гранитной магмой вмещающих карбонатных пород в зоне становления интрузивных тел, в результате чего образуются граносиениты и сиениты (Короновский и др., 1986); 2) смешения кислой трахириолитовой магмы с щелочными базальтами и их дериватами (Поль и др., 1993). Некоторые петрологические особенности этих пород согласуются с процессами кристаллизационного фракционирования и флюидно-магматического взаимодействия (Носова и др., 2005). Таким образом, единой точки зрения на механизм формирования геохимических особенностей гранитоидов структуры КМВ не существует.

Присутствие в гранитоидах КМВ включений апатит-карбонат-клинопироксен-флогопит-плагиоклазового (*Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl*) состава рассматривалось (Поль и др., 1993) в качестве доказательства участия мантийных обогащенных расплавов при формировании гранитоидных расплавов. Однако другими авторами (Соболев и др., 1959; Носова и др., 2005) эти же включения интерпретировались как апокарбонатные метасоматические образования, возникшие за счет взаимодействия гранитного расплава с вмещающими породами. Установление природы *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* включений и механизма их формирования играют важную роль в решении вопроса о связи высоко-Sr-Ba гранитоидов КМВ с расплавами мантийного происхождения. В настоящей работе показано, что появление этих включений является следствием контаминации гранитоидных расплавов осадочными породами в пределах верхнекоревой магматической

камеры. Предложенный механизм контаминации за счет реакционного взаимодействия карбонатных пород с гранитным расплавом объясняет наблюдаемые изотопно-геохимические особенности гранитоидов КМВ без привлечения вклада мантийных источников.

Данная работа основана на результатах комплексного изотопно-геохимического изучения гранитоидов КМВ, вмещающих их пород и гидротермально-метасоматических проявлений, связанных с внедрением и остыванием интрузивных тел. Внимание акцентировалось на установлении механизма возможной контаминации расплавов и определении главных факторов, формирующих изотопно-геохимические характеристики самих гранитоидных тел КМВ. Основу исследований составляет изотопная (Sr, Nd, O и C) геохимия в комплексе с необходимыми петрологическими, геохимическими и геологическими данными. Обсуждение результатов дополнено комплексом геохимических данных как уже опубликованных авторами (Носова и др., 2005; Авдеенко и др., 2008), так и полученных впервые (новые данные представлены в табл. 1).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ КМВ

Геологии интрузивных тел КМВ посвящено немало работ (Соболев и др., 1959; Короновский и др., 1986; Польш и др., 1993). Структура КМВ является составной частью Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенного пояса Евразии (Короновский, Демина, 1999), в пределах которой известно 20 интрузивных гранитоидных тел, из которых 13 обнажены на поверхности (рис. 1). Гранитоиды представлены преимущественно небольшими массивами площадью до 6 км², которые в большинстве случаев имеют форму штоков с крутыми, субвертикальными контактами. Они прорывают мезозойско-кайнозойский осадочный чехол Скифской плиты; различные тела локализованы в песчаниках нижнего мела, известняках и мергелях верхнего мела, глинах олигоцена-миоцена и мергелях эоцена. По данным К-Аг метода возраст внедрения гранитоидов КМВ составляет 8.3 ± 0.2 млн. лет (Аракелянц и др., 1968; Лебедев и др., 2006).

Среди гранитоидов КМВ различают сиениты и граносиениты (массивы Верблюд, Золотой Курган, Змейка, Железная, Острая, Медовая, Развалка), амфиболовые граниты (массивы группы Бештау – Два Брата, Большой и Малый Бештау, массив Лохматая) и лейкограниты (массивы Бык, Шелудивая и Козьи Скалы). Все гранитоиды имеют порфировидную структуру и содержат от 10–15 до 20–30% вкрапленников, которые в сиенитах и граносиенитах представлены плагиоклазом, К-На полевым шпатом, флогопитом и клинопироксеном, в гранитах – полевым шпатом,

кварцем и амфиболом, иногда с подчиненным биотитом, а в лейкогранитах – только кварцем и полевым шпатом. В основной массе пород преобладает полевой шпат.

Гранитоиды КМВ относятся к субщелочным разновидностям: сиениты, граносиениты и амфиболовые граниты содержат 4.15–5.31 мас. % Na₂O и 4.2–6.02 мас. % K₂O. Концентрации Ba и Sr в них достигают 2360 и 1380 ppm соответственно при умеренных содержаниях – Rb (до 300 ppm). Содержания высокозарядных элементов умеренные (Zr до 180 ppm, Nb до 20 ppm). Спектры РЗЭ имеют сильно фракционированный характер как в области легких, так и в области тяжелых лантаноидов с присутствием небольшой отрицательной Eu-аномалии.

Лейкограниты резко отличаются от остальных гранитоидов КМВ как по соотношению главных, так и по содержанию редких и рассеянных элементов. Они наиболее насыщены кремнеземом (SiO₂ около 73 мас. %), содержание Na₂O преобладает над K₂O, по сравнению с остальными гранитоидами КМВ они обеднены Sr, Ba, P, La, Ce и обогащены Rb, Nb, Li, Be. Отношение легких РЗЭ к тяжелым в лейкогранит-порфирах ниже, чем в остальных гранитоидах КМВ, величина (La/Yb)_n составляет 2–18, в то время как для остальных гранитоидов она достигает 26–44 (Носова и др., 2005; Короновский и др., 1986). Лейкограниты отвечают поздним дифференциатам амфиболовых гранитов КМВ (Носова и др., 2005), что обуславливает их геохимическую специфику.

В интрузивах района КМВ встречаются ксенолиты кристаллических и осадочных пород мезокайнозойских толщ, иногда они составляют до 20% от объема породы. Большинство ксенолитов (около 95%) имеют магматическое происхождение (Польш и др., 1993). Они представлены тремя основными группами: субщелочными биотитовыми габброидами; породами апатит-карбонат-клинопироксен-флогопит-плагиоклазового (*Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl*) состава и в подчиненном количестве гранитами и гранодиоритами. Ксенолиты осадочных пород мезокайнозоя встречаются редко и обычно располагаются в краевых частях небольших вулканических тел.

Включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* пород состоят в основном из флогопита (до 85%), диопсида и плагиоклаза, а также содержат значительные количества апатита и первичного карбоната (кальцита). Генезис ксеногенных включений *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* пород спорный: И.Р. Польш и др. (Польш и др., 1993) рассматривают их как ксенолиты щелочных базальтов, другие исследователи (Соболев и др., 1959; Носова и др., 2005) считают, что это метасоматизированные обломки богатой Са и Mg породы (мергели, доломиты). Ксеногенные включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* пород обычно округлой

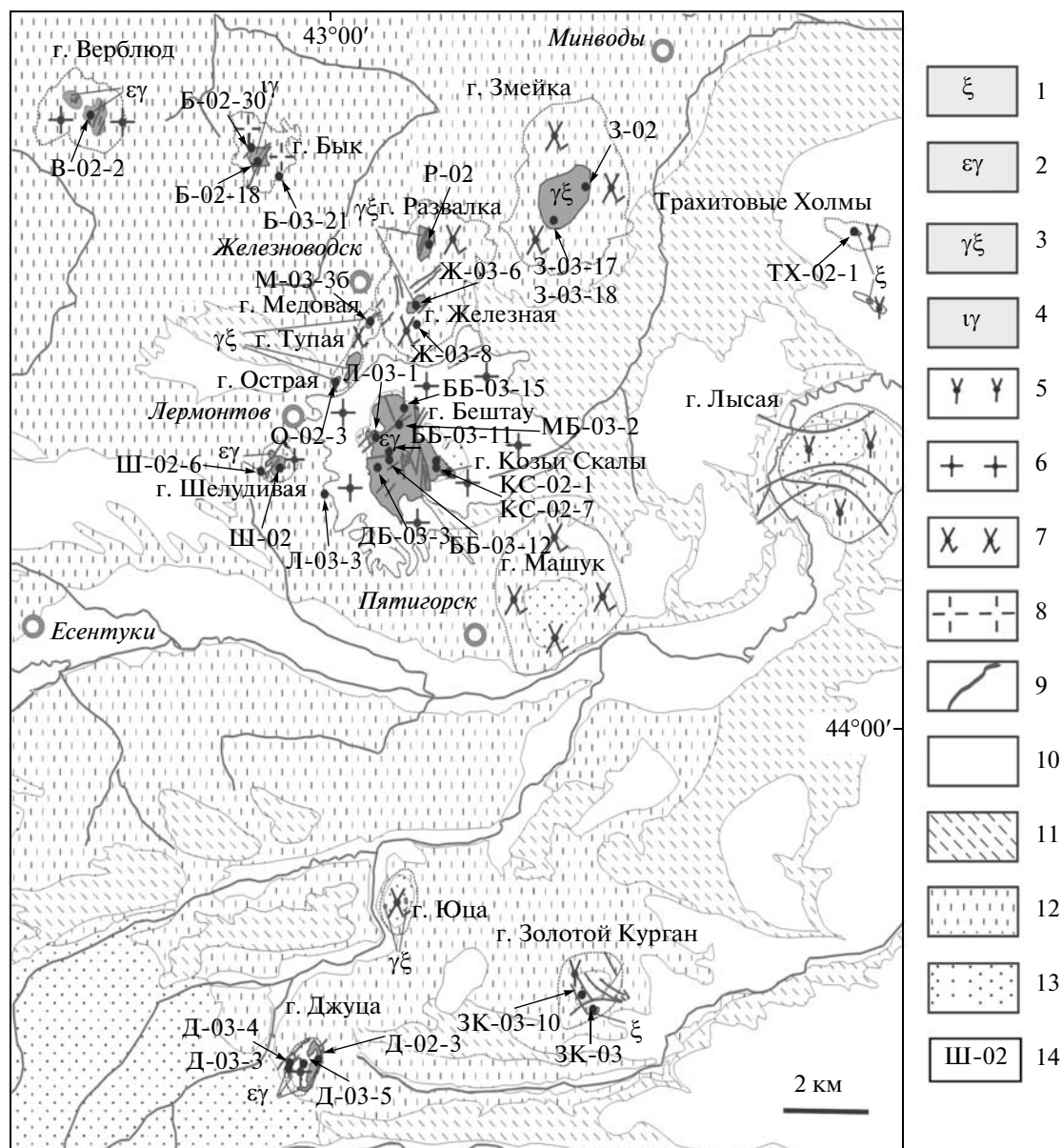


Рис. 1. Геологическая схема района Кавказских Минеральных Вод (составлено по (Носова и др., 2005)) и положение мест опробования гранитоидов:

1–8 – позднмиоценовые гранитоиды КМВ: 1–4 – выходящие на поверхность: 1 – сиениты, 2 – субщелочные граниты, 3 – граносиениты, 4 – лейкограниты; 5–8 – нескрытые эрозией: 5 – сиениты, 6 – субщелочные граниты, 7 – граносиениты, 8 – лейкограниты. 9 – установленные в пределах интрузивов разломы; 10–13 – осадочные образования: 10 – четвертичные, 11 – неогеновые (глины), 12 – палеогеновые (глины, мергели), 13 – меловые (песчаники, аргиллиты, алевролиты, мергели, известняки). 14 – номер образца.

формы и не имеют резких границ с вмещающими их гранитоидами. Эти включения встречаются в большинстве массивов граносиенитов и сиенитов, но не обнаружены в амфиболовых гранитах и лейкогранитах.

Для лакколлитов КМВ характерно развитие гидротермально-метасоматических образований с существенным преобладанием карбонатов.

Скарны и скарноиды развиты по известковистым песчаникам и мергелям гор Змейка и Золотой Курган. Они представлены эпидотом, гранатом, пироксеном, магнетитом и более поздними кальцитом, пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Среднетемпературные гидротермальные образования кальцит-флогопитового состава представлены жилами и прожилками в гранитоидах и породах экзоконтактов.

Таблица 1. Состав гранитоидов района КМВ

Компоненты	Амфиболовые гранит-порфиры группы гора Большой Бештау						Граносиенит-порфиры		Сиенит-порфиры	Ксеногенные включения (гора Змейка)	
	ББ-03-11*	ББ-03-13	МБ-03-10	ДБ-03-3	Л-03-2	Ж-03-5	М-03-7	ЗК-03-14		Габбро	3-03-18
SiO ₂	71.12	71.12	71.56	71.34	72	71.56	68.92	67.05	51.07	52.79	
TiO ₂	0.17	0.17	0.17	0.18	0.19	0.26	0.29	0.41	2.27	0.94	
Al ₂ O ₃	16.66	15.05	16.61	15.45	16.48	13.6	15.01	14.13	17.28	7.63	
Fe ₂ O ₃	1.11	1.12	0.84	1.16	0.93	1.76	1.18	1.5	6.56	2.59	
FeO	0.25	0.27	0.43	0.28	0.34	0.35	0.83	1.04	5.01	3.45	
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.05	0.2	0.19	
MgO	н.ч.а.	н.ч.а.	0.13	н.ч.а.	н.ч.а.	0.51	1.01	2.02	3.78	8.57	
CaO	1.05	1.23	1.58	1.23	1.23	0.53	2.78	2.98	8.05	9.99	
Na ₂ O	4.04	4.14	4.04	4.45	4.25	3.43	2.39	3.54	4.04	2.95	
K ₂ O	4.52	4.7	4.34	4.7	4.79	4.99	5.06	5.33	1.26	4.72	
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.28	0.34	0.59	0.55	1.9	
П.п.п.	0.5	1.04	0.47	0.03	0.04	0.88	2.41	0.38	н.о.	3.83	
Сумма	99.72	99.12	100.37	99.2	100.57	98.57	100.34	99.02	100.31	99.73	
Li	34.5	25.9	33.5	41.1	26.9	48.2	25.9	34.4	89.9	208	
Be	13.3	15	17.8	17.5	16.1	16.9	17.4	15.4	5.5	25.4	
Sc	1.1	1.1	1.2	1.3	1.1	2.8	2.8	5.7	36.1	13.7	
V	12	12	11	12	11	22	24	41	246.1	92.5	
Cr	11	14	11	11	9	27	38	105	14.7	188.3	
Co	1.4	1.3	1.1	1.3	1.5	2.6	3.8	8.8	29.9	24.9	
Ni	6.8	7.8	18.4	6.5	5.2	13.6	23.5	47.9	22	101	
Cu	1	2	2	2	1	3	6	13	75.4	5.4	
Zn	36	36	46	29	24	27	65	33	117.1	165	
Ga	24	23	23	24	24	22	21	21	24	21	
Rb	310	288	296	291	288	276	291	287	16	441	
Sr	1020	989	899	948	905	997	1074	1143	1080	1501	
Y	8	8	9	9	8	10	10	12	61	28	
Zr	110	131	135	82	121	164	168	174	51	368	
Nb	16.2	16.3	15.9	16.6	16	15.1	14.9	13.8	9.2	19.2	

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Амфиболовые гранит-порфиры группы гора Большой Бештау										Граносиенит-порфиры		Сиенит-порфиры	Ксеногенные включения (гора Змейка)	
	ББ-03-11*	ББ-03-13	МБ-03-10	ДБ-03-3	ЛБ-03-2	Ж-03-5	М-03-7	ЗК-03-14	Габбро	3-03-18	3-03-17				
Mo	0.8	1.2	0.5	1.2	0.8	0.6	2	0.5	0.6	0.6	1.9				
Cs	30	25	27	22	20	17	9	18	17	8	78				
Ba	1227	1325	1169	1296	1261	1766	1749	1571		328	1768				
La	30.7	25.4	38.3	38.8	30.9	44.2	45.7	44.2	44.2	39.2	273.9				
Ce	64.5	56.1	69.9	80.5	67.4	86.2	97.4	89.4	86.2	109.7	501.9				
Pr	6.65	5.97	7.61	7.86	6.87	9.91	10.1	9.28	9.91	14.2	51.1				
Nd	23.6	21.7	25.8	26.8	23.9	35	35.7	33.6	35	59.6	174.4				
Sm	4.17	3.92	4.26	4.49	4.15	5.87	5.93	5.77	5.87	13.3	25.1				
Eu	0.89	0.89	1.11	1.01	0.92	1.22	1.24	1.21	1.22	2.41	4.81				
Gd	2.67	2.61	2.88	2.83	2.62	3.48	3.56	3.66	3.48	12.48	13.16				
Tb	0.35	0.34	0.37	0.37	0.34	0.44	0.46	0.47	0.44	1.96	1.51				
Dy	1.68	1.69	1.75	1.77	1.71	2.17	2.18	2.31	2.17	11.6	6.11				
Ho	0.31	0.3	0.32	0.31	0.3	0.37	0.38	0.4	0.37	2.34	0.97				
Er	0.78	0.78	0.82	0.8	0.78	0.93	1	1.01	0.93	6.07	2.21				
Tm	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.13	0.14	0.15	0.13	0.86	0.28				
Yb	0.73	0.72	0.79	0.75	0.74	0.86	0.88	0.9	0.86	5.17	1.58				
Lu	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.13	0.13	0.13	0.13	0.71	0.22				
Hf	4.4	4.8	5	3.4	4.4	5.5	5.5	5.4	5.5	1.86	9.3				
Ta	1.4	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.3	0.43	1.28				
W	4.1	3.1	4.4	2.1	1.1	3.8	4.6	2.9	3.8	0.1	6.1				
Tl	3.1	3.5	3.3	3.4	2.9	3.4	3.3	2.8	3.4	0.6	4.2				
Pb	184	157	177	180	179	89	173	149	89	32	248				
Bi	0.7	1.3	1	1.9	0.3	0.7	0.4	0.5	0.7	0.5	2.3				
Th	33	35	47	45	39	37	29	33	37	3	163				
U	11	9	10	12	17	13	19	19	13	4	39				

Примечание. Оксиды выражены в мас. %, элементы – в ppm.

