ГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ, ЕГО ИСТОЧНИКИ И ПЛЮМЫ

Deep seated magmatism, its sources and plumes

ИРКУТСК
2010

Российская Академия Наук
Сибирское Отделение
Институт геохимии им. А.П.Виноградова
Российский Фонд Фундаментальных Исследований

Глубинный магматизм, его источники и плюмы

(Deep-seated magmatism, its sources and plumes)

Труды
X Международного семинара
" Глубинный магматизм, его источники и плюмы"

Редактор Н.В. Владыкин

Судак
Иркутск

2010

УДК 552.33+552.42

Щелочной магматизм, его источники и плюмы.

Труды X международного семинара. Судак. Изд-во Института географии СО РАН, 2008.
237 p., ISBN 978-5-94797-154-5. Вып. 2

В сборнике рассмотрены фундаментальные проблемы глубинного магматизма, очередного 10 юбилейного семинара, прошедшего в г. Судаке (Украина)/

Летучесть кислорода является одним из главных параметров, определяющих эволюцию Земли и других космических тел. Она контролирует поведение ряда элементов в процессах конденсации протопланетного облака, в ходе аккреции планет и формирования их металлических ядер. Окислительно-восстановительные равновесия с участием вещества глубинных оболочек определили состав первичной атмосферы и, по-видимому, играли ведущую роль в зарождении жизни. На основании анализа сосуществующих минералов (магнетит, ильменит, сфен, пироксен) оценены температурные и окислительно-восстановительные условия кристаллизации пород Хибинского щелочного массива. Особое внимание уделено изучению расплавных включений в породах. По данным изучения расплавных включений вычислены средние составы базитовых магм и источников островных дуг и активных континентальных окраин, получены данные по химическому составу, летучим компонентам и элементам примесям магматических расплавов Кураминского рудного района, приводятся химические составы, содержания летучих компонентов и редких элементов расплавов некоторых вулканов Камчатки. По кимберлитовой тематике приводятся первые данные по 3 новым трубкам Нёнокского поля Онежского полуострова, описаны необычные ксенолиты слюдосодержащих пород и гранатовых пироксенитов трубки Удачная, приводятся новые данные о наноминералах в алмазах Якутии. Обсуждаются геохимические особенности лампрофиров Сихоте-Алиня и Белоруссии.

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

Печатается по решению Ученого Совета
Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Ответственный редактор: доктор геол.-мин. наук Н.В. Владыкин

Рецензент: доктор геол.-мин. наук В.С.Антипин
Оригинал-макет: М.Д.Седунова

Институт географии СО РАН
664033, г.Иркутск, ул. Улан-Баторская 1

Отпечатано в Глазковской типографии. г.Иркутск, ул. Гоголя 53.

Заказ №.2353 Тираж 100 экз.

ISBN 978-5-94797-154-5

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

В последние годы в связи с интенсивным развитием гипотезы плюмовой тектоники в мире и России появился повышенный интерес исследователей к изучению петрологии и геохимии внутриконтинентального магматизма повышенной щелочности. К ним относятся породы щелочных комплексов, кимберлиты, щелочные базальты. Щелочные породы - уникальные образования Земли. С ними связаны крупнейшие месторождения Nb, Ta, Zr, Y, TR, Cu, P и других рудных элементов, а также и уникальные месторождения самоцветов: чароита, Cr-диопсида, дианита. В лампроитах Австралии добываются алмазы. Сложности процессов образования щелочных пород вызывали многолетние научные споры, которые не утихают и до сих пор. Развитие новых методов исследований постоянно расширяют и углубляют знания об особенностях их вещественного состава, а данные изотопно-геохимических исследований подтверждают мантийную природу источников вещества щелочных комплексов. По особенностям минеральных парагенезисов и происхождения мантийных пород можно расшифровывать глубинную геодинамику Земли.

Проблемам петрологии глубинного магматизма (щелочных пород, кимберлитов, щелочных базальтов и их мантийных ксенолитов) и связи их источников с плюмовыми процессами были посвящены 9 международных семинаров, прошедшие в 2001 г. в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), в 2002г в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), в 2003г в ИТИГ ДВО РАН (г. Хабаровск), в 2004г. в ГИН СО РАН (г.Улан-Уде), в 2005г в ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский), в 2006 г. в ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (г. Мирный), в 2007 г. в Неаполе (Италия), в 2008 г. В ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) и в 2009 г. в ИМ УрО РАН (г. Миасс).

Материалы очередного 10 юбилейного семинара, прошедшего в г. Судаке (Украина), напечатаны в предлагаемом сборнике. В нем рассматриваются фундаментальные проблемы глубинного магматизма. Летучесть кислорода является одним из главных параметров, определяющих эволюцию Земли и других космических тел. Она контролирует поведение ряда элементов в процессах конденсации протопланетного облака, в ходе аккреции планет и формирования их металлических ядер. Окислительно-восстановительные равновесия с участием вещества глубинных оболочек определили состав первичной атмосферы и, по-видимому, играли ведущую роль в зарождении жизни. На основании анализа сосуществующих минералов (магнетит, ильменит, сфен, пироксен) оценены температурные и окислительно-восстановительные условия кристаллизации пород Хибинского щелочного массива. Особое внимание уделено изучению расплавных включений в породах. По данным изучения расплавных включений вычислены средние составы базитовых магм и источников островных дуг и активных континентальных окраин, получены данные по химическому составу, летучим компонентам и элементам примесям магматических расплавов Кураминского рудного района, приводятся химические составы, содержания летучих компонентов и редких элементов расплавов некоторых вулканов Камчатки. По кимберлитовой тематике приводятся первые данные по 3 новым трубкам Нёнокского поля Онежского полуострова, описаны необычные ксенолиты слюдосодержащих пород и гранатовых пироксенитов трубки Удачная, приводятся новые данные о наноминералах в алмазах Якутии. Обсуждаются геохимические особенности лампрофиров Сихоте-Алиня и Белоруссии.

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

Доктор геол.-мин. наук Н.В. Владыкин

УДК 550.42

Средний состав базитовых магм и мантийных источников островных дуг и активных континентальных окраин по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол пород

В. И. Коваленко[1], В. Б. Наумов[2], А. В. Гирнис[1], В. А. Дорофеева[2], В. В. Ярмолюк[1]

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*
Старомонетный пер., 35, Москва, 109017, Россия; e-mail: vik@igem.ru
***Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН*
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991, Россия; e-mail: naumov@geokhi.ru

Средний состав субдукционных (обстановки островных дуг и активных континентальных окраин) базитовых магм оценен на основании обобщения данных по составам расплавных включений и закалочных стекол. Главными геохимическими особенностями среднего состава магм являются существенное обеднение Nb и Ta, менее значительное обеднение Ti, Zr и Sm и обогащение Cl, H_2O, F и P на графиках содержаний элементов, нормированных к составу примитивной мантии. Средние нормированные содержания умеренно несовместимых тяжелых РЗЭ в данных магмах близки к таковым в базитовых магмах из других геодинамических обстановок. Для субдукционных базитовых магм отмечается отрицательная корреляция содержаний Li, Y, Dy, Er, Yb, Lu, Ti с содержанием MgO. Для наиболее несовместимых элементов (Nb, Ta, U, Th, легкие РЗЭ) корреляция с MgO отсутствует, но они коррелируют между собой и с K_2O. Вариации содержаний элементов связаны с кристаллизационной дифференциацией, смешением магм и, возможно, участием нескольких источников. Содержание воды в островодужных базитовых магмах варьирует практически от нуля до более 6 мас. %. Большая часть составов показывает слабую отрицательную корреляцию содержаний H_2O и MgO, но некоторые составы образуют обратную корреляцию, близкую к корреляции в магмах срединно-океанических хребтов (СОХ). Для рассматриваемых магм установлена четкая прямая корреляция содержания MgO и температуры гомогенизации расплавных включений, практически совпадающая с таковой для магм СОХ. Моделирование фазовых равновесий выявило расширение поля кристаллизации оливина в магмах зон субдукции по сравнению с магмами СОХ. Этот эффект может быть следствием высокого содержания воды в субдукционных магмах. Совместная кристаллизация оливина и клинопироксена на ликвидусе магм зон субдукции происходит при давлении примерно на 5 кбар выше, чем в магмах СОХ. На основе средних отношений содержаний элементов-примесей к содержанию K_2O рассчитаны средние составы источников субдукционных магм, которые обогащены всеми несовместимыми элементами по сравнению с обедненной мантией, с максимумами для U, Rb, Ba, B, Pb, Cl, H_2O, F и S и минимумами для Th, K, Be, Nb, Ta, Li, Nd, P и Ti. Общее повышенное содержание несовместимых элементов свидетельствует о переработке пород мантийного клина флюидами и расплавами, выделяющимися из верхних слоев субдуцируемой плиты.

Считается, что основные и ультраосновные магмы островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин (АКО) образуются в мантийном клине под действием флюидов или расплавов, выделяющихся из субдуцируемой

литосферной плиты [например, 16]. Этим объясняется обогащение таких магм водой, их повышенная окисленность и некоторые особенности поведения элементов-примесей (особенно Nb, Ti, Zr). П.Б. Келеменидр. [37] оценили средние содержания главных и ряда редких элементов в основных и средних породах зон субдукции в связи с проблемами магмообразования в островодужных системах. Вместе с тем, насколько нам известно, средние составы мантийных магм и источников ОД и АКО детально не рассматривались. В настоящей статье мы попытаемся оценить эти составы на основании данных по расплавным включениям в минералах и закалочным стеклам пород. Одним из достоинств такого подхода является возможность исследовать поведение летучих и легкоподвижных компонентов, что не может быть сделано на основании составов пород [37].

В настоящей статье мы не будем разделять магмы ОД и АКО, называя их просто "субдукционными", поскольку различия между ними незначительны. К настоящему времени накоплено значительное количество анализов расплавных включений, включая определения содержаний летучих компонентов и многочисленных элементов-примесей. В нашем банке составов расплавных включений [11] имеется более 480000 определений 73 элементов, которые мы будем использовать в нашей работе. При этом мы не выделяем петрохимические серии (толеитовая, известково-щелочная и т.п.), рассматривая совместно всю совокупность составов. Более детальный анализ является предметом будущих исследований.

ПОДХОД К РЕШЕНИЮ ЗАДАЧИ

Фактической основой исследования является выборка составов расплавных включений из минералов-вкрапленников и закалочных стекол пород из субдукционных обстановок [11]. На основе этого массива данных рассчитан средний состав базитовых магм, образованных в мантии субдукционных зон. Для породообразующих компонентов в магмах рассчитывались средние арифметические значения, а для содержаний несовместимых элементов-примесей — средние геометрические, поскольку их распределение обычно соответствует логнормальному закону [3].

Средние содержания несовместимых элементов в источнике магм могут быть оценены на основании их отношений к среднему содержанию элемента, концентрация которого в надсубдукционной мантии известна. В предыдущих исследованиях [2, 4, 5, 6] мы показали на примере мантии срединно-океанических хребтов (СОХ) и внутриплитных геодинамических обстановок, что отношения содержаний сильно несовместимых элементов к содержанию K_2O в базитовых магмах и их источниках близки. Для более точного определения отношений элементов к K_2O в источнике с учетом разницы в степени несовместимости можно воспользоваться уравнением:

$$lg(C_o^{K_2O}/C_o)=lg(C^{K_2O}/C)-$$

$$-(D^{K_2O}-D)lg(1-M), \qquad (1)$$

где $C_o^{K_2O}$ и C_o — концентрации K_2O и любого несовместимого элемента в источнике (мантии), C^{K_2O} и C — содержания в выплавляемой из этого источника магме, D^{K_2O} и D — комбинированные коэффициенты распределения K_2O и несовместимого элемента между кристаллами и расплавом, (1 — M) — степень плавления источника или степень дифференциации магмы. Величины D мы принимали постоянными и равными значениям , оцененным для магм СОХ в статье [69]. Среднее содержание K_2O в мантии субдукционных обстановок неизвестно. Однако можно предположить [5], что содержание умеренно несовместимого Dy во всех типах мантии близко к среднему содержанию в деплетированной мантии (0.531 ppm). Тогда, используя уравнение

$$C = C_0(l - M)^{D-1}, \qquad (2)$$

мы можем оценить степень плавления для среднего состава базитовых магм по содержанию Dy, а затем оценить среднее содержание K_2O в мантии субдукционных обстановок. Средние содержания остальных несовместимых элементов в источнике базитовых субдукционных магм можно рассчитать, используя уравнение (1).

Как было показано нами ранее [3], несмотря на учет различия несовместимости элементов-примесей, описанная процедура правомерна для наиболее несовместимых элементов, имеющих комбинированные коэффициенты распределения менее 0.05. Средние содержания элементов с $D > 0.05$ (Ti, P, S, Y и тяжелые РЗЭ) в источнике лучше определять по их отношениям к Dy для которого $D \sim 0.08$ [69].

Этот подход был использован при оценке состава мантии СОХ, океанических островов и внутриплитных океанических обстановок [4, 5, 6, 7], предполагая, что значения D для базитовых магм этих обстановок близки к таковым для магм СОХ. Это допущение связано с относительным постоянством минерального состава мантийных источников. В субдукционных обстановках минеральный состав мантии может измениться за счет привноса компонентов, выделенных из субдуцированной плиты. Но эти изменения касаются главным образом элементов-примесей, в то время как коэффициенты распределения главных породообразующих компонентов не меняются.

СОСТАВЫ СУБДУКЦИОННЫХ БАЗИТОВЫХ МАГМ

В отличие от СОХ и внутриплитных океанических обстановок,

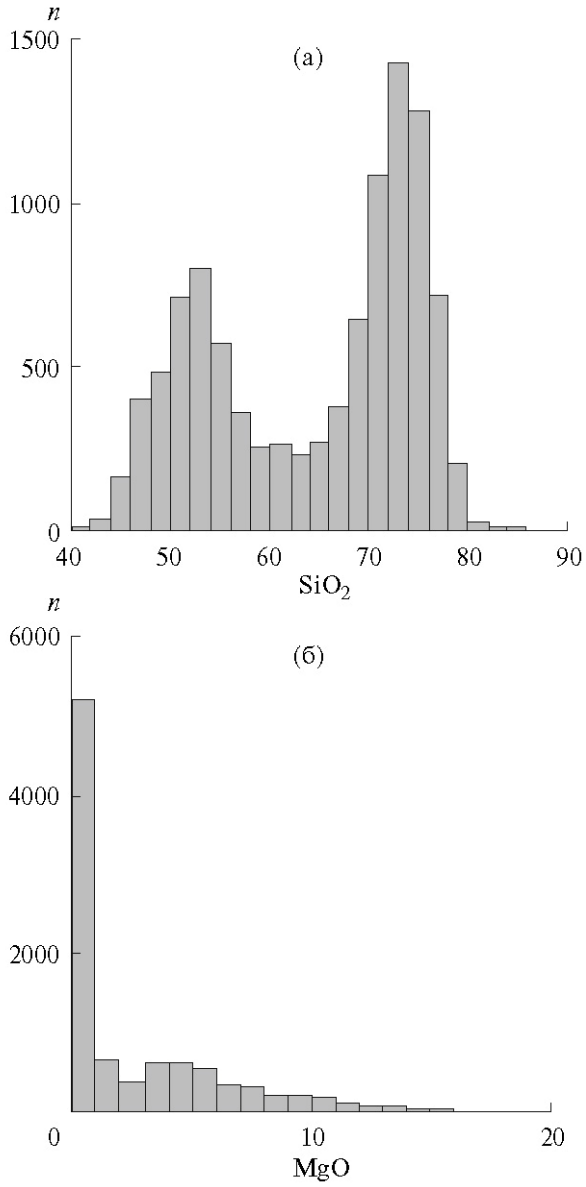

Рис. 1. **Гистограмма содержаний SiO_2 (а) и MgO (б) (мас. %) в субдукционных магмах (10385 определений по расплавным включениям и закалочным стеклам пород).**

субдукционные магматические комплексы включают значительные количества кислых и средних пород (рис. 1). В настоящей статье мы будем рассматривать в основном составы с содержанием SiO_2 менее или равным 54 мае. %, что соответствует границе первого максимума на гистограмме рис. 1а. Для краткости мы называем эти магмы базитовыми, хотя среди них имеются также средние и ультраосновные составы. Второй максимум на гистограмме соответствует кислым магмам, которые обсуждались нами ранее в связи с проблемой образования агпаитовых расплавов [8]. Средние (андезитовые) магмы играют подчиненную роль в субдукционных обстановках, что отражено в наличии соответствующего минимума на гистограмме (рис. 1), хотя среди пород ОД и АКО андезиты играют значительную, а иногда и преобладающую роль [28]. Этот парадокс был отмечен нами ранее [12, 13] и объяснялся тем, что большинство андезитов являются кумулятивными породами, кристаллизовавшимися из кислых магм.

Наша выборка данных по ОД и АКО включает анализы из 411 статей. Перечислим только те работы, в которых приведены более 100 анализов расплавных включений или закалочных стекол пород. В период 1992—2004 гг. таких работ было всего 11: 17, 65, 60, 24, 61, 62, 63, 66, 26, 30, 35. За последние 5 лет (2005—2009 гг.) опубликовано уже 14 работ: 21, 68, 22, 42, 43, 47, 25, 38, 49, 34, 44, 50, 57, 53. На рис. 2 показано географическое распределение объектов, представленных в выборке (современные субдукционные обстановки и их палеоаналоги).

Средний состав субдукционных базитовых магм представлен в табл. 1, а на рис. 3 показана спайдер-диаграмма для несовместимых элементов, включая содержания летучих компонентов (H_2O, Cl, F, B и S). Для сравнения

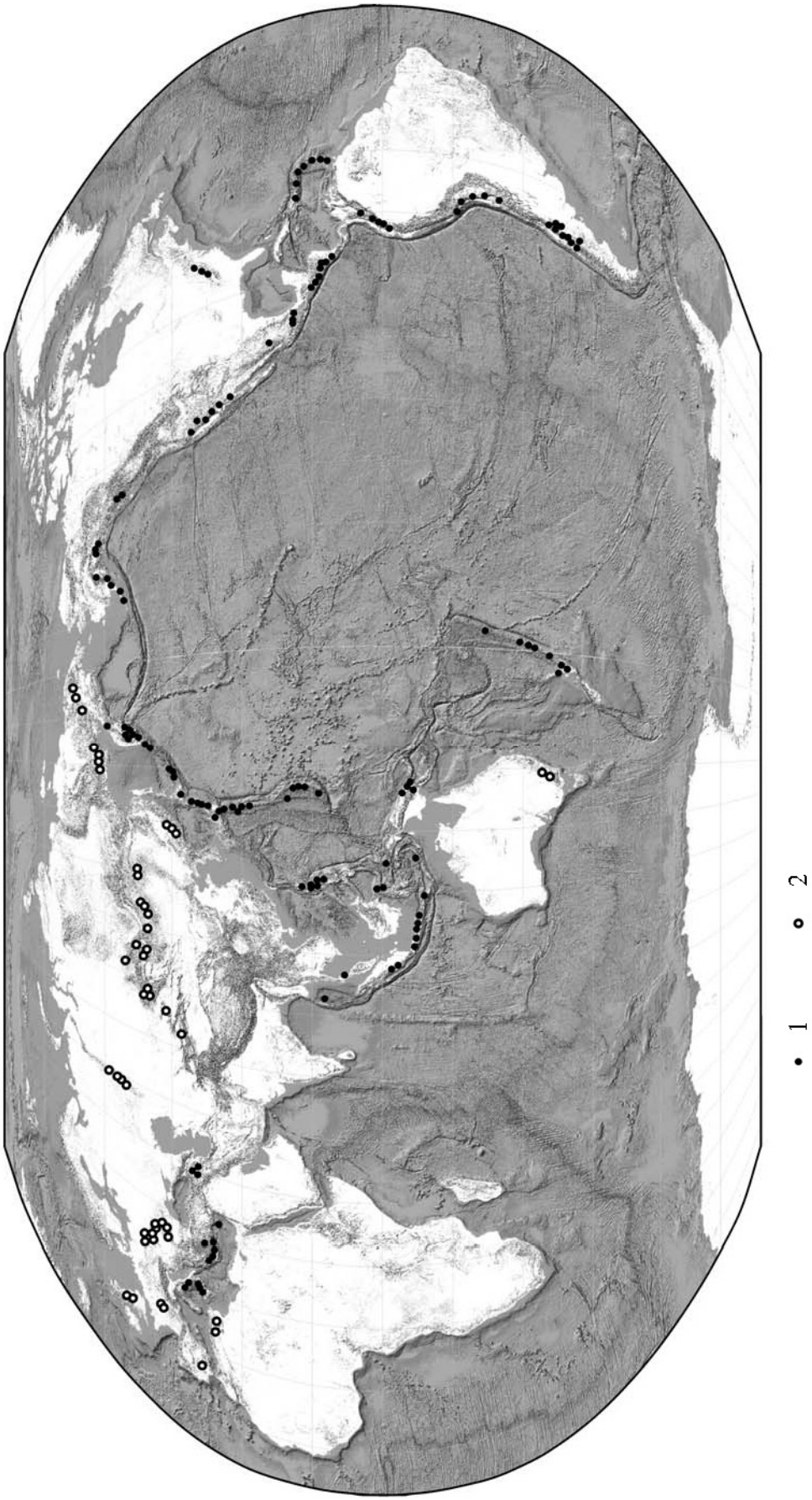

Рис. 2. Географическое распределение районов исследования расплавных включений и закалочных стекол субдукционных геодинамических обстановок: 1 – в областях современного вулканизма, 2 – в областях древнего магматизма (палеоаналоги ОД + АКО).

Таб.1.

Средние содержания петрогенных (мае. %), H_2O (мас. %), летучих и редких элементов (ppm) в магматических расплавах основного-ультраосновного состава (SiO_2 = 40—54 мас. %) островных дуг и активных континентальных окраин

Компоненты	MgO > 0		MgO > 10	
	n		*n*	
SiO_2	2485	50.76 +3.03/−2.86	452	49.51 +3.20/−3.00
TiO_2	2431	1.00 +0.80/−0.44	436	0.53 +0.54/−0.27
Al_2O_3	2419	15.82 +3.24/−2.69	423	12.61 +3.26/−2.59
FeO	2433	9.00 +3.21/−2.36	423	8.25 +1.92/−1.56
MnO	1872	0.17 +0.12/−0.07	271	0.15 +0.08/−0.05
MgO	2437	6.32 +4.66/−2.68	452	11.92 +2.30/−1.93
CaO	2419	10.18 +3.50/−2.60	423	11.83 +3.01/−2.40
Na_2O	2419	2.54 +1.50/−0.94	423	1.56 +0.79/−0.53
K_2O	2434	0.76 +1.04/−0.44	423	0.38 +0.68/−0.24
P_2O_5	2002	0.21 +0.33/−0.13	299	0.11 +0.22/−0.07
H_2O	1089	1.80 +1.51/−0.82	172	1.64 +0.79/−0.53
Cl	1356	990 +870/−460	143	1010 +1260/−560
F	462	370 +770/−250	75	360 +610/−230
S	1129	1220 +1470/−670	133	1610 +860/−560
CO_2	239	430 +1670/−340	8	1280 +9970/−1130
Сумма		98.86		98.92
T, °C	722	1180 +101/−93	140	1267 +64/−61
Li	434	6.06 +4.48/−2.57	46	4.58 +2.76/−1.72
Be	292	0.55 +0.28/−0.18	41	0.52 +0.31/−0.20
B	494	11.97 +8.92/−5.11	53	12.67 +6.10/−4.12
Sc	77	32.6 +21.3/−12.9	12	35.2 +29.0/−15.9
V	213	317 +93/−72	24	270 +51/−43
Cr	469	232 +656/−171	182	432 +454/−221
Co	23	48.2 +28.1/−17.8	–	–
Ni	57	65.4 +157/−46.2	–	–
Rb	201	13.1 +32.7/−9.3	45	11.6 +28.7/−8.3
Sr	510	375 +335/−177	99	286 +386/−164
Y	630	19.9 +8.0/−5.7	122	15.6 +5.8/−4.2

Таб. 1. Окончание

Компоненты	MgO > 0		MgO > 10	
	n		*n*	
Zr	626	64.3 +57.6/—30.4	112	44.7 +40.9/–21.3
Nb	550	1.57 +1.89/–0.86	100	1.13 +1.58/–0.66
Cs	117	0.79 +2.66/–0.61	28	0.62 +0.72/–0.33
Ba	643	212 +292/–123	103	184 +252/–106
La	583	6.07 +6.96/–3.24	122	4.35 +5.70/–2.47
Ce	493	13.5 +16.4/–7.4	99	9.62 +12.82/–5.50
Pr	113	1.89 +1.65/–0.88	24	1.48 +1.67/–0.78
Nd	424	10.14 +8.74/–4.70	96	7.01 +7.14/–3.54
Sm	434	2.73 +1.66/–1.03	111	2.11 +1.63/–0.92
Eu	404	1.04 +0.56/–0.36	90	0.97 +1.05/–0.50
Gd	249	3.55 +1.72/–1.16	61	3.17 +2.13/–1.28
Tb	54	0.53 +0.11/–0.09	8	0.42 +0.08/–0.06
Dy	398	3.30 +1.28/–0.92	94	2.53 +1.12/–0.78
Ho	51	0.77 +0.26/–0.20	8	0.57 +0.11/–0.10
Er	398	1.99 +0.76/–0.55	94	1.40 +0.61/–0.43
Tm	76	0.28 +0.12/–0.08	24	0.23 +0.05/–0.04
Yb	446	1.89 +0.80/–0.56	112	1.42 +0.56/–0.40
Lu	82	0.38 +0.22/–0.14	9	0.24 +0.06/–0.05
Hf	292	1.74 +1.02/–0.64	74	1.22 +0.43/–0.32
Ta	99	0.24 +0.36/–0.14	16	0.15 +0.24/–0.09
Pb	259	2.17 +2.48/–1.16	46	1.75 +2.03/–0.94
Th	471	0.62 +0.66/–0.32	78	0.58 +0.79/–0.34
U	330	0.35 +0.42/–0.19	62	0.28 +0.25/–0.13

Примечание. Приведены средние геометрические значения, доверительный интервал (первая цифра - плюс к среднему, вторая цифра - минус от среднего) соответствует стандартному отклонению логарифмов концентраций, *n* — количество анализов. Г,°С - температура экспериментов по гомогенизации расплавных включений.

на этой же диаграмме представлены средние составы базитовых магм СОХ и внутриплитных континентальных обстановок из наших предыдущих статей

[4, 5, 6, 7]. Как и в случае магматических пород, главной геохимической

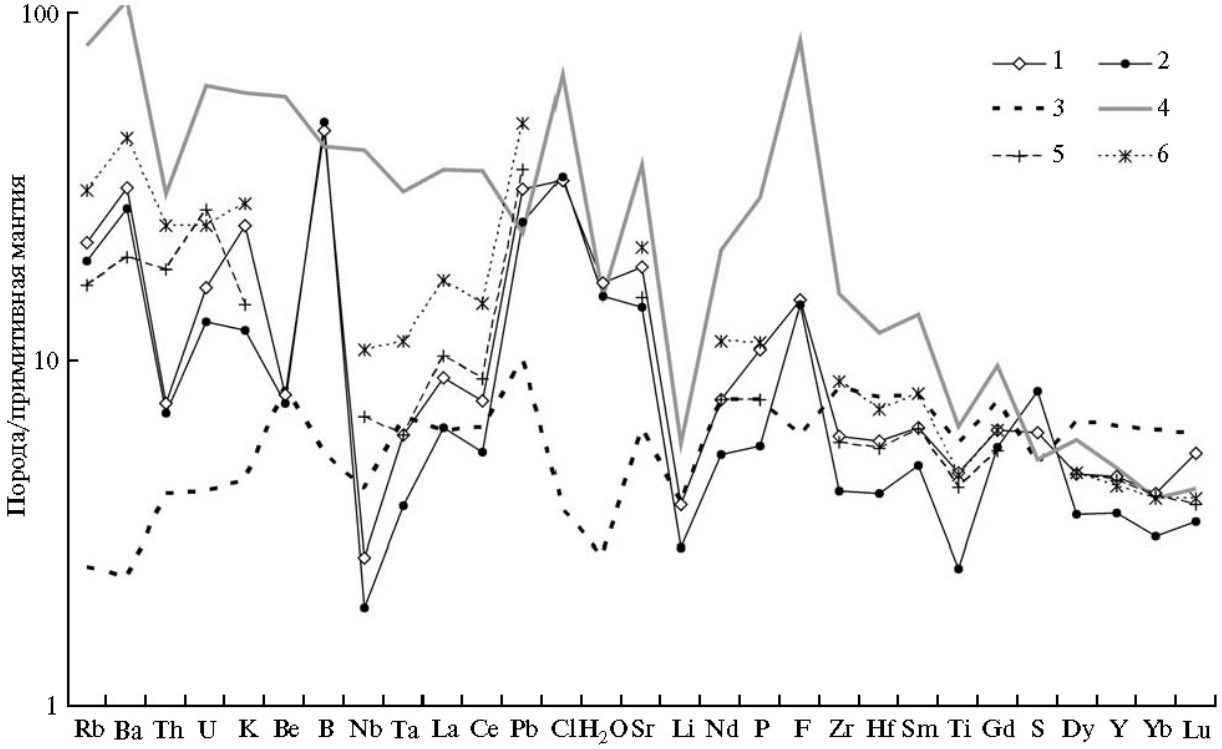

Рис. 3. **Диаграмма содержаний несовместимых редких и летучих компонентов, нормализованная к составу примитивной мантии [48], для средних составов (1) базитовых магм (SiO_2 < 54 мас %) и (2) примитивных магм (MgO > 10 мас. %) субдукционных обстановок. Для сравнения показаны средние составы расплавов (3) срединно-океанических хребтов и (4) внутриплитных континентальных областей, а также средние составы основных пород (5) океанических и (6) континентальных островных дуг [37].**

особенностью среднего состава субдукционных магм является глубокий минимум Nb и Ta и менее значительные минимумы Ti, Zr и Hf. Содержания Nb, Ta и большинства умеренно несовместимых элементов в них ниже, чем в магмах СОХ. Составы расплавов из включений в целом несколько обеднены несовместимыми элементами по сравнению с составами пород, что, вероятно, является результатом более высокой средней степени дифференциации составов пород. Кроме того, составы магм характеризуются более значительными отрицательными аномалиями Nb и Th по сравнению с составами пород. Причина аномального обеднения расплавов пока неясна.

Другой важнейшей геохимической особенностью субдукционных базитовых магм, выявленной только по расплавным включениям, являются максимумы нормированных содержаний C1, H_2O, F и P (рис. 3). Повышенное содержание H_2O в субдукционных базитовых магмах предполагалось по

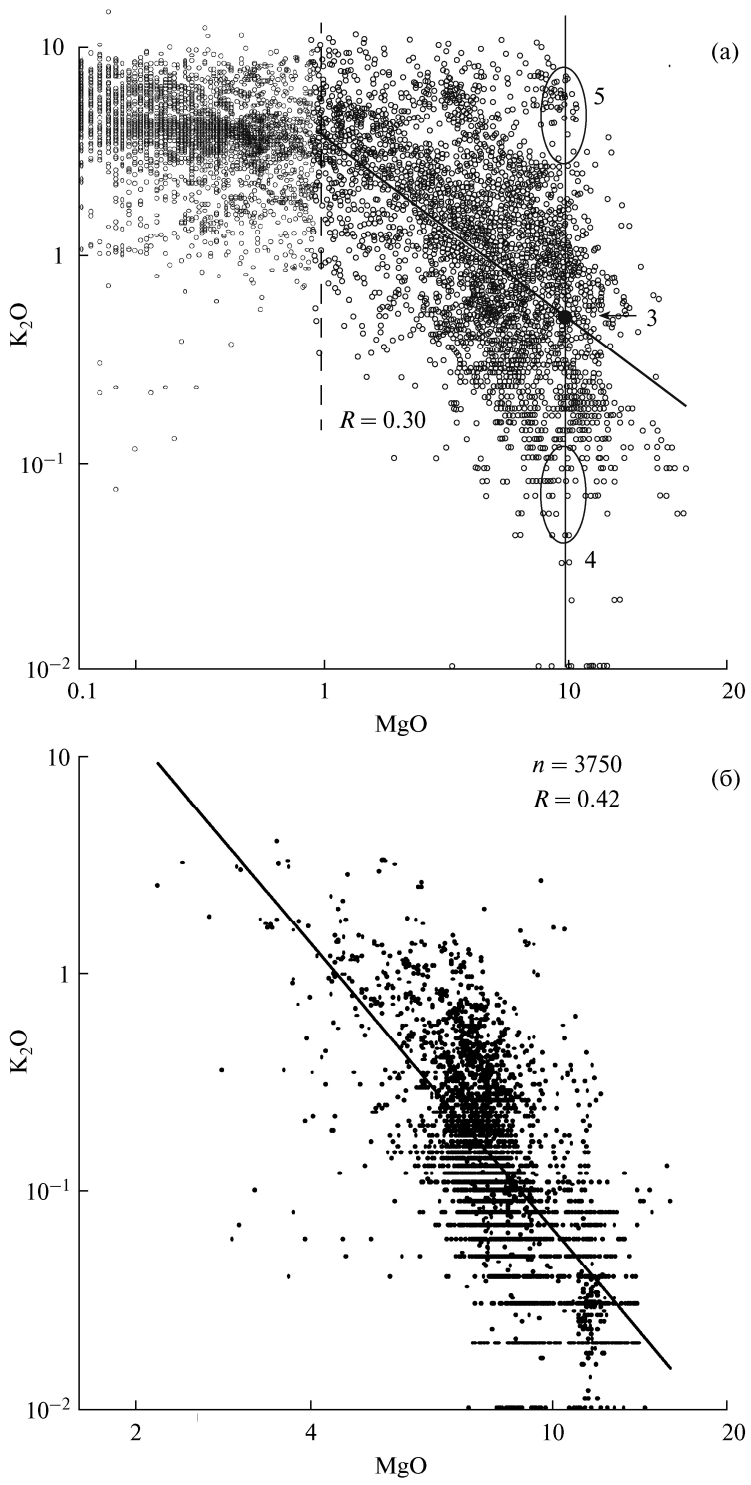

Рис. 4. **Содержания K_2O и MgO (мас.%) в субдукционных магмах (а) и в магмах СОХ (б).**

Примечание: На рис. 4а цифрами обозначены: 3 - средний состав субдукционных магм при MgO =10 мас. %, 4 - то же для минимальных содержаний оксида калия и других несовместимых элементов, 5 - то же для максимальных содержаний оксида калия и других несовместимых элементов, *n* - число составов в нашей базе данных. Составы субдукционных магм с содержаниями MgO > 1 мас. % и < 1 мас. % разделены пунктирной линией. Тренды линейной корреляции рассчитаны для составов с MgO > 1 мас. %.

многим косвенным признакам, в частности по наличию водосодержащих минералов (амфибол, биотит) и обилию пирокластических пород. Расплавные включения дают прямые свидетельства высоких содержаний H_2O, C1 и F в субдукционных базитовых магмах (рис. 3). Высокое содержание H_2O в таких магмах было известно по расплавным включениям отдельных регионов ОД и АКО. Расплавные включения с содержанием воды более 5.5 мас. % были обнаружены в оливинах, плагиоклазах и клинопироксенах [59, 52, 51; 58, 29, 44, 64, 20] В то же время имеются примеры субдукционных магм, в которых содержания H2O не превышают 0.3 мас. %. Такие включения были обнаружены в оливинах, плагиоклазах и клинопироксенах [15, 59, 10, 46, 23, 67, 40, 27, 31, 49, 44, 41]. На спайдер-диаграмме (рис. 3) наблюдаются максимумы C1, H_2O и F для среднего состава субдукционных базитовых магм, т.е. в целом расплавы ОД и АКО обогащены летучими компонентами.

Третьей геохимической чертой составов субдукционных базитовых магм являются относительно низкие средние содержания умеренно несовместимых тяжелых РЗЭ (рис. 3), которые оказываются близкими для базитовых магм всех геодинамических обстановок. Это послужило основанием для допущения сравнительно постоянного содержания этих элементов во всех типах мантии. К этой группе элементов тяготеет и сера (рис. 3).

Для оценки вариаций содержаний несовместимых элементов-примесей в субдукционных магмах и их причин были изучены корреляционные связи между содержаниями MgO и различных несовместимых элементов-примесей и температурой. На рис. 4 показана зависимость содержаний K_2O и MgO для субдукционных базитовых магм (рис. 4а) и для базитовых магм СОХ (рис. 46), для которых известны средние содержания несовместимых элементов как в источнике (DM: 60 ppm К2О и 38.73 мас. % MgO), так и в примитивной магме: 650 ppm K_2O, 9.74 мас. % MgO, (1 - M) = 0.08, D ~ 0 (0.0013 по [69]). Несмотря на большой разброс данных, наблюдается статистически значимая корреляция между MgO и К2О в рассматриваемых геодинамических обстановках. Эта зависимость описывается уравнениями lgMgO = 0.77 — 0.181gK_2O (R^2 = 0.16) для основных магм (расплавных включений и закалочных стекол) субдукционных обстановок и lgMgO = 0.79 — 0.131gK_2O (R^2 = 0.42) для магм СОХ. Коэффициент корреляции для субдукционных базитовых магм статистически значим с вероятностью более 95% (n = 2128). Близость наклонов линий регрессии для базитовых магм зон субдукции и СОХ свидетельствует о близости к нулю комбинированных коэффициентов распределения K_2O во всем интервале эволюции базитовых магм. Если допустить, что содержание MgO в близких к первичным субдукционных магмах равно таковому для аналогичных магм СОХ (~10 мас. %), то

содержание K_2O в такой базитовой субдукционной магме будет близко к 560 ppm (рис. 4а). Рост содержаний K_2O со снижением содержания MgO

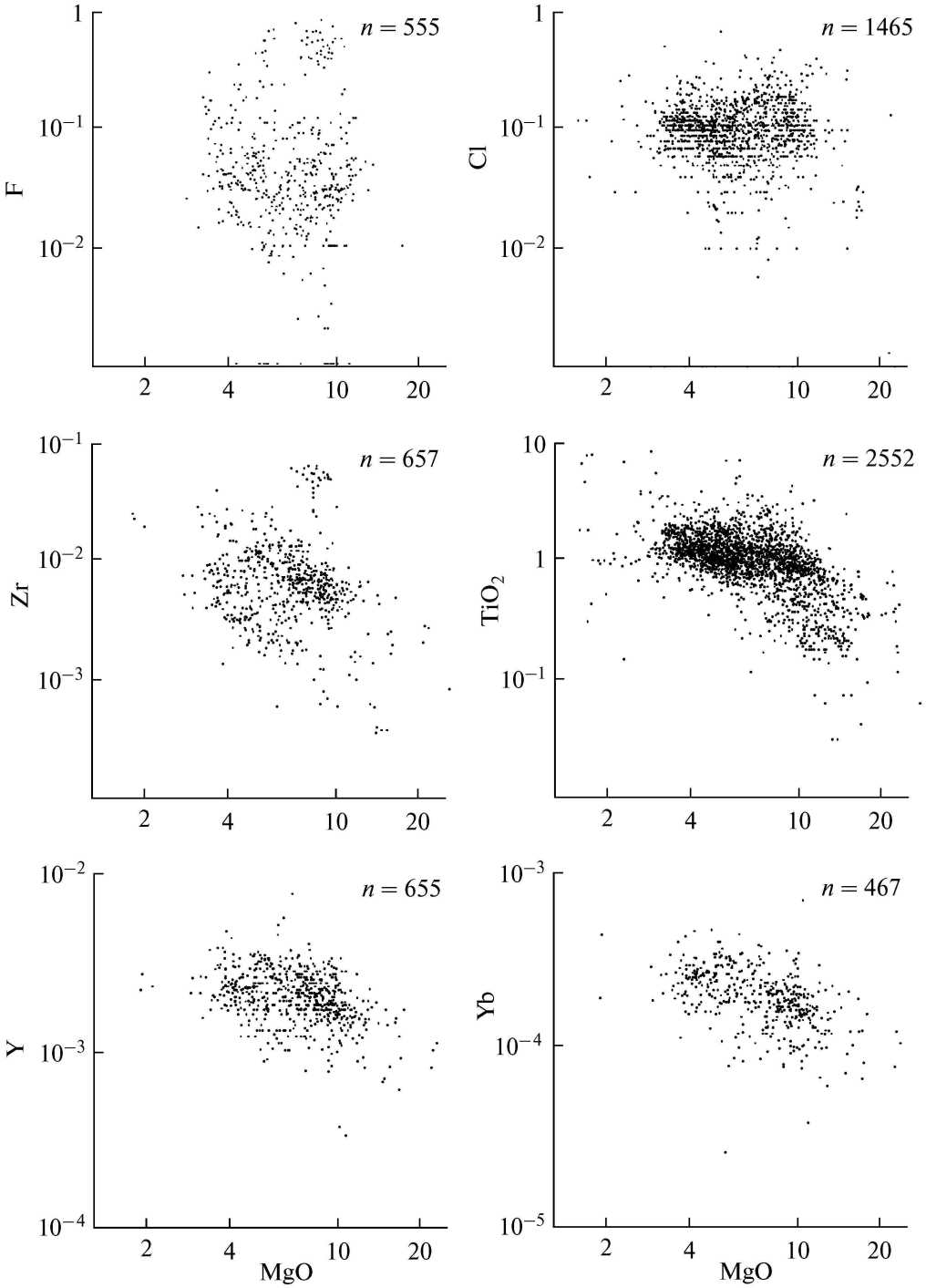

Рис. 5. **Содержания F, Cl, Zr, TiO_2, Y, Yb в зависимости от MgO (мас. %) в субдукционных базитовых магмах.**

соответствует процессу кристаллизационной дифференциации первичной магмы вплоть до содержания MgO - 3 мас. %. На этом уровне наклон линии корреляции MgO и K_2O резко меняется, что свидетельствует о значительном изменении комбинированного коэффициента распределения K_2O между

твердыми фазами и расплавами. Этот скачок связан с появлением К- содер-

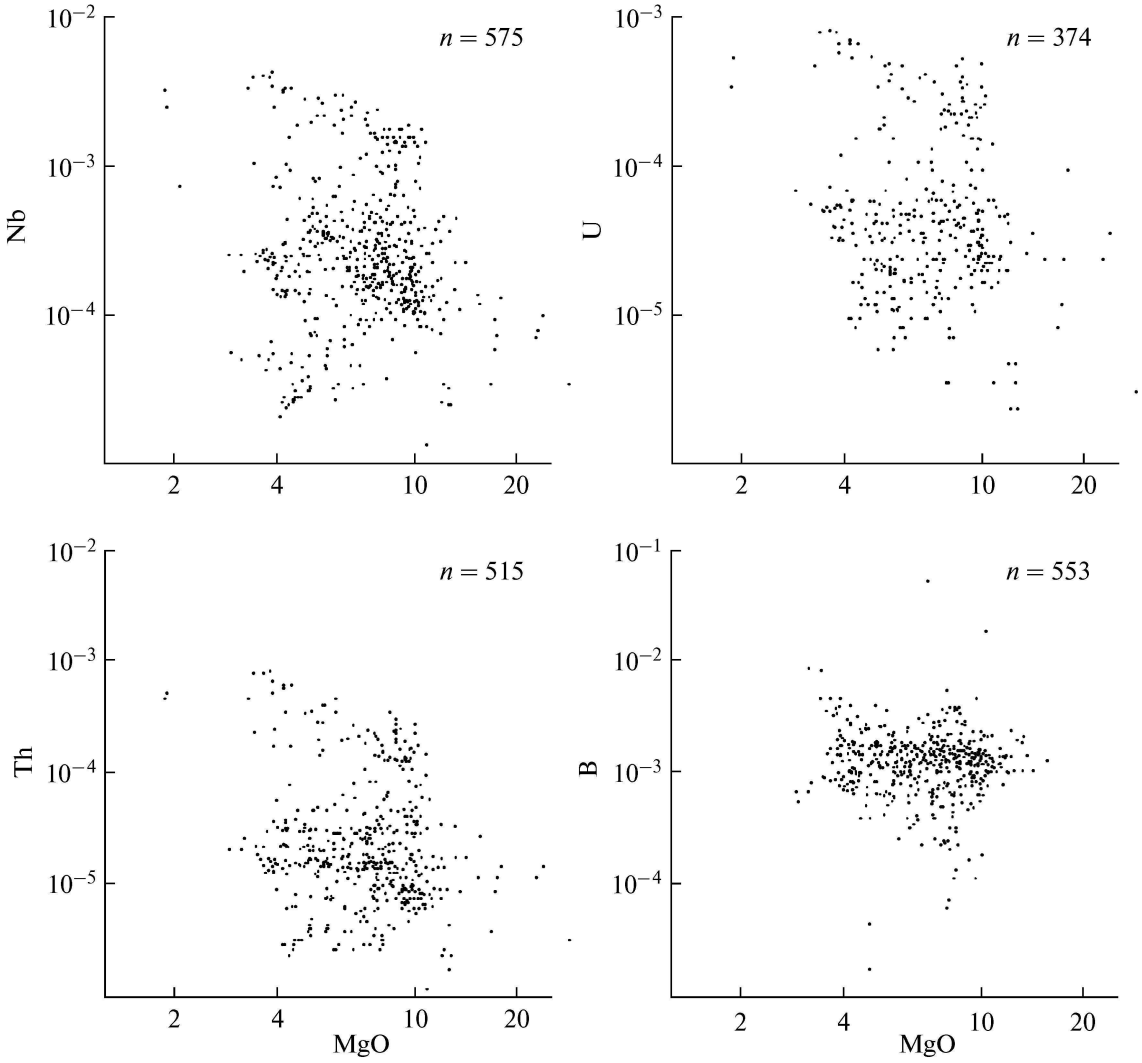

Рис. 6. **Содержания Nb, U, Th и B в зависимости от MgO (мас. %) в субдукционных базитовых магмах.**

жащих твердых фаз (амфибола или биотита), кристаллизация которых замедляет накопление K_2O в остаточном расплаве (рис. 4а). Для оценки вариаций содержаний K_2O на рис. 4а показаны также минимальные (эллипс 4 на рис. 4а) и максимальные (эллипс 5 на рис. 4а) значения в базитовых магмах при ~10 мас. % MgO.

Предполагаемый механизм дифференциации субдукционных базитовых магм подтверждается корреляцией содержаний Zr, Y, Yb и TiO_2 с содержанием MgO (рис. 5). Содержания этих компонентов в средних и кислых субдукционных магмах (MgO<3 мас. %) уменьшаются при снижении MgO, что свидетельствует о фракционировании их минеральных концентраторов (амфибол, биотит, оксидные минералы). Наиболее несовместимые элементы-примеси (Nb, U, Th), которые должны накапливаться в остаточных магмах при снижении содержания MgO,

показывают значительный разброс без заметной корреляции с MgO (рис. 6).

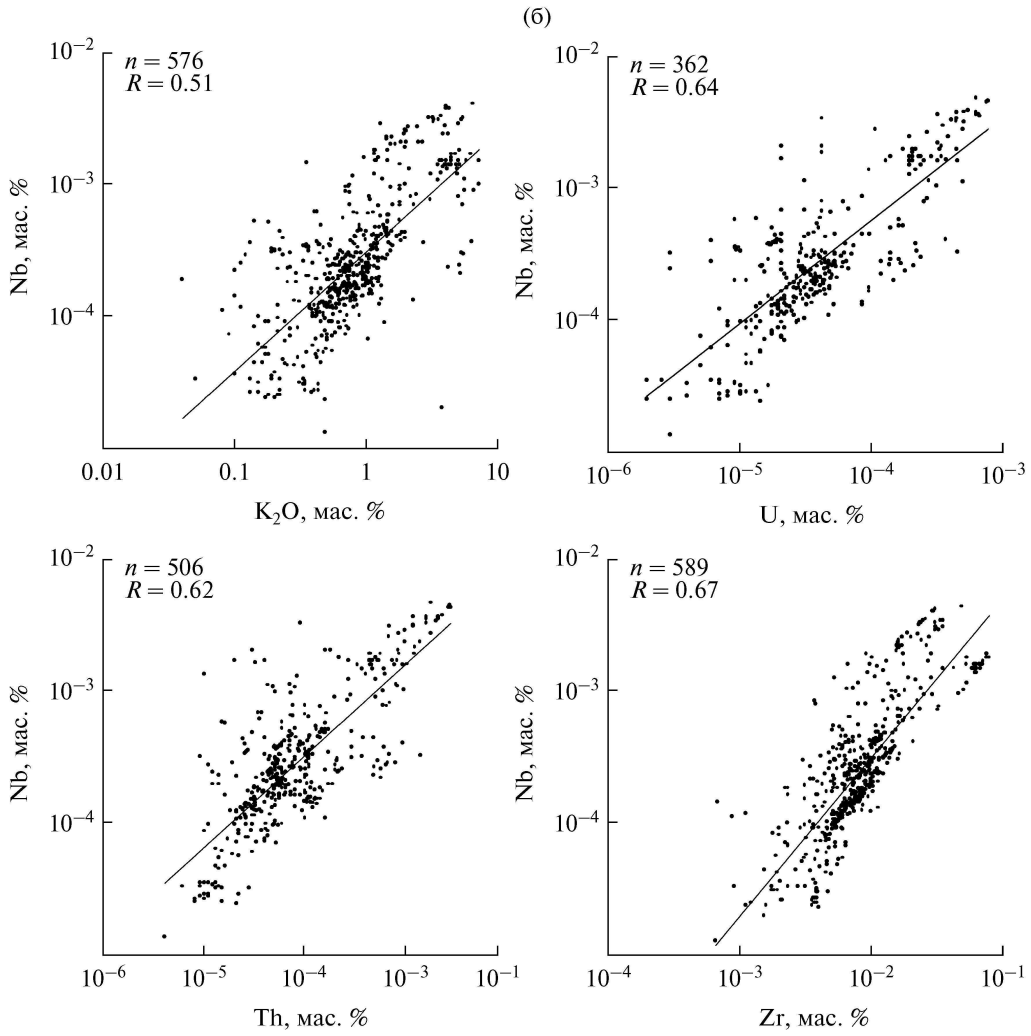

Рис.7 **Окончание**

В то же время между содержаниями наиболее несовместимых элементов, включая канонические пары (Nb—K_2O, Nb—U, Th—Ta, Nb—Zr, Nb-Th, C1-K_2O, Ce-Pb) [9], наблюдаются отчетливые корреляционные связи (рис. 7а, 7б). Наличие данной корреляции свидетельствует о постоянстве величин комбинированных коэффициентов распределения этих элементов во всем интервале эволюции базитовых магм для зон субдукции. Отсутствие же корреляции высоко несовместимых элементов с MgO, хорошо проявленной в базитовых магмах СОХ, на наш взгляд, свидетельствует о переносе этих элементов флюидами, а также исходной гетерогенности источников магм.

Единственный несовместимый компонент, который не коррелирует с содержаниями K_2O (и других несовместимых элементов), - это вода (рис. 8). На диаграмме MgO—H_2O наблюдаются два тренда для субдукционных базитовых магм. Большая часть составов показывает слабую отрицательную корреляцию при минимальном содержании воды (первые мас. %) и содер-

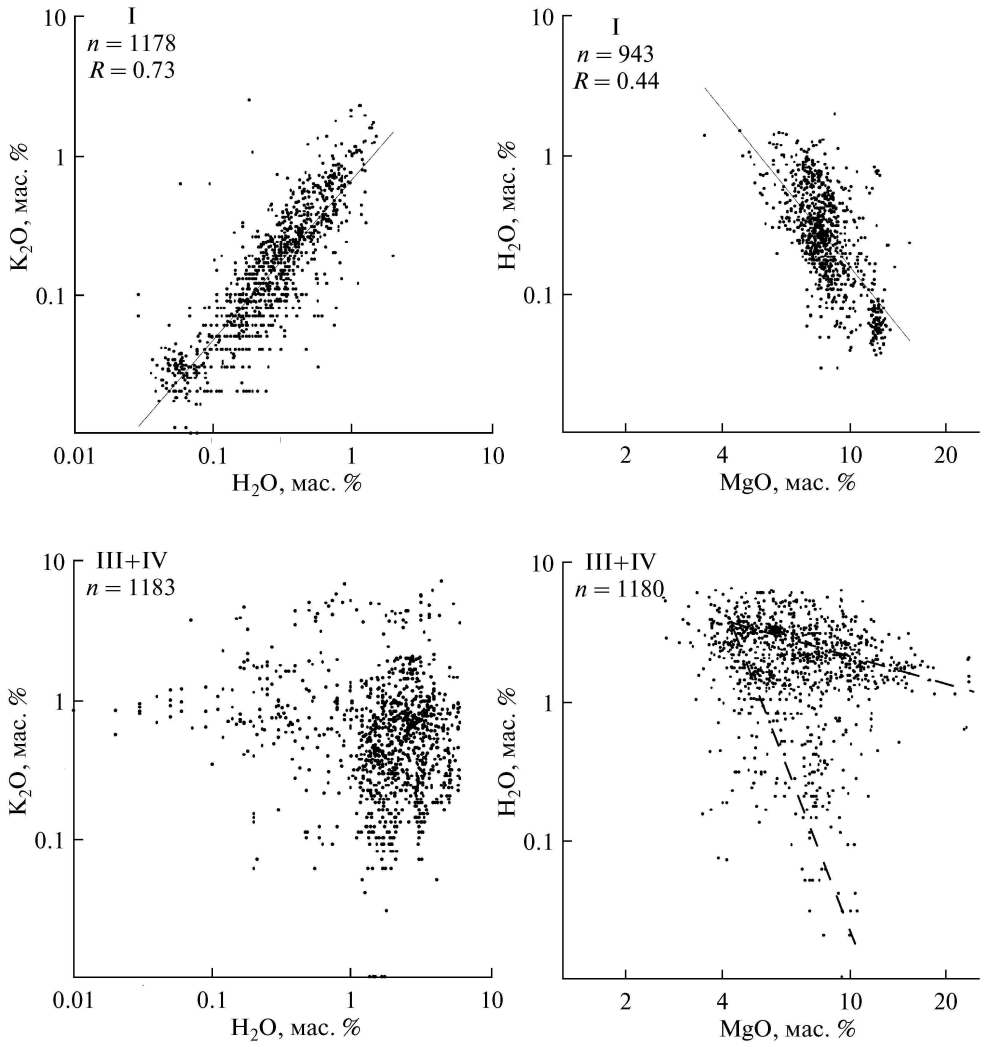

Рис. 8. **Ковариации содержаний K_2O, MgO и H_2O в магмах СОХ (I) и в субдукционных базитовых магмах (III + IV).**

жании MgO более 10 мас. %; часть составов образует резкую обратную корреляцию с минимальным содержанием воды около 0.01 мас. % и содержании MgO около 10 мас. %. При понижении содержания MgO оба тренда сходятся. Если принять, что содержание воды в исходных магмах составляет сотые доли процента (при -0.5 мас. % K_2O), то содержание 1 мас. % H_2O будет достигнуто в наиболее дифференцированных калиевых магмах. Высококалиевые субдукционные магмы характерны для фронтальных зон островных дуг, и, судя по рисунку, эти магмы оказываются более сухими, чем обычные субдукционные базитовые магмы с содержанием K_2O не более 2 мас. %. Показанные на рисунке соотношения могут быть связаны либо с дегазацией субдукционных базитовых магм в приповерхностных условиях, либо с различным содержанием воды в исходных базитовых магмах. Для сравнения также показаны составы магм СОХ. Видно, что наблюдаемая

зависимость содержаний H_2O и MgO, проявленная при минимальных содержаниях воды, довольно близка к зависимости в магмах СОХ.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНЫХ УСЛОВИЙ ГЕНЕРАЦИИ БАЗИТОВЫХ МАГМ

Содержания MgO в базитовых магмах субдукционных обстановок коррелируют с температурой экспериментов по гомогенизации расплавных включений (рис. 9а). Линии корреляции температуры и MgO для субдукционных базитовых магм близки к таковым для базитовых магм СОХ. Средние составы основных расплавов обеих обстановок также близки (табл. 1). Небольшие отличия в содержании MgO (6.3 мас. % для субдукционных обстановок и 7.9 мас. % для СОХ) могут быть связаны с различной степенью кристаллизационной дифференциации. Наиболее интересны различия составов магм по содержаниям H_2O и K_2O. Возникает вопрос, насколько наблюдаемые различия могут влиять на условия генерации первичных магм? Для того чтобы оценить возможные эффекты, связанные с отличиями составов базитовых магм обстановок зон субдукции и СОХ, мы провели моделирование кристаллизации средних составов магм, используя программу COMAGMAT-3.57 [19, 18].

Расчеты проводились для изобарической равновесной кристаллизации при летучести кислорода, соответствующей буферу кварц-фаялит-магнетит, и давлении до 25 кбар, что существенно выше рекомендуемого максимального давления 12 кбар [19]. Поскольку задачей моделирования является сравнение близликвидусных равновесий близких по составу магм, такое расширение диапазона давлений вряд ли приведет к значительным ошибкам. Учитывая, что средние составы магм соответствуют в разной степени дифференцированным расплавам, к средним составам магм добавлялось некоторое количество оливина до содержания MgO в расплавах 8, 10 и 12 мас. %, и дальнейшее моделирование проводилось с пересчитанными составами.

Результаты расчетов показаны на рис. 10. Подчеркнем, что полученные диаграммы используются для сравнения фазовых отношений близких составов, и в этом отношении результаты моделирования являются надежными. В то же время к конкретным физико-химическим параметрам фазовых равновесий надо относиться с большей осторожностью, поскольку границы фазовых полей очень чувствительны к используемым моделям равновесий расплавов и минералов. Сравнивая диаграммы на рис. 10, можно отметить следующее

1. Топология фазовых диаграмм определяется, главным образом, взаимным расположением полей кристаллизации оливина (низкое давление) и клинопироксена (высокое давление). На линии ликвидуса имеется точка совместной кристаллизации этих двух фаз, в которой происходит изменение

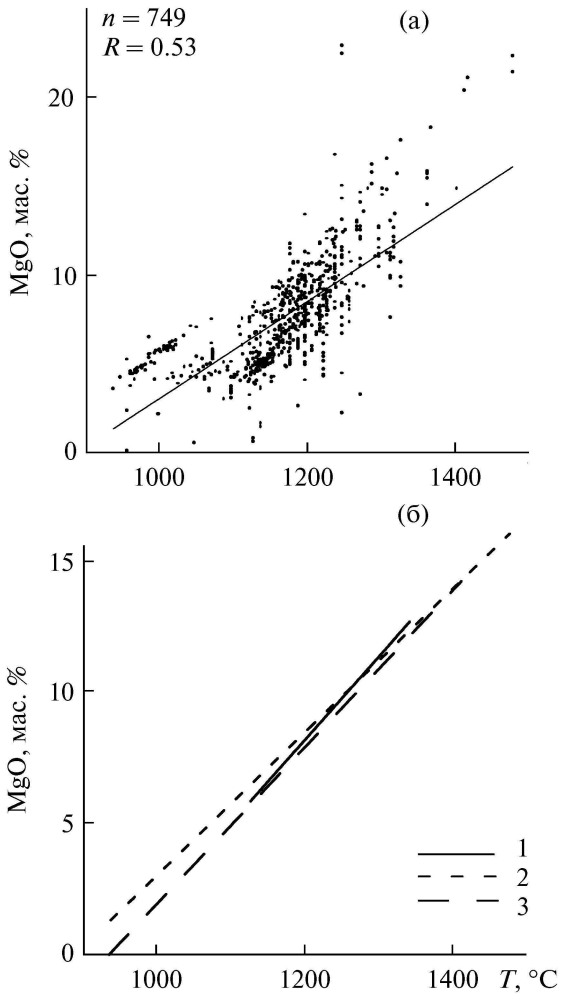

Рис. 9. **Корреляция содержания MgO и температуры гомогенизации расплавных включений (а) для субдукционных базитиовых магм и (б) сравнение линий корреляции этих параметров для магм СОХ (1), океанических островов (2) и субдукционных (3) магм.**

наклона линии ликвидуса. Диаграммы осложняются полями кристаллизации плагиоклаза при низких давлениях и ортопироксена для субдукционных магм.

2. При условиях стабильности оливина на ликвидусе, температуры ликвидуса магм рассматриваемых обстановок при одинаковых содержаниях MgO практически совпадают. Это означает, что снижение температуры плавления, вследствие увеличения содержания H_2O в субдукционных магмах, компенсируется небольшим изменением содержания других компонентов (Al, Ti, Ca).