* Номер образца.

Все изотопные исследования проведены на материале, собранном в течение двух полевых сезонов (2003–2004 гг.) в районе Кавказских Минеральных Вод. Места отбора проб приведены на геологической схеме района (рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопные исследования Sr, Nd и кислорода проводили в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Было исследовано 24 образца валовых проб из 13 гранитоидных тел КМВ. Для того чтобы изотопные характеристики наиболее полно отражали состав изучаемых пород, исходная масса пробы составляла около 500 г. После дробления от каждой валовой пробы методом квартования была отобрана порция для последующего изотопного анализа O, Nd и Sr. Кроме образцов гранитоидов, был изучен изотопный состав восьми образцов вмещающих пород, отобранных в районе выхода массивов Большой Бештау, Шелудивая, Бык и Золотой Курган.

Измерения изотопного состава кислорода проводили на масс-спектрометре DELTA^{plus} (ThermoQuest, Finnigan). Для выделения кислорода из силикатных проб использовали метод фторирования, с последующим переводом молекулярного кислорода в CO₂ в вакуумной ячейке с внутренним нагревом (Суворова, Дубинина, 1994). Воспроизводимость анализа контролировалась путем разложения международного стандарта NBS-28 в каждой партии подготавливаемых образцов (обычно при фторировании 5 образцов разлагалась 1 навеска стандарта). Каждую пробу фторировали не менее 4–6 раз, в табл. 2 приведены усредненные величины. Суммарная погрешность определения величин $\delta^{18}\text{O}$ составила $\pm 0.3\%$. Породы карбонатного состава исследовали с помощью метода разложения в ортофосфорной кислоте (MacGee, 1950). Изотопный состав кислорода всех изученных образцов, в том числе и карбонатов, выражен относительно международного стандарта SMOW.

Разложение валовых проб и выделение Rb, Sr, Sm и Nd фракций осуществляли химическим методом с разделением фракций элементов на ионообменных смолах. Измерение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ проводили в динамическом режиме на термоионизационном многоколлекторном масс-спектрометре Micro-mass Sector 54 (Англия) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка проб выполнена Э.Д. Байровой, масс-спектрометрические измерения – Ю.В. Гольцманом. Погрешность анализа ($\pm 2\sigma$) не превышала в среднем 0.003% для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и 0.002% для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, точность индивидуальных измерений указана в табл. 2. Правильность измерений изотопного состава стронция контро-

лировалась по стандартному образцу SRM-987. При изотопном анализе Nd использовали внутрилабораторный стандарт с изотопным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512406$, нормализованным на международный стандарт La Jolla. Среднее значение, полученное по внутрилабораторному стандарту в период измерения проб гранитоидов, составило $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512401 \pm 0.000003$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изотопные характеристики валовых проб гранитоидов КМВ

Результаты определения изотопного состава кислорода, неодима и стронция в валовых пробах гранитоидов КМВ приведены в табл. 2. Большинство величин $\delta^{18}\text{O}$, полученных для валовых проб сиенитов и граносиенитов, находятся в интервале от 8 до 10‰, который сопоставим с таковым для гранитов по классификации Тэйлора (Taylor, 1978). От этого интервала значений отклоняются в сторону утяжеления изотопного состава кислорода лейкограниты гор Шелудивая и Бык (от 12.5 до 13.7‰) и в сторону уменьшения величины $\delta^{18}\text{O}$ – амфиболовые граниты массива Большой Бештау (7.1 и 7.0‰).

Измеренные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для валовых проб лакколлитов КМВ хорошо согласуются с ранее опубликованными данными (Поль и др., 1993). Начальные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, пересчитанные на возраст 8.3 млн. лет для всех гранитоидов, располагаются в узком интервале от 0.7083 до 0.7086. Для всех гранитоидов КМВ характерны умеренные значения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ от 0.792 до 1.048, для лейкогранитов эти отношения существенно выше и составляют 5.478 и 8.895 (массивы Шелудивая и Бык). В этом ряду лейкограниты горы Козьи Скалы занимают промежуточное положение ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 2.544$). Изотопный состав неодима в гранитоидах КМВ характеризуется отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, которые варьируют от –4.2 до –2.1, что указывает на коровый источник расплава. Постоянство изотопного состава стронция во всех исследованных интрузивных телах, слагающих структуру КМВ, геологические наблюдения и проведенные ранее исследования (Авдеенко и др., 2008) позволяют предполагать, что этот источник единый для всех интрузивных тел в пределах структуры.

В пользу такого вывода свидетельствует также тот факт, что изотопный состав O и Nd всех изученных интрузивных тел закономерно распределены в пространстве (рис. 2). Изотопный состав кислорода имеет тенденцию к возрастанию величины $\delta^{18}\text{O}$ от центра к периферии структуры (рис. 2а), а величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ – к понижению. Закономерно распределяются в пространстве и не-

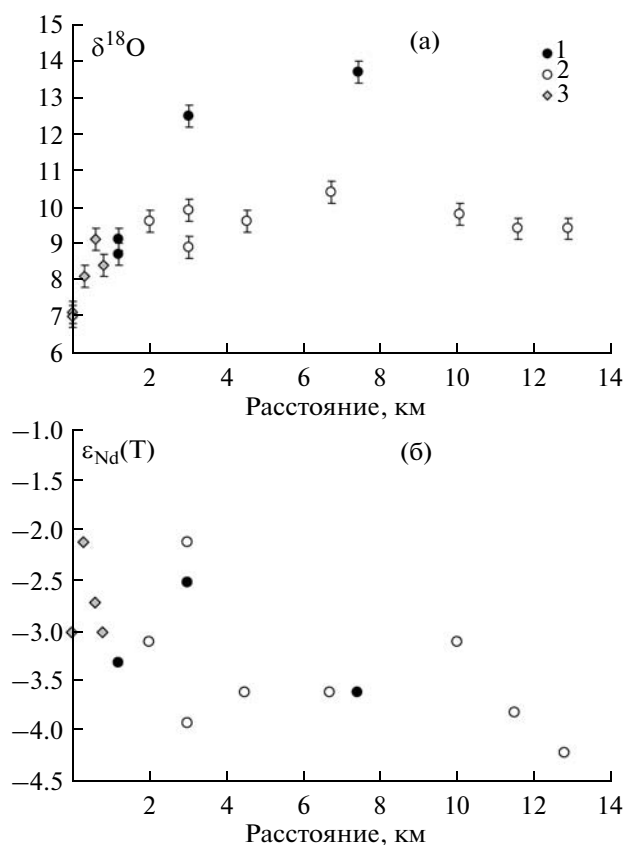


Рис. 2. Изотопный состав кислорода (а) и неодима (б) валовых проб гранитоидов КМВ в зависимости от их удаленности от центра структуры (массив Большой Бештау).
1 – лейкограниты, 2 – сиениты и граносиениты, 3 – амфиболовые граниты.

которые геохимические характеристики пород структуры КМВ – от центра к периферии плавно возрастают содержания Са, Mg, Fe, Ti, суммы РЗЭ и др. (Авдеенко и др., 2008). На рис. 2а видно, что поведение изотопно-кислородной системы лейкогранитов резко отличается от остальных пород, в то время как изотопный состав неодима укладывается в общую последовательность. Данная ситуация указывает на существенную роль процессов флюидно-магматического взаимодействия в ходе становления интрузивных тел лейкогранитов, при котором изотопно-кислородная система пород подвергается изменениям, а изотопная система неодима остается незатронутой.

Изотопные параметры ксеногенных включений в граносиенитах

Нами исследовались ксеногенные включения двух видов, обнаруженные в граносиенитах горы Змейка (табл. 2). Изотопный состав стронция и неодима изученных включений различен: *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* порода (обр. 3-03-17) имеет изотоп-

ный состав $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{8.3} = 0.70867$ (близкий к начальному изотопному составу Sr в гранитоидах КМВ) и величину $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, равную -4.4 , – существенно более низкую, чем в гранитоидах КМВ. Ксенолит габбро (обр. 3-03-18) обладает противоположными изотопными характеристиками: изотопный состав стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{8.3} = 0.70770$ – это ниже, чем в гранитоидах КМВ, а изотопный состав неодима неотличим от такового в гранитоидах КМВ. Эти два образца существенно отличаются и по концентрации стронция: в обр. 3-03-17 содержание стронция составляет около 4500 ppm, а в ксенолите габбро – около 1000 ppm. По изотопному составу кислорода эти образцы также различны. Габбро имеет гораздо более легкий изотопный состав кислорода ($+5.9\text{‰}$) по сравнению с таковым для обр. 3-03-17 ($+8.7\text{‰}$).

Макро- и микроскопические наблюдения показали, что ксенолиты габбро обычно не имеют визуальных следов изменений. Им присущи резкие, остроугольные формы, в то время как ксеногенные включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы (обр. 3-03-17) отличаются округлой формой и обычно не имеют резкого контакта с вмещающими граносиенитами (рис. 3а). Зерна флогопита, находящиеся внутри изученного включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы (обр. 3-03-17), по форме похожи на зерна флогопита, находящегося во вмещающих граносиенитах. Часто границей между включением и вмещающей его породой служат удлиненные кристаллы флогопита, расположенные как вдоль, так и поперек зоны контакта (рис. 3б). Изотопный состав кислорода флогопита, отобранного из ксеногенного включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы (обр. 3-03-17), близок не только к изотопному составу флогопита вмещающих его граносиенитов массива Змейка, но и к изотопному составу флогопита остальных сиенитов и граносиенитов структуры КМВ (табл. 3). Изотопный состав кислорода валовой пробы (обр. 3-03-17) близок к составу флогопита в нем, так как флогопит составляет 80–85% от общего содержания минералов в данном типе ксеногенных включений.

Ксеногенные включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* пород характерны для всех сиенитов и граносиенитов структуры КМВ. Электронно-микроскопические исследования и изучение шлифов показали, что в образцах этих включений содержится значительное количество кальцита и барита (рис. 4), а переход от центра ксеногенного включения к вмещающим граносиенитам имеет закономерное строение. Зона контакта сложена главным образом крупными кристаллами флогопита и содержит большое количество пустот (рис. 4б). В этой зоне практически отсутствует карбонат, а к пустотам часто приурочены выделения барита. Центральная зона включения плотная и сложена агрегатом флогопита и кальцита (рис. 4а). В под-

Таблица 2. Результаты изотопного анализа валовых проб гранитоидов района КМВ

Номер образца	Название массива	[Rb], мкг/г	[Sr], мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{8.3}$	[Nd], мкг/г	[Sm], мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(8.3)$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
Амфиболовые граниты												
ББ-03-12	Большой Бештау	320	928	1.0029 ± 24	0.708501 ± 11	0.70838	40	3.7	0.0545 ± 6	0.512476 ± 9	-3.0	7.1
ББ-03-11		327	1039				25	4.7				7.0
ДБ-03-3	Два Брата	325	1030	0.9123 ± 22	0.708510 ± 11	0.70840	39	6.8	0.1038 ± 4	0.512526 ± 18	-2.1	8.2
Л-03-1	Лохматая	357	1016	1.0166 ± 24	0.708524 ± 14	0.70840	45	7.2	0.0972 ± 11	0.512494 ± 10	-2.7	9.2
МБ-03-2	Малый Бештау	320	880	1.0483 ± 25	0.708511 ± 11	0.70839	47	6.8	0.0873 ± 10	0.512476 ± 09	-3.0	8.5
Граносиениты												
Ж-03-6	Железная	336	1106	0.8785 ± 22	0.708653 ± 23	0.70855	38	6.5	0.1026 ± 3	0.512432 ± 08	-3.9	9.2
З-02	Змейка	330	1060	0.9035 ± 20	0.708497 ± 11	0.70839	39	6.4	0.0996 ± 2	0.512448 ± 09	-3.6	10.4
М-03-36	Медовая	340	1060	0.9267 ± 50	0.708546 ± 90	0.70844	40	6.6	0.0983 ± 3	0.512524 ± 25	-2.1	10.0
О-02-3	Острая	344	1256	0.7924 ± 19	0.708485 ± 16	0.70839	38	6.2	0.0977 ± 2	0.512474 ± 09	-3.1	9.4
Р-02	Развалка	333	1294	0.7456 ± 18	0.708472 ± 13	0.70838	36	5.9	0.0992 ± 9	0.512450 ± 10	-3.6	9.2
ТХ-02-01	Трахитовые Холмы	328	1044	0.9094 ± 22	0.708492 ± 14	0.70838	40	6.7	0.1011 ± 1	0.512438 ± 09	-3.8	9.1
Лейкограниты												
КС-02-1	Козьи Скалы	516	282				4.6	1.2				9.1
КС-02-7		436	496	2.5000 ± 60	0.708704 ± 13	0.70840	16	2.6	0.0995 ± 5	0.512463 ± 50	-3.3	8.9
Б-02-18	Бык	632	120				3.3	0.7				13.5
Б-02-30		582	189	8.9000 ± 200	0.709599 ± 12	0.70855	2	0.5	0.1395 ± 1	0.512452 ± 10	-3.6	13.8
Ш-02	Шелудивая	518	274	5.5000 ± 140	0.709147 ± 13	0.70850	16	2.3	0.0873 ± 8	0.512502 ± 11	-2.5	12.5
Сиениты												
В-02-2	Верблюд	340	1597	0.6179 ± 15	0.708507 ± 13	0.70843	47	8.0	0.1030 ± 40	0.512476 ± 09	-3.1	9.4
ЗК-03-14	Золотой Курган	339	1190	0.8235 ± 20	0.708354 ± 14	0.70826	42	6.8	0.0984 ± 9	0.512419 ± 08	-4.2	9.4
Ксенолиты в граносиенитах массива Змейка												
З-03-17	<i>Ar-Cal-Cpx-Plt-Pl</i> порода	1226	4340	0.8170 ± 20	0.708765 ± 11	0.70867	153	22	0.0867 ± 2	0.512406 ± 09	-4.4	8.7
З-03-18	Габбро	41	1078	0.1111 ± 4	0.707713 ± 14	0.70770	65	14	0.1332 ± 10	0.512510 ± 11	-2.4	5.9

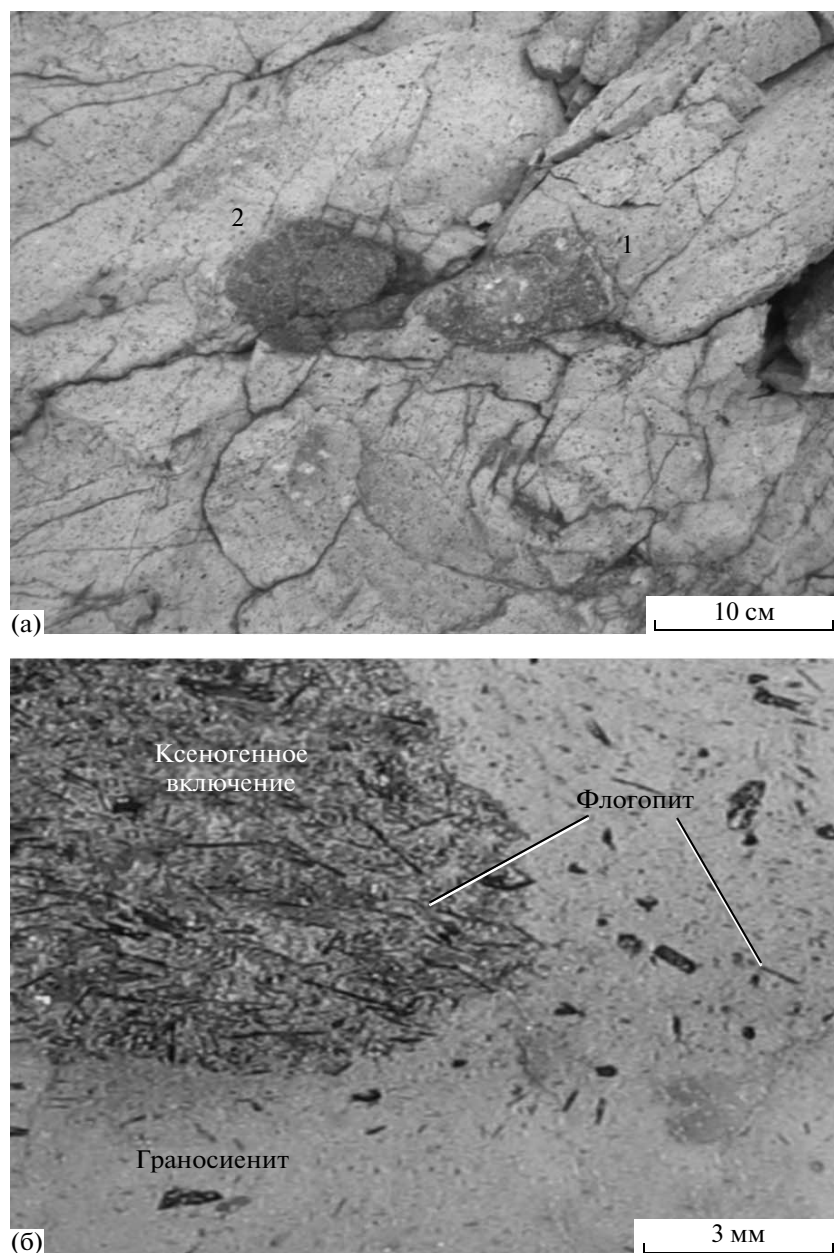


Рис. 3. Ксеногенные включения в граносиенитах горы Змейка (а): 1 – включение габбро, 2 – включение *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы.