3. Поля кристаллизации оливина в магмах зон субдукции несколько шире по сравнению с магмами СОХ. Этот эффект может быть следствием увеличения содержания воды в субдукционных магмах. В результате совместная кристаллизация оливина и клинопироксена на ликвидусе магм зон субдукции происходит при давлении примерно на 5 кбар выше, чем в магмах СОХ.

4. Поле кристаллизации плагиоклаза в субдукционных магмах значительно меньше, чем для магм СОХ, что может быть следствием более высоких содержаний воды в субдукционных магмах.

На основании проведенного моделирования можно сделать некоторые выводы относительно условий генерации магм. Близкие температуры оливинового ликвидуса для магм субдукционных обстановок и СОХ не обязательно свидетельствуют об одинаковых температурах генерации магм. Если предположить, что содержания MgO в первичных расплавах обеих обстановок были одинаковые, то давление генерации (давление стабильности полиминеральной ассоциации на ликвидусе) субдукционных магм должно

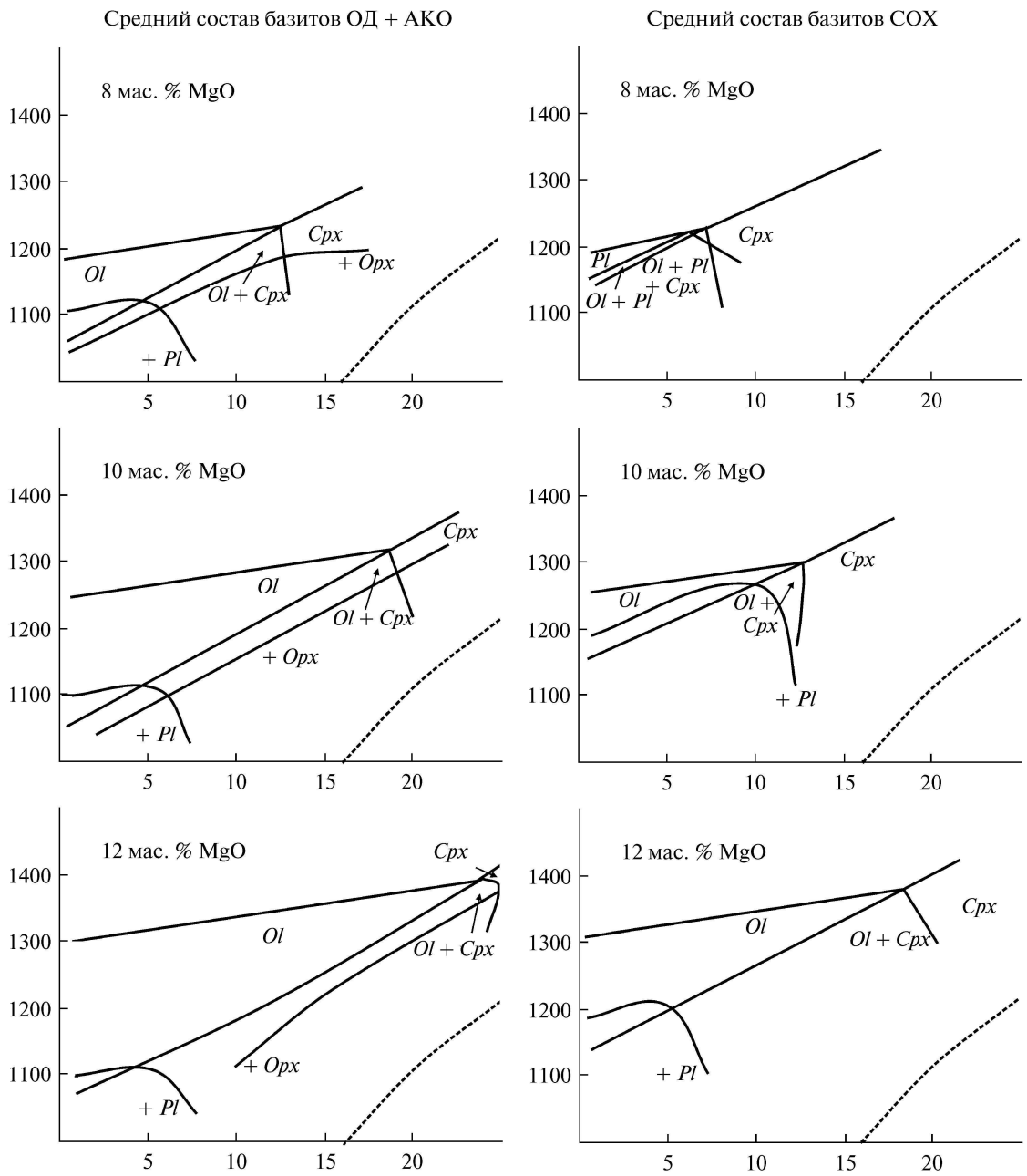

Рис. 10. **Фазовые соотношения в близликвидусной области средних составов базитов субдукционных обстановок (ОД + АКО) и срединно-океанических хребтов.**

Примечание: поля кристаллизации минералов рассчитаны с помощью программы COMAGMAT-3.57 [19, 18] при летучести кислорода, соответствующей буферу кварц-фаялит-магнетит. Расчеты проводили для средних составов с добавлением равновесного оливина до содержаний MgO 8, 10 и 12 мас. %. Расплав присутствует во всех фазовых полях диаграмм. Пунктирная линия - геотерма океанических областей по [45].

быть примерно на 5 кбар выше, чем для обстановки СОХ. Учитывая очень незначительный наклон линии ликвидуса при условиях кристаллизации оливина, температура генерации субдукционных магм должна быть на 50—100°С ниже по сравнению с магмами СОХ на той же глубине. С другой

Таб. 2.

Среднее содержание (ppm) несовместимых элементов в мантии (источниках) субдукционных обстановок

Компонентт	1	2	3	4	5	6	7
K2O	1050	700	560	96	1120	72	18000
TiO2	1530	1060	1090	170	1200	1500	7000
P2O5	380	250	230	33	960	100	1000
H2O	2600	3100	2600	100	3300	160	-
F	57	66	56	10	620	11	553
C1	140	190	140	33	350	6.5	244
S	200	340	260	33	380	123	404
Li	0.84	0.84	0.72	0.66	1.35	0.64	16
Be	0.076	0.096	0.082	0.076	0.110	0.032	1.9
B	1.7	2.3	1.7	0.3	2.2	0.083	11
Rb	1.9	2.1	1.8	1.0	5.6	0.073	49
Sr	58	55	54	10	120	7.3	320
Y	3.5	3.3	2.8	1.1	3.4	3.1	19
Zr	9.5	8.7	9.4	3.1	12	5.2	132
Nb	0.23	0.21	0.44	0.30	1.4	0.20	8
Ba	29	34	35	4.6	234	0.83	456
La	0.81	0.81	0.85	0.17	3.6	0.23	20
Ce	1.9	1.8	1.9	0.6	6.6	0.61	43
Nd	1.5	1.4	1.5	0.6	3.0	0.57	20
Sm	0.41	0.42	0.41	0.18	0.49	0.20	3.9
Eu	0.15	0.19	0.16	0.10	0.20	0.07	1.1
Gd	0.55	0.64	0.54	0.51	0.63	0.47	3.7
Tb	0.10	0.09	0.08	-	-	-	0.6
Dy	0.531	0.531	0.531	0.531	0.531	0.531	3.6
Yb	0.33	0.32	0.24	-	-	0.32	1.9
Lu	0.066	0.050	0.035	-	-	0.046	0.3
Hf	0.26	0.24	0.21	0.20	0.33	0.13	3.7
Ta	0.033	0.028	0.033	0.030	0.063	0.014	0.7
Pb	0.31	0.33	0.31	0.17	0.65	0.026	11
Th	0.09	0.11	0.09	0.03	0.11	0.018	5.6
U	0.05	0.05	0.05	0.02	-	0.0047	1.3

Примечание. 1 - состав источника, рассчитанный для среднего состава всех базитовых магм субдукционных обстановок; 2 - состав источника для среднего состава базитовых магм с MgO > 10 мас. %; 3-5 - состав источника магм субдукционных обстановок, содержащих 10 мас. % MgO (3 - для среднего состава базальтовых магм, 4 - то же для минимальных содержаний K_2O и других несовместимых элементов и 5 - для максимальных значений K_2O). 6 - средний состав деплетированной мантии [5]; 7 - средний состав континентальной коры [54].

стороны, разница в температурах может быть меньше в случае, если первичные магмы СОХ были богаче MgO, чем субдукционные магмы. В этом случае разница в составах магм должна отражать различную глубину

генерации (большую для магм СОХ) при одинаковом температурном режиме мантии. Возможны промежуточные варианты, т.е., можно предположить, что первичные магмы субдукционных обстановок были одновременно холоднее при фиксированном давлении и менее магнезиальными по сравнению с магмами СОХ. Разница температур мантийных источников в этом случае должна быть небольшой, порядка 50°С при равном давлении.

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЙ НЕСОВМЕСТИМЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ИСТОЧНИКЕ СУБДУКЦИОННЫХ МАГМ

Оценка средних содержаний несовместимых элементов-примесей в источнике субдукционных базитовых магм основана на допущении равенства среднего содержания Dy в надсубдукционной мантии и в мантии СОХ (0.531 ppm). Используя уравнение (2), значение D^{Dy} = 0.079 [69] и среднее содержание Dy в исходной базитовой магме (3.3 ppm), средняя степень плавления и дифференциации базитовой субдукционной магмы с 10 мас. % MgO оценивается как (1 — *M)* = 0.15. По уравнению (1), используя полученное выше среднее содержание K_2O в примитивной субдукционной базитовой магме (4074 ppm при MgO = 10 мас. %; рис. 4а, точка 3), мы получаем среднее содержание K_2O в надсубдукционной мантии $C_o^{K_2O}$ = 560 ppm. Это значение используется для оценки средних содержаний несовместимых элементов-примесей в надсубдукционной мантии по уравнению (1) при значениях C^{K_2O} /С из табл. 1 и величинах ΔD $(D^{K_2O}$ — $D)$ из [69] (табл. 2). Таким же образом были рассчитаны минимальные и максимальные содержания K_2O в субдукционной магме при MgO = 10 мас. % (рис. 4а, точки 4 и 5): K_2O = 316 ppm, Dy = 1.6 ppm, Dy_0 = 0.531 ppm, (1 - *M)* = 0.30, K_2O_0 = 96 ppm (точка 4 на рис. 4а, колонка 4 в табл. 2) и K_2O = 10000 ppm, Dy = = 3.5 ppm, Dy_0 = 0.531 ppm, (1 - *M)* = 0.11, K_2O_0 = 1120 ppm (точка 5 на рис. 4а, колонка 5 в табл. 2). Содержания умеренно несовместимых элементов в источниках субдукционных базитовых магм мы оценили по соотношению $C/Dy = C_0/Dy_0$ для каждого элемента.

Такие оценки были проведены для "наиболее примитивных" составов расплавных включений в оливине, содержащих более 10 мас. % MgO: K_2O = 3800 ppm, Dy = 2.5 ppm, Dy_0 = 0.531 ppm, (1 - M) = 0.18, K_2O_0 = 699 ppm (колонка 2 в табл. 2), а также для среднего состава всех субдукционных базитовых магм: K_2O = 7600 ppm, Dy = 3.3 ppm, Dy0 = 0.531 ppm, (1 - M) = 0.14, K_2O_0 = 1050 ppm (колонка 1 в табл. 2).

На рис. 11 и 12 приведены спайдер-диаграммы содержаний несовместимых элементов-примесей и редкоземельных элементов соответственно для источников субдукционных базитовых магм, показанных в табл. 2, и магм СОХ [5, 69, 55]. Анализ рис. 11 и 12 демонстрирует близость средних составов источников субдукционных магм, полученных разными методами. Следует специально подчеркнуть

сходство составов, полученных на основании средних составов всех субдукционных базитовых магм и примитивных расплавов с MgO > 10 мас. %. Это обстоятельство указывает на то, что состав источника субдукционных магм можно оценивать по среднему составу всех субдукционных базитовых магм, не выбирая только наиболее магнезиальные расплавы. Отметим, что средние составы базитовых магм использовались нами ранее для оценки составов источников магм СОХ, океанических островов и внутриплитных континентальных обстановок [2, 4, 5, 6, 7).

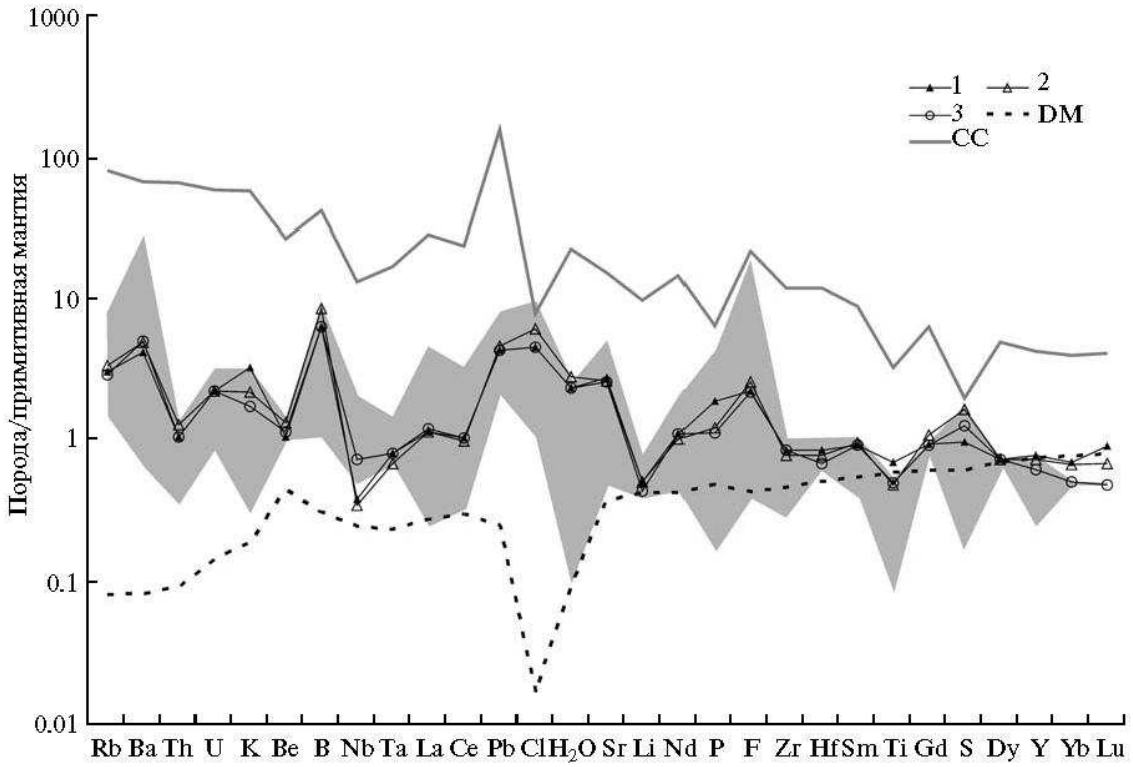

Рис. 11. **Спайдер-диаграмма для рассчитанных средних составов источников магм субдукционных обстановок.**

1 - состав источника, рассчитанный для среднего состава всех базитовых магм субдукционных остановок; 2 – состав источника для среднего состава базитовых магм с MgO>10 мас. %; 3-состав источника магм субдукционных обстановок, содержащих 10 мас. % MgO, серое поле показывает интервал между минимальными и максимальными содержаниями несовместимых элементов в источнике магм с 10 мас. % MgO; DM – состав источника базальтов СОХ (деплетированной мантии) по [5]; CC - средний состав континентальной коры по [54]. Содержания компонентов нормализованы к составу примитивной мантии [48].

Диаграммы нормализованных содержаний редких элементов (рис. 11, 12) характеризуют общие особенности среднего состава мантии надсубдукционного клина. Этот материал обогащен всеми несовместимыми элементами по сравнению с DM, но в разной степени для разных элементов, в связи с чем, на диаграммах появляются максимумы (U,

Rb, Ba, B, Pb, Cl, H_2O, F и S) и минимумы (Th, K, Be, Nb и Ta, Li, Nd, P и Ti). Наблюдается общее снижение нормированных содержаний от высоко несовместимых (слева на рис. 11) к умеренно несовместимым (справа на рис. 11). Максимумы характерны в первую очередь для тех элементов, которые предположительно привносятся в мантийный клин из субдуцируемой плиты. Минимумы на спайдер-диаграммах источника субдукционных базитовых магм (в первую очередь, Nb, Ta и Ti) обычно связывают со спецификой таких флюидов и расплавов. Наличие этих минимумов в мантийном клине свидетельствует о присутствии минералов-концентраторов этих элементов в дегидратированной субдуцируемой литосферной плите, из которой выделены флюиды и расплавы, изменяющие состав мантийного клина. В качестве одной из возможных фаз может рассматриваться рутил, который эффективно удерживает в рестите Nb и Ta (рис. 13), практически не влияя на содержания в расплаве других несовместимых элементов (например, [37]. Общее повышенное содержание несовместимых элементов в мантийном клине по сравнению с MORB свидетельствует об участии не только флюидов, транспортирующих Rb, Ba, B, Pb, Cl, H_2O, F и S, но и расплавов, выделяющихся из верхних слоев субдуцируемой плиты и несущих все несовместимые элементы.

Средние нормированные содержания ряда несовместимых элементов-примесей (Th, Be, легкие РЗЭ, P, Zr, Hf) в надсубдукционной мантии близки к составу примитивной мантии (особенно легкие РЗЭ, рис. 12). Таким образом, в отношении этих элементов можно говорить о фертилизации мантии клина, что напоминает процессы в мантии океанических плюмов [4, 5]. Однако имеются и существенные отличия состава надсубдукционной мантии от состава мантии океанических плюмов: в надсубдукционной мантии отмечаются максимумы Ba, K, B, Cl, H_2O, F, в то время как в мантии океанических плюмов наблюдаются минимумы B, H_2O и C1. С другой стороны, в мантии океанических плюмов отмечены максимумы Nb, Na и легких РЗЭ и минимум S, которые отсутствуют в надсубдукционной мантии.

Третий вывод касается вариаций средних содержаний несовместимых элементов-примесей в мантии надсубдукционного клина (рис. 11) и их причин. Наибольшие содержания этих элементов, скорее всего, характеризуют источники магм, в максимальной степени переработанные флюидами и расплавами. Тогда близкие к минимальным содержания несовместимых элементов должны характеризовать состав мантийного клина, в минимальной степени измененного флюидами и магмами, т.е. этот состав должен приближаться к DM. Распределение РЗЭ (рис. 12) не противоречит этому предположению. Полная спайдер-диаграмма (рис. 11) характеризуется пилообразной формой. Максимумы Rb, B и C1 достаточно велики и предполагают привнос этих элементов. Максимумы и минимумы других элементов для минимальных содержаний несовместимых элементов

в субдукционных базитовых магмах отклоняются от состава DM в 2—3 раза. Наш опыт оценки составов мантии различных геодинамичесаких обстановок говорит о том, что эти вариации находятся в пределах ошибки определения средних составов, в связи с чем можно считать составы с минимальными содержаниями наиболее несовместимых элементов в источнике субдукционных магм (рис. 11) близкими к DM.

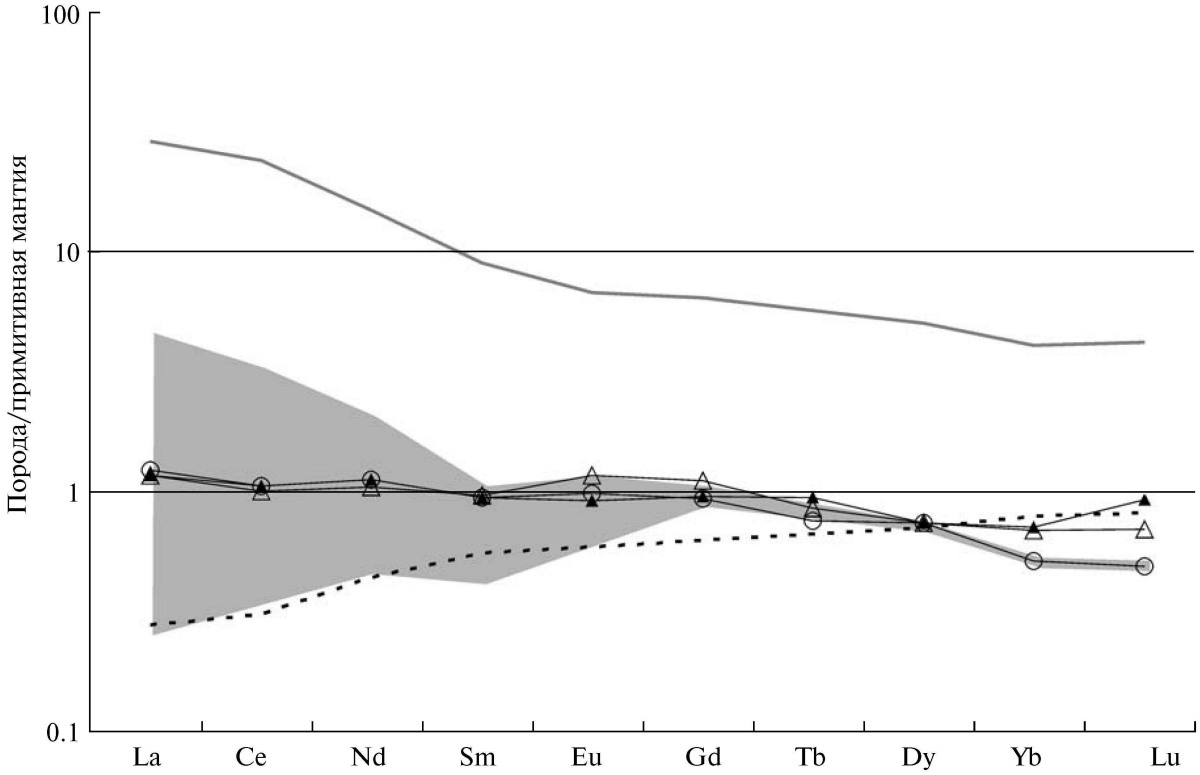

Рис. 12. **Распределение редкоземельных элементов в рассчитанных составах источников магм субдукционных обстановок.**

Содержания элементов нормализованы к составу примитивной мантии [48]. Условные обозначения как на рис 11.

В этом случае можно заключить, что вариации средних составов надсубдукционного клина определяются смешением близкого к DM состава исходного мантийного клина с веществом, привнесенным флюидами и расплавами из океанической плиты. Таким образом, анализ составов магм подтверждает наиболее популярную модель образования субдукционных базитовых магм. Те- перь мы можем более обоснованно допустить, что обратная корреляция содержаний умеренно несовместимых элементов в субдукционных магмах с MgO — свидетельство кристаллизационной дифференциации магмы (или разной степени плавления источника), а отсутствие такой корреляции с высоко несовместимыми элементами — следствие флюидной транспортировки,

маскирующей вариации, связанные с кристаллизационной дифференциацией.

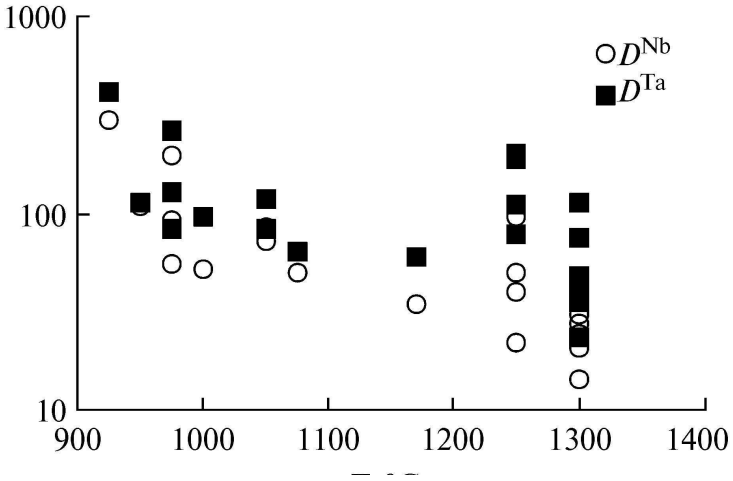

Рис. 13. **Экспериментальные данные для коэффициентов распределения Nb и Ta между рутилом и силикатным расплавом [36, 56, 39; 70], показывающие сильную совместимость Nb и Ta в рутиле и практически идентичные значения *B* для обоих элементов**

В отличие от мантийных источников базальтов СОХ и океанических островов, характеризующихся минимумами H_2O и C1, связанными с отделением мирового океана из первичной мантии, субдукционные базитовые магмы демонстрируют максимумы этих летучих компонентов. В этом отношении субдукционные магмы являются важнейшим фактором кругооборота H_2O и C1 между глубинными и поверхностными оболочками Земли [1, 14].

СУБДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И КАНОНИЧЕСКИЕ ОТНОШЕНИЯ НЕСОВМЕСТИМЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

А. Хофманн и другие исследователи [33] установили, что ряд отношений несовместимых элементов в мантийных магматических породах сохраняются относительно постоянными и близкими к отношениям в источниках независимо от степени дифференциации магм или степени плавления. Оценки поведения таких канонических отношений во всем спектре составов субдукционных магм на основе составов расплавных включений и закалочных стекол ранее не проводились. В табл. 3 представлены средние значения некоторых отношений несовместимых

Таб. 3.

Средние канонические и некоторые другие отношения несовместимых элементов-примесей в источниках субдукционных базитовых и кислых магм

Компоненты	1	2	3	4
H2O/Ce	1740	1700	1360	870
Ce/PЬ	5.5	6.2	6.1	2.5
K2O/H2O	0.22	0.23	0.40	1.27
K2O/C1	3.8	3.8	7.6	25.8
La/Yb	2.5	3.0	2.5	8.3
Nb/U	4.2	4.0	4.8	2.2
Nb/Yb	0.66	0.79	0.70	2.51
Zr/Nb	41	40	41	11
Th/Гa	3.9	3.8	2.6	13.9
Th/Yb	0.34	0.41	0.26	3.41
Ba/Rb	16	16	15	4.4
P2O5/F	3.8	3.1	6.6	1.0
TiOs/Dy	2000	2100	2900	760
Nb/Ta	7.5	7.4	7.0	12.6
Zr/Hf	36	37	37	30
K2O/Rb	330	320	550	290

Примечание. 1 — для источника базитовых магм с MgO > 10 мас. % и с учетом различий в несовместимости элементов-примесей; 2 —тоже, но без учета различий в несовместимости элементов-примесей; 3 —для источника среднего состава всех базитовых магм (колонка 1 в табл. 2); 4 — для источника среднего состава субдукционных кислых магм.

элементов-примесей для субдукционных базитовых и кислых магм, а на рис. 14 — зависимость канонических отношений от содержания SiO_2. Учитывая бимодальность составов субдукционных магм, целесообразно сравнивать величины отношений отдельно для основных и кислых составов.

Из табл. 3 и рис. 14 следует, что средние величины рассматриваемых отношений в субдукционных магмах резко отличаются от отношений в мантийных магмах океанических обстановок. Так, отношения H_2O/Ce в субдукционных магмах примерно в пять раз выше, чем в магмах СОХ. Различия между кислыми и основными субдукционными магмами менее значительны, но некоторые особенности заслуживают внимания. В частности, отношения Nb/U, Ce/Pb, TiO_2/Dy, K_2O/H_2O и K_2O/C1 в кислых субдукционных магмах ниже, чем в базитовых. Это может свидетельствовать о том, что при переходе от базитовых составов к кислым источник

субдукционных магм меняется. Отношение Nb/U понижено в субдукционных базитовых магмах по сравнению с океаническими базитовыми магмами за счет переработки мантийного клина обедненными

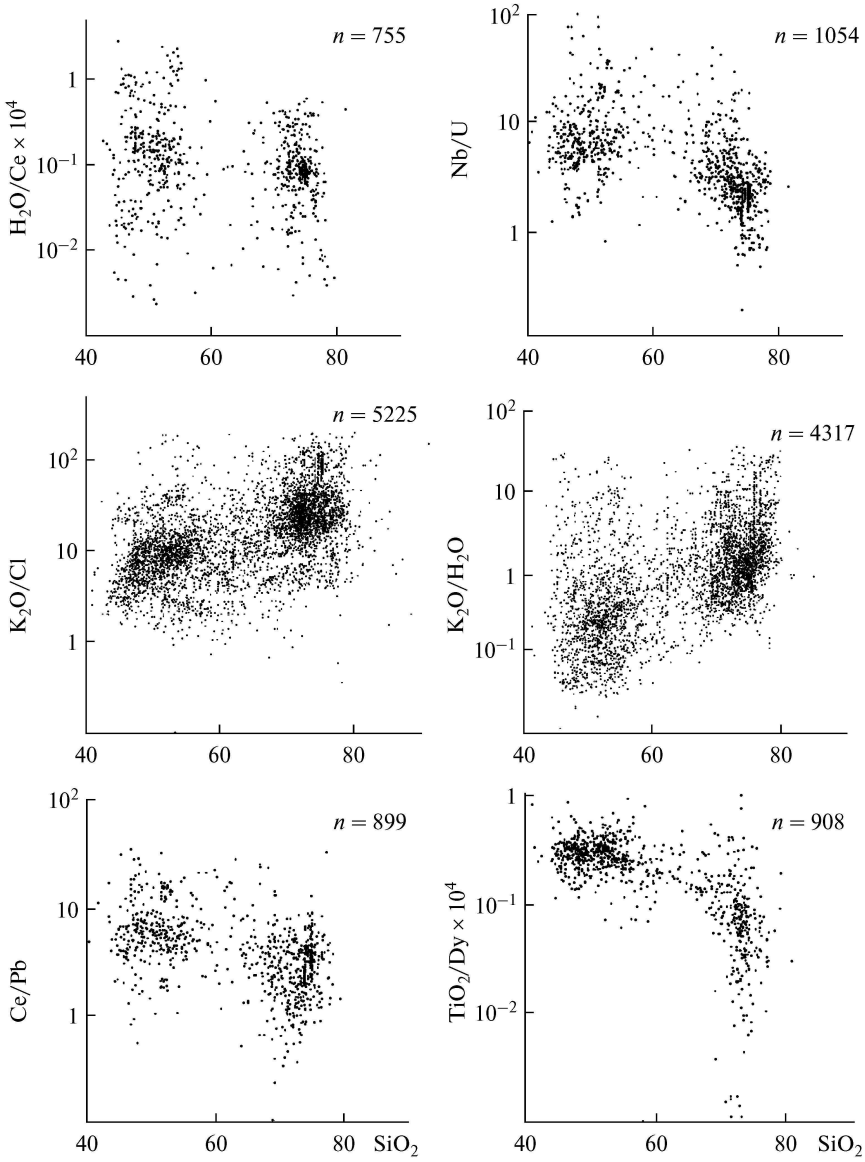

Рис. 14. **Зависимость канонических отношений несовместимых элементов в субдукционных магмах от содержания SiO2 (мас. %).**

Nb флюидами и расплавами. Дальнейшее понижение Nb/U в кислых магмах может быть связано с анатексисом базитовой коры в субдукционных условиях с сохранением в рестите минералов-концентраторов Nb. Такое же объяснение может быть предложено для вариаций отношения TiO_2/Dy Понижение Ce/Pb отношения в кислых субдукционных магмах по сравнению с базитовыми, возможно, связано с участием в источнике кислых магм зрелой континентальной коры.

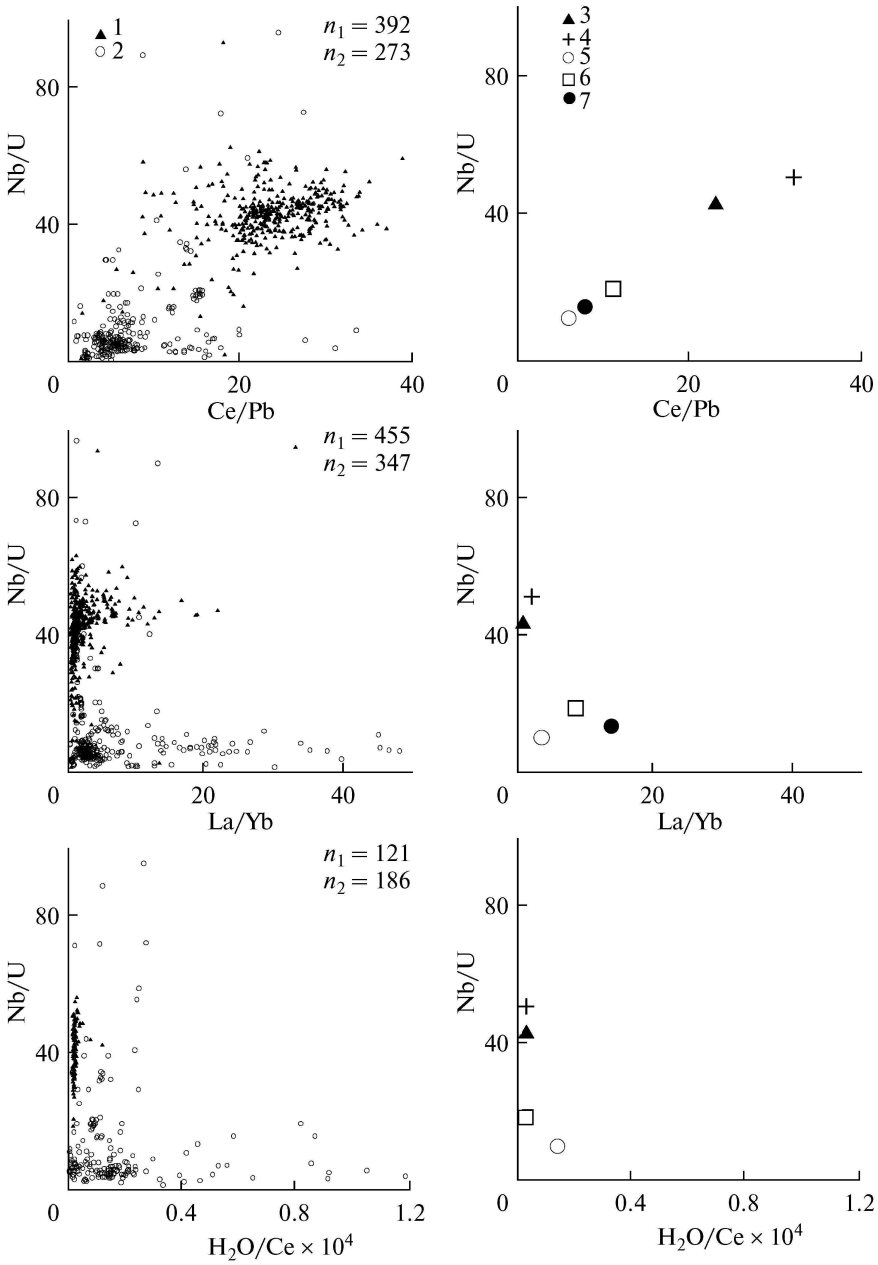

Рис. 15. **Соотношения канонических отношений элементов в магмах СОХ (1) и субдукционных магмах (2). Справа показаны средние значения канонических отношений элементов в расплавах срединно-океанических хребтов (3), океанических островов (4), островных дуг и активных континентальных окраин (5), континентальных рифтов и горячих точек (6), а также для среднего состава континентальной коры [54] (7).**

На рис. 15 приведены графики вариаций различных канонических отношений для субдукционных магм и магм СОХ. Как и на рис. 14, большинство составов имеют Nb/U < 10. Отклонения в область более высоких значений Nb/U (рис. 14, 15), скорее всего, отвечают редким составам практически немодифицированного флюидами и расплавами мантийного клина (близкого к DM). При этом среди магм с Nb/U < 10 имеются составы с

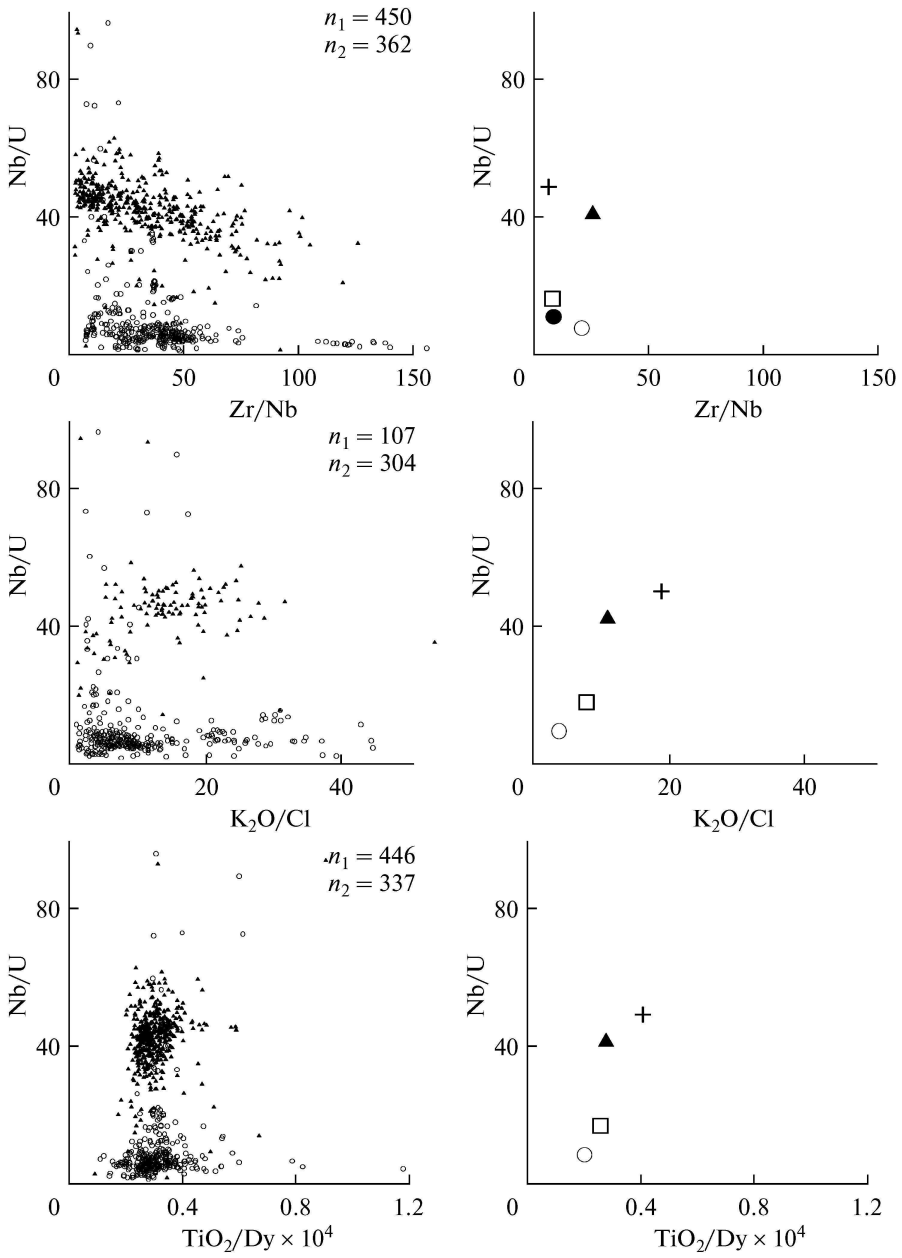

Рис.15 **Окончание**

широкими вариациями значений других канонических отношений: Ce/PЬ > 10, Zr/Nb > 50, La/Yb > 20, K2O/C1 > 20, H2O/Ce > 5000 и TiO2/Dy > 5000. Возможно, это связано с вариациями рассматриваемых отношений в субдукционном источнике, свидетельствующими о его вещественной неоднородности. Причины последней пока неясны. Можно только предположить, что вариации Nb/U и Zr/Nb отношений связаны с различной полнотой экстракции Nb фазами-концентрорами этого элемента в процессе дегидратации субдуцируемой плиты.

ВЫВОДЫ

1. Получена оценка среднего состава субдукционных (обстановки ОД и АКО) базитовых магм, главным образом, по данным изучения расплавных включений. Оценен также средний состав наиболее примитивных субдукционных магм (MgO > 10 мас. %).

2. Как и в случае субдукционных магматических пород, главной геохимической особенностью среднего состава субдукционных базитовых магм является глубокий Nb-Ta минимум и менее значительные минимумы Nd, Ti, Zr и Sm, максимумы Cl, H_2O, F и P, а также относительно низкие нормированные содержания умеренно несовместимых тяжелых РЗЭ, которые оказываются близкими для базитовых магм всех мантийных источников.

3. Для субдукционных базитовых магм отмечается корреляция содержаний Li, Y, Dy, Er, Yb, Lu и Ti с содержанием MgO. В то же время наиболее несовместимые элементы-примеси (Nb, Ta, U, Th, легкие РЗЭ), которые должны накапливаться в остаточных магмах при снижении содержания MgO, характеризуются значительным разбросом без заметной корреляции с MgO, но коррелируют друг с другом и K_2O. Это свидетельствует, во-первых, о постоянстве величин комбинированных коэффициентов распределения этих элементов во всем интервале эволюции базитовых магм, во-вторых, о преобладающем влиянии кристаллизационной дифференциации на вариации элементов первой группы и гетерогенности магм или источников — на вариации элементов второй группы.

4. Содержание H_2O варьирует в островодужных магмах практически от нуля до более 6 мас. %. Большая часть составов показывает слабую отрицательную корреляцию с MgO при низком содержании H_2O и MgO > 10 мас. %; небольшая часть составов образует обратную корреляцию с минимальным содержанием воды около 0.01 мас. % при содержании MgO около 10 мас. %. При понижении содержания MgO обе эти тенденции соединяются.

5. Для субдукционных базитовых магм установлена четкая прямая корреляция содержания MgO и температуры гомогенизации расплавных включений. Линии корреляции MgO—температура для субдукционных магм и магм СОХ практически совпадают, что, скорее всего, свидетельствуют о близком режиме дифференциации. Средние составы базитовых расплавов субдукционных обстановок и СОХ близки, за исключением K_2O и H_2O. Моделирование фазовых равновесий показало расширение поля кристаллизации оливина в магмах зон субдукции по сравнению с магмами СОХ. Совместная кристаллизация оливина и клинопироксена на ликвидусе магм зон субдукции происходит при давлении примерно на 5 кбар выше, чем в магмах СОХ. Эти эффекты могут

быть следствием повышенного содержания воды в субдукционных магмах.

6. Допуская равенство средних содержаний Dy в надсубдукционной мантии и в мантии СОХ, рассчитаны средние составы источников субдукционных магм (мантийного клина, переработанного флюидами и расплавами). Средний состав этой мантии обогащен всеми несовместимыми элементами по сравнению с составом DM, с максимумами для U, Rb, Ba, B, Pb, C1, воды, F и S, минимумами для Th, K, Be, Nb, Ta, Li, Nd, P и Ti и общим снижением нормированных содержаний от высоко несовместимых к умеренно несовместимым элементам. Максимумы характерны для тех элементов, которые привносятся в мантийный клин с флюидами (или расплавами), выделяющимися при дегидратации субдуцируемой плиты. Наличие минимумов нормализованных содержаний элементов в мантийном клине свидетельствует о сохранении минералов-концентраторов этих элементов в дегидратированной субдуцируемой плите.

Благодарности. Авторы признательны В А Кононовой (ИЕЕМ РАН) за внимательное прочтение рукописи и конструктивные замечания.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 07-05-00497, 08-05-00472), ОНЗ РАН и программы поддержки ведущих научных школ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В А., Мигдисов АА.** Баланс воды и хлора между мантией и внешними оболочками Земли // Геохимия. 2002. № 10. С. 1041-1070.
2. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В А., Ярмолюк В.В.** Оценка средних содержаний H_2O, Cl, F, S деплетированной мантии на основе составов расплавных включений и закалочных стекол срединно-океанических хребтов//Геохимия. 2006а. № 3. С. 243—266.
3. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В А., Ярмолюк В.В.** Состав и вещественная структура океанических мантийных плюмов // Петрология. 2006б. Т. 14. № 5. С. 482-507.
4. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В А., Ярмолюк В.В.** Среднее содержание несовместимых и летучих компонентов в деплетированной мантии, мантии океанических плюмов и мантии внутриплитных континентальных обстановок//Докл. АН. 2007а. Т. 415. № 3. С. 389-393.
5. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В А., Ярмолюк В.В.** Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов // Петрология. 2007б. Т 15. № 4. С. 361-396.
6. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В А., Ярмолюк В.В.** Летучие компоненты в базальтовых магмах и мантийных источниках океанических островов: I. Оценка состава расплавов по данным изучения расплавных включений и стекол пород // Геохимия. 2007в. №2. С. 131-149.
7. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В А, Ярмолюк В.В.** Летучие

компоненты в базальтовых магмах и мантийных источниках океанических островов: П. Оценка содержаний в мантийных резервуарах // Геохимия. 2007г. № 4. С. 355-369.

8. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В А., Ярмолюк В.В.** Кислые агпаитовые расплавы островных дуг, активных континентальных окраин и внутриплитных континентальных обстановок (по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород) // Петрология. 2009а. Т. 17. № 4. С. 437-456.
9. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В А., Ярмолюк В.В.** Канонические отношения элементов-примесей в базитовых магмах различных геодинамических обстановок (оценка по составам расплавных включений и стекол пород) // Докл. АН. 2009б. Т. 426. № 2. С. 222-225.
10. **Миронов Н.Л., Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Хубуная С А**. Заключительные этапы эволюции магм Ключевского вулкана (Камчатка) по данным изучения расплавных включений в минералах высокоглиноземистых базальтов//Петрология. 2001. Т. 9. С. 51—69.
11. **Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В А., Ярмолюк В.В.** Средние содержания петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2004. №10. С. 1113-1124.
12. **Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанскип А.Д., Толстых М.Л.** Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 654-665.
13. **Толстых М.Л., Наумов В.Б., Бабанскип А.Д., Богоявленская Т.Е., Хубуная СА.** Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов, формировавших андезиты вулканов Курило-Камчатского региона//Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 451-470.
14. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б.** Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли // Геотектоника. 2005. № 1. С. 45-63.
15. **Anderson A. T.** The be fore-eruption water content of some high-alumina magmas // Bull. Volcanol. 1973. V. 37. P. 530-552.
16. **Arculus R.J.** Island arc magmatism in relation to the evolution of the crust and mantle //Tectonophysics. 1981. V 75. P. 113-133.
17. **Arculus R.J., BloomfieldA.L.** Major-element geochemistry of ashes from Sites 782, 784, and 786 in the Boninforearc// Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1992. V. 125. P. 277-292.
18. **Ariskin AA.** Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt//J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 90. P. 115-162.
19. **Ariskin AA., Barmina G.S., Frenkel M.Ya., Nielsen R.L**. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155-1170.
20. **Auer S., Bindeman I., Wallace P., Ponomareva V., Portnya-gin M.** The origin of hydrous, high-$\delta^{18}O$ voluminous volcanism: diverse oxygen isotope values and high magmatic water content within the volcanic record of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V 157. P. 209-230.
21. **Blundy J., Cashman К.** Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano // Geology. 2005. V. 33. P. 793-796.
22. **Blundy J., Cashman K, Humphreys M.** Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes//Nature. 2006. V. 443. P. 76-80.

23. **Cervantes P., Wallace P**. Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of -2000 year BP Xitle volcano in central Mexico // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2003. V 120. P. 249-270.
24. **CliftP.D., Layne G.D., Najman Y.M.R., KopfA., Shimizu N., Hunt J.** Temporal evolution of boron flux in the NE Japan and Izu arcs measured by ion microprobe from the forearc tephra record//J. Petrology. 2003. V 44. P. 1211-1236.
25. **Churikova T, WornerG., Mironov N., Kronz A.**. Volatile (S, Cl and F) and fluid mobile trace element compositions in melt inclusions: implications for variable fluid sources across the Kamchatka arc // Contrib. Mineral. Petrol. 2007.V 154. P. 217-239.
26. **Danyushevsky L.V., Leslie R A., Crawford A. J., Durance P.** Melt inclusions in primitive olivine phenocrysts: the role of localized reaction processes in the origin of anomalous compositions //J. Petrology. 2004. V 45. P. 2531-2553.
27. **Elburg M.A., Kamenetsky V.S., Foden J.D., Sobolev A.** The origin of medium-K ankaramitic arc magmas from Lombok (Sunda arc, Indinesia): Mineral and melt inclusion evidence // Chemical Geology. 2007. V 240. P. 260-279.
28. **Gill J.** Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer, 1981. 390 p.
29. **Gurenko A.A., Belousov A.B., Trumbull R.B., Sobolev A. V.** Explosive basaltic volcanism of the Chikurachki volcano (Kurile arc, Russia): Insights on pre-eruptive magmatic conditions and volatile budget revealed from phenocryst-hosted melt inclusions and groundmass glasses // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2005. V 147. P. 203-232.
30. **Halter W.E., Heinrich CA., Pettke T**. Laser-ablation ICP-MS analysis of silicate and sulfide melt inclusions in an andesitic complex II: Evidence for magma mixing and magma chamber evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V 147. P. 397-412.
31. **Hamada M., Fuj'ii T**. H_2O-rich island arc low-K tholeiite magma inferrwd from Ca-rich plagioclase-melt inclusion equilibria //Geochemical Journal. 2007. V 41. P. 437-461.
32. **Hart S.R., Gaetani GA.** Mantle Pb paradoxes: the sulfide solution // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V 152. P. 295-308.
33. **Hofmann A.W.** Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V 2. P. 61—101.
34. **HumphreysM.C.S., Blundy J.D., SparksR.S.J.** Shallow-level decompression crystallisation and deep magma supply at Shiveluch Volcano // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V 155. P. 45-61.
35. **Izbekov P.E., EichelbergerJ.C, Ivanov B.V.** The 1996 eruption of Karymsky volcano, Kamchatka: historical record of basaltic replenishment of an andesite reservoir // J. Petrology. 2004. V 45. P. 2325-2345.
36. **Jenner G.A., Foley S.F., Jackson S.E., Green T.H., Fryer B.J., Longerich HP.** Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V 58. P. 5099-5103.
37. **Kelemen P.B., Hanghoj K, Greene A.R.** One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V 3. P. 593-659.
38. **Kimura J. -I., Nagahashi Y**. Origin of a voluminous iron-enriched high-K rhyolite magma erupted in the North Japan Alps at 1.75 MA: Evidence for upper crustal melting // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2007. V 167. P. 81-99.
39. **Klemme S., Prowatke S., HametnerK, GuntherD**. Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: Im- plications for subduction zones // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. *69.* P. 2361-2371.
40. **Kohut E.J., Stern R.J., Kent A.J.R., Nielsen R.L., Bloomer S.H., Leybourne M.** Evidence for adiabatic decompression melting in the Southern Mariana arc from high-Mg

lavas and melt inclusions // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V 152. P. 201-221.

41. **KratzmannD.J., Carey S., ScassoR., Naranjo J.-A.** Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile // Bull. Volcanol. 2009. V. 71. P. 419-439.
42. **Larsen J.F.** Rhyodacite magma storage conditions prior to the 3430 yBP caldera-forming eruption of Aniakchak volcano, Alaska // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V 152. P. 523-540.
43. **Liu Y., Anderson A. T., Wilson C.J.N., Davis A.M., Steele I.M.** Mixing and differentiation in the Oruanui rhy-olitic magma, Taupo, New Zealand: evidence from volatiles and trace elements in melt inclusions // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 71-87.
44. **Maria A.H., LuhrJ.F.** Lamprophyres, basanites, and basalts of the western Mexican Volcanic Belt: Volatile contents and a vein-wallrock melting relationship // J. Petrology. 2008. V 49. P. 2123-2123.
45. **Mercier J.-C.C.** Single-pyroxene thermobarometry // Tec-tonophysics. 1980. V 70. P. 1-37.
46. **Metrich N., BertagniniA., Landi P., Rosi M.** Crystallization driven by decompression and water loss at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) // J. Petrology. 2001. V 42. P. 1471-1490.
47. **Mustard R., Ulrich T., Kamenetsky V., Mernagh T.** Gold and metal enrichment in natural granitic melts during fractional crystallization // Geology. 2006. V 34. P. 85-88.
48. **Palme H, O'Neill H.St.C.** Cosmochemical estimates of mantle composition // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V 2. P. 1-38.
49. **Portnyagin M., Hoernle K, Plechov P., Mironov N, Khubunaya S.** Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H_2O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V 255. P. 53-69.
50. **Reubi O., Blundy J.** Assimilation of plutonic roots, formation of high-K exotic melt inclusions and genesis of andes-itic magmas at Volcan de Colima, Mexico // J. Petrology. 2008. V 49. P. 2221-2243.
51. **Roggensack K.** Sizing up crystal and their melt inclusions: a new approach to crystallization studies // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V 187. P. 221-237.
52. **Roggensack K, Hervig R.L., McKnight S.B., Williams S.N.** Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro volcano: Influence of volatiles on eruptive style // Science. 1997. V 277. No. 5332. P. 1639-1642.
53. **Rowe M.C., KentA.J.R., Nielsen R.L.** Subduction influence on oxygen fugacity and trace and volatile elements in basalts across the Cascade volcanic arc // J. Petrology. 2009. V 50. P. 61-91.
54. **Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V3. P. 1-64.
55. **Salters V.J.M., Stracke A.** The composition of the depleted mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2004. V 5. № 5. P. 1-27.
56. **Schmidt M.W., DardonA., Chazot G., Vannucci R.** The dependence of Nb and Ta rutile—melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V 226. P. 415— 432.
57. **Shane P., Smith V.C., Nairn I.** Millennial timescale resolution of rhyolite magma recharge at Tarawera volcano: insights from quartz chemistry and melt inclusions // Conntrib. Mineral. Petrol. 2008. V 156. P. 397-411.
58. **Schiano P., Clocchiatti R., Boivin P., Medard E.** The nature of melt inclusions inside

minerals in an ultramafic cumulate from Adak volcanic center, Aleutian arc: implications for the origin of high-Al basalts // Chem. Geol. 2004. V 203. P. 169-179.

59. **Sisson T. W., Layne G.D.** H_2O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V 117. P. 619-635.
60. **Sobolev A.V., Chaussidon M.** H_2O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H_2O storage and recycling in the mantle //Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V 137. P. 45-55.
61. **StixJ., Layne G.D., Williams S.N.** Mechanism of degassing at Nevado del Ruiz volcano, Colombia // J. Geological Society. 2003. V 160. P. 507-521.
62. **Straub S.M., Layne G.D.** Decoupling of fluids and fluid-mobile elements during shallow subduction: Evidence from halogen-rich andesite melt inclusions from the Izu arc volcanic front // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2003. V 4. №7. P. 1-24.
63. **Sun W.D., Arculus R.J., Bennett V.C., Eggins S.M., Binns R.A.** Evidence for rhenium enrichment in the mantle wedge from submarine arc-like volcanic glasses (Papua New Guinea) // Geology. 2003. V 31. P. 845-848.
64. **Vigouroux N, Wallace P.J., KentA.J.R.** Volatiles in high-K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: Evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of the mantle by subduction processes // J. Petrology. 2008. V 49. №9. P. 1589-1618.
65. **Vogel T.A., Aines R.** Melt inclusions from chemically zoned ash flow sheets from the Southwest Nevada Volcanic Field // J. Geophy. Res. 1996 V 101. B 3. P. 5591-5610.
66. **Walker J A., Roggensack K, PatinoL.C, Cameron B.I., Ma-tias O.** The water and trace element contents of melt inclusions across an active subduction zone // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V 146. P. 62-77.
67. **Witter J.B., Kress V.C., Delmelle P., Stix J.** Volatile degassing, petrology, and magma dynamics of the Villarrica Lava Lake, Southern Chile //J. Volcanol. Geotherm. Res. 2004. V 134. P. 303-337.
68. **Witter J.B., Kress V.C., Newhall C.G.** Volcan Popocatepetl, Mexico. Petrology, magma mixing, and immediate sources of volatiles for the 1994 - present eruption // J. Petrology. 2005. V 46. P. 2337-2366.
69. **Workman R.K, Hart S.R.** Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V 231. P. 53-72.
70. **Xiong X.L., Adam J., Green T.H.** Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis // Chem. Geol. 2005. V 218. P. 339-359.

УДК 552.33+550.42

Термодинамический анализ минеральных парагенезисов в магнетит-содержащих нефелиновых сиенитах (Хибинский плутон)

И.Д. Рябчиков[1], Л.Н. Когарко[2]

[1]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*
[2]*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,*

На основании анализа сосуществующих минералов (магнетит, ильменит, сфен, пироксен) оценены температурные и окислительно-восстановительные условия кристаллизации пород Хибинского щелочного массива. При окислительно-восстановительных условиях, характерных для Хибинского комплекса, эволюция форм углерода выглядит следующим образом: при высоких температурах – CO_2 во флюиде и карбонатные анионы в расплаве, затем выделение графита, а при еще более низких температурах появление заметного количества углеводородов за счет реакции флюида с графитом. Абиогенные углеводороды в магматических комплексах могут возникать за счет процессов, отличных от синтеза Фишера–Тропша.

ВВЕДЕНИЕ

Летучесть кислорода является одним из главных параметров, определяющих эволюцию Земли и других космических тел. Она контролирует поведение ряда элементов в процессах конденсации протопланетного облака, в ходе аккреции планетизималей и планет и формирования их металлических ядер. Окислительно-восстановительные равновесия с участием вещества глубинных оболочек определили состав первичной атмосферы и, по-видимому, играли ведущую роль в зарождении жизни.

Летучесть кислорода также имеет важное значение в эволюции магматических систем. От нее зависят минеральные парагенезисы, возникающие в ходе затвердевания магм, что определяет пути кристаллизационной дифференциации. Наиболее показательным примером действия этого фактора является быстрый рост концентраций железа в расплаве при постоянном содержании кремнезема в ходе кристаллизации толеитовых базальтов (феннеровский тренд) и быстрый рост концентраций кремнезема, вследствие раннего выделения магнетита (боуэновский тренд в известково-щелочных сериях) в более окислительных условиях [36, 40]. В щелочных магматических системах более окислительные условия способствуют кристаллизации богатого акмитом клинопироксена, в то время как при более низких значениях f_{O_2} появляются щелочные амфиболы.

f_{O_2} в ряде случаев контролирует распределение элементов-примесей между расплавом и твердыми фазами. Это в первую очередь относится к

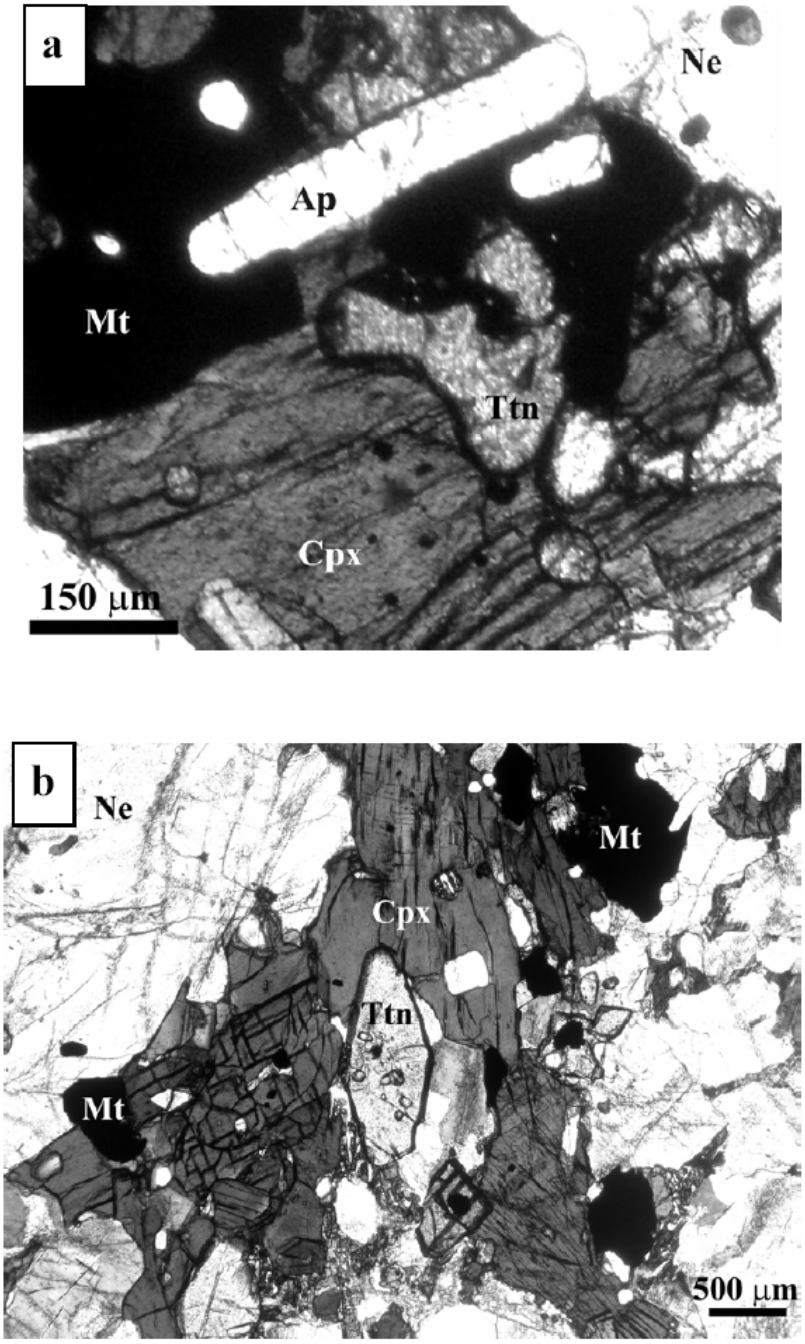

Рис. 1. **Соотношения титанита (Tnt), клинопироксена (Cpx) и магнетита (Mt) в породах Хибинского массива**.