Микрофотография (б) включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы в граносиенитах горы Змейка (обр. 3-03-17).

чиненных количествах присутствуют *Ilm*, *Ap*, *Pl*, *Cpx* и *Ti-Mag*, распределенные незакономерно. Высокие содержания стронция (до 2 мас. %) отмечаются в барите, в кристаллическом кальците его содержание не более 0.4 мас. %.

Присутствие в обр. 3-03-17 барита и кальцита послужило причиной проведения дополнительных изотопных исследований включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы. Результаты определения изотопного состава кислорода и углерода ее карбонатной составляющей и серы барита приведены в табл. 3. Изотопный состав кислорода карбонат-

ной составляющей ($\delta^{18}\text{O} = +18.8\text{‰}$) далек от высокотемпературного равновесия с магматическими силикатными минералами и более характерен для диагенетически или метаморфически измененных осадочных карбонатов. Изотопный состав серы барита ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = +13.5\text{‰}$) также указывает на его осадочный генезис. Полученная величина $\delta^{34}\text{S}$ не соответствует изотопному составу серы современных морских сульфатов и, скорее всего, указывает на сульфат древнего морского происхождения. Таким образом, ксеногенное включение *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы содержит

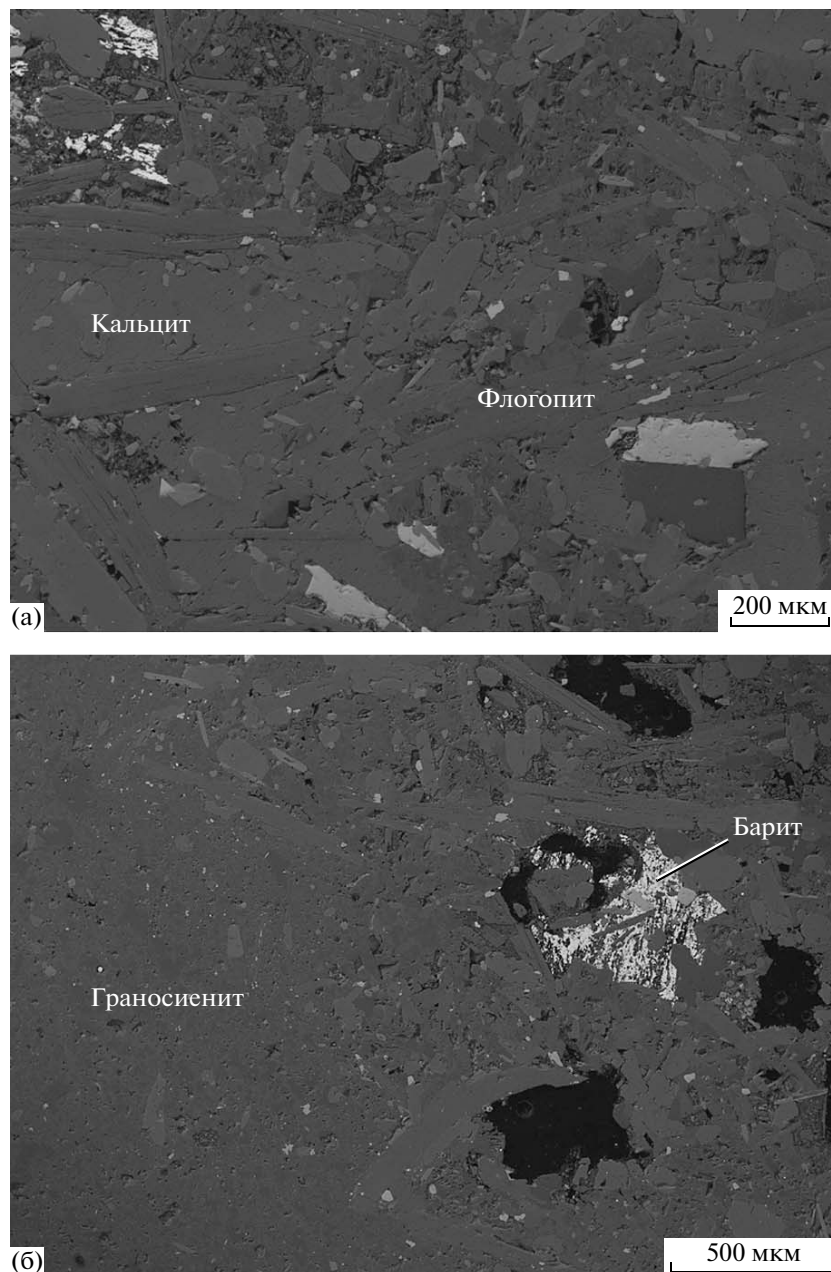


Рис. 4. Изображение (обр. 3-03-17) в обратно-рассеянных электронах.

(а) – центральная часть включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы с крупными выделениями кальцита и удлиненными зернами флогопита, (б) – переходная зона от границы включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы к граносиениту, к которой приурочены пустоты и выделения барита.

карбонатную и сульфатную фазы, отличающиеся изотопными метками осадочного происхождения. Ситуация с изотопным составом углерода карбонатной составляющей оказалась более сложной. Если предполагать осадочное происхождение карбонатной фазы, то полученная величина $\delta^{13}\text{C} = -13.4\%$ указывает на то, что имело место метаморфическое изменение карбонатного вещества.

Изотопные параметры вмещающих пород

Вмещающие породы карбонатного состава представлены мергелями и известняками мелового и палеогенового возраста, а терригенные породы – аргиллитами и алевропесчаниками палеогенового возраста (Геологический Атлас КМВ, 2003). Были изучены 8 образцов пород рамы, вмещающей гранитоиды КМВ, 5 из них имеют кар-

Таблица 3. Результаты изотопного (О, С и S) анализа ксенолита *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы в граносиенитах массива Змейка и величины $\delta^{18}\text{O}$ флогопита в сиенитах и граносиенитах района КМВ

Номер образца	Название массива и тип породы	$\delta^{18}\text{O}$, ‰		$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ барита, ‰
		<i>Phl</i>	валовая проба	карбонатная фаза (<i>Cal</i>)		
3-03-17	<i>Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl</i> порода	8.2	8.7	18.8	-13.4	13.5
3-02	Змейка, граносиениты	8.0	10.4			
ТХ-02-1	Трахитовые Холмы, граносиениты	7.4	9.1			
Р-02	Развалка, граносиениты	7.5	9.2			
ЗК-03-14	Золотой Курган, сиениты	7.5	9.4			

Таблица 4. Изотопные характеристики вмещающих пород

Название интрузива	Номер образца	Описание образца	[Rb], мкг/г	[Sr], мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{8.3}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
Джуца	Д-03-5	Известняк серый, плотный, меловой возраст	10	452	0.707828 ± 6	0.70782	2.8	24.0
Золотой Курган	ЗК-03-10	Известняк, слабо скарнированный, палеогеновый возраст	30	511	0.708564 ± 9	0.70854	-5.8	17.2
Железная	Ж-03-8	Мергель,	13	587	0.707930 ± 10	0.70792	1.2	22.5
Лохматая	Л-03-3	палеогеновый возраст	6	1228	0.707807 ± 8	0.70781	1.6	22.8
Бык	Б-03-21		116	751	0.708793 ± 10	0.70874	-3.1	16.3
Шелудивая	Ш-02-6	Алевропесчаник, палеогеновый возраст	193	815				14.5
Медовая	М-03-11	Аргиллит,						11.8
Бештау	ББ-03-15	палеогеновый возраст	87	620				7.7

бонатный (Д-03-5, Ж-03-8, Л-03-3, Б-03-21 и ЗК-03-10), а 3 образца – силикатный состав (ББ-03-15, Ш-02-6 и М-03-11).

В карбонатных образцах был определен изотопный состав Sr, O и C (табл. 4), в силикатных породах изучался только изотопный состав кислорода валовых проб. Величины $\delta^{18}\text{O}$ в последних изменяются от 8.4 до 14.5‰, находясь в интервале, характерном для терригенно-осадочного материала. Следует отметить, что изотопный состав кислорода двух образцов вмещающих аргиллитов палеогенового возраста (ББ-03-15 и М-03-11) различен, несмотря на то, что образцы принадлежат к одному и тому же литологическому типу. Изотопный состав кислорода сильно рассланцованных и перемятых глинистых сланцев, которые образуют “перегородку” мощностью около 10 м, отделяющую интрузив лейкогранитов горы Козьи Скалы от интрузива амфиболовых гранитов горы Бештау, близок к составу амфиболовых гранитов массива Бештау (см. табл. 2 и 4). Слабо рассланцованные аргиллиты, тонкоплитчатые, темно-серые, вмещающие массив граносиенитов горы Медовая (обр. М-03-11), по изотопному составу кислорода больше соответствуют неизме-

ненным терригенно-осадочным породам. Это наблюдение позволяет заключить, что изотопный состав вмещающих пород в зоне становления интрузивов лейкогранитов (в отличие от граносиенитов и гранитов), по-видимому, был изменен.

К этому же выводу можно прийти, анализируя данные по карбонатным вмещающим породам. Величины $\delta^{18}\text{O}$ изученных мергелей и известняков изменяются от 16.3 до 24‰, а изотопный состав углерода в них варьирует от -5.8 до 2.8‰. Изотопно-кислородный и изотопно-углеродный сдвиги в сторону понижения величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ являются согласованными (табл. 4), что однозначно указывает на процесс контактового метаморфизма вмещающих карбонатных пород в момент внедрения интрузивов (Valley, 2001).

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов гидротермального и метасоматического происхождения

Кроме образцов валовых проб вмещающих карбонатных пород – мергелей и известняков, были изучены образцы карбонатного материала гидротермального и метасоматического генезиса

Таблица 5. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов гидротермально-метасоматического происхождения

Номер образца	Название массива	Описание образца	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
Экзоконтактовые карбонатные проявления, развитые по вмещающим породам				
ЗК-03-7	Золотой Курган	Прозрачный кальцит из прожилка в скарноидах, в ассоциации с эпидотом и гранатом	-9.2	24.4
ЗК-03-9		Травертин четвертичный (?)	-8.6	23.1
Б-03-3	Бык	Полупрозрачный кальцит из прожилка в алевролите	0.9	22.1
Б-03-5		Прозрачный кальцит из прожилка в алевролите	-2.2	21.6
Ш-02-26Б	Шелудивая	Бежевый карбонат из зоны дробления лейкогранитов	-4.6	23.1
Ш-03-30		Прозрачный карбонат, в ассоциации с флогопитом из зоны дробления лейкогранитов	-7.0	21.8
Карбонаты из прожилка кальцит-флогопитового состава в сиенитах				
ЗК-03-15Б	Золотой Курган	Белый карбонат	-6.7	19.8
ЗК-03-15П		Прозрачный карбонат	-4.3	23.5

двух типов: кальцита из прожилков и скарноидов зон экзоконтакта, развивающихся по вмещающим породам, и кальцита из прожилков, находящихся непосредственно в сиенитах. Результаты приведены в табл. 5 и на рис. 7. Экзоконтактовые карбонатные проявления представлены кальцит-сульфидными прожилками в гранат-эпидотовых скарноидах горы Золотой Курган и кальцитовыми прожилками в алевролитах из экзоконтакта лейкогранитов массивов Шелудивая и Бык (табл. 5). Для них характерны существенно более низкие величины $\delta^{13}\text{C}$ по сравнению с малоизмененными вмещающими карбонатами и достаточно однородный изотопный состав кислорода (22–24‰).

Кальцит прожилков кальцит-флогопитового состава, находящихся непосредственно в сиенитах горы Золотой Курган, представлен двумя разновидностями – белым и прозрачным (обр. ЗК-03-15Б, ЗК-03-15П в табл. 5). Изотопный состав кислорода и углерода в этих образцах различен: прозрачный кальцит отличается более высокими значениями величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопно-геохимические особенности основных типов гранитоидов КМВ

Среди гранитоидов КМВ наблюдается широкий спектр пород – от амфиболовых гранитов до сиенитов и лейкогранитов. Тем не менее начальные изотопные отношения стронция во всех изученных типах гранитоидов очень близки (табл. 2), что свидетельствует о едином магматическом очаге, существовавшем при формировании данных пород. В пользу этого вывода свидетельствует и то, что гранитоидные массивы образуют ком-

пактную кольцевую структуру, а слагающие их породы имеют близкий возраст (Лебедев и др., 2006) и сходные геохимические и петрологические характеристики (Соболев и др., 1959; Короновский и др., 1986; Носова и др., 2005). О тесной генетической связи гранитоидов, расположенных в пределах структуры КМВ, свидетельствует и наличие закономерного распределения в пространстве их изотопных и геохимических характеристик (рис. 2).

Гранитоиды КМВ могут быть разделены на три группы. К первой группе относятся амфиболовые граниты (массивы Большой и Малый Бештау, Лохматая, Два Брата), находящиеся в центре структуры КМВ. Ко второй – сиениты и граносиениты, слагающие массивы на периферии структуры. Третью группу составляют лейкограниты небольших массивов, тяготеющих к центру структуры. Изотопные Sr и Nd данные и концентрации характерных элементов – Sr и Ba, сопоставленные с изотопным составом кислорода на рис. 5а–5г показывают, что фигуративные точки гранитоидов КМВ группируются в трех областях, соответствующих трем петрологическим типам. При этом амфиболовые граниты всегда образуют плотную группу точек, группа сиенитов и граносиенитов характеризуется их вертикальным разбросом, а для лейкогранитов свойственно закономерное распределение указанных параметров на фоне широких вариаций изотопного состава кислорода.