Примечания: Образец Хиб 50. Ne – нефелин; Ap – апатит.

элементам с переменной валентностью в условиях магматических процессов, к которым, в частности, относятся Eu, V и Cr. Так поведение ванадия в коматиитах и других магматических сериях оказалось весьма эффективным индикатором окислительно-восстановительных условий [17, 18, 19].

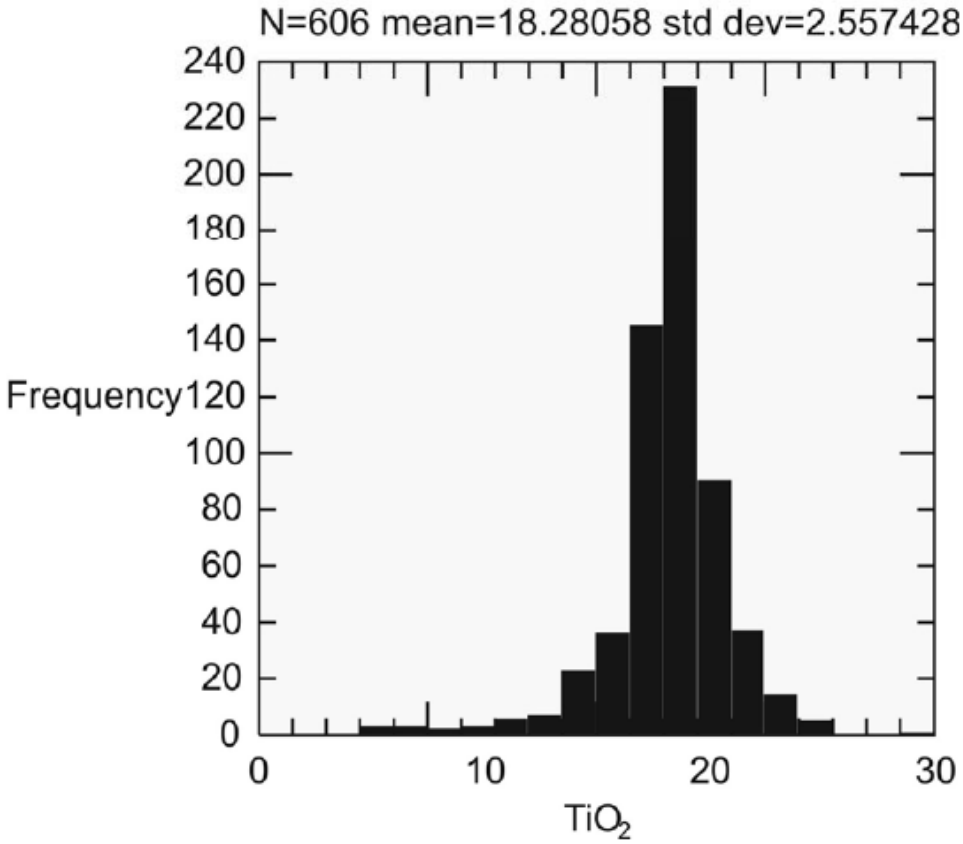

Рис. 2. **Гистограмма содержаний TiO_2 в магнетитах Хибинского массива, скважина 1312.**

Летучесть кислорода контролирует также молекулярный состав газовой фазы, что влияет на процессы магмаобразования и кристаллизационной дифференциации. В частности, было высказано предположение, что восстановленный газ системы вызывает плавление мантийных пород после их подъема с больших глубин и окисления в верхних горизонтах мантии [24]. В щелочных магматических системах летучесть кислорода определяет присутствие углеводородов и водорода, которые обнаружены во многих щелочных особенно агпаитовых породах [2, 3, 4, 7, 15, 30, 33, 34, 38, 39, 43] .

Для оценки летучестей кислорода в магматических системах были использованы различные подходы. Ряд из них используют константы равновесий для реакций между компонентами твердых растворов, включающих двух- и трехвалентное железо. Еще в 60-х годах были получены экспериментальные данные для равновесий титаномагнетитов с ильменитами, позволяющими получать одновременные оценки температур и летучестей кислорода из составов сосуществующих оксидов железа и титана [16]. Позже этот метод был усовершенствован с целью применения его к шпинелям и ильменитам более сложного состава на основе разработки термодинамических моделей этих фаз в рамках многокомпонентных систем [22, 42]. Этот метод успешно применялся к свежим вулканическим породам,

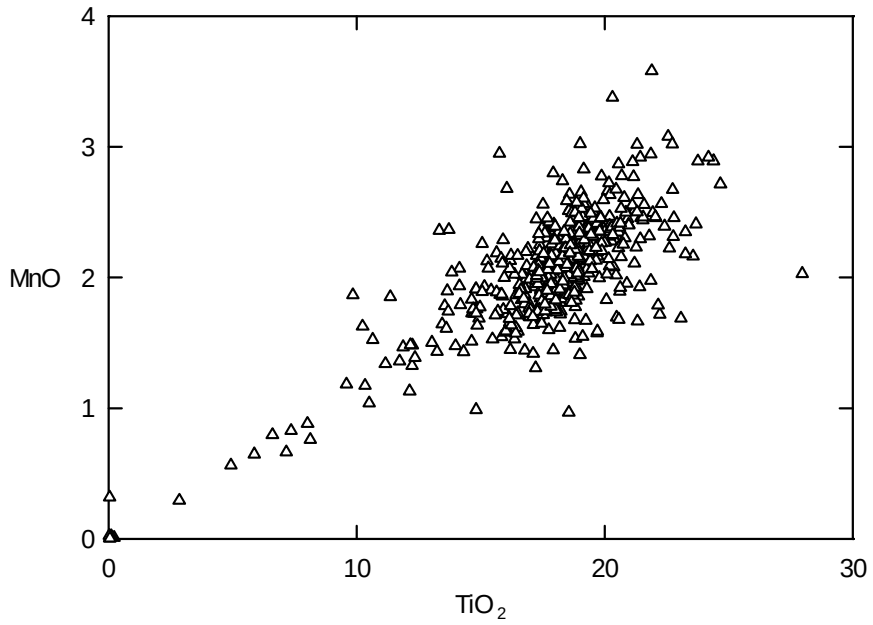

Рис. 3. **Содержания MnO и TiO_2 в магнетитах из апатитоносной интрузии Хибинского массива, скважина 1312**.

но оказался непригоден для плутонических парагенезисов из-за быстрого диффузионного переуравновешивания оксидов железа и титана в ходе медленного охлаждения.

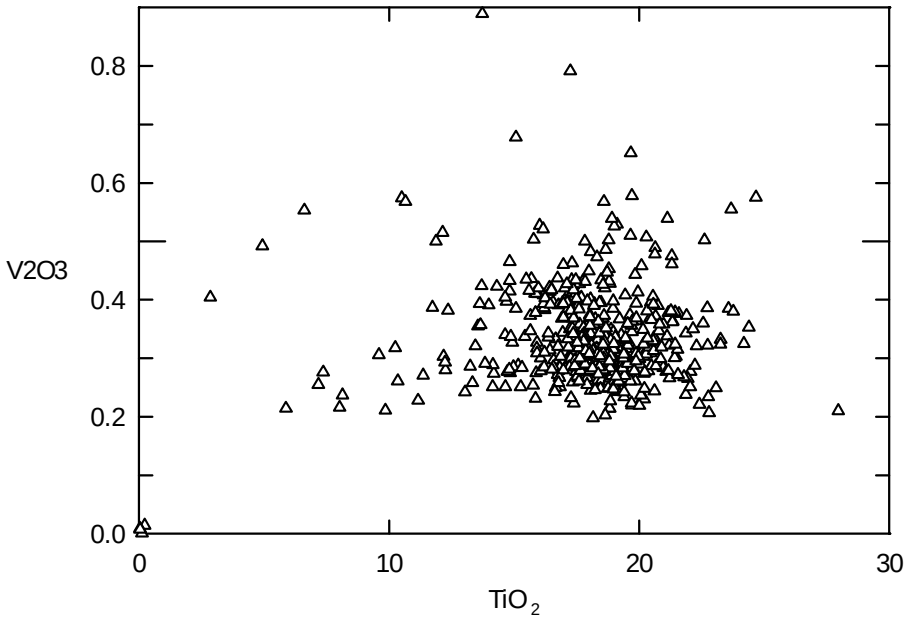

Рис. 4. **Содержания V_2O_3 и TiO_2 в магнетитах из апатитоносной интрузии Хибинского массива, скважина 1312.**

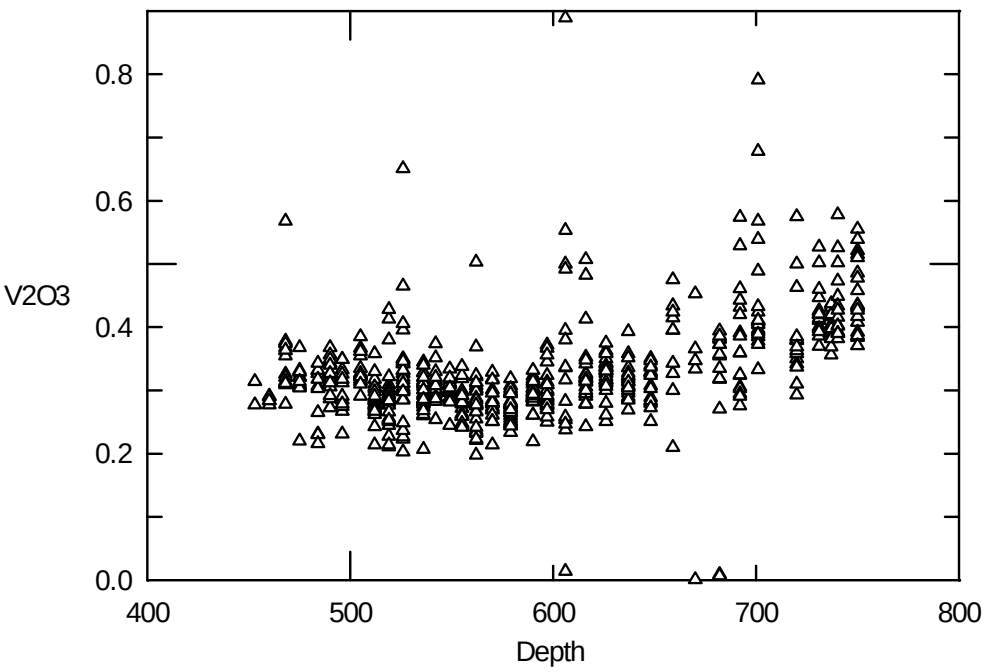

Рис. 5. **Зависимость содержаний V_2O_3 в магнетитах от глубины, скважина 1312.**

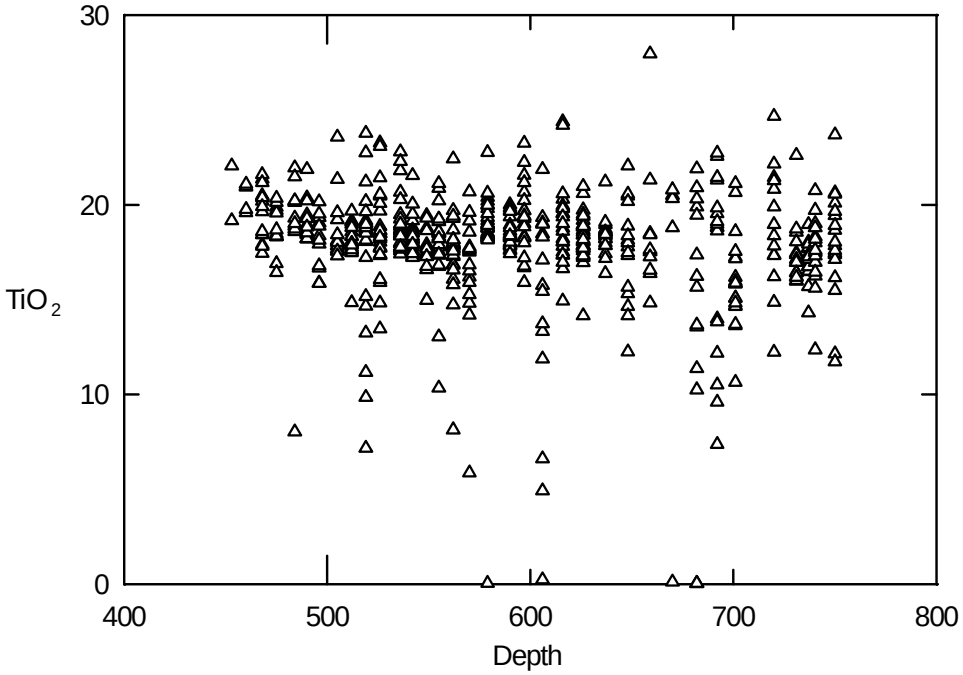

Рис. 6. **Зависимость содержаний TiO_2 в магнетитах от глубины, скважина 1312.**

Для плутонических парагенезисов было предложено использовать равновесия магнетитов и ильменитов с железо-магнезиальными силикатами [20, 21]. Д.Р. Уонз [45] отметил важное значение минеральной ассоциации титанит–магнетит–кварц. Он рассчитал равновесные температуры и

летучести кислорода для реакций с участием титанита с чистыми фазами в окислительно-восстановительных реакций между компонентами магнетит содержащих шпинелей, оливинов и ортопироксенов [13, 14, 35, 46, 10].

Оценки летучестей кислорода в щелочных породах были даны в ряде публикаций. Экспериментальное изучение стабильности щелочных пироксенов, амфиболов и энигматита в субликвидусном интервале нефелиновых сиенитов Ловозера и Илимауссака [3] позволило заключить, что окислительно-восстановительные условия, характерные для Ловозерского массива, были близки к буферу кварц–магнетит–фаялит. Данные для шпинелей из эффузивов внутриплитных океанических островов, которые во многих случаях включают щелочные базальты, нефелиниты и мелилититы, показывают относительно высокие летучести кислорода – от буфера QMF до значений, на 2 логарифмических единицы выше этого уровня [13]. Вулканиты с острова Триндаде, включающие ультращелочные дифференциаты, также дают высокие значения f_{O2} [41]. Чрезвычайно высокие значения f_{O_2} были найдены для высокомагнезиальных эффузивов и дайковых пород из Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов [9, 11]. Еще более высокие летучести кислорода были оценены для карбонатит-сиенитового комплекса Гроннендаль-Ика в Южной Гренландии [25]. Очень высокие летучести кислорода отмечались для щелочного вулкана Катценбуккель, Юго-Западная Германия [29]. Низкие летучести кислорода, возможно приближающиеся к полю стабильности железо-никелевых сплавов, были оценены для ранней фазы авгитовых сиенитов массива ультращелочных пород Илимауссак, Южная Гренландия [30, 31]. Этот вывод основан на чрезвычайно высоких содержаниях ульвошпинелевого компонента в титаномагнетитах этих пород. В различных интрузивных фазах щелочного массива Тамазегт (Марокко) оценки летучести кислорода дают очень широкие вариации (на несколько порядков): от буфера гематит–магнетит, до двух логарифмических единиц ниже буфера кварц–магнетит–фаялит [32]. Таким образом, окислительно-восстановительные условия щелочных магм могут варьировать в весьма широких пределах.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

С помощью электронного микрозонда определены составы 618 титаномагнетитов, 238 титанитов и 470 клинопироксенов в образцах скважин 1312 и 1880, пройденных в породах апатитоносной интрузии Хибинского комплекса в районе месторождения Коашва. В большинстве случаев микрозондовые анализы были выполнены для отдельных зерен, выделенных из пород минералов. Кроме того, были проанализированы сосуществующие минералы из образца Хиб-50, в котором текстурные критерии указывают на

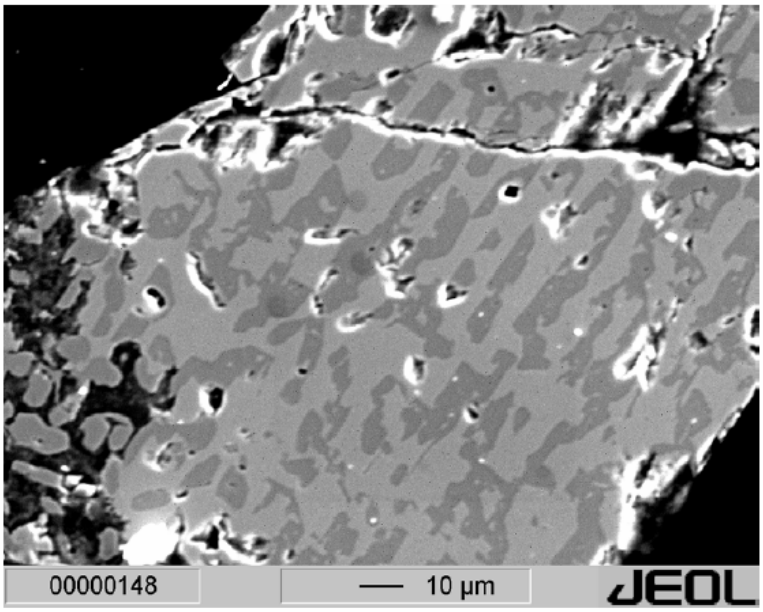

Рис. 7. **Сростки магнетитов (светлая матрица) с ильменитами (более темные выделения), имеющими структуры типа распада-окисления твердых растворов.**

Примечания: изображение в отраженных электронах.

одновременность кристаллизации магнетита, пироксена и титанита (рис. 1). Представительные анализы этих минера лов приведены в таблице 1. Большинство титаномагнетитов представлено высокотитанистыми разновидностями (рис. 2). Преобладающие содержания ульвошпинели близки к 55 мол. %, в редких случаях они достигают 80 мол. %. Содержания MgO и Al_2O_3 невысоки, и они существенно ниже концентраций MnO, которые могут достигать 3% в богатых титаном разновидностях. Содержания MnO тесно коррелируются с концентрациями титана (рис.3), а содержания ванадия такой корреляции не обнаруживают (рис. 4). Содержания ванадия в магнетитах обнаруживают тенденцию к уменьшению вверх по разрезу вплоть до отметки 600 м, а выше они остаются приблизительно постоянными (рис. 5). Содержания титана практически не зависят от глубины в пределах наблюдаемого разброса значений (рис. 6).

Большинство проанализированных титаномагнетитов гомогенны на микронном уровне. В редких случаях отмечены сростки магнетитов с ильменитами, имеющими структуры типа распада–окисления твердых растворов (рис. 7). Иногда встречаются сростки крупных отдельных зерен магнетита и ильменита (рис. 8).

Составы клинопироксенов в исследованных породах существенно варьируют от разновидностей, богатых диопсидом (80 мол. % диопсида), до богатых акмитом (80 мол. % акмита). Содержание геденбергита остается приблизительно постоянным на уровне 20 мол. % и только в богатых акмитом пироксенах оно заметно падает (рис. 9).

Титаниты характеризуются относительно постоянным составом. Наряду с Ca, Ti и Si они содержат 0.3–0.8 % Na_2O (среднее 0.48 %), 0.1–0.8 % Al_2O_3 (среднее 0.32%), 1–2 % FeO (среднее 1.25 %), 0.1–0.7 % SrO (среднее 0.41 %), и 0.4–1 % F (среднее 0.57 %). Они также могут содержать 0.5–1 % Nb_2O_5+Ta_2O_5, около 0.5 % РЗЭ, 0.2–0.4 % ZrO_2, и возможно воду (рис. 10).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ

Для оценки значений f_{O_2} в породах апатитоносной интрузии нами использованы экспериментальные и расчетные данные для фазовой ассоциации магнетит + ильменит + титанит + геденбергит + SiO_2[47, 48, 49], отвечающие следующей реакции:

$3\ CaTiSiO_5 + 2\ Fe_3O_4 + 3\ SiO_2 = 3\ CaFeSi_2O_6 + 3FeTiO_3 + O_2$. (1)

Эти опубликованные результаты были получены при a_{SiO_2}=1 и активности геденбергита, очень близкой к 1. Равновесие (1) было пересчитано к условиям более низких активностей кремнезема и

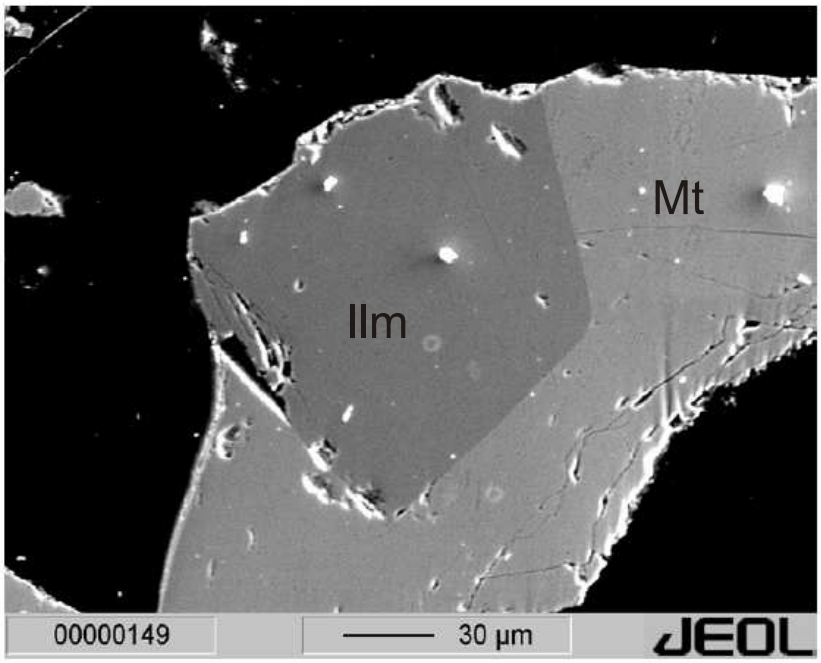

Рис.8 **Сростки крупных отдельных зерен магнетита (Mt) и ильменита (Ilm).**

геденбергита, отвечающим нефелинсодержащим парагенезисам и составам клинопироксенов, присутствующим в хибинских породах. Для этой цели были оценены активности кремнезёма и гедербенгитового компонента.

Для оценки значения a_{SiO_2} была использована константа равновесия реакции

$NaAlSiO_4 + 2\ SiO_2 = NaAlSi_3O_8$ (2)

Активности нефелина и альбита были оценены с учетом состава нефелиновых и калишпатовых твердых растворов из хибинских мельтейгитов[1, 5]. Были использованы опубликованные данные по избыточным термодинамическим свойствам каркасных силикатов [37] и свободные энергии конечных членов твердых растворов[28].

При 900°С и 0.1 ГПа оцененная таким образом величина a_{SiO_2} = 0.23, что

перовскит при тех же условиях. Учитывая, что перовскит отсутствует в породах апатитоносной интрузии (за исключением редкого лопарита в пегматитах), эту величину следует считать нижним пределом активности кренезема. Вычисление из константы реакции:

$NaAlSiO_4 + SiO_2 = NaAlSi_2O_6$ (3)

при той же активности $NaAlSiO_4$, что и в случае реакции (2), и при активности жадеита, рассчитанной из состава типичного хибинского клинопироксена и формул для коэффициентов активности из работы[26], дает для 900°С и 0.1 ГПа a_{SiO_2} = 0.41, что заметно выше приведенного выше значения (a_{SiO_2} =0.23).

Таблица 1.

Представительные составы минералов из пород Хибинского массива

	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**
Компо-ненты	**Mt**	**Mt**	**Mt**	**Mt**	**Mt**	**Mt**	**Mt**	**Mt**	**Mt**	**Mt**
SiO_2	0.42	0.28	0.36	0.33	0.33	0.38	0.67	0.33	0.05	0.05
TiO_2	2.85	17.76	19.67	10.34	24.19	18.17	28.91	13.99	20.34	22.31
Al_2O_3	0.09	0.10	0.01	0.08	0.05	0.11	0.03	0.00	0.05	0.04
Cr_2O_3	0.07	0.05	0.08	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.09	0.06
Fe_2O_3	61.99	35.95	33.86	50.06	23.71	35.47	12.19	40.12	28.95	24.03
FeO	33.93	42.36	42.32	37.98	47.68	43.42	54.66	42.55	47.33	48.21
MgO	0.00	0.55	0.01	0.15	0.26	0.28	0.08	0.08	0.11	0.09
MnO	0.29	2.02	2.43	1.17	2.92	2.12	2.10	1.48	2.08	2.18
ZnO	0.07	0.13	0.23	0.07	0.20	0.17	0.05	0.01		
V_2O_3	0.40	0.33	0.65	0.26	0.33	0.31	0.22	0.39		
Сумма	100.13	99.53	99.61	100.47	99.72	100.48	98.97	99.03	99.04	97.11
Структурные формулы (числа катионов)										
Si	0.016	0.011	0.014	0.013	0.012	0.014	0.025	0.013	0.002	0.002
Ti	0.082	0.506	0.563	0.295	0.686	0.514	0.820	0.403	0.582	0.650
Al	0.004	0.004	0.000	0.004	0.002	0.005	0.001	0.000	0.002	0.002
Cr	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002
Fe^{3+}	1.785	1.025	0.969	1.428	0.672	1.003	0.346	1.229	0.829	0.700
Fe^{2+}	1.086	1.342	1.346	1.204	1.502	1.365	1.725	1.289	1.506	1.560
Mg	0.000	0.031	0.001	0.008	0.015	0.016	0.005	0.005	0.006	0.005
Mn	0.010	0.065	0.078	0.038	0.093	0.067	0.067	0.048	0.067	0.071
Zn	0.002	0.004	0.006	0.002	0.006	0.005	0.001	0.000		
V	0.012	0.010	0.020	0.008	0.010	0.009	0.007	0.012		
OX	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
SC	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Возможно, что эти расхождения обусловлены некоторой несогласованностью использованных термодинамических данных. С другой

стороны, это может быть связано с произвольно выбранной нами величиной давления, так как при более высоких давлениях результаты расчетов из констант равновесия реакций (2) и (3) сближаются. Во всяком случае,рассмотрение константы реакции (1) показывает, что при увеличении от 0.23 до 0.41 lg f_{O_2} возрастает всего на 0.5.

Таблица 1. Продолжение

	11	**12**	**13**	**14**	**15**	**16**	**17**	**18**	**19**	**20**
Компо-ненты	**Mt**	**Ilm**	**Ilm**	**Cpx**	**Cpx**	**Cpx**	**Cpx**	**Cpx**	**Cpx**	**Ttn**
SiO_2	0.06	0.24	0.24	52.33	52.09	51.58	51.18	51.14	51.92	30.00
TiO_2	17.90	52.87	53.26	3.70	2.46	0.78	1.15	1.11	1.19	37.68
Al_2O_3	0.08	0.00	0.00	0.54	0.45	0.44	1.07	0.78	0.80	0.37
Cr_2O_3	0.04	0.05	0.03	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_2O_3	32.79			21.89	25.45	14.38	6.72	9.14	8.42	
FeO	45.04	41.25	43.18	4.86	2.92	7.81	7.19	6.38	7.12	1.42
MgO	0.05	0.13	0.21	0.75	1.09	4.67	9.29	8.55	8.31	0.00
CaO			0.00	3.33	2.76	13.23	20.24	17.90	18.00	26.94
Na_2O				11.78	12.00	6.20	2.58	3.70	3.80	0.28
K_2O				0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
NiO			0.01	0.00	0.00	0.02	0.01			
MnO	1.68	6.08	3.99	0.78	0.45	0.52	0.57	0.43	0.50	0.07
Сумма	97.72	100.73	100.93	99.98	99.67	99.67	100.00	99.14	100.07	97.43
Структурные формулы (числа катионов)										
Si	0.002	0.006	0.006	2.003	1.998	1.990	1.942	1.956	1.968	1.014
Ti	0.520	0.994	0.998	0.107	0.071	0.023	0.033	0.032	0.034	0.958
Al	0.004	0.000	0.000	0.024	0.020	0.020	0.048	0.035	0.036	0.015
Cr	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{3+}	0.954	0.000	0.000	0.631	0.734	0.418	0.192	0.263	0.240	0.000
Fe^{2+}	1.456	0.863	0.900	0.155	0.094	0.252	0.228	0.204	0.226	0.040
Mg	0.003	0.005	0.008	0.043	0.062	0.269	0.526	0.488	0.470	0.000
Ca			0.000	0.137	0.113	0.547	0.823	0.734	0.731	0.976
Na			0.000	0.874	0.892	0.464	0.190	0.274	0.279	0.018
K			0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni			0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.055	0.129	0.084	0.025	0.015	0.017	0.018	0.014	0.016	0.002
OX	4	3	3	6	6	6	6	6	6	5
SC	3	2	2	4	4	4	4	4	4	3

Примечания. OX – число атомов кислорода в структурной формуле; SC – число катионов на данное число атомов кислорода.

Mt – магнетит; Ilm – ильменит; Ttn – титанит; Cpx – клинопироксен.

Двух- и трехвалентное железо рассчитаны из микрозондовых анализов при предположении идеальной стехиометричности минералов.

Анализы 1 и 12 относятся к магнетитам и ильменитам из агрегатов, полученных путем распада и окисления титаномагнетитового твердого раствора (рис. 7).

Анализы 8 и 13 дают составы более крупных сосуществующих зерен магнетитов и ильменитов (фиг. 8).

Анализы 9-11 и 18-20 относятся к сосуществующим минералам из образца Хиб-50, скважина 1312.

Титанит (анализ 20) содержит 0.35 % SrO и 0.56 % фтора.

Большинство хибинских клинопироксенов имеют мольную долю

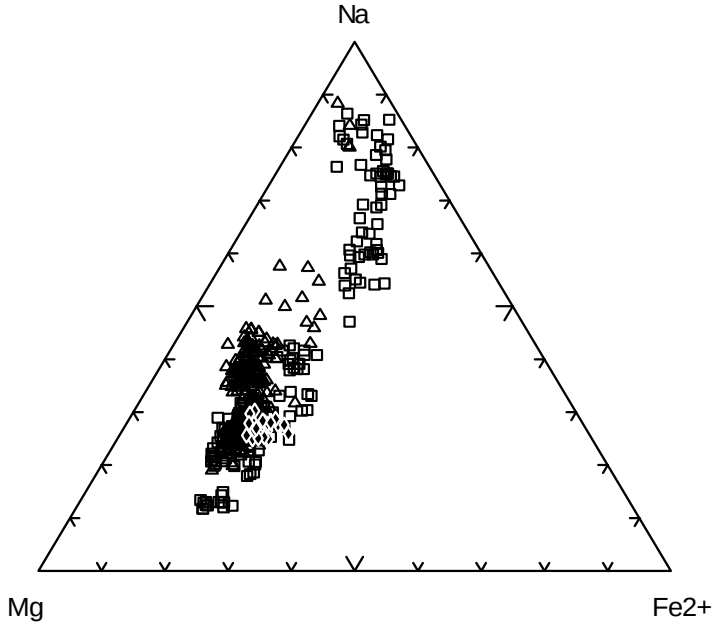

Рис. 9. **Проекция составов клинопироксенов из изученных пород Хибинского массива на треугольник Mg–Na–Fe^{2+} (атомные количества).**

Примечания: 1 – скважина 1312, 2 – скважина 1880, 3 – образец Хиб 50 из скважины 1312.

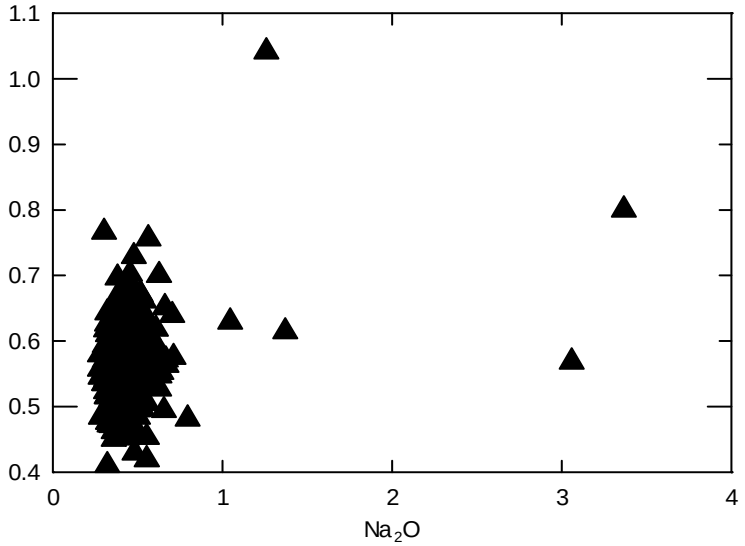

Рис. 10. **Содержания окиси натрия и фтора в титанитах из апатитоносной интрузии Хибинского комплекса, скважина 1312.**

геденбергита, близкую к 0.2 [1, 5] (см. также рис. 9). В твердых растворах клинопироксенов с замещением Ca^{2+} на Na^{1+} и Fe^{2+} или Mg^{2+} на Al^{3+}, коэффициенты активности при высоких температурах близки к 1[6, 44]. В первом приближении допущено, что параметры смешения в пироксенах

$CaMgSi_2O_6$–$CaFeSi_2O_6$– $NaFeSi_2O_6$ также близки к идеальным (“молекулярная“ модель), и для всех расчетов мы использовали a_{Hed} = 0.2. Использование формул для активностей компонентов пироксеновых твердых растворов, приведенных в работе[26], дает значения, близкие к „молекулярной“ модели. Так для состава пироксена из трехминерального агрегата в образце Хиб. 50 (таблица, анализ 19) при 900°С модель дает активность геденбергита 0.18, а „молекулярная“ модель 0.2. Для 600°С эти значения равны 0.19 и 0.2 соответственно.

Составы титанитов в исследованных породах относительно постоянны, и в среднем они близки к формуле:

$Ca_{0.948}Na_{0.031}Mn_{0.002}Sr_{0.008}Fe_{0.035}Ti_{0.944}Al_{0.013}Si_{0.996}O_4(O_{0.940}F_{0.060})$.

Допуская, что термодинамика этой фазы описывается моделью многопозиционного идеального твердого раствора, мы получаем активность $CaTiSiO_4O$, равную 0.85. Подстановка этого значения в константу равновесия реакции (1) дает понижение рассчитанной летучести кислорода всего на 0.2 логарифмических единицы по сравнению с чистым конечным членом титанита. В действительности, упорядочение распределения катионов и анионов в различных структурных позициях даст активность титанитового компонента в твердом растворе еще более близкую к 1.

Значения ΔQFM для различных температур (ΔQFM = $\lg(f_{O_2}(\text{rock})/f_{O_2}(\text{QFM}))$, где QFM кварц–фаялит–магнетитовый кислородный буфер) были взяты из диаграммы для давления 1 бар из работы (Xirouchakis *et al*., 2001_1). Отсюда концентрации и активности компонентов Fe_2TiO_4 и Fe_3O_4 были рассчитаны посредством решения системы уравнений, основанных на выражениях для констант равновесия следующих двух реакций:

$$2\ Fe_3O_4 + 6\ FeTiO_3 = 6\ Fe_2TiO_4 + O_2, \qquad (4)$$

$$6\ Fe_2O_3 = 4\ Fe_3O_4 + O_2, \qquad (5)$$

где a_{usp} и a_{mt} были рассчитаны на основе опубликованных ранее функций смешения и термодинамических характеристик конечных членов твердых растворов[22, 23, 42]. Значения a_{usp} и a_{mt} , а также величины ΔQFM из работы [48] были использованы для расчета для каждой данной температуры константы равновесия реакции:

$$CaFeSi_2O_6 + 3\ FeTiO_3 = CaTiSiO_5 + 2\ Fe_2TiO_4 + SiO_2 \qquad (6)$$

Эта константа равновесия использовалась для расчета ΔQFM, а также состава и активностей компонентов в обоих железо-титановых оксидах при a_{Hed}<1 и a_{SiO_2}<1. Выражение для этой константы равновесия позволяет найти соотношение между активностями ильменита и ульвошпинели для двух случаев – когда a_{Hed}=1 и a_{SiO_2}=1 ($a_{usp(0)}$ и $a_{ilm(0)}$) и при активностях кремнекислоты и геденбергита меньших единицы (a_{usp} и a_{ilm}): $a_{usp}^2/a_{ilm}^3 = a_{usp(0)}^2/a_{ilm(0)}^3 \cdot (a_{hed}/a_{SiO_2})$.

Используя новое значение a_{usp}^2/a_{ilm}^3 , решаем систему уравнений, вытекающих из констант равновесия реакций (4) и (5) и получаем составы твердых растворов магнетита и ильменита, а также ΔQFM для фазовой ассоциации магнетит + ильменит + титанит + геденбергит + нефелин + калишпат при a_{Hed}<1 and a_{SiO_2}<1. Эти значения ΔQFM для ассоциации магнетит + ильменит + титанит + геденбергит + нефелин + калишпат показаны в виде сплошной линии на рис. 11.

При более высоких летучестях кислорода в равновесии титанит + геденбергит + нефелин + калишпат может присутствовать магнетит, но ильменит неустойчив, а при более низких летучестях кислорода имеется безмагнетитовое поле с ильменитом.

В поле, свободном от ильменита выше моновариантной линии на рис. 11., летучести кислорода фиксированы для каждой температуры и состава магнетита. Для нахождения значений f_{O_2} для различных температур и значений величины ΔQFM для фазовой ассоциации магнетит + титанит + геденбергит + нефелин + калишпат были пересчитаны к новым составам магнетита на основе уравнения для константы равновесия следующей реакции:

$$2\ CaTiSiO_5 + 2Fe_3O_4 + 2\ SiO_2 = 2\ CaFeSi_2O_6 + 2\ Fe_2TiO_4 + O_2 \qquad (7)$$

с использованием формулы ΔQFM = ΔQFM(i) + 2lg(a_{usp}(i)/a_{mt}(i)/a_{usp}· a_{mt}),где ΔQFM(i), a_{usp}(i) и a_{mt}(i) значения для фазовой ассоциации с магнетитом и ильменитом, а ΔQFM, a_{usp} и a_{mt} относятся к безильменитовой ассоциации для данного состава магнетита. Рассчитанные изоплеты составов магнетита показаны на рис. 11 в виде пунктирных линий.

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ХИБИНСКОЙ МАГМЫ

Для наиболее распространенных магнетитов с 55 мол. % ульвошпинели рис. 11 дает температуры кристаллизации выше 880°С и летучести кислорода, близкие к буферу QFM (ΔQFM = – 0.1 при 880°С и ΔQFM = + 0.3 при 1100°С).

Наблюдаемые вариации составов магнетита свидетельствуют об их кристаллизации в интервале температур и значений летучести кислорода. Согласно рис. 11 более титанистые магнетиты с 25 % TiO_2 (70 мол.% ульвошпинели, таблица, анализ 5) должны были кристаллизоваться выше 1030°С и при ΔQFM, близкой к –0.2. Сростки отдельных зерен магнетита (40 мол.% ульвошпинели) и ильменита (таблица, анализы 8 и 13) дают 740°С и ΔQFM = –0.1. Зерна магнетита со структурами типа распада-окисления (таблица, анализы 1 и 12) формировались при еще более низких температурах.

Полученная нами оценка температура кристаллизации магнетита для наиболее распространенного состава этого минерала из скважины 1312 (~ 880°C) согласуется с данными по расплавным включениям в нефелинах и апатитах из Хибинской интрузии (850–950°C)[3].

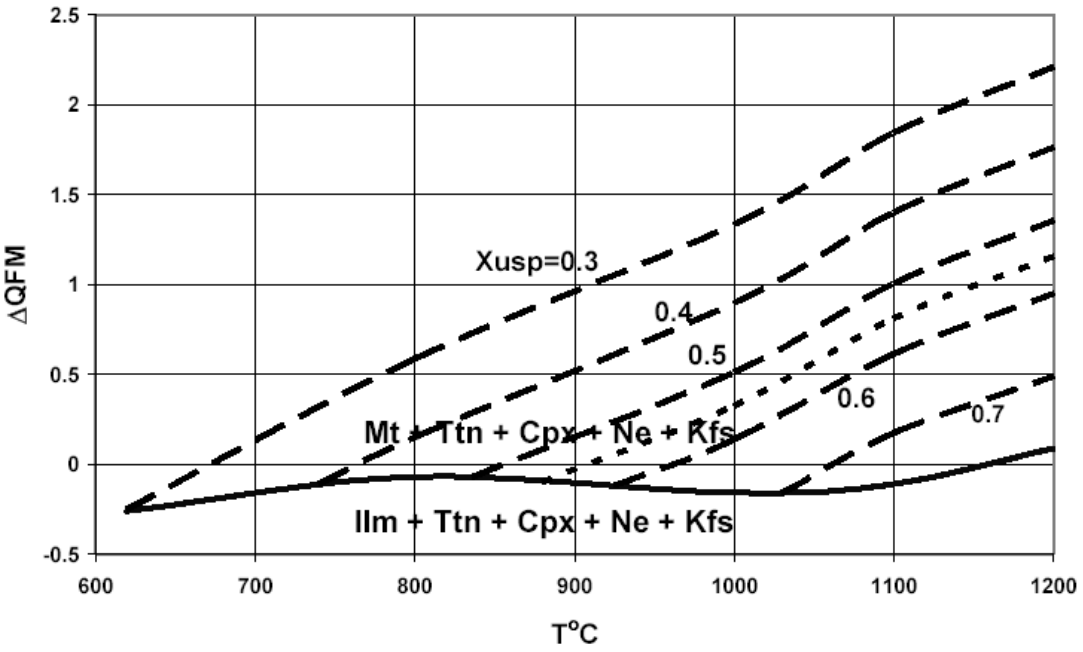

Рис. 11. **Положение изоплет составов магнетита в равновесии с ильменитом, титанитом, клинопироксеном, нефелином и щелочным полевым шпатом в зависимости от ΔQFM.**

Наши расчеты показали, что летучести O_2 для апатитоносной интрузии Хибинского комплекса были близки к буферу QMF. Такой же вывод был получен и для агпаитовых пород Ловозерского массива (соседнего с Хибинским массивом) на основе сравнения относительных устойчивостей эгирина, арфведсонита и энигматита[3].

РАВНОВЕСНАЯ ГАЗОВАЯ ФАЗА ХИБИНСКОЙ ИНТРУЗИИ

Нами проведен расчет состава газовой фазы системы C–H–O при летучестях кислорода, характерных для Хибинской апатитоносной интрузии. Для этого использовались константы равновесия следующих реакций:

$$2H_2O + CO_2 = CH_4 + 2O_2,$$
$$CO_2 = CO + ½O_2,$$
$$H_2O = H_2 + ½O_2,$$

которые рассчитывались с использованием согласованной базы термодинамических данных[28]. Летучести для чистых компонентов, участвующих в приведенных выше реакциях, были взяты из работы[27]. Коэффициенты активности компонентов во флюиде сложного состава оценивались с учетом данных работы [12]для системы H_2O – CO_2 и работы [50] для системы CH_4 – H_2O. Для аппроксимации зависимости избыточных

термодинамических функций в этих бинарных системах были использованы двупараметрические уравнения Маргулеса, а полученные параметры этих уравнений были затем использованы для расчёта коэффициентов активности компонентов тройной смеси CO_2 – H_2O – CH_4 с помощью уравнений, приведенных в работе[8]. При этом предполагалось, что смешение CO_2 и CH_4 происходит по законам идеальных растворов, а параметр одновременного взаимодействия всех трёх компонентов равен нулю. Коэффициенты активности для присутствующих в небольших количествах H_2 и CO полагались такими же, как и для метана. Это согласуется с выводами К.И. Шмуловича [12], показавшего, что параметры взаимодействия различных неполярных газов с водой очень близки между собой. Расчеты с использованием более простых схем, например с допущением, что взаимодействие CO_2 с водой и метана с водой идентичны, дают результаты, очень близкие к использованной нами модели трехкомпонентного раствора, а при температурах выше 500°C результаты мало отличаются от более простой модели идеального газового раствора. Это показывает, что неточности, связанные с приближенностью термодинамической модели высокотемпературного флюида, слишком невелики, чтобы повлиять на принципиальные выводы о поведении газовой фазы, равновесной с минеральными ассоциациями щелочных пород.

Расчеты проводились для заданных значений атомных отношений H/C в газовой фазе. Выражения для констант равновесий с подставленными в них летучестями компонентов, выраженными, как произведения активностей на летучести чистых компонентов, вместе с условием равенства единице суммы мольных долей компонентов и условия $(4X_{CH_4}+2X_{H_2O}+2X_{H_2})$ / $(X_{CH_4}+X_{CO_2}+X_{CO})=R_{H/C}$, где $R_{H/C}$ – фиксированное атомное отношение водорода к углероду, дают нам пять уравнений с пятью неизвестными. Решение этой системы уравнений дает нам искомые мольные доли компонентов газовой фазы. Параллельно проводился расчет активности графита из константы реакции: $C + O_2 = CO_2$. В ходе охлаждения системы активность графита растет, и после достижения условий насыщения в отношении фазы элементарного углерода расчет состава газовой фазы проведен с использованием констант равновесия четырех реакций:

$$CH_4 + O_2 = C + 2H_2O,$$
$$C + O_2 = CO_2,$$
$$C + ½O_2 = CO,$$
$$H_2O = H_2 + ½O_2$$

в комбинации с условием $\Sigma X_i=1$.

Как показывает рис. 12, при летучестях кислорода, близких к буферуQMF, от магматических температур и до ~450°C преобладающими компонентами флюида являются H_2O и CO_2. Концентрация водорода при 900°C чуть меньше 1 мол. %, и она падает в ходе охлаждения системы.

Концентрации метана при 900°С и до 500°С очень низки, а затем они начинают превышать 1 мол. %.

При 470°С начинается выделение из флюида графита главным образом за счет реакции: $CO_2 = C + O_2$. При дальнейшем понижении температуры мольная доля CO_2 и атомная доля углерода во флюиде падают вследствие того, что углерод уходит из флюида в графит (рис. 13). Приблизительно при 360°С атомная доля углерода проходит через минимум, и при более низких температурах начинается рост этой величины, выделение из флюида графита прекращается, так как начинается его резорбция из-за образования заметных количеств CH_4.

В большинстве последних публикаций[34, 39], посвященных абиогенному синтезу углеводородов в магматических породах, в качестве главного механизма предлагаются реакции типа Фишера–Тропша:

$CO_2 + 2H_2 = CH_4 + 2H_2O$ $\qquad$ $2CO_2 + 7H_2 = C_2H_6 + 4H_2O$ и т.д.

Наши расчеты, однако, показывают, что в рамках равновесной модели ведущую роль играют реакции взаимодействия воды с ранее образовавшимся графитом, например:

$$C + H_2O = CH_4 + O_2$$

в которых f_{O_2} буферируется сосуществующим с флюидом расплавом и твердыми фазами.

Рис. 12 отражает результаты расчетов при фиксированном отношении водорода к углероду в системе (H/C=4). Расчеты при других значениях H/C показывают, что интервал температур, в котором в ходе охлаждения флюида при данных и давлении происходит выделение графита, меняется сравнительно мало. Так, при ΔQMF=0 и P=0.1 ГПа, что приблизительно отвечает условиям становления апатитоносной интрузии Хибинского комплекса, выделение графита из охлаждающегося флюида начинается при 450–470°С и прекращается при 360°С (рис. 14). Относительно низкотемпературные условия процесса образования графита согласуются с тем, что этот минерал был найден главным образом в пегматитах и карбонатите Хибин.

Таким образом, при окислительно-восстановительных условиях, характерных для Хибинского комплекса эволюция форм углерода выглядит следующим образом: при высоких температурах – CO_2 во флюиде и карбонатные анионы в расплаве, затем выделение графита, а при еще более низких температурах появление заметного количества углеводородов за счет реакции флюида с графитом.

Как уже указывалось, известны щелочные магматические системы, характеризующиеся заметно более восстановительными условиями, по сравнению с оценками для Хибинского комплекса. Для установления особенностей эволюции форм углерода в ходе остывания магматического флюида в восстановительных условиях были проведены расчеты для ΔQMF = –2 (рис. 12).

В более восстановительных условиях концентрации водорода во флюиде значительно выше (порядка нескольких мольных процентов), заметные количества метана появляются при более высоких температурах, начало выделения графита и прекращение этого процесса смещается в область более высоких температур по сравнению с $\Delta QMF = 0$ (рис. 13).

Учитывая, что при высоких температурах даже при $\Delta QMF = 0$ содержания H_2 во флюиде превышают 1 мол. %, а скорость диффузии H_2 в расплаве, через кристаллические решетки минералов и вдоль границ кристаллических зерен, весьма высоки, можно предположить, что H_2 мигрирует из горячих в более холодные части магматической системы. Если миграция H_2 в температурном градиенте достаточно интенсивна, то в более холодной части системы возможен синтез углеводородов за счет взаимодействия H_2 с ранее образовавшимся графитом, а также посредством реакций типа синтеза Фишера–Тропша.

ВЫВОДЫ

1. Большинство магнетитов в Хибинском щелочном магматическом комплексе, опробованном в вертикальном разрезе мощностью 500 м, имеют высокие содержания титана, в среднем 55 мол. % ульвошпинелевого минала. В редких случаях содержание ульвошпинели достигает 80 мол. %.

2. Диаграмма f_{O_2}–T показала, что магнетиты с 55 мол. % ульвошпинели в равновесии с клинопироксеном и титанитом кристаллизовались при температуре выше 900°C и летучести кислорода слегка более низкой уровня буфера кварц–фаялит–магнетит. Магнетиты с более высокими содержаниями титана кристаллизовались при более высоких температурах и при более низких значениях ΔQMF, в то время как бедные титаном магнетиты формировались ниже 650°C.

3. При высоких температурах вплоть до 400°C углерод присутствовал в хибинской магме либо в форме карбонатных анионов в расплаве, либо как CO_2 в магматическом флюиде. При дальнейшем охлаждении происходит выделение графита, а при еще более низких температурах – появление заметного количества углеводородов за счет реакции флюида с графитом. При этом абиогенные углеводороды в магматических комплексах могут возникать за счет процессов, отличных от синтеза Фишера–Тропша.

4. Не исключено, что водород, присутствующий в газовой фазе при магматических температурах, может мигрировать в более холодные участки затвердевающей магматической камеры и участвовать в формировании углеводородов согласно реакции Фишера–Тропша.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 08–05–00356 и 08–05–00054), ИНТАС (проект 05–1000008–7938) и программ № 4 и № 7 Отделения наук о Земле РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Боруцкий Б.Е.** Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988.
2. **Икорский С.В., Шугурова Н.А.** Новые данные о составе газов в минералах щелочных пород Хибинского массива // Геохимия. 1974. № 6 С. 943–947.
3. **Когарко Л.Н.** Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977.
4. **Когарко Л.Н., Костольяни К., Рябчиков И.Д.** Геохимия восстановленного флюида щелочных магм // Геохимия 1986,№ 12. С. 1688–1695.
5. **Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н.,и др.** Минералогия Хибинского массива. Минералы. М.: Наука, 1978.
6. **Перчук А.Л., Аранович Л.Я.** Термодинамическая модель твердого раствора жадеит–диопсид–геденбергит // Геохимия 1991, № 4. С. 539–547.
7. **Петерсилье И.А.** Углеводородные газы и битумы интрузивных массивов центральной части Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1958. Т. 122. №6 С. 1086–1089.
8. **Рябчиков И.Д.** Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1965.
9. **Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Когарко Л.Н. и др.** Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // Геохимия. 2002. № 11. С. 1139–1150.
10. **Рябчиков И.Д., Уханов А.В., Ишии Т.** Окислительно-восстановительные равновесия в щелочных породах из верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции // Геохимия. 1985. № 5. С. 1110–1123.
11. **Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н.** Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.
12. **Шмулович К.И.** Двуокись углерода в высокотемпературных процессах минералообразования. М.: Наука, 1988.
13. **Ballhaus C.** Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. P. 341–348.
14. **Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.** Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle // Nature. 1990. V. 348 P. 437–440.
15. **Beeskow B., Treloar P.J., Rankin A.H. et al.** A reassessment of models for hydrocarbon generation in the Khibiny nepheline syenite complex, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 2006. V. 91. P. 1–18.
16. **Buddington A.F. and Lindsley D.H.** Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // Journ. Petrology. 1964. V. 5. P. 310–357.
17. **Canil D.** Vanadium partitioning and the oxidation state of Archean komatiite magmas // Nature. 1997. V. 389. P. 842–845.
18. **Canil D.** Vanadium partitioning between orthopyroxene, spinel and silicate melt and the redox states of mantle source regions for primary magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 557–572.

19. **Canil D.** Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 195. P. 75–90.
20. **Frost B.R., Lindsley D.H.** Occurence of iron-titanium oxides in igneous rocks,: Oxide minerals: petrologic and magnetic significance.// Reviews in Mineralogy. V. 25. 1991. P. 433–467.
21. **Frost B.R., Lindsley D.H., Andersen D.J.** Fe-Ti oxide - silicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine // Amer. Mineralogist. 1988. V.73. P. 727–740.
22. **Ghiorso M.S., Sack R.O.** Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive parameters in silicic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1991_1 V.108. P. 485–510.
23. **Ghiorso M.S., Sack R.O.** Thermochemistry of the oxide minerals.: Oxide minerals: petrologic and magnetic significance.// Reviews in Mineralogy. V. 25. 1991_2. P. 221–264.
24. **Green D.H., Falloon T.J., Taylor W.R.** Mantle-derived magmas - roles of variable source peridotite and variable C-O-H fluid compositions.// Magmatic processes: physicochemical principles. Geochem. Soc. Spec. Publ. 1987. V.1. P. 139–154.
25. **Halama R., Vennemann T., Siebel W., Markl G.** The Gronnedal-Ika carbonatite-syenite complex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility // J. Petrology. 2005. V.46 P. 191–217.
26. **Holland T.J.B.** Activities of components in omphacitic solid solutions. Application of Landau theory to mixtures // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V.105. P.446–453.
27. **Holland T., Powell R.** A Compensated-Redlich-Kwong (CORK) equation for volumes and fugacities of CO_2 and H_20 in the range 1 bar to 50 kbar and 100-1600°C // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 109. P. 265–273.
28. **Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V.16. P. 309–343.
29. **Mann U., Marks M., Markl G.** Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: the Katzenbuckel volcano, Southwest Germany // Lithos. 2006. V. 91. P. 262–285.
30. **Markl G., Marks M., Schwinn G., Sommer H.** Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilimaussaq Complex, South Greenland // J. Petrology. 2001. V.42. P. 2231–2257.
31. **Marks M., Markl G.** Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilimaussaq Intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria // J. Petrology. 2001. V.42. P.1947–1969.
32. **Marks M.A.W., Schilling J., Coulson I.M., et al.** The alkaline-peralkaline Tamazeght Complex, High Atlas Mountains, Morocco: mineral chemistry and petrological constraints for derivation from a compositionally heterogeneous mantle source // J. Petrology. 2008. V.49. P.1097–1131.
33. **Nivin V.A.** Gas concentrations in minerals with reference to the problem of the genesis of hydrocarbon gases in rocks of the Khibiny and Lovozero massifs // Geochem. Intern. 2002. V. 40. P. 883–898.
34. **Nivin V.A., Treloar P.J., Konopleva N.G., Ikorsky S.V.** A review of the occurrence, form and origin of C-bearing species in the Khibiny Alkaline Igneous Complex, Kola Peninsula, NW Russia // Lithos. 2005. V.85. P. 93–112.
35. **O'Neill H.S.C., Wall V.J.** The olivine-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the upper mantle // J. Petrology. 1987. V. 28. P. 1169–1192.
36. **Osborn E.F.** Role of oxygen pressure in the crystallization and di□erentiation of basaltic magma // Amer. J. Sci. 1959. V.257. P. 609–647.

37. **Perchuk L.L., Podlesskii K.K., Aranovich L.Y.** Themodynamics of some framework silicates and their equilibria: application to geothermobarometry// Progress in metamorphic and magmatic petrology. Cambridge University Press,1991. P. 131–164.
38. **Petersilie I.A., Sorensen H.** Hydrocarbon gases and bituminous substances in rocks from the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland // Lithos. 1970. V.3. P. 59–76.
39. **Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J.** Abiogenic Fischer–Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, N.W. Russia // Lithos. 2004. V.75. P. 311–330.
40. **Presnall D.C.** The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas // Amer. J. Sci. 1966. V.264. P. 753–809.
41. **Ryabchikov I.D., Kogarko L.N.** Redox equilibria in alkaline lavas from Trindade Island, Brasil // Intern. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 173–183.
42. **Sack R.O., Ghiorso M.S.** An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe-Mg-titanomagnetite-aluminate spinels // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V.106. P. 474–505.
43. **Salvi S., Williams-Jones A.** Alteration, HFSE mineralisation, and hydrocarbon formation in peralkaline igneous systems : insights from the Strange Lake Pluton, Canada // Lithos. 2006 V. 91. P. 19–34.
44. **Vinograd V.L.** Thermodynamics of mixing and ordering in the diopside-jadeite system: I. A CVM model // Mineral. Magazine. 2002. V. 66. P. 513–536.
45. **Wones D.R.** Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks // Amer. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 744–749.
46. **Wood B.J., Bryndzya L.T., Johnson K.E.** Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation // Science. 1990. V. 248. P. 337–345.
47. **Xirouchakis D. and Lindsley D.H.** Equilibria among titanite, hedenbergite, fayalite, quartz, ilmenite, and magnetite: Experiments and internally consistent thermodynamic data for titanite //Amer. Mineralogist. 1998. V. 83. P. 712–725.
48. **Xirouchakis D., Lindsley D.H., Andersen D.J.** Assemblages with titanite ($CaTiOSiO_4$), Ca–Mg–Fe olivine and pyroxenes, Fe–Mg–Ti oxides, and quartz: Part I. Theory // Amer. Mineralogist. 2001_1. V.86. P. 247–253.
49. **Xirouchakis D., Lindsley D.H., Frost B.R.** Assemblages with titanite ($CaTiOSiO_4$), Ca–Mg–Fe olivine and pyroxenes, Fe–Mg–Ti oxides, and quartz: Part II. Application // Amer. Mineralogist. 2001_2. V. 86. P. 254-264.
50. **Zhang C., Duan Z., Zhang Z.** Molecular dynamics simulation of the CH_4 and CH_4–H_2O systems up to 10 GPa and 2573 K // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 20

УДК 552.321.6+552.13

Гранатовые ортопироксениты из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия): особенности состава и происхождения

Похиленко Л.Н.[1], Похиленко Н.П.[1], Владыкин. Н.В.[2]

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, Новосибирск, пр. Коптюга 3,*
[2]*Институт Геохимии им. А.П. Виноградова, Иркутск, ул. Фаворского, 1а.*

Изучался минеральный состав трех глубинных ксенолитов гранатовых ортопироксенитов из кимберлитовой трубки Удачная. Применение тонких методов исследования, в том числе метода сканирующей электронной микроскопии, позволило обнаружить на микроуровне минералы из различных термических и окислительных обстановок. Каймы вокруг граната состоят, главным образом, из глиноземистых орто- и клинопироксенов, шпинели. В образце UV92/03 в кайме были отмечены также флогопит, содалит, кпш, апатит. Флогопит и шпинелид из каймы отличаются по составу от одноименных минералов из ортопироксеновой матрицы и интерстиций между ортопироксеновыми блоками. Ортопироксены из каймы граната представляют широкий спектр составов по глиноземистости. Клинопироксены каймы имеют более узкий диапазон составов. Оливин представлен различными морфологическими выделениями разного состава. В образце UV46/92 в одной из микротрещин отмечается высокомагнезиальный высококремнистый оливин в срастании с высокомагнезиальным клинопироксеном. В образце UV92/03 обнаруживается большое количество сульфидов, в том числе К-сульфиды, в том числе расвумит. Присутствие содалита и сильвина в свежем образце UV92/03 является прямым свидетельством участия хлора в процессах глубинного метасоматоза. Несколько варьирующий минеральный состав изученных пород объясняется неоднородностью исходного вещества, разной степенью частичного плавления и метасоматической проработки.