Изотопные и геохимические характеристики лейкогранитов (за исключением высоких величин $\delta^{18}\text{O}$) согласуются с тем, что эти породы являются продуктом дифференциации расплавов, аналогичных по составу амфиболовым гранитам КМВ (Носова и др., 2005). Для сиенитов и грано-

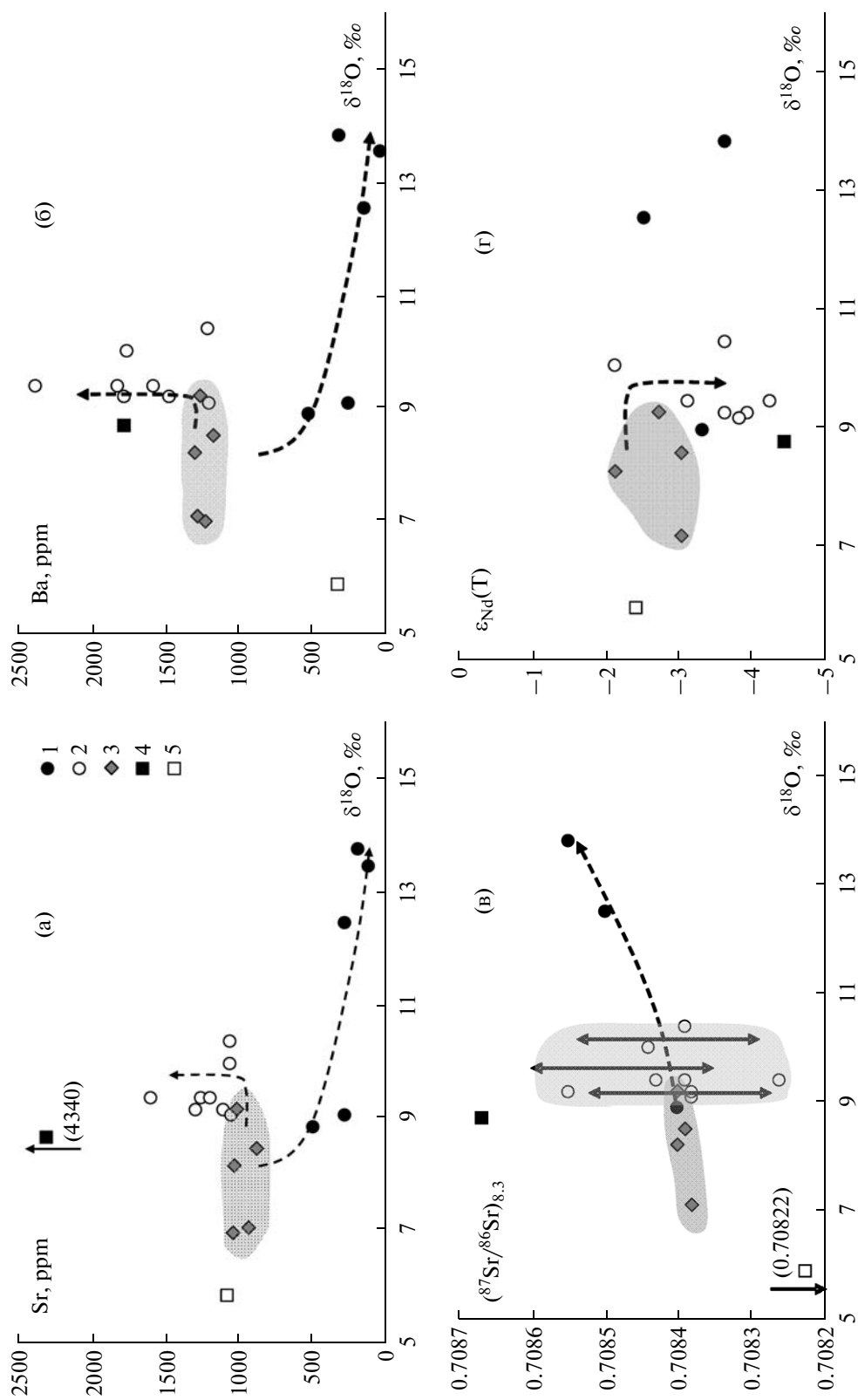


Рис. 5. Концентрации стронция и бария (а, б) и изотопный состав стронция и неодима (в, г) относительно изотопного состава кислорода в гранитоидах КМВ. 1 – лейкограниты, 2 – сиениты и граносиениты, 3 – амфиболовые граниты, 4 – ксенолит *Ap-Cal-Cpx-Pl/Pl* породы, 5 – ксенолит габбро.

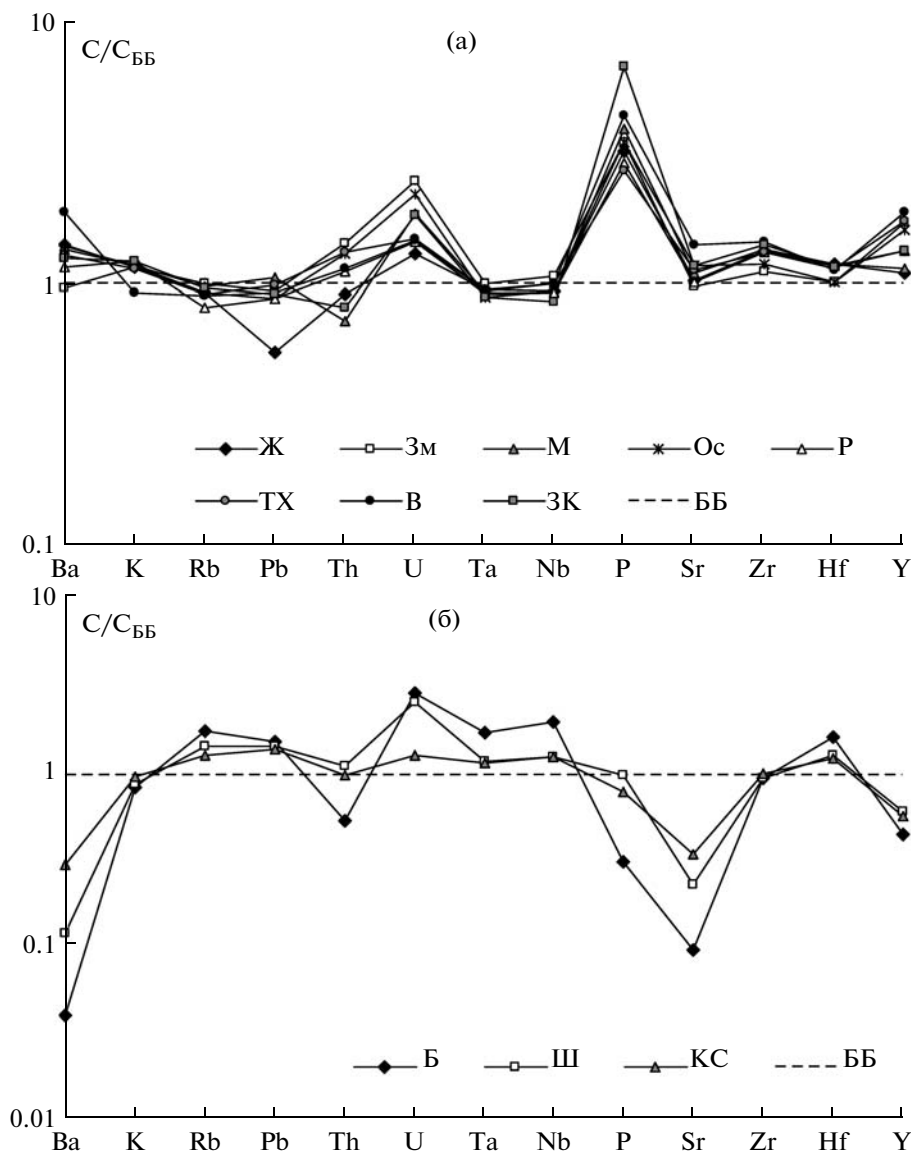


Рис. 6. Концентрации редких элементов, нормированные на состав амфиболовых гранитов массива Большой Бештау в лейкогранитах (а) и сиенитах и граносиенитах (б). Сокращенные названия массивов гранитоидов: Б – Бык, ББ – Большой Бештау, В – верблюд, ЗК – Золотой Курган, Ж – Железная, Зм – Змейка, КС – Козьи Скалы, М – Медовая, Ос – Острая, Р – Развалка, ТХ – Трахитовые Холмы, Ш – Шелудивая.

сиенитов КМВ признаки процесса дифференциации отсутствуют, при этом вариации параметров на рис. 5 указывают на возможность контаминации этих пород.

Из диаграмм рис. 5 следует, что амфиболовые граниты могут рассматриваться как исходные по отношению к остальным гранитоидам КМВ. Эти породы характеризуются наиболее легким изотопным составом кислорода, в них практически отсутствуют ксенолиты. Минимальные вариации изотопных и геохимических параметров указывают на то, что породы этой группы наименее за-

тронуты процессами контаминации и дифференциации.

Придерживаясь представлений о генезисе расплавов гранитоидов структуры КМВ в ходе единого эпизода частичного плавления относительно гомогенного корового субстрата и считая амфиболовые граниты породами, в наименьшей степени затронутыми процессами контаминации и дифференциации, рассмотрим поведение микроэлементов в гранитоидах КМВ относительно состава амфиболовых гранитов. Амфиболовые граниты, как и остальные гранитоиды КМВ, формировались в результате общего процесса генера-

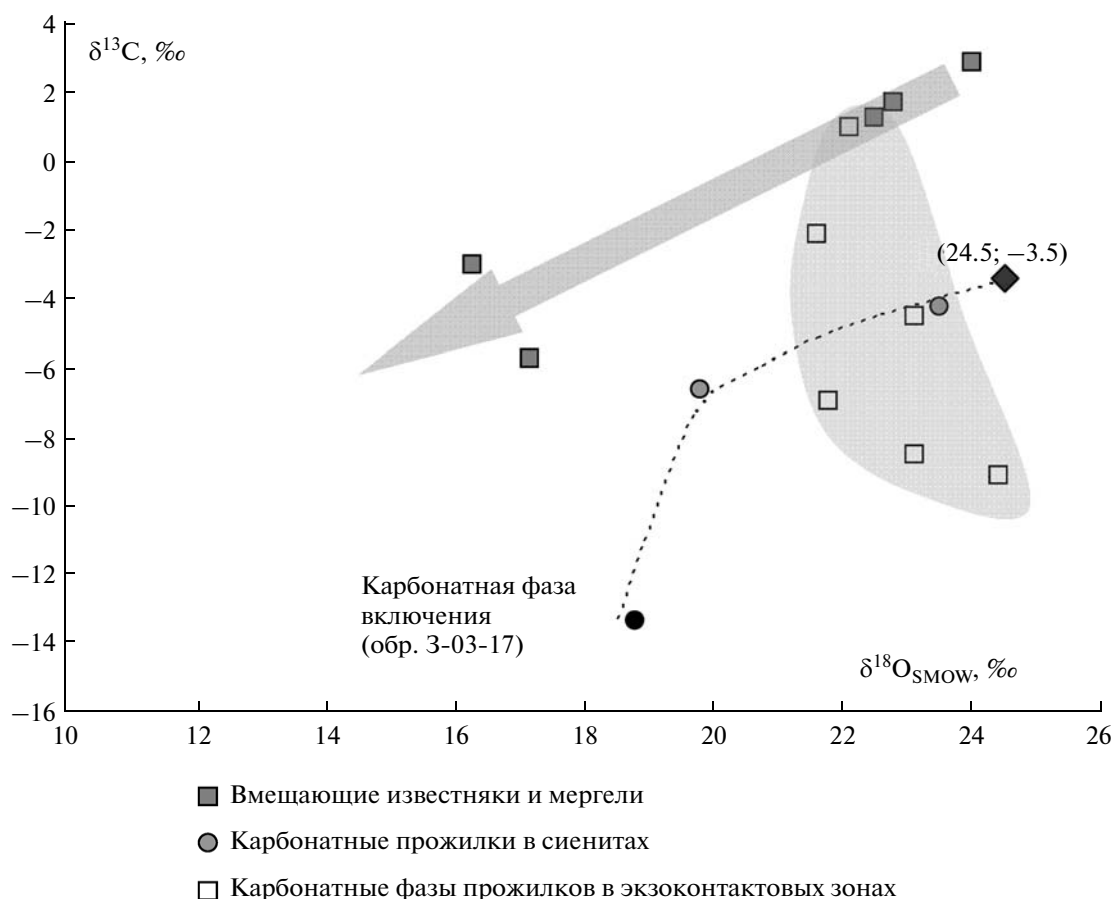


Рис. 7. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов различного генезиса, отобранных в пределах структуры КМВ.

Стрелкой показано направление изменения составов вмещающих карбонатных пород в процессе теплового и флюидного воздействия при становлении интрузивных тел. Пунктирная линия – результат расчета изменения состава остаточной карбонатной фазы при декарбонизации захваченных расплавом фрагментов карбонатных пород с исходным изотопным составом, указанным на рисунке. Серое поле – область составов карбонатов прожилков, развивающихся в экзоконтактовых зонах по вмещающим породам.

ции расплава, но являются наименее затронутыми процессами дифференциации и контаминации. При нормализации на их состав геохимических параметров остальных гранитоидов КМВ особенности, вызванные процессами плавления, будут нивелированы, а черты, приобретенные за счет дифференциации или контаминации, проявятся более контрастно. Для нормализации на состав амфиболовых гранитов были выбраны наиболее типичные их представители – породы массива Большого Бештау (среднее по анализу 3-х образцов, см. табл. 1).

На рис. 6 показано содержание некоторых элементов в граносиенитах, сиенитах и лейкогранитах, нормированное на состав амфиболовых гранитов Большого Бештау. Из диаграммы следует, что в ходе дифференциации происходит обеднение лейкогранитов Ba и Sr, а для граносиенитов и сиенитов, напротив, – накопление Sr, Ba и резкое обогащение P относительно амфиболовых грани-

тов, что требует вклада постороннего компонента. Этот компонент должен обладать высокой щелочностью, магниальностью, иметь высокие содержания фосфора, а его участие должно приводить к довольно умеренному изотопно-кислородному сдвигу.

Таким образом, геохимическое сравнение трех типов гранитоидов показывает, что их взаимоотношения определяются различным типом эволюции исходного расплава, аналогичного по составу амфиболовым гранитам Большого Бештау: кристаллизационная дифференциация определяет специфику лейкогранитов, а контаминация – сиенитов и граносиенитов.

Амфиболовые граниты имеют низкие (достигающие 7‰) величины $\delta^{18}\text{O}$, что должно отражать особенности протолита. Если эти породы образовались при плавлении метаосадочного материала верхней коры, величины $\delta^{18}\text{O}$ могли иметь значения $\delta^{18}\text{O}$ до 10‰ и выше (Hoefs, Em-

merman, 1983; Naak et al., 1982; Blattner et al., 1983). Пониженные содержания ^{18}O в этих породах, с одной стороны, могут быть результатом плавления островодужного вулканического материала (Chivas et al., 1982), с другой – метаморфизма вещества источника с участием флюидной фазы до начала его плавления (Rye et al., 1976; Wickham, Taylor, 1985; Peters, Wickham, 1995; Wickham et al., 1991; Авдеенко и др., 2008).

Изотопный состав кислорода сиенитов и граносиенитов КМВ несколько превышает верхний предел значений $\delta^{18}\text{O}$, характерных для амфиболовых гранитов и варьирует в интервале от 9.1 до 10.4‰. Следовательно, процесс контаминации этих пород приводит к умеренному изотопно-кислородному сдвигу. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для амфиболовых гранитов, близкие к интервалу $\delta^{18}\text{O}$ сиенитов и граносиенитов (например, массив Лохматая, см. табл. 2) показывают, что и амфиболовые граниты в пределах структуры КМВ могли быть частично контаминированы.

Установление механизма контаминации при формировании расплавов граносиенитов и сиенитов КМВ невозможно без оценки вклада контаминанта, его предполагаемой природы, возраста и *P-T* условий контаминации.

Природа контаминанта

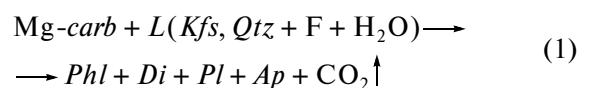
Возможность ассимиляции гранитной магмой вмещающих карбонатных пород в зоне становления интрузивных тел КМВ отмечалась давно (Короновский и др., 1986). Изотопные исследования вмещающих пород, отобранных в районе выхода разных интрузивных тел КМВ (табл. 4), показали, что породы, находящиеся в зоне становления интрузивов вряд ли могли играть существенную роль в формировании изотопно-геохимических особенностей гранитоидов КМВ. Карбонатные породы, находящиеся в контакте с интрузивами, характеризуются низкими содержаниями стронция (табл. 4), что не позволяет рассматривать их в качестве источника этого элемента в гранитоидах КМВ. Кроме того, интрузивные тела структуры КМВ вмещают не только карбонатные породы, но и алевролиты и алевропесчанники, однако пестрая литология боковых пород никак не сказывается на стабильно высоких содержаниях и практически одинаковых начальных изотопных отношениях стронция во всех исследованных массивах.