ВВЕДЕНИЕ

Образцы ксенолитов мегакристовых серий отражают сложную историю эволюции глубинного мантийного вещества. Изучение таких ксенолитов Похиленко с соавторами [3], Соловьевой с соавторами [4], Доусоном [10] и другими авторами позволило им представить модели процессов, происходивших в нижних горизонтах литосферы.

Нами проведено сравнение трех мегакристовых гранатовых ортопироксенитов, в том числе UV92/03, подробно описанного в работе [2]. Исследование состава и взаимоотношений их минералов позволяет проследить трансформации, произошедшие с породами во время их многостадийного формирования, сделать вывод о ключевой роли мантийного метасоматоза в этом процессе, по крайней мере, в период непосредственно предшествующий кимберлитообразованию.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования составов минеральных фаз проводились с помощью рентгеноспектральных микроанализаторов CAMEBAX-micro (Франция) и JEOL JXA-81(Япония) в Институте геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН. Анализ проводился при напряжении 20 kV, силе тока 15-30 nA, ширине пучка 2 мкм. Точность анализа для основных компонентов находилась в пределах 2 относительных %.

В случаях, когда размер фазы был меньше 10 мкм (а таких фаз, в силу специфики исследования, оказалось немало), и микрозондовый анализ выдавал низкую сумму, определение состава дублировалось на электронном сканирующем микроскопе SEM JSM-6380LA (Япония). Использовалась функция построения карт по элементам, полученным предварительно с помощью снятых спектров. Сканирующая микроскопия использовалась также для предварительной идентификации отдельных фаз.

Структура, минеральный состав ксенолитов и Химический состав минералов

Изучались три образца гранатовых пироксенитов, где большую часть объема породы составляют деформированные мегакристаллы ортопироксена.

Таблица 1.

Минеральный состав ксенолитов UV92/03, UV46/92, U-36.

образец	Породообразующие минералы	Минералы из каймы граната	Минералы, встреченные в орх матрице, интерстициях, микротрещинах
UV92/03	Ортопироксен, гранат, флогопит	Al-ортопироксен, Al-клинопироксен, Al-шпинель, флогопит, содалит, апатит, калиевый полевой шпат	Графит, оливин, флогопит, клинопироксен, содалит, кпш, апатит, Cr-Ti-шпинелид, карбонат кальция, сильвин, Fe-Ni и K-сульфиды
UV46/92	Ортопироксен, гранат	Al-пироксены, Al-шпинель, калиевый полевой шпат, флогопит вокруг каймы	Оливин, клинопироксен, флогопит, Cr-Ti-шпинелид, апатит, карбонат кальция
U-36	Ортопироксен, гранат, флогопит	Al-пироксены, Al-шпинель, флогопит вокруг каймы	Оливин, клинопироксен, флогопит, Cr-Ti-шпинелид

Гранат отмечается в виде ориентированных червеобразных вростков, цепочек мелких зерен между орх блоками, изометричных зерен за пределами ортопироксена. Выделения граната окружены реакционными каймами, состоящими, главным образом, из неравновесных пироксенов разной степени глиноземистости и высоко глиноземистой шпинели. Полные минеральные составы ксенолитов приведены в таблице 1.

Несмотря на внешнее сходство, исследованные образцы несколько отличаются по минеральному составу и химическому составу слагающих их минералов.

Ортопироксен. Составы ортопироксенов приведены в таблице 2. В целом составы матрицы орх трех образцов очень близки и соответствуют обычному стехиометрическому составу мантийного орх. Однако наблюдаются различия. Матрицы U-36, UV46/92 неоднородны, содержат более железистые участки (пятна) со слегка повышенными по сравнению с матричными Cr_2O_3, Al_2O_3, CaO. Матрица UV-46/92 содержит редкие тонкие (~7-8 мкм) ламели срх. В орх каймы большое содержание CaO в UV-92/03 (2,31 wt%) характерно для самого высокоглиноземистого состава (близкого к гранату), также зафиксирован «всплеск кальциевости» и для промежуточного состава (SiO_2=50,45 wt.%; Al_2O_3=9,12 wt.%). В UV-46/92 этот же параметр имеет максимальные значения для промежуточных составов (SiO_2=49,74-52,48 wt.%; Al_2O_3=8,95-6,52 wt.%), а в высокоглиноземистых наблюдались средние значения CaO (1,11wt%).

Таблица 2.

Составы ортопироксенов матрицы, пятен и некоторые составы глиноземистых орх из каймы граната ксенолитов UV92/03, UV46/92, U-36. Mg#=Mg/(Mg+Fe)*100; Ca#=Ca/(Ca+Mg)*100; Al#=Al+Cr-Na.

wt.%	Орх матрица			«пятно» орх		Орх из каймы граната				
	UV92/03	UV46/92	U-36	UV46/92	U-36	UV92/03	UV92/03	UV92/03	UV46/92	UV46/92
SiO_2	58,18	58,55	58,26	56,88	56,68	43,70	51,95	54,58	44,03	52,48
TiO_2	0,02	0,00	0,00	0,15	0,00	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04
Al_2O_3	0,48	0,28	0,36	1,09	0,87	15,17	7,28	3,65	15,34	6,52
Cr_2O_3	0,34	0,20	0,18	0,78	0,86	5,04	1,74	0,82	6,22	1,61
MnO	0,08	0,09	0,00	0,14	0,18	0,26	0,36	0,24	0,47	0,49
FeO	4,49	4,40	4,66	5,83	6,06	7,32	7,51	6,02	8,29	7,15
MgO	35,76	35,66	36,10	32,99	33,54	25,53	29,18	32,28	24,58	28,93
CaO	0,24	0,32	0,37	0,92	0,90	2,31	1,40	1,22	1,11	2,34
Na_2O	0,15	0,02	0,00	0,16	0,15	0,00	0,14	0,13	0,00	0,17
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,30	0,00	0,00
Total	99,74	99,52	99,93	98,94	99,24	99,35	99,58	99,28	100,07	99,73
Mg#	93,42	94,3	93,25	90,98	90,68	82,2	87,18	89,61	82,65	87,56
Ca#	0,49	0,65	0,73	1,97	1,89	6,11	3,32	2,64	3,13	5,49
Al#	0,019	0,016	0,019	0,049	0,056	0,785	0,341	0,164	0,822	0,304

Для наглядности составы орх были нанесены на диаграммы Mg#-Ca# (рис.1) и Mg# - Al+Cr-Na (рис.2).

Как видно из рис.1, составы матриц исследованных орх всех трех образцов являются высокомагнезиальными и попадают в область пироксенитов. Составы обогащенных Ca и Fe вышеописанных пятен в матрицах орх лежат в поле деформированных перидотитов. Составы нестехиометричных неравновесных орх из каймы граната не имеют аналогов

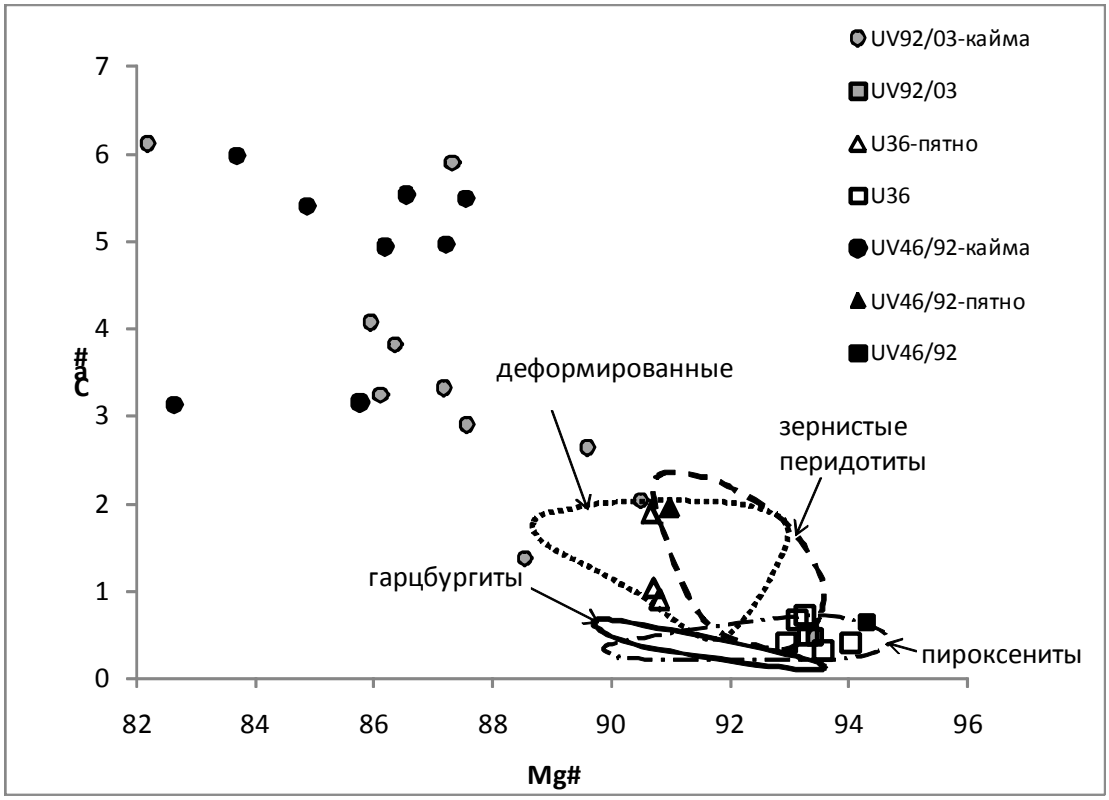

Рис. 1. **Диаграмма Mg#-Ca# ортопироксенов изученных ксенолитов. Показаны поля составов пироксенов основных и ультраосновных парагенезисов тр. Удачная: пироксенитов, гарцбургитов, зернистых и деформированных лерцолитов.**

среди известных мантийных пород кимберлитовой трубки Удачная. Высокая кальциевость объясняется присутствием в них диопсидового или Ca-Чермакитового миналов, характерных для клинопироксенов. Последнее подтверждает рис.2, на котором хорошо видно, что Al в орх из каймы граната содержится не только в VI координации в жадеитовом компоненте ($NaAlSi_2O_6$), но и в IV (позиция Si) в Чермакитовом компоненте.

Гранат. Составы гранатов приведены в таблице 3 и на стандартной диаграмме Cr_2O3-CaO. Согласно рис.3, гранаты исследованных ортопироксенитов отвечают составам разных мантийных парагенезисов: UV92/03 – гарцбургит-дунитовому (69,3% пиропового, 7% кнорренгитового компонента), U-36 – лерцолитовому (70,7% пиропового, 4,2% кнорренгитового компонента), UV46/92 – верлитовому (65,9% пиропового, 15,6% уваровитового компонента).

На диаграмме Mg#-CaO (рис.4) гранат UV92/03 находится в поле гарцбургит-дунитов, а на диаграмме Mg#-Cr_2O_3 (рис.5) он не попадает ни в одно из полей перидотитов якутских трубок: менее магнезиален, чем гарцбургит-дунитовые гранаты, но более магнезиален, чем гранаты деформированных лерцолитов. Гранат UV46/92 наиболее близок к лерцоли-

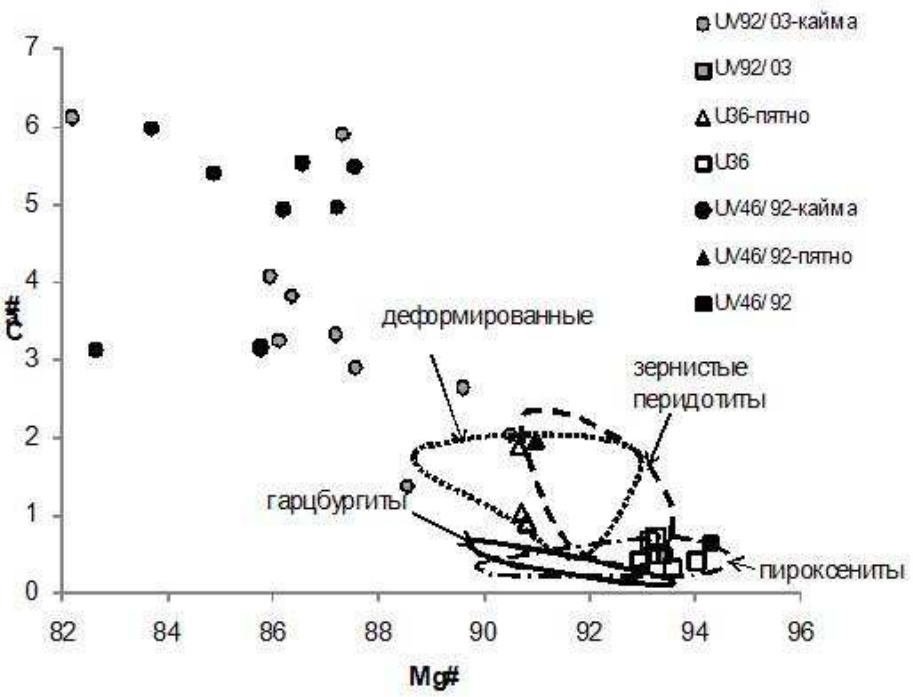

Рис.2. **Диаграмма Mg#-Cr+Al-Na ортопироксенов изученных ксенолитов. Показаны поля составов пироксенов основных и ультраосновных парагенезисов тр. Удачная: пироксенитов, гарцбургитов, зернистых и деформированных лерцолитов.**

wt.%	UV92/03	U-36	UV46/92
SiO_2	41,30	41,95	41,66
TiO_2	0,05	0,00	0,00
Al_2O_3	19,51	20,00	18,88
Cr_2O_3	5,40	4,14	6,28
MnO	0,27	0,45	0,38
FeO	7,15	7,68	7,33
MgO	21,62	20,74	18,91
CaO	3,82	4,16	6,56
Na_2O	0,05	0,00	0,02
K_2O	0,00	0,00	0,01
Total	99,16	99,11	100,01
Mg#	84,35	82,79	82,13

Таблица 3. **Составы гранататов ксенолитов UV92/03,UV46/92,U-36. Mg#=Mg/(Mg+Fe)*100.**

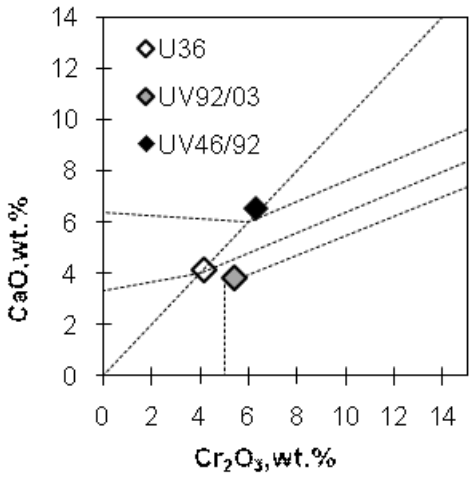

Рис.3. **Диаграмма Cr2O3-CaO. Обозначенные пунктиром контуры отвечают классификационным границам по Н.В.Соболеву с соавторами (Соболев и др.,1978).**

товым полям. Гранат U-36 на верхнем графике (Mg#-CaO) попадает в поле деформированных лерцолитов, на диаграмме Mg#-Cr_2O_3 (рис.5) он лежит в

области деформированных лерцолитов у самой границы с зернистыми.

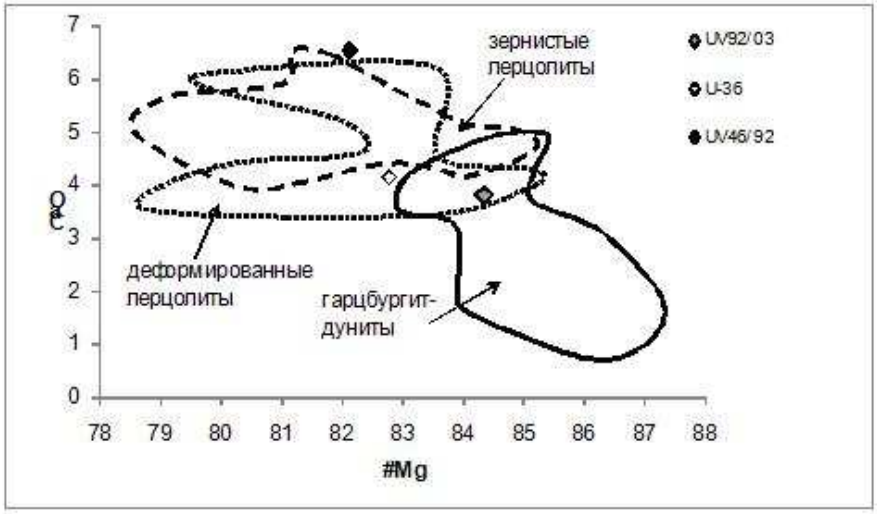

Рис. 4. **Диаграмма Mg#-CaO гранатов изученных ксенолитов. Показаны поля составов гранатов ультраосновных парагенезисов тр. Удачная: гарцбургит-дунитов, зернистых и деформированных лерцолитов. Гранаты пироксенитов менее магнезиальны (Mg# 49-78) и на эту диаграмму не нанесены.**

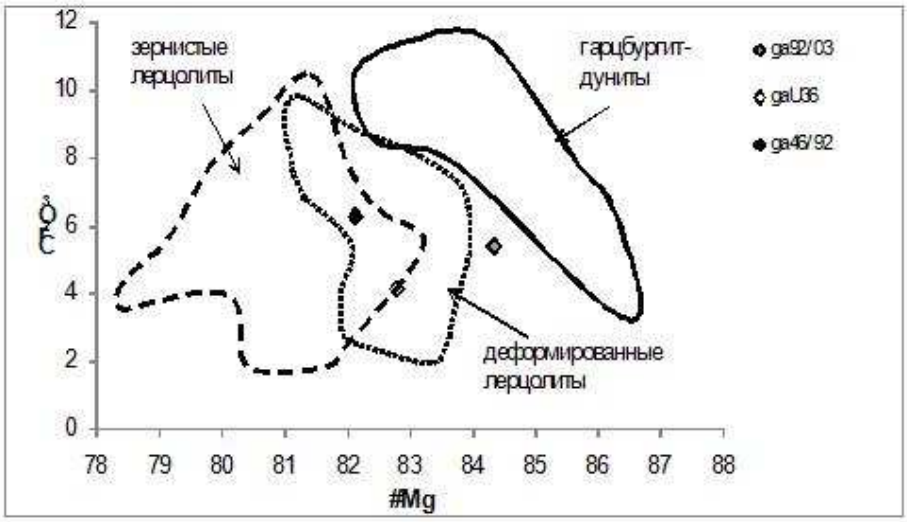

Рис. 5. **Диаграмма Mg#-Cr_2O_3 гранатов изученных ксенолитов. Показаны поля составов гранатов ультраосновных парагенезисов тр. Удачная: гарцбургит-дунитов, зернистых и деформированных лерцолитов. Гранаты пироксенитов менее магнезиальны (Mg# 49-78) и на эту диаграмму не нанесены.**

Текстурно этот образец не обнаруживает признаков деформаций и катаклаза: нет структур течения, перекристаллизованной сахаровидной основной массы и т.д.

Клинопироксен. В исследованных образцах присутствует в разных количествах. В U-36 наблюдается в виде очень редких зерен (доли миллиметра). В UV46/92 отмечаются редкие зерна размером до 70-80 мкм на

границе с каймой вокруг граната и в микротрещинах с оливином и апатитом. В UV92/03 присутствует в трещинах с флогопитом, апатитом, карбонатом кальция, хромитом, сульфидами. Во всех трех изученных ксенолитах клинопироксен разной глиноземистости наблюдался среди минералов каймы вокруг граната. Составы некоторых клинопироксенов приведены в таблице 4.

Таблица 4.

Составы клинопироксенов из ксенолитов UV92/03, UV46/92, U-36. Mg#=Mg/(Mg+Fe)*100; Ca#=Ca/(Ca+Mg)*100; Al#=Al+Cr-Na.

wt.%	Cpx каймы вокруг граната					Cpx из интерстиций и трещин				
	U-36	U-36	UV46/92	UV92/03	UV92/03	U-36	U-36	UV46/92	UV92/03	UV92/03
SiO_2	49,04	51,73	49,15	48,85	51,32	53,73	55,04	54,04	52,32	54,28
TiO_2	0,14	0,39	0,39	0,06	0,07	0,29	0,28	0,73	0,24	0,11
Al_2O_3	10,65	7,68	7,07	8,25	7,97	6,10	3,52	2,34	5,22	2,02
Cr_2O_3	3,27	1,68	2,54	3,00	1,72	0,22	0,63	1,74	0,86	1,31
MnO	0,41	0,40	0,27	0,27	0,23	0,34	0,44	0,16	0,18	0,11
FeO	4,62	4,71	3,98	4,49	3,97	3,98	4,19	3,80	3,63	2,92
MgO	15,36	17,03	15,82	16,10	15,92	17,63	19,97	18,35	16,60	17,60
CaO	15,84	14,95	19,16	17,51	17,24	16,35	14,71	17,32	18,98	19,63
Na_2O	0,54	0,75	0,82	0,58	0,88	0,98	0,73	0,96	1,08	1,07
K_2O	0,14	0,00	0,01	0,02	0,26	0,00	0,00	0,01	0,04	0,16
Total	100,01	99,30	99,20	99,13	99,56	99,62	99,50	99,47	99,14	99,21
Mg#	85,57	86,57	87,63	86,46	87,73	88,75	89,46	89,58	89,08	91,49
Ca#	42,57	38,69	46,56	43,89	43,78	40,01	34,62	40,42	45,12	44,51
Al#	0,51	0,32	0,32	0,4	0,33	0,20	0,12	0,08	0,17	0,05

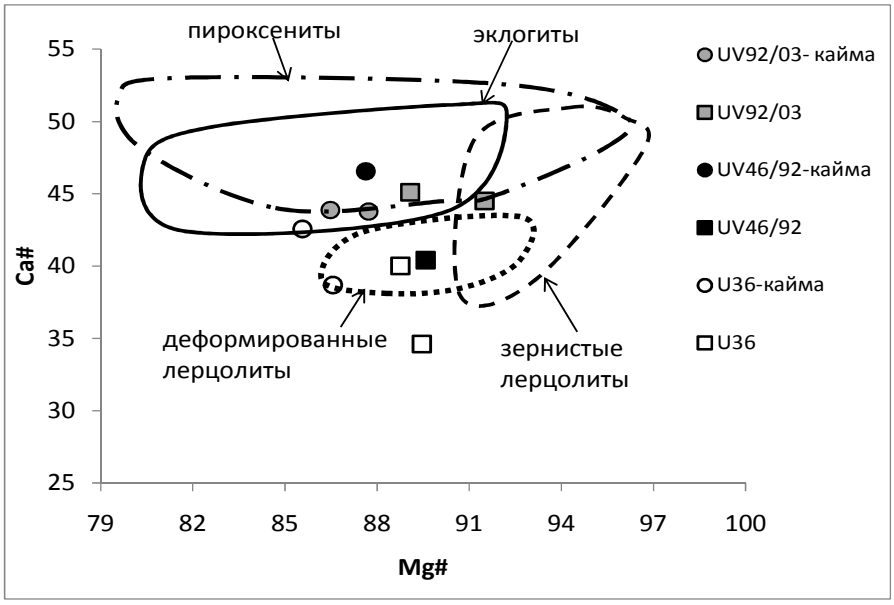

Рис. 6. **Диаграмма Mg#-Ca# клинопироксенов изученных ксенолитов. Показаны поля составов пироксенов основных и ультраосновных парагенезисов тр. Удачная: пироксенитов, эклогитов, зернистых и деформированных лерцолитов.**

Как видно из рис.6, клинопироксены из интерстиций и трещин, как и менее магнезиальные клинопироксены из кайм вокруг граната, попадают в поля различных мантийных пород, что может свидетельствовать о разной степени и времени обогащения исходных ортопироксенитов, а также о разных PT-условиях и многоэтапности этого процесса и реакций, происходивших на периферии гранатовых зерен на поздних этапах формирования пород.

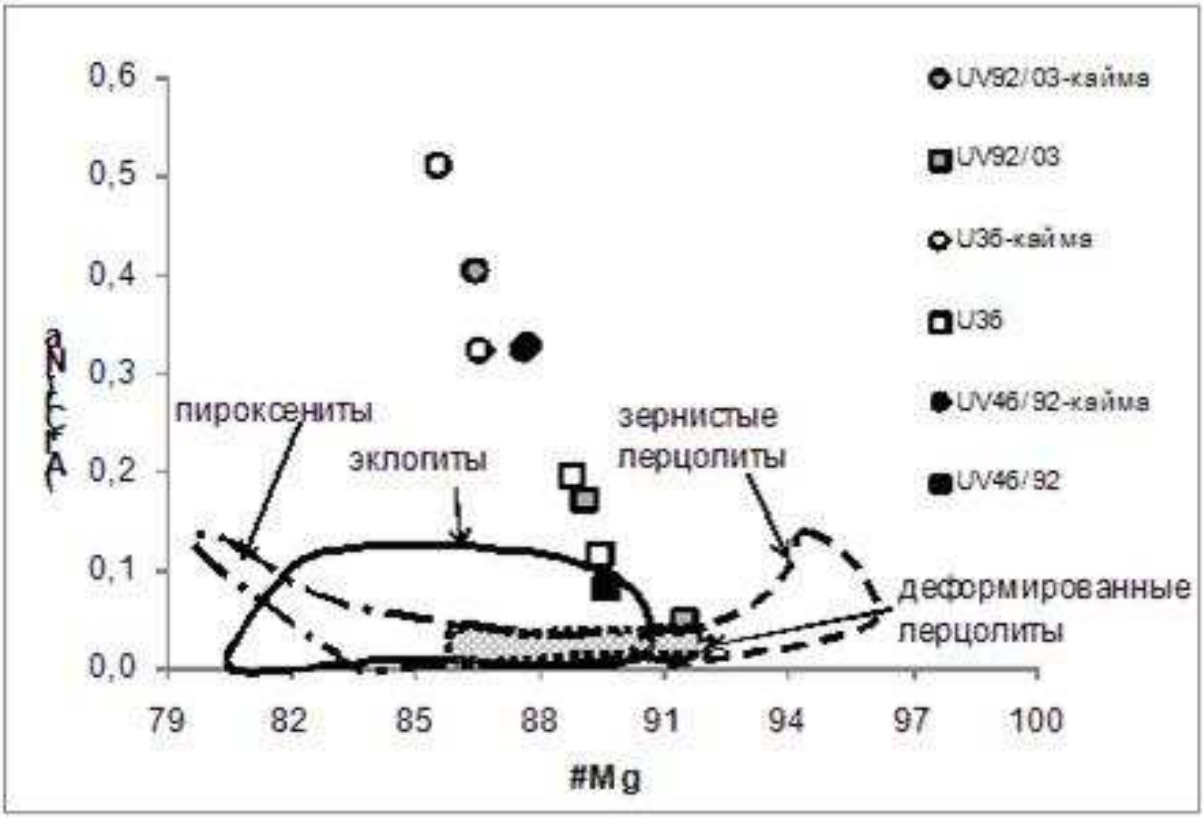

Рис. 7. **Диаграмма Mg#-Al+Cr-Na клинопироксенов изученных ксенолитов. Показаны поля составов пироксенов основных и ультраосновных парагенезисов тр. Удачная: пироксенитов, эклогитов, зернистых и деформированных лерцолитов.**

На рис. 7 хорошо видно, что клинопироксены из интерстиций и трещин большей частью попадают в поля составов классических парагенезисов мантийных пород: UV46/92 и U-36 – в эклогитовое, UV92/03 – на пересечение пироксенитового и лерцолитового, но некоторые составы, по глиноземистости соответствующие пироксенитовым клинопироксенам, оказываются существенно более магнезиальными и, как клинопироксены из каймы вокруг граната не имеют аналога среди пироксенов мантийных парагенезисов якутских трубок.

Оливин. В UV46/92 встречается в микротрещинах(~10мкм) с раздувами (до 30 мкм), заполненных, наряду с оливином, клинопироксеном и апатитом, а также в более широких трещинах (100-120 мкм) вместе с клинопироксеном, флогопитом, карбонатом кальция. В одной из таких трещин обнаружен высоко магнезиальный оливин с повышенным Si (рис.8). В UV92/03

отмечался участок ~0,5х0,5 мм, выполненный скрытокристаллическим оливином (зерна до 15мкм) и симплектитовыми прорастаниями шпинели и клинопироксена; более железистый оливин также был встречен в микротрещинах(~10-12 мкм) в срастании с клинопироксеном. В U-36 оливин наблюдался в виде единичных зерен, размером до 100 мкм, с флогопитом, шпинелью, ортопироксеном, клинопироксеном. Составы оливинов приведены в таблице 5.

Таблица 5.

Составы оливинов из ксенолитов UV92/03, UV46/92, U-36.
Fo – форстеритовый компонент Mg/(Mg+Fe)*100.

wt.%	**U-36**	**U-36**	**UV46/92**	**UV46/92**	**UV92/03**	**UV92/03**
SiO2	39,96	40,07	41,04	42,74	41,52	40,69
Cr2O3	0,00	0,00	0,38	0,02	0,02	0,13
MnO	0,34	0,52	0,23	0,08	0,05	0,24
FeO	10,83	11,39	9,20	5,01	7,06	9,25
MgO	48,20	47,47	48,88	52,15	50,79	49,02
CaO	0,21	0,17	0,16	0,08	0,01	0,16
NiO			0,154	0,061	0,59	0,15
Total	99,53	99,61	100,04	100,14	100,03	99,63
Fo	88,80	88,13	90,45	94,88	92,76	90,42

Оливины из U-36 наименее магнезиальны из изученных оливинов данного набора пород. На рис.8 их составы попадают (или близки) в крайние области поля деформированных лерцолитов. Составы UV46/92 и UV92/03 также располагаются в этом поле, но на границе его пересечения с полем зернистых лерцолитов; один состав UV92/03 лежит в самой магнезиальной части поля деформированных лерцолитов на границе с полями зернистых лерцолитов и гарцбургит-дунитов. Зафиксированный в трещине высоко магнезиальный оливин UV46/92 не имеет аналогов среди оливинов мантийных пород тр. Удачная.