Удивительное постоянство изотопных характеристик в пределах группы сиенитов и граносиенитов может указывать на единый механизм контаминации, которая имела место до процесса внедрения и остывания интрузивных тел. На рис. 5а–5г также приведены данные по изученным ксенолитам (массив Змейка). Изотопный

состав Sr и Nd и концентрации стронция и бария в ксенолите габбро не позволяют рассматривать габброиды в качестве контаминанта. Включение *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы, напротив, может отражать предполагаемый состав контаминанта (рис. 5).

Предыдущими исследователями (Поль и др., 1993) эти включения рассматривались как капли щелочных базальтовых расплавов, внедрение которых в область коры привело к образованию кислых расплавов. Однако проведенные нами изотопные, геохимические, электронно-микроскопические исследования показали, что они, скорее всего, являются продуктом реакции высоко-Mg карбонатных пород с кислыми гранитоидными расплавами. Такая контаминация может объяснить высокую магнезиальность и другие геохимические и изотопные черты граносиенитов и сиенитов КМВ. Для включений *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* состава характерны аномально высокие концентрации Sr и Ba, а большинство значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{8.3}$ в сиенитах и граносиенитах находится в интервале от величин, присущих амфиболовым гранитам, до значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{8.3}$ в обр. 3-03-17 (рис. 5в). Наличие в этих включениях карбонатной фазы и барита с “осадочными” изотопными метками также указывает на то, что первоначально эти включения могли быть высоко-Mg карбонатной породой. При взаимодействии с окружающим кислым расплавом первичный карбонатный материал замещался продуктами реакции, которые рассеивались в окружающем расплаве. В результате остатки таких реакционных зон приобретали округлую форму без резких переходных границ.

На то что *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* включения являются продуктом взаимодействия карбонатного контаминанта с кислым расплавом указывает зональное строение обр. 3-03-17 (рис. 4) – в центре включение сложено практически одним кальцитом, а по краям преимущественно флогопитом. Образование флогопита и остальных минералов, присутствующих в данных включениях, можно схематично представить реакцией:



где *Mg-carb* – обозначает высоко-Mg карбонатную породу, а *L* – кислый расплав, в котором может содержаться определенное количество воды и фтора.

Как следует из реакции (1), в процессе такой контаминации происходит разложение карбонатной породы с выделением углекислоты. Процесс декарбонатизации должен проявиться в изотопных сдвигах как кислородной, так и углеродной систем остаточного карбонатного вещества (Valley, 2001). Изотопный состав карбонатов, ото-

Таблица 6. Химический состав (мас. %) минералов ксеногенных включений и вкрапленников

Компоненты	Флогопит		Клинопироксен				Плагиоклаз	
	Змейка	Верблюд	Змейка	Змейка	Змейка	Верблюд	Змейка	Верблюд
	вкрапленники в основной массе породы		минералы из включения <i>Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl</i> породы		вкрапленники в основной массе породы			
SiO ₂	36.94	38.27	37.04	52.13	53.38	54.01	64.74	65.80
Al ₂ O ₃	14.1	13.94	12.87	1.86	1.29	0.73	22.23	21.53
TiO ₂	3.53	3.21	4.58	0.29	0.31	0.19	—	—
FeO	7.69	17.22	6.78	12.69	9.24	4.93	—	—
MgO	20.78	14.03	17.46	10.46	12.56	16.37	—	—
CaO	—	—	—	19.93	21.63	23.26	2.94	2.44
BaO	0.92	0.28	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	8.84	9.36	10.06	—	—	—	1.25	1.06
Na ₂ O	—	—	—	1.06	1.15	0.51	8.23	9.16
F	5.06	2.22	5.25	—	—	—	—	—
Cl	0.02	0.04	—	—	—	—	—	—
O=F, Cl	2.14	0.94	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.02	99.51	94.04	98.42	99.56	100	99.39	99.99

бренных в прожилках кальцит-флогопитового состава, непосредственно вмещаемых сиенитами массива Золотой Курган (табл. 5), и карбонатной фазы включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы (табл. 3), представлен на $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ диаграмме (рис. 7). Полученные данные могут быть описаны единым трендом декарбонатизации в присутствии силикатов при повышенных температурах по Рэлеевскому механизму, который объясняет изотопно-легкий состав углерода в обр. 3-03-17 (табл. 3). Расчеты показывают, что наблюдаемые величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ аппроксимируются единым трендом изменения исходной карбонатной породы с величинами $\delta^{18}\text{O} = 24.5\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C} = -3.5\text{‰}$. На рис. 7 видно, что точка с такими координатами далека от состава карбонатных пород, расположенных в зоне становления интрузивных тел. Составы карбонатов гидротермально-метасоматического генезиса в экзоконтактных зонах, по-видимому, также не имеют отношения к рассчитанному тренду декарбонатизации.

Изотопный состав кислорода флогопита в образце включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы, флогопита вкрапленников граносиенитов массива Змейка и флогопита вкрапленников граносиенитов и сиенитов других интрузивных тел КМВ (табл. 3) практически идентичен. Электронно-микроскопические исследования флогопита из разных позиций также указывают на близость их химического состава. Эти два обстоятельства и установленное закономерное поведение изотопно-геохимических параметров в пространстве говорят о контаминации расплавов всех интрузивных тел сиенитов и граносиенитов КМВ единым

материалом и, по-видимому, в едином магматическом очаге.

Таким образом, гипотеза об ассимиляции гранитной магмой вмещающих карбонатных пород в зоне становления интрузивных тел КМВ (Короновский и др., 1986) проведенными исследованиями не подтверждается. По-видимому, процесс взаимодействия гранитоидного расплава с карбонатными породами предшествовал внедрению и протекал по механизму химического взаимодействия, а не по механизму аддитивной ассимиляции.

Оценка *P-T* условий образования ксеногенных включений и вкрапленников в сиенитах и граносиенитах

Расчет *P-T* условий образования ксеногенных включений и вкрапленников представляет собой нетривиальную задачу, поскольку флогопит и клинопироксен, вероятней всего, образовались на магматической стадии, когда состав субликвидусных полевых шпатов отличался от наблюдаемого в полностью закристаллизованной породе, а кварц отсутствовал как самостоятельная фаза, то есть активность кремнезема была меньше 1 (за стандартное состояние SiO₂ принята стабильная при высокой температуре модификация $\beta\text{-Qtz}$). Кроме того, по данным микронзондового анализа, флогопит содержит значительное количество фтора (более 5 мас. %, табл. 6), который существенно влияет на соотношения состав-активность компонентов твердого раствора флогопита (Аранович, 1983, 1991). Поправка на содержание F в

Таблица 7. Валовой химический состав амфиболовых гранитов (нормированный на 100 %-ное содержание главных породообразующих оксидов)

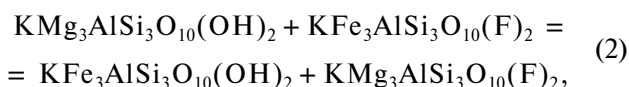
Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
ББ-03-11	71.12	16.66	1.05	4.04	4.52
ББ-03-12	72.58	15.48	0.79	4.72	4.86
ДБ-03-3	71.34	15.45	1.23	4.45	4.7
Л-03-1	72.66	15.38	0.82	4.76	4.86
МБ-03-2	71.93	15.08	0.84	4.48	5
Среднее	71.93	15.61	0.95	4.49	4.79

Phl вводилась в соответствии с моделью взаимного твердого раствора по (Аранович, 1991):

$$G^e(Phl) = X_{Fe}X_F\Delta G_r; \quad G^e(Ann) = -X_{Mg}X_F\Delta G_r;$$

$$G^e(East) = 2/3X_{Fe}X_F\Delta G_r; \quad G^e(Sdr) = -2/3X_{Mg}X_F\Delta G_r,$$

где $G^e(i)$ – избыточная свободная энергия Гиббса соответствующего минала твердого раствора *Phl*, $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$, $X_{Fe} = Fe/(Mg + Fe)$, $X_F = F/(F + OH)$, а ΔG_r – зависящая от температуры (T , K) свободная энергия Гиббса внутренней обменной реакции (2) между F- и OH-миналами флогопитового твердого раствора:



$$\Delta G_r = -36.569T \text{ (Дж)}.$$

Оценка P - T параметров проводилась с помощью программы TWQ (Verma, 1991) на основе термодинамической базы данных (Verma, Aranovich, 1996; Verma et al., 2007) с использованием измеренных составов сосуществующих флогопита и клинопироксена из ксеногенного включения и вкрапленников из граносиенитов массива Змейка и вкрапленников из сиенитов массива Верблюды. В расчетах использовали состав наиболее основных плагиоклазов вкрапленников (An_{12-14} , табл. 6). Величина активно-

сти SiO₂ изменялась, чтобы получить точки пересечений линий постоянного состава для реакций со свободным кремнеземом на P - T диаграммах наиболее близкие друг к другу. Расчеты выполнены для ксеногенных включений *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* пород и ассоциаций минералов-вкрапленников в граносиенитах массива Змейка и сиенитах массива Верблюды (рис. 8а–8в). Реакции, по которым проводился расчет, указаны на диаграммах. Для всех трех изученных образцов значения T , P и a_{SiO_2} оказались очень близкими (800–820°C, 1–2 кбар и 0.8–0.9 соответственно, рис. 8).

Для проверки корректности этих оценок, мы провели расчет условий кристаллизации гранитного расплава при фиксированных $T = 800^\circ\text{C}$, $P = 1.5$ кбар и валовом составе, отвечающем амфиболовым гранитам (среднее по 5 определениям химического состава, табл. 7), которые рассматривались в качестве аналогов исходного гранитного расплава (до его контактирования высокомагнезиальными карбонатами). Расчеты выполнены с помощью программы THERIAK-DOMINO (de Capitani, 1994; de Capitani, Brown, 1987). В табл. 8 представлены результаты расчетов, которые не только хорошо согласуются с составом плагиоклаза в ранних вкрапленниках амфиболовых гранитов, но и позволяют независимо оценить величину активности SiO₂ в породе, полученную методом TWQ. Для этого значение $a_{Si_4O_8}$ (расплав) (табл. 8) необходимо пересчитать с учетом стандартной энергии Гиббса:

$$Si_4O_8 \text{ (расплав)} = 4SiO_2(\beta-Qtz) \quad (3)$$

$$\ln a_{SiO_2}(\beta-Qtz) = - \left[\frac{\Delta G^0(3)}{RT} - \ln a_{Si_4O_8}(\text{расплав}) \right] \left(\frac{1}{4} \right). \quad (4)$$

Подставляя в (4) значение $\ln a_{Si_4O_8}(\text{расплав}) = 0.229$ из табл. 8 и $\Delta G^0(3) = -11240$ Дж, получим $a_{SiO_2}(\beta-Qtz) = 0.9$, что хорошо согласуется с оценкой, равной 0.8–0.9, по методу TWQ.

Таблица 8. Результаты расчета равновесного фазового и компонентного состава гранита при $T = 800^\circ\text{C}$, $P = 1.5$ кбар

Фаза	Количество, мол. %	Компоненты	Состав фаз (мольные доли)	Активность компонентов
Плагиоклаз	22.412	санидин	0.118	0.695
		альбит	0.741	0.719
		анортит	0.141	0.202
Расплав	77.588	Si ₄ O ₈ (расплав)	0.199	0.229
		NaAlSi ₃ O ₈ (расплав)	0.237	0.157
		KAlSi ₃ O ₈ (расплав)	0.222	0.153
		CaAl ₂ Si ₂ O ₈ (расплав)	0.004	0.226
		H ₂ O (расплав)	0.338	0.166

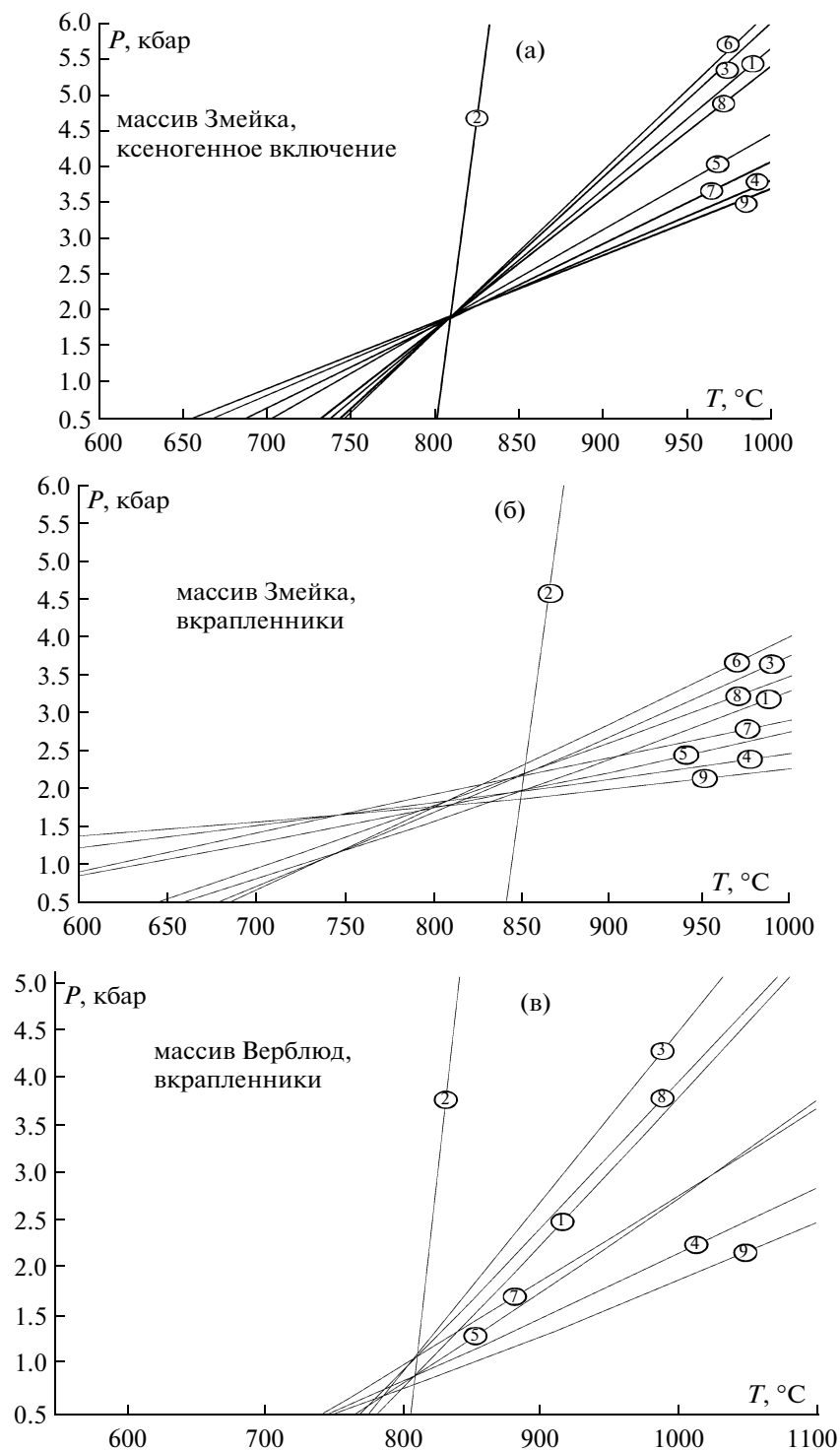
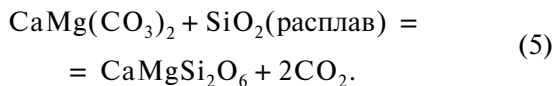


Рис. 8. P-T диаграмма линий постоянного состава сосуществующих минералов ксеногенного включения и вкрапленников.

Координаты пересечения линий отвечают условиям образования минеральных ассоциаций. Номера на линиях соответствуют минеральным реакциям: 1) $Eas + 3Hd + \beta\text{-Qtz} = 2Di + An + Ann$; 2) $3Hd + Phl = 3Di + Ann$; 3) $Hd + \beta\text{-Qtz} + Sid = An + Ann$; 4) $Di + Eas + \beta\text{-Qtz} = Phl + An$; 5) $3\beta\text{-Qtz} + 3Hd + 3Eas = Ann + 3An + 2Phl$; 6) $3Sid + 2\beta\text{-Qtz} + 2Di = 2Ann + 2An + Eas$; 7) $Sid + \beta\text{-Qtz} + 3Di = An + 2Hd + Phl$; 8) $3Di + 3\beta\text{-Qtz} + 3Sid = Phl + 3An + 2Ann$; 9) $2\beta\text{-Qtz} + 2Hd + 3Eas = 2An + 2Phl + Sid$.

Символы минералов: *Eas* – истонит ($KMg_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$), *Hd* – геденбергит ($CaFeSi_2O_6$), $\beta\text{-Qtz}$ – β -кварц (SiO_2), *Di* – диопсид ($CaMgSi_2O_6$), *An* – анортит ($CaAl_2Si_2O_8$), *Ann* – аннит ($KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$), *Phl* – флогопит ($KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$), *Sid* – сидерфиллит ($KFe_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$).

Модельный расчет кристаллизации гранита позволяет также оценить еще один важный параметр процесса – водонасыщенность расплава. Результаты в табл. 8 показывают, что при 800°C и 1.5 кбар в равновесии с плагиоклазом An_{14} содержание H_2O в расплаве $X_{H_2O} = 0.34$, что соответствует примерно 3.5 мас. %, а свободный водный флюид отсутствует. Это, однако, не исключает возможности присутствия в системе свободной углекислоты, которая должна была выделяться за счет (очень далекой от равновесия) реакции декarbonатизации ксенолитов Mg-содержащих карбонатных пород:



При определенных нами параметрах углекислота практически не растворяется в гранитном расплаве. Ее накопление в процессе контаминации приводит к существенному возрастанию флюидного давления, что, возможно, способствовало быстрому внедрению и формированию гранитоидных штоков по механизму, близкому к описанному в (Jamtveit et al., 2004).

Оценка *P-T* условий формирования ксеногенных включений *Ap-Cal-Cpx-Pl-Pl* пород и ассоциаций минералов-вкрапленников в сиенитах и граносиенитах КМВ показывает, что реакция карбонатных пород с кислым расплавом происходила на глубине 5 ± 2 км. Близость оценок давления, полученных для разных интрузивных тел, указывает на единый механизм контаминации, которая могла протекать в пределах общей магматической камеры.

Косвенная оценка возраста контаминанта

Предполагаемый контаминант может быть охарактеризован как осадочная карбонатная высокомагнезиальная порода, содержащая повышенные концентрации Sr и Ba, для которой известны изотопный состав стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{8.3} = 0.70867$) и серы барита ($\delta^{34}S_{CDT} = +13.5\text{‰}$) (табл. 3). Используя предположение об осадочной природе контаминанта и хемотратиграфические кривые для морских сульфатов и воды в фанерозое (Veizer et al., 1999; Strauss, 1999), можно косвенно оценить примерные возрастные рамки накопления осадочного материала, его формирующего.

Величина $\delta^{34}S$, определенная в барите ксеногенного включения (обр. 3-03-17), пересекает хемотратиграфическую кривую дважды – на границе перми и триаса и на границе триаса и юры. Последний диапазон более реален, поскольку в геологическом разрезе района КМВ осадочных отложений древнее юрского возраста не наблю-

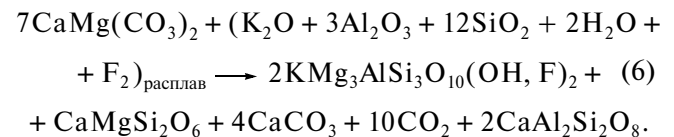
дается. Начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в граносиенитах и сиенитах КМВ, в том числе и в обр. 3-03-17, близки к изотопному составу стронция морской воды в указанное время (0.7082–0.7083, (Veizer et al., 1999)).

Таким образом, с известной долей осторожности, можно считать, что карбонатные породы, принимавшие участие в контаминации расплавов гранитоидов КМВ, могли иметь возраст, отвечающий границе триаса и юры. В триасе и верхней юре в Предкавказье было широко проявлено образование эвапоритовых толщ (Шевченко, 1992; Богашова, 2007 и др.). Связанные с эвапоритизацией геохимические аномалии Sr, Ba, P и других элементов могли обеспечить специфику контаминанта.

Модельная оценка вклада контаминирующего вещества

Расчет вклада карбонатного вещества, вступающего в реакцию (1) с кислым расплавом, основывался на изотопно-кислородных данных. При расчетах допускалось, что реализуется локальное равновесие при кристаллизации минералов-вкрапленников из расплава, однако после кристаллизации внутренняя зона минерала не вступает в изотопный обмен с окружающим расплавом (Dubinina, Lakshtanov, 1997). Считалось, что минералы-вкрапленники являются исключительно продуктом реакции, аналогичной реакции (1), а изотопный состав кислорода образующейся по реакции (1) углекислоты контролируется изотопным составом кислорода расплава – доминирующей кислородсодержащей фазы в системе.

При взаимодействии расплава с магнезиальной карбонатной породой происходит постоянное изменение его величины $\delta^{18}O$. Динамика этого изменения контролируется балансом между поступлением в расплав кислорода из карбоната и выводом его в составе кристаллизующихся вкрапленников и отделяющейся CO_2 :



Вступающие в реакцию компоненты записаны в формальном виде – магнезиальная карбонатная порода задана молекулой доломита, а состав кислого расплава – набором оксидов, отвечающих кварц-полевошпатовому составу.

В качестве переменной в модели использовалась масса образующихся по реакции (6) вкрапленников, жестко связанная с количеством Ca-Mg карбоната ($m(a)$), вступающего в реакцию с расплавом. Мольные соотношения кристаллизующихся минералов, реагирующих компонентов и

отделяющейся углекислоты при расчетах соответствовали реакции (6). Величина $\delta^{18}\text{O}$ кислого расплава до контаминации была принята такая же, как $\delta^{18}\text{O}$ амфиболовых гранитов массива Большой Бештау (+7‰). Изотопный состав кислорода карбоната, вступающего в реакцию, отвечал составу, найденному при расчете тренда декарбонизации, описывающего состав карбонатов из включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* породы и *Cal-Phl* прожилков в граносиенитах (рис. 7). Расчет выполнен для температуры 800°C, принятой по оценкам *P-T* условий, приведенным выше (рис. 8). Коэффициент фракционирования изотопов кислорода в системе CO_2 —риолитовый расплав взят в соответствии с (Palin et al., 1996), коэффициенты фракционирования изотопов кислорода между минералами-вкрапленниками и расплавом рассчитаны по уравнениям для системы минерал—риолитовый расплав (Zhao, Zheng, 2003).

Результаты расчета показаны на рис. 9. Рассмотрены два случая — без учета изотопного эффекта, вызванного отделением CO_2 , и с его учетом (линии 1 и 2 на рис. 9а). Из рис. 9а видно, что изотопный эффект, связанный с отделением углекислоты, приводит к небольшому падению величины $\delta^{18}\text{O}$ расплава, заметному только после 20%-ной контаминации.

Результаты определения доли контаминанта ($m(a)$) дают более низкие оценки его вклада, нежели балансовый расчет простого “добавления” контаминанта с тем же изотопным составом (линия 7 на рис. 9а). Чтобы оценить долю вклада контаминанта для разных массивов недифференцированных гранитоидов КМВ, измеренные величины $\delta^{18}\text{O}$ были сопоставлены с расчетной кривой 2, полученной для случая с учетом отделения CO_2 . На рис. 9б приведено распределение величин $m(a)$ в зависимости от положения в пределах структуры КМВ, которое показывает, что наиболее высокая степень контаминации наблюдается на периферии структуры, а в центре происходит резкое падение величины $m(a)$.

Результаты расчетов были сопоставлены с имеющимися геохимическими параметрами высоко-Sr-Ba гранитоидов КМВ и предполагаемого состава контаминанта. Содержание в гранитоидах MgO и CaO возрастает с ростом величины $m(a)$ (рис. 9в), та же зависимость характерна и для концентраций Sr и Ba в породах (рис. 9г). Падение содержаний MgO (до почти нулевых значений) и CaO до величин, характерных для амфиболовых гранитов, при $m(a) \rightarrow 0$ показывает, что предположения о химическом составе контаминанта являются обоснованными.

Тем не менее при $m(a) \rightarrow 0$ концентрации Ba и Sr стремятся к величинам, характерным для амфиболовых гранитов массива Большой Бештау, которые являются высокими (Ba — 1200 ppm и

Sr — 900–1000 ppm). Следовательно, вклад высокомагнезиального карбонатного компонента не может полностью объяснить повышенные содержания Ba и Sr в расплаве гранитоидов КМВ. Что касается поведения остальных изотопных и геохимических параметров, полученные значения $m(a)$ (до 17%) являются вполне реальными.

Точность оценок величины $m(a)$ зависит от того, выполняются или нет допущения, принятые при расчетах. Во-первых, еще до взаимодействия с контаминантом расплав мог содержать вкрапленники, поэтому полученные величины можно расценивать как максимальные. Во-вторых, могло происходить изотопное уравнивание с расплавом центральных зон вкрапленников, хотя наши предварительные данные показывают, что вкрапленники *Kfs* и *Phl* из нескольких интрузивных тел КМВ не отвечают изотопно-кислородному равновесию с основной массой породы (Авдеев и др., 2009). В-третьих, изотопный состав кислорода контаминанта, полученный расчетом процесса декарбонизации, является гипотетическим, но установить этот параметр более точно не представляется возможным.

Формирование изотопных параметров лейкогранитов КМВ

Более ранние исследования (Носова и др., 2005) и вышеизложенный материал указывают на то, что лейкограниты являются предельно дифференцированными производными амфиболовых гранитов КМВ. Изотопные Sr и Nd параметры лейкогранитов близки к таковым в амфиболовых гранитах: начальные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ как тех, так и других пород, пересчитанные на возраст внедрения (8.3 млн. лет (Лебедев, 2006)), располагаются в интервале 0.7083–0.7086, в который попадают все гранитоиды КМВ. Изотопный состав неодима лейкогранитов и амфиболовых гранитов в целом тоже не выделяется на общем фоне пород лакколлитов КМВ. Наиболее яркая особенность лейкогранитов заключается в поведении их изотопно-кислородной системы — значения величин $\delta^{18}\text{O}$ для этих пород являются аномально высокими ($\delta^{18}\text{O} = 12.5$ и 13.7‰ в лейкогранитах массивов Бык и Шелудивая соответственно). Эти значения превышают таковые в амфиболовых гранитах массива Большой Бештау на 5–6‰. Таким образом, близкие по геохимическим чертам группы пород оказываются контрастными по изотопному составу кислорода — если амфиболовые граниты КМВ попадают в нижний предел интервала “нормальных” гранитоидов по классификации Тэйлора (6–10‰), то лейкограниты относятся уже к интервалу так называемых высоко- $\delta^{18}\text{O}$ гранитов (>10‰) (Taylor, 1978).

Возникновение высоких величин $\delta^{18}\text{O}$ в лейкогранитах КМВ нельзя отнести к характеристике их источника, поскольку он должен быть один

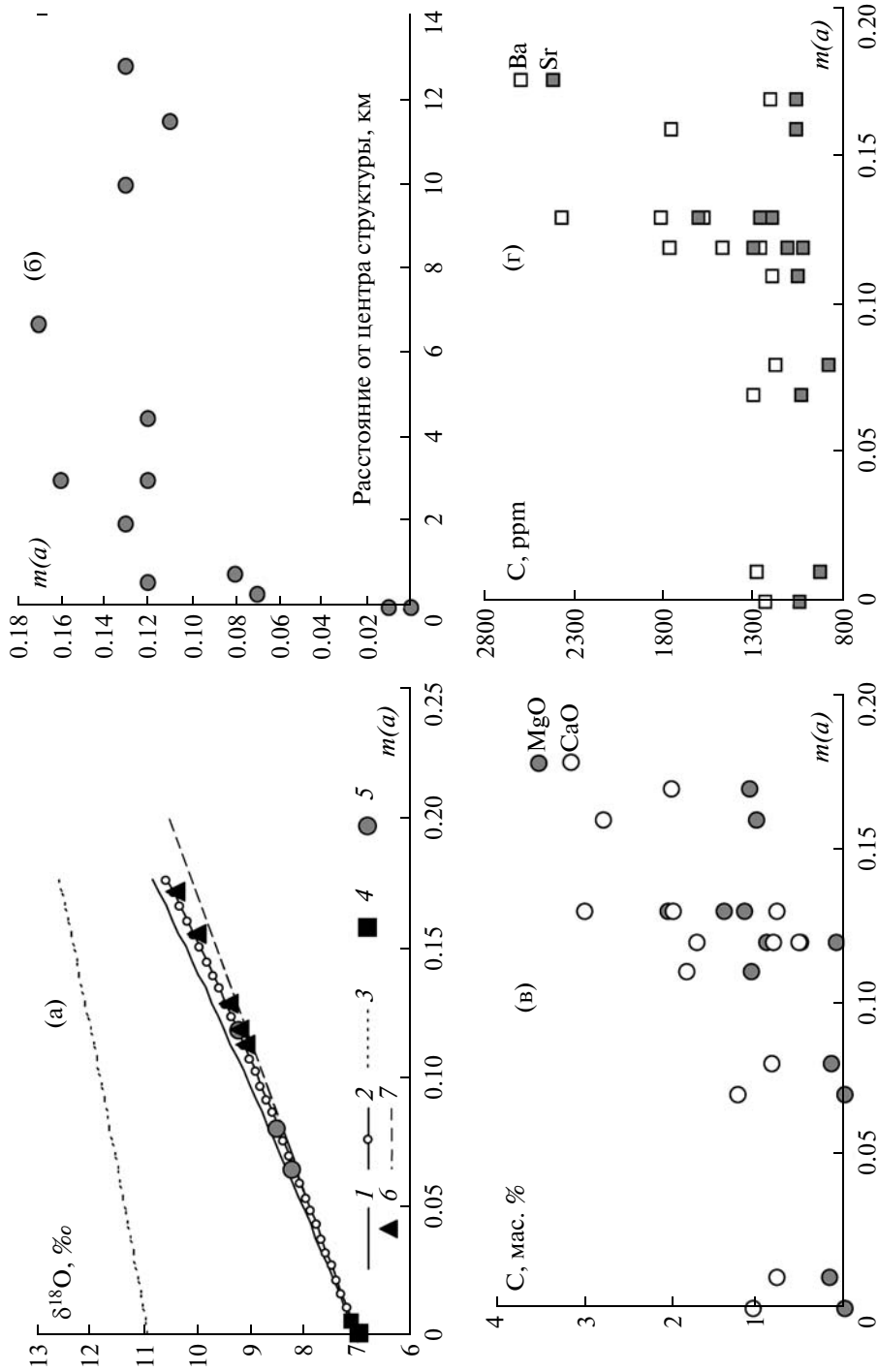


Рис. 9. Результаты расчета модели контаминации кислого расплава (а) и сравнение полученных оценок доли контаминанта с наблюдаемыми параметрами: расстоянием от центра структуры (б), содержаниями СаО и MgO (в), концентрациями Ва и Sr (г).
 (а): 1 и 2 – линии изменения $\delta^{18}\text{O}$ расплава при возрастании доли контаминанта ($m(a)$) без учета и с учетом фракционирования между CO_2 и расплавом соответственно; 3 – изменение изотопного состава общей углекислоты, выделившейся в ходе процесса; 4 и 5 – составы амфиболовых гранитов массива Большой Бештау и остальных массивов соответственно; 6 – составы сиенитов и граносиенитов; 7 – линия изменения $\delta^{18}\text{O}$ расплава при возрастании доли контаминанта ($m(a)$), рассчитанная методом простой добавки (см. текст).



Рис. 10. Схема линейного процесса кристаллизации внешней зоны интрузива при удалении флюида через охлаждающую кристаллическую зону.

и тот же для лейкогранитов и амфиболовых гранитов этой структуры. Невозможен вариант и гидротермального взаимодействия с изотопно-тяжелыми вмещающими породами, так как данные по изотопному составу стронция и вышеизложенная фактура указывают на отсутствие процесса контаминации боковыми породами, а небольшие размеры интрузивных тел не могут обеспечить возникновение высокотемпературной гидротермальной ячейки на месте их внедрения. Низкотемпературное взаимодействие с метеорными водами, когда даже изотопно-легкий метеорный флюид способен привести к обогащению ^{18}O силикатов (прежде всего, полевых шпатов), вследствие высоких коэффициентов фракционирования, также неприемлемо для объяснения наблюдаемых величин $\delta^{18}\text{O}$, так как оно должно отразиться на минералогическом составе лейкогранитов, чего не наблюдается.

Лейкограниты КМВ являются продуктом фракционной кристаллизации расплава, аналогичного по составу амфиболовым гранитам массива Большой Бештау (Носова и др., 2005), и в этом процессе изотопно-кислородные характеристики пород могут изменяться. Расчеты изменения элементного (Rb, Sr, PЗЭ и др.) состава, при фракционной кристаллизации от состава амфиболовых гранитов до лейкогранитов КМВ (Носова и др., 2005), показали, что при реальных степенях кристаллизации можно получить составы лейкогранитов массивов Козьи Скалы, Шелудивая и Бык без ассимиляции вмещающих (боковых) пород. Однако аналогичный расчет изотопно-кислородных сдвигов для тех же степеней кристаллизации и ассоциации вкрапленников в соотношении, наблюдаемом в лейкогранитах (40% *Kfs*, 40% *Pl*, 10% *Qtz* и по 5% *Vt* и *Hbl*), показывает, что величины $\delta^{18}\text{O}$ этих пород могут возрасти, но не более чем на 0.1–0.25‰. Действительно, в силу высоких температур, изотопный состав кислорода породы при фракционной кристаллизации гранитных расплавов не может сильно измениться, если не имели места процессы

контаминации или взаимодействия с флюидом (Eiler, 2001).

Рассмотренный выше процесс контаминации, хорошо описывающий поведение изотопно-кислородных параметров сиенитов и граносиенитов, также не способен объяснить высокие значения величин $\delta^{18}\text{O}$ в лейкогранитах — требуется не менее 30% вклада контаминанта, чтобы получить изотопный состав кислорода лейкогранитов, что абсолютно не согласуется со всеми остальными характеристиками этих пород. Таким образом, остается предполагать процесс флюидно-магматического взаимодействия, вероятность которого для лейкогранитов высока, поскольку расплавы этих пород должны быть обогащены летучими по сравнению с остальными гранитоидами КМВ за счет фракционной кристаллизации.

Модель флюидно-магматического взаимодействия в зоне кристаллизации интрузивов лейкогранитов

Как показал модельный расчет кристаллизации гранита при 800°C и 1.5 кбар содержание воды в расплаве может составлять примерно 3.5 мас. %. При фракционной кристаллизации могло произойти накопление летучих, поэтому проявление процесса флюидно-магматического взаимодействия вполне вероятно для лейкогранитов, расплавы которых могли содержать более чем 3.5 мас. % водного флюида. Обособление и отделение флюида от расплава возможно только при более низких P - T параметрах, что наиболее реально для обстановки близ-поверхностной кристаллизации интрузивного тела. В качестве допущения примем одномерную модель процесса взаимодействия флюид–порода (рис. 10). Одномерность модели упрощает расчеты, но она не учитывает влияние формы и массы интрузива, проницаемости закристаллизованных эндоконтактовых зон и экзоконтактовых пород, градиента температуры и т.д. Тем не менее такая модель позволяет оценить масштаб изотопно-кислородного сдвига в эндоконтактовой зоне интрузива, но правомерность ее использования

ограничивается только начальной стадией кристаллизации.

Модель допускает, что остывание интрузива происходит от внешней его части к внутренней, и фронт кристаллизации будет двигаться от контакта с вмещающими породами. По мере остывания и кристаллизации, флюид должен покидать интрузивное тело, и в модели принято его линейное движение, направленное против движения фронта кристаллизации (рис. 10). Таким образом, зоны, которые кристаллизуются в первую очередь, должны испытать максимальное воздействие флюида, отделяющегося от расплава, кристаллизующегося во внутренней части интрузива. Наименее измененными флюидом в рассматриваемом процессе должны оказаться центральные зоны интрузива, кристаллизующиеся из последних порций расплава.

Кристаллизация минералов, при условии, что среди них не преобладает кварц, приведет к распределению изотопа ¹⁸O в пользу расплава, что следует из величин коэффициентов фракционирования кристалл–кислый расплав (Zhao, Zheng, 2003). Предположим, что и кристаллизующиеся минералы и отделяющийся водный флюид находятся в равновесии с расплавом, а систему можно считать открытой по отношению к флюиду. Баланс масс на любой момент протекания процесса кристаллизации:

$$\delta^0(R - RCw + WCw) = \delta_l(1 - x) \times \\ \times (R - RCw + WCw) + \bar{\delta}_k R(1 - Cw)x + \\ + \bar{\delta}_w WCwx, \quad (7)$$

где δ^0 , δ_l , $\bar{\delta}_k$ и $\bar{\delta}_w$ – изотопный состав кислорода всей системы, расплава, средний изотопный состав закристаллизованной части расплава и отделившегося водного флюида соответственно. Величины R и W – доля кислорода в силикатном компоненте расплава (либо в кристаллической фазе) и в воде, Cw – массовая доля воды в расплаве, а x – переменная, равная отношению массы закристаллизованного расплава к массе всей системы ($0 < x < 1$). Предположим, что кристаллический материал в определенный момент (соответствующий закрытию его изотопно-кислородной системы) так же, как и отделяющийся флюид, выпадает из сферы дальнейшего изотопного обмена с расплавом. В этом случае средний изотопный состав отделившегося флюида и образовавшейся кристаллической фазы для любого значения x может быть записан в виде:

$$\bar{\delta}_w = \frac{1}{x} \int_0^x (\delta_l + \Delta_{l-w}) dx \quad \text{и} \\ \bar{\delta}_k = \frac{1}{x} \int_0^x (\delta_l + \Delta_{k-l}) dx, \quad (8)$$

где Δ_{l-w} и Δ_{k-l} – равновесный изотопный сдвиг между расплавом и флюидом и кристаллической фазой и расплавом соответственно. Подставляя (8) в (7) и дифференцируя по x , получаем:

$$\frac{d\delta_l}{dx} = \frac{1}{(1-x)} \left[\frac{WCw\Delta_{l-w} + RCw\Delta_{k-l} - R\Delta_{k-l}}{R - RCw + Cw} \right]. \quad (9)$$

Считая, что при $x = 0$, $\delta_l = \delta^0$, получим решение уравнения (9):

$$\delta_l = \delta^0 - Ln(1-x) \times \\ \times \left[\frac{WCw\Delta_{l-w} + RCw\Delta_{k-l} - R\Delta_{k-l}}{R - RCw + Cw} \right], \quad (10)$$

которое позволяет определить изотопный состав расплава на любой стадии кристаллизации интрузива, задаваемой переменной x .

Допуская, что весь отделяющийся от расплава водный флюид при кристаллизации линейного участка с единичной площадью сечения проходит через остывающую зону, можно записать выражение, которое связывает соотношение флюид–порода с переменной x и содержанием воды в расплаве на момент начала кристаллизации интрузива:

$$\frac{W}{R} = \frac{Cw(1-x)}{x(1-Cw)}. \quad (11)$$

Как следует из уравнения (11), на отношение флюид–порода влияет не только переменная x , но и исходное содержание воды в расплаве. На рис. 11 представлены результаты расчета величин W/R в области изменения переменной x от 0 до 0.6 для разных исходных Cw . На рисунке видно, что соотношение флюид–порода резко изменяется только в области для небольших значений x (от 0 до 0.2), то есть когда не менее 80% от массы интрузива еще представлено расплавом. Именно в этом диапазоне возникает вероятность заметных изотопных сдвигов в апикальных зонах интрузива, когда минералы уже находятся в кристаллическом состоянии, но их изотопные системы еще открыты.

Уравнение (10) задает динамику изменения изотопного состава расплава, равновесие с которым контролирует $\delta^{18}O$ отделяющегося от него водного флюида, а уравнение (11) – интегральное соотношение флюид–порода для рассматриваемой апикальной зоны. Задав температуру закрытия изотопно-кислородной системы минералов основной массы лейкогранитов, можно рассчитать динамику изменения $\delta^{18}O$ породы в зависимости от переменной x , используя уравнение (11) и уже существующий подход для оценки соотношений W/R в открытой системе (Criss, Taylor, 1986).

Для расчета по модели необходимо задать входные параметры. Начальный изотопный состав расплава ($\delta^{18}O = 7\text{‰}$) соответствует таковому в амфиболовых гранитах массива Большой Бештау, $Cw = 3.5$ мас. % (в соответствии с приведенными выше оценками), хотя в расплавах лейкогранитов содержание воды могло возрасти в

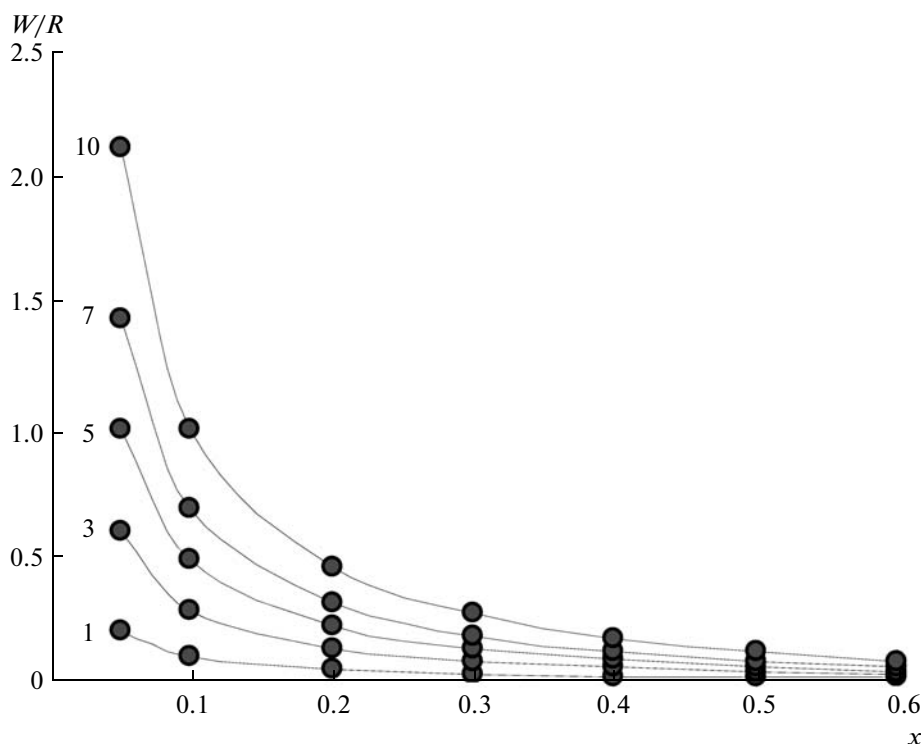


Рис. 11. Влияние содержания флюида в исходном расплаве (цифры слева от линий — мас. % H_2O в расплаве) на отношение флюид/порода (W/R) при изменении внешних зон интрузива по мере его кристаллизации, x — переменная, равная отношению массы закристаллизовавшегося расплава к массе всей системы.

процессе дифференциации. Было принято, что основная масса кристаллизующейся породы состоит из полевых шпатов (Ab , Kfs), а процесс кристаллизации протекает при $700^\circ C$ (Носова и др., 2005). Далее были проведены оценки температуры закрытия изотопно-кислородной системы минералов основной массы породы.

Поскольку основная масса лейкогранитов КМВ сложена смесью плагиоклаза (преимущественно Ab) и Kfs , то можно ожидать, что изотопный состав кислорода этих минералов в присутствии водного флюида будет изменяться после их кристаллизации (Valley, 2001). Температуры закрытия изотопно-кислородной системы полевых шпатов достаточно низкие (Giletti et al., 1978) из-за относительно высоких коэффициентов диффузии в них ^{18}O по сравнению с остальными силикатами (Cole, Chakraborty, 2001). Кроме того, нужно учесть способность полевых шпатов к реакциям катионного обмена с водными растворами — в этом случае изотопно-кислородный обмен протекает на порядки быстрее. Большое значение имеет размер кристаллов — изотопно-кислородный обмен в тонкокристаллической основной массе порфировидной породы протекает быстрее, чем в крупных вкрапленниках полевых шпатов, поскольку скорость диффузии обратно пропорциональна радиусу кристалла (Valley, 2001). В результате анализа шлифов была проведена оцен-

ка среднего радиуса кристаллов Ab и Kfs , слагающих основную массу лейкогранитов, которая составила 0.1 мм.

Второй параметр, необходимый для оценки температуры закрытия по модели М.Н. Додсона (Dodson, 1973) — скорость остывания интрузивных тел. Этот параметр точно неизвестен, но ясно, что скорость остывания небольших тел порфировидных лейкогранитов КМВ была высокой. Для расчета была принята заведомо завышенная скорость остывания — $10^\circ C/год$. При величинах $E_a = 87.5$ кДж/моль и $D_0 = 1.69 \times 10^{-9}$ см²/с для диффузии ^{18}O в альбите (Giletti et al., 1978) верхний предел температуры закрытия изотопно-кислородной системы минералов основной массы лейкогранитов должен быть не выше $300^\circ C$.

Из уравнений (8–10) следует, что с возрастанием переменной x величина $\delta^{18}O$ расплава будет контролироваться коэффициентами фракционирования флюид–расплав и кристалл–расплав, которые при температуре $700^\circ C$ весьма малы (Valley, 2001). В результате, изотопные сдвиги в расплаве будут очень небольшими, вплоть до кристаллизации его последних порций. Изменение величин $\delta^{18}O$ водного флюида, покидающего пределы интрузивного тела, напротив, должно быть значительным. Изотопный сдвиг во флюиде будет зависеть не только от коэффициента фракционирования флюид–расплав при $T = 700^\circ C$ (тем-

пература кристаллизации), но и от коэффициента фракционирования флюид–полевые шпаты при $T = 300^\circ\text{C}$ (закрытие изотопно-кислородной системы минералов). Зная соотношение W/R , температуры кристаллизации расплава и закрытия изотопно-кислородной системы полевых шпатов, можно рассчитать относительно переменной x динамику изменения $\delta^{18}\text{O}$ пород в апикальной части интрузива, через которую флюид покидал систему. На рис. 12 показано изменение величин $\delta^{18}\text{O}$ породы, образующейся при кристаллизации расплава в зависимости от степени закристаллизованности интрузива, x (линия 1), и каким будет ее изотопный состав после изотопного обмена с водным флюидом во время остывания (линия 2). Из приведенного расчета следует, что изотопный сдвиг остывающей породы может быть весьма значителен без привлечения постороннего флюида. Однако этот эффект проявляется только в тех зонах интрузива, которые кристаллизовались на ранних стадиях ($x < 0.2$). Далее изотопный сдвиг становится менее 1‰, и ко времени кристаллизации половины расплава почти исчезает.

Применимость данной модели к лейкогранитам КМВ определяется несколькими факторами. Во-первых, лейкограниты КМВ являются порфировидными породами с малой долей вкрапленников, и, следовательно, их валовой изотопный состав определяется составом основной массы, сложенной мелкокристаллическим агрегатом полевых шпатов. Во-вторых, интрузивные тела лейкогранитов, по-видимому, остывали очень быстро, о чем свидетельствует их порфировая структура и размеры самих интрузивов, поэтому процессы длительного изотопного обмена после кристаллизации породы, протекающие в медленно остывающих телах, отсутствовали. В-третьих, нами исследовались образцы, отобранные из краевых, апикальных зон интрузивов, что обусловлено небольшим эрозионным срезом этих молодых пород. Возможно, в глубоких частях массивов будут присутствовать зоны с более легким изотопным составом кислорода, близким к амфиболовым гранитам КМВ.

Как следует из модели, в породах, подобных лейкогранитам КМВ, можно ожидать больших градиентов величин $\delta^{18}\text{O}$ в пределах интрузива, особенно в зонах эндоконтакта. Изотопный состав конкретных образцов лейкогранитов горы Козьи Скалы (обр. КС-02-1 и КС-02-7) показывает, что закрытие изотопной системы их минералов произошло в момент, когда только 13–16% от общей массы интрузивного тела находилось в твердом состоянии. Для образцов лейкогранитов массивов Шелудивая и Бык (обр. Ш-02 и Б-02-30) эта оценка составляет 7 и 6% соответственно (рис. 12). Расчеты проводились для $C_w = 3.5$ мас. %. Если предположить, что в результате дифференциации содержание H_2O в расплаве лейкогранитов

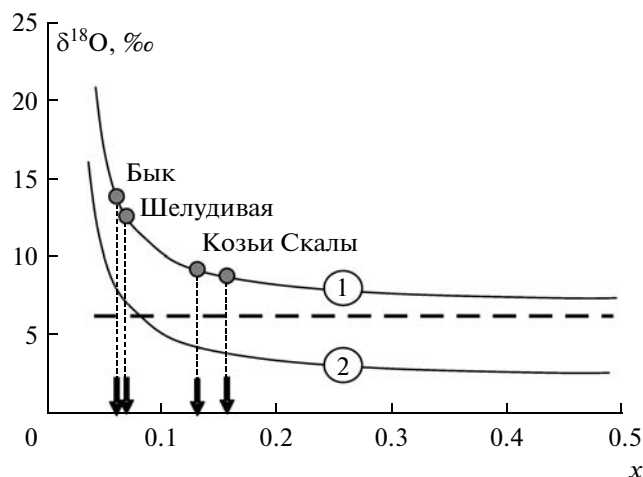


Рис. 12. Изменение изотопного состава кислорода по мере кристаллизации интрузивного тела:

1 — изотопный состав остывающей породы в момент закрытия изотопно-кислородной системы; 2 — изменение изотопного состава флюида, покидающего остывающие внешние зоны интрузива. Пунктирная линия — изотопный состав расплава. На расчетную линию 1 нанесены точки, соответствующие измеренным величинам $\delta^{18}\text{O}$ в телах лейкогранитов КМВ.

тов возросло до 5%, то величины x составят 9% для лейкогранитов массива Бык, 10% — для горы Шелудивая и 18–20% — для Козьих Скал.

То, что отобранные для изотопного анализа образцы могли сформироваться на ранних этапах кристаллизации интрузивов, подтверждается геологическими наблюдениями. Более значительный эрозионный срез наблюдается на Козьих Скалах, а интрузивы гор Шелудивая и Бык только вскрыты эрозией и отобранные образцы действительно могут представлять периферийные зоны интрузивных тел.

Рассмотренный процесс флюидно-магматического взаимодействия должен повлиять и на изотопный состав кислорода экзоконтактовых пород. На рис. 12 показана расчетная линия изменения $\delta^{18}\text{O}$ водного флюида, покидающего пределы интрузива по мере возрастания параметра x . Флюид должен сильно варьировать по изотопному составу — на ранних стадиях кристаллизации интрузива он будет изотопно-тяжелым, затем быстро облегчается, приближаясь к постоянной величине (в рассмотренном случае к +2.2‰). Это может привести к нелинейной изотопно-кислородной зональности пород вокруг интрузивного тела и к облегчению их изотопного состава в целом. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ во вмещающих породах вокруг крупных интрузивных тел часто трактуются как результат участия метеорных вод, что, как видно из приведенных расчетов, совсем не обязательно для образования изотопно-облегченного флюида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из полученных результатов можно сделать следующие выводы. Все гранитоиды структуры КМВ, по-видимому, формировались из единого исходного расплава, наиболее близким по составу к которому являются амфиболовые граниты, расположенные в центре структуры. Изотопные данные подтверждают геолого-петрологическое деление пород интрузивных тел КМВ на три группы: амфиболовые граниты, группа сиенитов и граносиенитов и лейкограниты.

Несмотря на происхождение из единого расплава, формирование изотопных параметров каждой из групп гранитоидных пород КМВ контролировалось разными процессами. Изотопная и геохимическая особенность сиенитов и граносиенитов, расположенных в периферийной части структуры КМВ, могут быть объяснены процессами взаимодействия кислого гранитного расплава с магнезиальными карбонатными породами на глубинах 5 ± 2 км. Лейкограниты КМВ, являющиеся дифференциатами расплава, аналогичного по составу амфиболовым гранитам, не имеют признаков взаимодействия с карбонатными породами. Аномально высокие значения величин $\delta^{18}\text{O}$ в них могут быть следствием взаимодействия флюид–порода в процессе остывания интрузивных тел.

Повышение концентраций Sr, Ba и Mg в граносиенитах и сиенитах относительно амфиболовых гранитов хорошо согласуется с рассчитанной по изотопно-кислородным данным массой поглощенных магнезиальных карбонатных пород (достигающей 17 мас. % на периферии структуры). По-видимому, поглощенный контаминант

мог содержать эвапоритовый компонент, обогащенный Sr и Ba. Обнаруженные в сиенитах и граносиенитах КМВ ксеногенные включения *Ap-Cal-Cpx-Phl-Pl* пород являются реститами поглощенных карбонатных пород, предполагаемый возраст которых мог приходиться на границу триаса и юры – время обширного эвапоритообразования в Предкавказье. Тем не менее геохимическая аномалия Sr и Ba сохраняется в амфиболовых гранитах, наименее, как мы считаем, затронутых процессами контаминации.

Полученные результаты могут быть согласованы между собой, если предположить следующую схему развития событий. На глубине около 5 км произошло внедрение расплава, аналогичного по составу амфиболовым гранитам в зону залегания магнезиальных карбонатных пород, содержащих эвапоритовый компонент. В процессе внедрения расплав поступал по каналу в течение определенного времени, возможно, стадийно, а зона его активного взаимодействия с вмещающими толщами распространялась от надканальной части к периферии. В процессе взаимодействия происходило активное выделение углекислоты (см. реакции (1 и 6)), что обусловило возрастание давления в периферийных частях камеры. По-видимому, это способствовало быстрому внедрению небольших интрузивных тел сиенитов и граносиенитов, образовавших кольцевую структуру КМВ.

Надканальная зона в центре камеры оказалась наименее затронута присутствием карбонатных пород, вследствие движения через нее последовательно поступающих порций расплава. В результате сброса давления внутри камеры, вызванного внедрением периферийных тел сиенитов и граносиенитов,

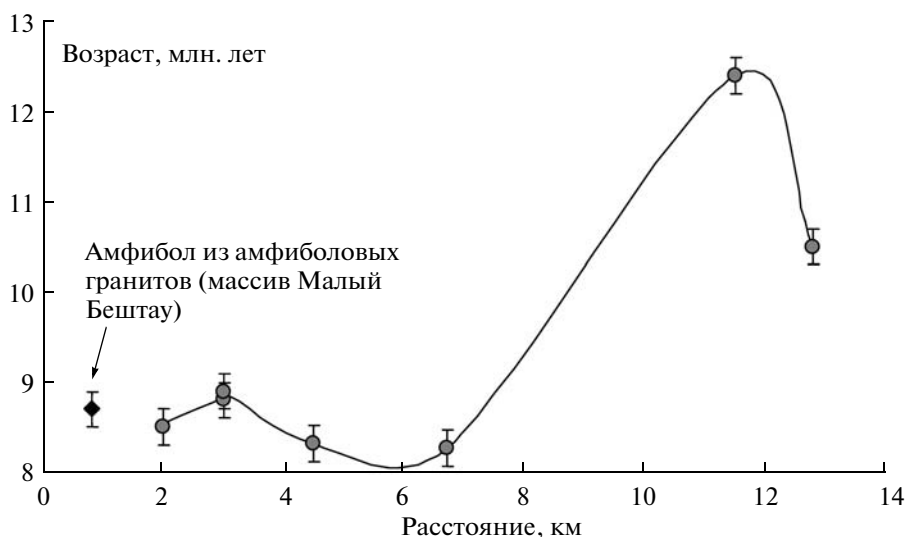


Рис. 13. К-Аг датировки флогопитов сиенитов и граносиенитов в зависимости от их удаленности от центра структуры (массив Большой Бештау).

Для амфиболовых гранитов, не содержащих флогопит, приведена датировка по амфиболу. Составлено по данным (Лебедев и др., 2006).

сиенитов, в этой зоне имел место процесс дифференциации расплава, в минимальной степени затронутого процессами контаминации вмещающими камеру породами, в результате чего сформировались расплавы лейкогранитов. Развитие зоны растяжения в надкупольной части камеры за счет кристаллизации ее периферийных частей обусловило внедрение амфиболовых гранитов и лейкогранитов в центре структуры, которое могло произойти с небольшим временным отрывом.

С предложенной схемой согласуются К-Аг датировки по флогопиту, сделанные для части интрузивов КМВ (Лебедев и др., 2006). Приведенные в цитируемой работе возрастные данные нанесены нами на диаграмму рис. 13 в зависимости от положения относительно центра структуры КМВ (массива Большой Бештау). Разброс возрастных данных на периферии структуры и плотное расположение точек в центре может указывать либо на небольшой временной разрыв между внедрением тел на периферии и в центре структуры, либо на присутствие захваченного более древнего вещества. И то и другое предположение не противоречат приведенному выше сценарию.

Благодарности. Авторы глубоко признательны сотрудникам лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН Ю.В. Гольману, Э.Д. Баировой и Т.И. Олейниковой за помощь в проведении аналитических работ, также благодарят А.Я. Докучаева и И.И. Грекова за консультации по вопросам геологического строения изучаемого района и помощь в проведении и организации полевых работ. Авторы с благодарностью приняли замечания и комментарии рецензентов настоящей работы – А.В. Гирниса (ИГЕМ РАН) и Б.Г. Покровского (ГИН РАН), которые оказались крайне полезны и были учтены на стадии подготовки рукописи.

Работа поддержана грантом РФФИ № 09-05-00584.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдеенко А.С., Дубинина Е.О., Носова А.А. и др. Изотопные (Nd, Sr, $\delta^{18}\text{O}$) характеристики как отражение природы протолита позднемиоценовых высоко-Sr-Ba гранитоидов района Кавказских Минеральных Вод (Северный Кавказ) // Докл. АН. 2008. Т. 422. № 1. С. 1–5.
- Авдеенко А.С., Дубинина Е.О., Носова А.А. Неравновесность изотопного состава кислорода минералов-вкрапленников порфиридных гранитоидов КМВ (Северный Кавказ) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии 2–4 июня 2009 г., Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. Т. I. С. 17–20.
- Аракеляни М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л. Новейшая гранитоидная вулканоплутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 5. С. 1157–1160.
- Аранович Л.Я. Биотит-гранатовые равновесия в метapelитах: I. Термодинамика твердых растворов и минеральных реакций // Очерки физико-химической петрологии. Ред. В.А. Жариков. М.: Наука, 1983. Вып. 11. С. 121–136.
- Аранович Л.Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М.: Наука, 1991. 387 с.
- Богашова Л.Г. Роль галогенных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2007. 168 с.
- Геологический Атлас Кавказских Минеральных Вод // Отв. ред. Н.И. Пруцкий. Ессентуки: Министерство природных ресурсов Российской Федерации федеральное государственное унитарное геологическое предприятие (ФГУГП) “Кавказгеолсъемка”, 2003.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Короновский Н.В., Моляко В.Г., Остафийчук И.А. Петрохимические особенности и условия формирования неогеновых интрузивов района Кавказских Минеральных Вод // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 39–51.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Авдеенко А.С. и др. Неравновесность начального изотопного состава Ag и Sr в сосуществующих минералах миоценовых гипабиссальных гранитоидов района Кавказских Минеральных Вод // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 1. С. 95–100.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Докучаев А.Я. и др. Неогенные позднеколлизионные субщелочные гранитоиды района Кавказских Минеральных Вод: T - P - f_{O_2} условия становления, фракционная и флюидно-магматическая дифференциация // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С. 139–178.
- Поль И.Р., Хесс Ю.С., Кобер Б. и др. Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108–125.
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Докучаев А.Я. и др. Латитовый тип позднеколлизионных гранитоидов (Северный Кавказ): геохимические и минералогические особенности // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 2. С. 1–5.
- Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А., Назаров А.С. Неогенные интрузии и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод // Тр. ВИМС. Нов. сер. 1959. Вып. 3. 211 с.
- Суворова В.А., Дубинина Е.О. Новое устройство для конверсии в CO_2 кислорода с целью его изотопного анализа // Геохимия. 1994. № 2. С. 286–289.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Недра, 1977. 279 с.
- Трошин Ю.П. Ассоциация редкометалльных плюмазитовых гранитов с высококальциевыми известково-щелочными вулканоплутоническими сериями пород // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 93–111.
- Шевченко В.И. Условия образования верхнеюрских хемогенных отложений Предкавказья // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 1992. Т. 67. Вып. 2. С. 104–119.
- Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations – a new technique, with petrological applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833–855.
- Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for oli-

- vine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 126. P. 1–22.
- Berman R.G., Aranovich L.Ya., Rancourt D.G., Mercier P.H.J.* Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg-Fe-Al biotite // *Amer. Mineral.* 2007. V. 92. P. 139–150.
- Blattner P., Dietrich V., Gansser A.* Contrasting ¹⁸O enrichment and origins of High Himalayan and Transhimalayan intrusives // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 65. P. 276–286.
- Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pacific Geol.* 1974. V. 8. P. 173–174.
- Chivas A.R., Andrew A.S., Sinha A.K., O'Neil J.R.* Geochemistry of Pliocene–Pleistocene oceanic arc plutonic complex // *Guadalcanal. Nature.* 1982. V. 300. P. 139–143.
- Cole D.R., Chakraborty S.* Rates and mechanisms of isotopic exchange // *Stable isotope geochemistry. Rev. Mineral. Geochem.* 2001. V. 43. P. 83–223.
- Criss R.E., Taylor H.P.* Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // *Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev. Mineral. Geochem.* 1986. V. 16. P. 373–424.
- de Capitani C.* Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beihefte zum // *Eur. J. Mineral.* 1994. V. 6. P. 48.
- de Capitani C., Brown T.H.* The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 2639–2652.
- DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 189–202.
- Dodson M.H.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 40. P. 259–274.
- Dubinina E.O., Lakshatnov L.Z.* A kinetic model of exchange in dissolution-precipitation processes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 2265–2273.
- Eiler J.M.* Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks // *Stable isotope geochemistry. Rev. Mineral. Geochem.* 2001. V. 43. P. 319–364.
- Fowler M.B., Henney P.J.* Mixed Caledonian appinite magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 126. P. 199–215.
- Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F. et al.* Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland // *J. Geol. Soc. London.* 2001. V. 158. P. 521–534.
- Giletti B.J., Semet M.P., Yund R.A.* Studies in diffusion III. Oxygen in feldspars: An ion microprobe determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 45–57.
- Haak U., Hoefs J., Gohn E.* Constraints on the origin of Damaran granites by Rb/Sr and ^δ¹⁸O data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 79. P. 279–289.
- Hoefs J., Emmermann R.* The oxygen isotope composition of Hercynian granites and pre-Hercynian gneisses from the Schwarzwald, SW Germany // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. V. 83. P. 320–329.
- Jamtveit B., Svensen H., Podladchikov Y., Planke S.* Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins // *Physical Geology of High-Level Magmatic Systems.* Eds. N. Petford, C. Breitkruz. Geological Society of London, Spec. Publ. 2004. 234. P. 233–241.
- Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F. et al.* Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implication for granitoid geneses // *Lithos.* 2002. V. 63. P. 165–187.
- MacCrea J.M.* On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale // *J. Chem. Phys.* 1950. V. 18. P. 849–857.
- Palin J.M., Epstein S., Stolper E.M.* Oxygen isotope partitioning between rhyolitic glass/melt and CO₂: an experimental study at 500–950°C and 1 bar // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 1963–1973.
- Peters M.T., Wickham S.M.* On the causes of ¹⁸O depletion and ¹⁸O/¹⁶O homogenization during regional metamorphism, the east Humboldt Range core complex, Nevada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 119. P. 68–82.
- Qian Q., Chung S.L., Lee T.Y. et al.* Mesozoic high-Ba-Sr granitoids from North China: geochemical characteristics and geological implications // *Terra Nova.* 2003. V. 15. № 4. P. 272–278.
- Reiners P.W., Nelson B.K., Nelson S.W.* Grustal Contamination of Magma from Compositionally Zoned Plutons and Associated Ultramafic Intrusions of the Alaska Range // *J. Petrol.* 1996. V. 37. № 2. P. 261–292
- Rye R.O., Schuiling R.D., Rue D.M., Jansen J.B.H.* Carbon, hydrogen and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. P. 1031–1049.
- Strauss H.* Geological evolution from isotope proxy signals—sulfur // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 89–101.
- Tarney J., Jones C.E.* Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models // *J. Geol. Soc. London.* 1994. V. 151. P. 855–868.
- Taylor H.P., Jr.* Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks // *EPSL.* 1978. V. 38. P. 177–210.
- Valley J.W.* Stable isotope thermometry at high temperatures // *Stable isotope geochemistry. Rev. Mineral. Geochem.* 2001. V. 43. P. 365–414.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschien P. et al.* ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ^δ¹³C and ^δ¹⁸O evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 59–89.
- White A.J.R.* Sources of granite magmas // *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs.* 1979. V. 11. P. 539.
- Wickham S.M., Taylor H.P., Snoke A.W., O'Neill J.R.* An oxygen and hydrogen isotope study of high-grade metamorphism and anatexis in the Ruby Mountains-East Humboldt Range core complex, Nevada // *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publ.* 1991. № 3. P. 373–390.
- Wickham S.M., Taylor H.R.* Stable isotope evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terraine; the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 91. P. 122–137.
- Zhao Zi-Fu, Zheng Yong-Fei.* Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks // *Chem. Geol.* 2003. V. 193. P. 59–80.