Флогопит. Составы флогопитов приведены в таблице 6.

Из рис. 9-11 видно, что флогопиты UV46/92 и UV92/03, расположенные среди минералов каймы вокруг граната и оконтуривающие

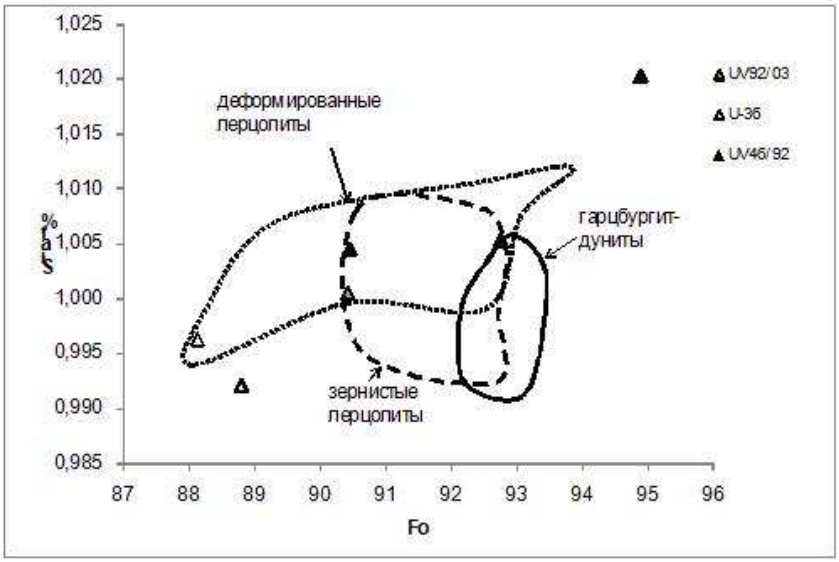

Рис. 8. **Магнезиальность и кремнеземистость оливинов изученных ксенолитов. Показаны поля составов оливинов ультраосновных парагенезисов тр. Удачная: гарцбургит-дунитов, зернистых и деформированных лерцолитов.**

Таблица 6.

Составы флогопитов из ксенолитов UV92/03, UV46/92, U-36.

wt.%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO2	39,96	39,28	39,93	39,86	39,07	44,43	42,85	39,94	40,12	40,85	40,23
TiO2	2,35	2,34	2,46	2,42	2,40	0,12	0,10	1,45	2,34	1,52	2,09
Al2O3	13,84	15,55	13,92	13,07	14,43	10,02	12,41	15,32	13,98	12,10	12,99
Cr2O3	1,90	1,95	2,24	1,88	2,06	0,05	0,75	2,33	2,08	1,26	1,54
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,03	0,02	0,04	0,03	0,06	0,03
FeO	5,11	4,72	4,33	4,50	4,39	3,18	2,81	3,95	3,98	3,54	3,72
MgO	21,95	21,81	22,16	22,50	22,01	27,37	25,43	22,66	20,76	23,71	23,74
CaO	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02
Na2O	0,45	0,44	0,31	0,30	0,42	0,10	0,16	0,41	0,30	0,16	0,20
K2O	11,28	11,51	11,51	11,84	11,75	10,58	10,24	9,69	9,12	9,10	9,69
Total	96,83	97,59	96,85	96,48	96,68	96,68	95,23	96,23	92,74	92,30	94,25
Mg#	81,11	82,21	83,64	83,35	83,38	89,59	90,07	85,15	83,92	87,00	86,47

U-36: 1-2 – пластины флогопита, расположенного между блоками ортопироксена, 3-5 –флогопит, оконтуривающий кайму граната; UV92/03: 6 – флогопит из крупных трещин (~500 мкм), 7 – пластины флогопита из ортопироксеновой матрицы, 8 – флогопит из каймы вокруг граната; UV46/92: 9 – флогопит (~10 мкм шириной), оконтуривающий кайму вокруг граната, 10-11 – широкие пластины (до 150 мкм), оконтуривающие кайму вокруг граната.

эту кайму, менее магнезиальны, чем флогопиты из ортопироксеновой матрицы и крупных трещин. В U36 флогопиты, находящиеся между орх блоками более железисты, чем флогопиты, оконтуривающие кайму, хотя их составы по всем компонентам отличаются меньше, чем составы флогопитов

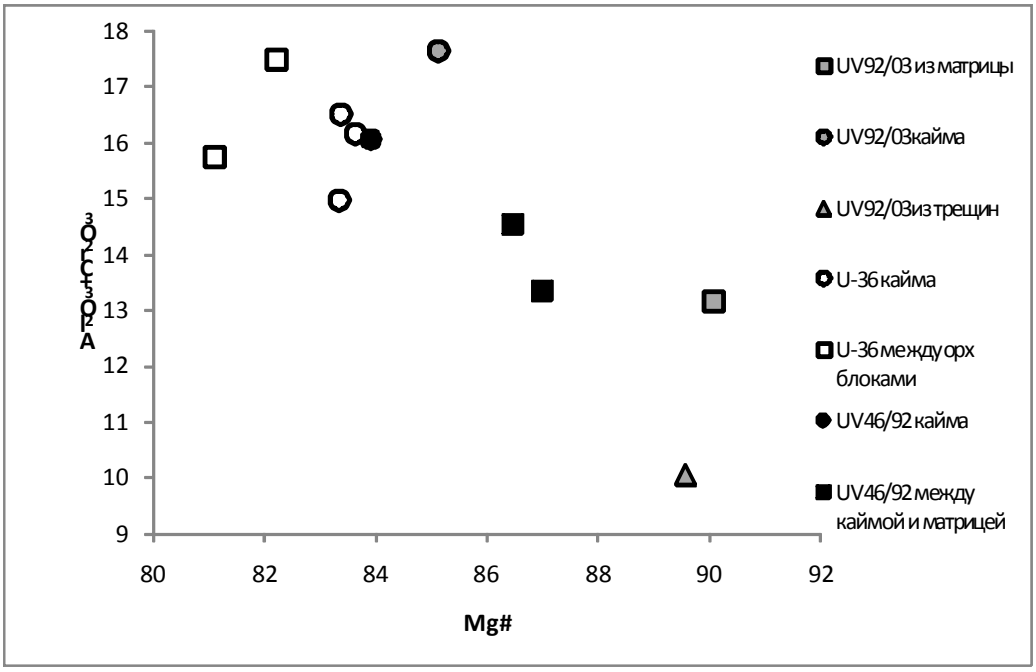

Рис. 9. **Диаграмма Mg#-Al_2O_3 для флогопитов из изученных ксенолитов.**

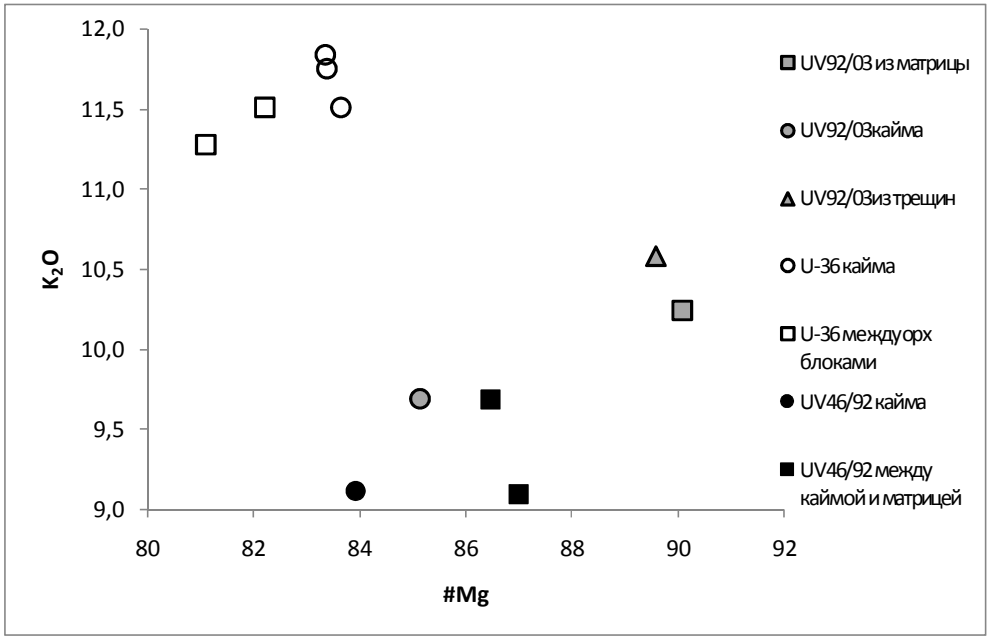

Рис. 10. **Диаграмма Mg#-K_2O для флогопитов из изученных ксенолитов.**

двух других ксенолитов. В целом, флогопиты из каймы и примыкающие к ней имеют близкие значения магнезиальности 83,4-58,2 (табл.6), все они обогащены Ti, Al, Cr (рис.9,11), что свидетельствует о сходных процессах их формирования. Все флогопиты U-36 обогащены K, в то время как флогопиты из каймы UV46/92 и UV92/03 обеднены этим компонентом.

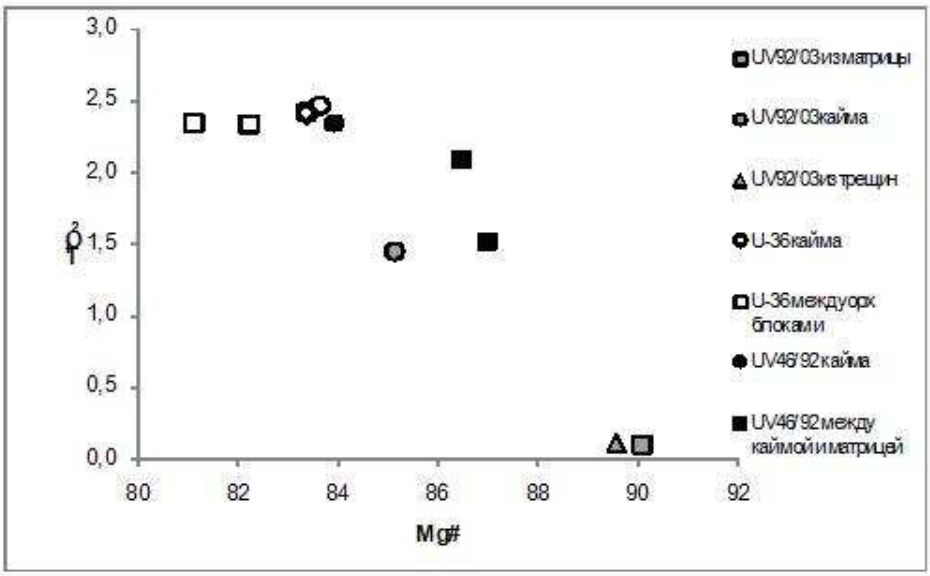

Рис. 11. **Диаграмма Mg#-TiO_2 для флогопитов из изученных ксенолитов.**

Шпинелиды. Зерна хромшпинелида, изометричные, часто квадратного, треугольного или звездчатого сечения, как правило, зональные присутствуют в кайме вокруг граната наряду с высокоглиноземистыми неравновесными ортопироксеном и клинопироксеном во всех трех изученных ксенолитах. Шпинелиды с повышенным содержанием TiO_2 (рис.13) наблюдались на границе между ортопироксеновыми блоками или в трещинах, заполненных кпш и флогопитом. В мелкокристаллической оливиновой массе образца UV92/03 были обнаружены шпинелид-клинопироксеновые микросимплектиты. Составы зональных шпинелидов каймы и Cr-Ti-шпинелидов интерстиций приведены в таблице 7.

Таблица 7.

Составы шпинелидов из ксенолитов UV92/03, UV46/92, U-36.
Mg#=Mg/(Mg+Fe2+)*100; Cr#=Cr/(Cr+Al+Fe3+)*100.

	центр	край	sp1	sp2	центр	край	sp3	sp4	центр	край	sp5
wt.%	**uv92/03**	**uv92/03**	**uv92/03**	**uv92/03**	**u-36**	**u-36**	**u-36**	**u-36**	**uv46/92**	**uv46/92**	**uv46/92**
TiO2	0,54	0,34	0,28	2,77	1,08	0,44	2,81	2,12	0,91	0,36	3,33
Al2O3	28,81	38,70	47,51	14,42	40,88	49,59	18,84	24,63	24,94	50,29	9,50
Cr2O3	40,19	30,09	17,92	43,64	20,15	13,74	38,24	29,50	41,16	16,42	50,62
FeO	13,26	12,08	13,24	22,82	20,20	16,38	24,98	27,11	18,48	13,69	23,05
MnO	0,10	0,10	0,16	0,31	0,35	0,00	0,31	0,00	0,30	0,26	0,26
MgO	16,59	17,98	19,98	14,94	17,29	19,60	13,93	15,80	13,39	19,35	12,24
NiO	0,41	0,38		0,14					0,106	0,060	0,155
Total	99,91	99,66	99,12	99,04	99,94	99,75	99,11	99,16	99,29	100,43	99,15
Mg#	73,07	75,83	80,15	69,41	71,73	77,63	63,68	69,43	61,09	76,88	58,80
Cr#	46,93	33,52	19,18	56,78	22,48	14,57	49,17	36,07	50,32	17,30	69,34

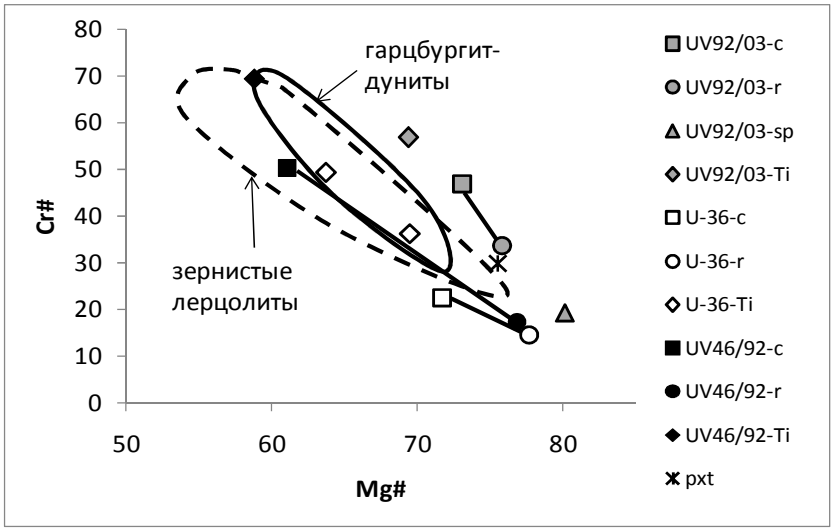

Рис. 12. **Диаграмма Mg#-Cr# для шпинелидов изученных ксенолитов. Показаны поля составов шпинелидов ультраосновных парагенезисов тр. Удачная: гарцбургит-дунитов, зернистых лерцолитов, а также состав шпинели из пироксенита тр. Обнаженная. Составы центральных (c) и краевых (r) частей одноименных шпинелидов соединены конодами.**

В поля ультраосновных парагенезисов мантийных пород по соотношению Mg#-Cr# (рис.12) попадает большинство Ti-шпинелидов из трещин и состав центральной части очень зонального шпинелида из каймы граната UV46/92. Край зонального шпинелида из каймы граната UV92/03 близок по составу шпинелиду из прироксенита неалмазоносной трубки Обнаженная.

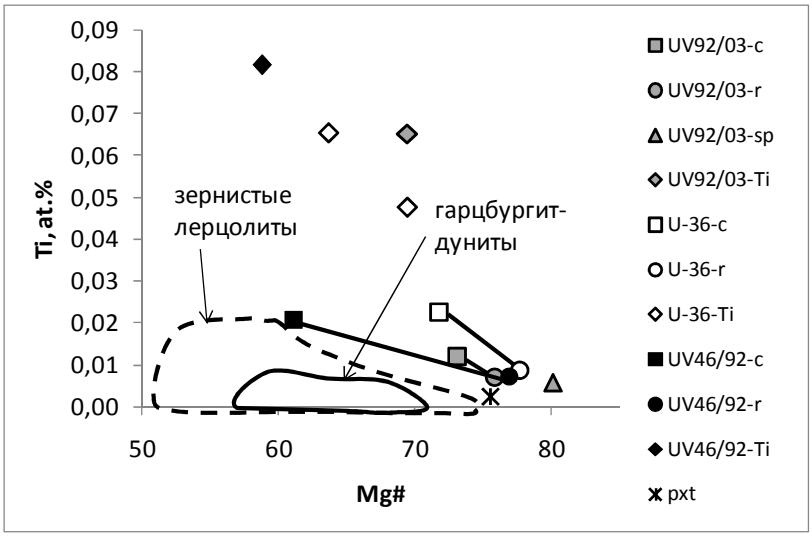

Рис. 13**. Диаграмма Mg#-Ti для шпинелидов. Показаны поля составов шпинелидов ультраосновных парагенезисов тр. Удачная: гарцбургит-дунитов, зернистых лерцолитов, а также состав шпинели из пироксенита тр. Обнаженная. Составы центральных (c) и краевых (r) частей одноименных шпинелидов соединены конодами.**

Шпинелиды U-36 наименее хромисты по сравнению со шпинелидами других изученных пород. Края шпинелидов из каймы граната всех трех образцов менее хромисты и железисты, чем их центральные части.

PT-ПАРАМЕТРЫ РАВНОВЕСИЯ ИЗУЧЕННЫХ КСЕНОЛИТОВ

К сожалению, определение точных PT-параметров исходных ортопироксенитов не представляется возможным ввиду сложности (и определенной доли условности) реконструкции их первоначальных составов. Образцы неоднородны по распределению граната, содержат большое количество акцессорных минералов. Однако примерные подсчеты позволили нам хотя бы приблизительно определить нижние температуры образования этих ортопироксенов. По ортопироксен-гранатовой паре определили параметры равновесия гранатового энстатитита.

Используя схему Брея (рис.14) для лерцолитовых четырехминеральных парагенезисов, с учетом присутствия более поздних оливина, клино- и ортопироксенов, определили возможные равновесные пары среди глиноземистых пироксенов из каймы вокруг граната. Температуры и давления считали по известным геотермобарометрам (табл.8).

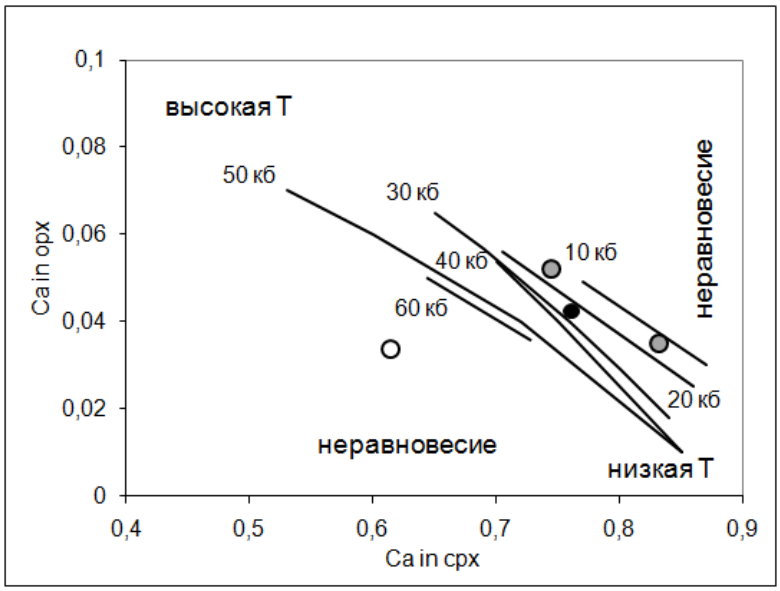

Рис. 14. **Равновесные клино- и ортопироксены из каймы граната на диаграмме Ca в opx — Ca в сосуществующем с ним cpx.**

Линии отражают композиционные тренды равновесных пироксеновых составов, полученные из экспериментов в природной системе Бреем [7] при температурах от 900°C до 1400°C и давлениях 1-6 GPa. Серые кружки – UV92/03, черные кружки – UV46/92, пустой кружок – неравновесная пара пироксенов из каймы граната U-36.

Таблица 8.

Параметры равновесия ключевых этапов формирования исследованных ксенолитов.

UV92/03 **U-36** **UV46/92**	1405 1370 1380	T,^{0}C по ВК, орх	50 50 50	фиксиро-ванное P, кб	1425 1405 1445	T,^{0}C по ВМ, орх	50 50 50	фиксиро-ванное P, кб	1-2 рис.15
UV92/03 **U-36** **UV46/92**	915 953 1002	T,^{0}C по Ha, ga+орх	46 47 47	P, кб по Ha, ga+орх					3 рис.15
UV92/03 **UV92/03** **UV46/92**	1155 1165 1060	средняя T по ВК, WB,BM, срх+орх	19 17 27	среднее P по MG(орх), NT(срх), BM(срх+орх)					5 рис.15

BK – [8], Ha – [11], WB – [14], BM – [6], NT – [13], MG – [12]

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследованные ксенолиты представляют собой продукты кристаллизации расплава сублитосферной мантии максимально высокой степени частичного плавления (~70%), по составу отвечающего веществу примитивной мантии (рис.15 -1).

Несколько различные составы изученных пород могут быть связаны, во-первых, с неоднородностью исходного вещества и, во-вторых, с разной степенью частичного плавления. Если посмотреть на составы гранатов – гарцбургитовый для UV92/03, лерцолитовый для U36 и верлитовый для UV46/92, можно предположить, что начальные выплавки для UV46/92 и U36 были менее глубинными и более обогащенными легкоплавкими компонентами, чем расплав, из которого кристаллизовался UV92/03. Хотя, не исключен вариант, что образец UV46/92 подвергся верлитизации позже [1].

Исходя из высокой степени плавления и составов первичных пироксенов до выпадения из них гранатовой молекулы, можно предположить, что температуры их кристаллизации были порядка 1400-1600^{0}C [5]. Получившийся высоко глиноземистый энстатит при остывании сбрасывал гранат, как энергетически невыгодную фазу, по известной реакции

$Mg_2Si_2O_6$(энстатитовый минал)+$MgAl_2SiO_6$(Чермакитовый минал)→$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$(пироп)

Этот процесс проходил при понижающейся, но все еще высокой температуре. Пара, состоящая из перекристаллизованного, освобожденного от глинозема энстатита и выделившегося пиропа, дает PT-параметры завершения первого этапа сложной эволюции пород такого типа. (рис.15 - 2,3). При дальнейшем остывании и достаточном количестве CaO в системе следует ожидать выпадения срх из орх матрицы. Этот процесс в зачаточном состоянии фиксируется в виде редких тонких (до 10 мкм) ориентированных пластинок срх в одном из участков орх в образце UV46/92. Образец U36

содержит редкие зерна cpx. Образец UV92/03 изначально был истощенным и содержит только более поздний cpx, связанный, по-видимому, с метасоматической проработкой породы.

Последующие трансформации исследованных нами пород были связаны с их вторичным обогащением в глубинных горизонтах мантии, вызванным общей подготовкой субстрата к кимберлитообразованию. В это время в участках мантии, прилегающих к нашим породам, происходило накопление горячих расплавов, содержащих агрессивные флюиды. С этим этапом связано наличие крупных зерен флогопита в opx образцов UV92/03, микротрещин в opx матрице, заполненных высокомагнезиальным оливином, хромистым высоко-Ti шпинелидом и высокотемпературным (малокальциевым) cpx в образце UV46/92, участка в opx UV92/03, выполненного сростками скрытокристаллического оливина, хромистой шпинели и высокотемпературного cpx, начало образования реакционных кайм вокруг граната, сложенных, главным образом, орто- и клинопироксенами разной глиноземистости и шпинелью, укрупненной и зональной на периферии каймы. Кайма вокруг граната UV92/03 содержит также флогопит, обогащенный Ti, Al, Cr по сравнению с флогопитом из матрицы. Флогопит UV46/92, оторачивающий кайму, тоже обогащен этими компонентами. Это может указывать на дискретный или ступенчатый характер метасоматического воздействия. Для породы U36 привносом Ti, K, Cr сопровождался весь сложный метасоматический этап, о чем свидетельствуют составы флогопитов, расположенных между opx блоками и оторачивающих каймы вокруг граната (рис.9-11). Близость их составов говорит если не об одновременном росте этих флогопитов, то, по крайней мере, о не слишком отличающихся условиях их формирования. Как мы видели выше, минералы каймы вокруг граната часто не попадают ни в одно поле основных и ультраосновных мантийных пород, потому что они формировались в других условиях под воздействием активных метасоматических агентов, вероятнее всего, при изменяющихся PT-параметрах среды (рис.15-4).

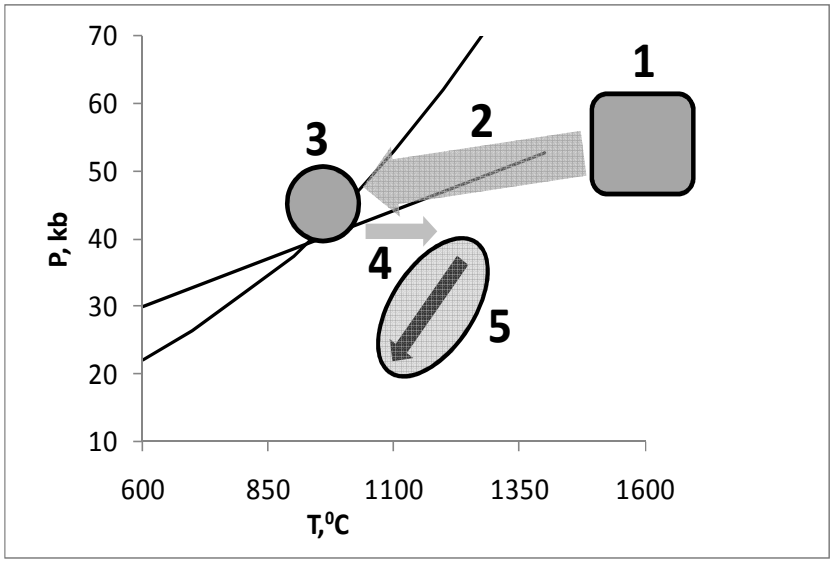

Рис. 15. **Модель формирования мантийных ксенолитов UV92/03, UV46/92, U-36**

.Примечания 1 – предполагаемый исходный расплав, 2 – кристаллизация изначального высокоглиноземистого мегакристового ортопироксенита, выпадение из него граната, 3 – промежуточное равновесие – гранатовый энстатитит, 4 – прогрев и обогащение породы накапливающимися в процессе кимберлитообразования расплавами и флюидами, начало формирования каймы вокруг граната, 5 – захват породы кимберлитом и подъем ее к поверхности, рост, укрупнение минералов каймы вокруг граната, заполнение трещин K-Na-Ca-минералами.

В течение захвата исследованных пород кимберлитовым расплавом, обогащенным щелочами, и выноса их на поверхность происходили их дальнейшая преобразования. По-видимому, вынос был осуществлен не сразу, а с кратковременной остановкой где-то на границе с корой. Об этом нам говорят появление кпш в каймах граната, скрытокристаллического флогопита другого состава (обогащенного K и Si) с апатитом и клинопироксеном, а иногда карбонатом кальция в трещинах. Образец UV92/03 был извлечен из блока совершенно свежего кимберлита, не подвергшегося серпентинизации и другим процессам изменения. Это выражается в большем разнообразии щелочных минералов в нем. Так, в кайме граната, помимо кпш, на этом этапе появляется содалит (Na-обогащение), а в интерстициях между орх, большим зерном флогопита и каймой вокруг граната был обнаружен сильвин, в микротрещинах отмечались мелкие (первые микроны) зерна K-содержащих сульфидов – джерфишерита и расвумита. Кайма граната UV92/03 содержит гораздо более широкий по глиноземистости спектр пироксенов, чем каймы UV46/92 и U-36, причем, вариации составов происходят в рамках очень мелких участков (20-50 мкм), что свидетельствует о крайней неравновесности и быстрой скорости процесса (рис.15-5).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Когарко Л.Н.** Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геол. и геофиз., 2005, т. 46, № 12, с. 1234-1245.
2. **Похиленко Л.Н.** К минералогии глубинных ксенолитов – образец UV-92/03: трансформация породы // Глубинный магматизм, его источники и плюмы, Миасс, 2009, с. 239-255.
3. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Г.Д., Шимизу Н.** Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геол. и геофиз., 1993, т. 34, №. 1, с. 71-84.
4. **Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Уханов А.В., Суворова Л.Ф., Алымова Н.В.** Мегакристаллический ортопипроксенит с графитом из трубки Удачная, Якутия // ДАН, 2002, т. 385, № 2, с. 231-235.
5. **Becker H.** (1997) Petrological constraints on the cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs in lower Austria Contrib Mineral Petrol 128: 272-286
6. **Bertrand P., Mercier J.C.-C.** (1985) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward the absolute geothermometer for the natural system? // Earth Planet. Sci. Lett. v. 76, p. 122-152.
7. **Brey G.P.** (1991) Fictive conductive geotherms beneath the Kaap- vaal craton (abstract). In: 5th Int Kimberlite Conf Brazil Ex- tended Abstr. CPRM Spec Publ 2/91, Brasilia, pp 23-25
8. **Brey GP, Kohler T** (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. J Petrol 31: 1353±1378.
9. **Brey GP, Kohler T, Nickel KG** (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites. I. Experimental Results from 10 to 60 kbar. J Petrol 31: 1313±1352.
10. **Dawson J.B.** (2004) A fertile harzburgite–garnet lherzolite transition: possible inferences for the roles of strain and metasomatism in upper mantle peridotites. Lithos **77:** 553 – 569
11. **Harley S.L.** (1984) An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. Contrib Mineral Petrol 86: 359-373.
12. **MacGregor, I.D.** (1974) The system MgO-Al2O3-SiO2: solubility of Al2O3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. // American Mineralogist 59: 110-119.
13. **Nimis P., Taylor W.** (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 139 (5): 541-554.
14. **Wood B.J., Banno S.** Garnet-ortopyroxene and ortopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contrib. Mineral. Petrol., 1973, v. 42, p. 100-124.

УДК 550.422

Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов Карымского вулканического центра (Камчатка) и вулкана Головина (о. Кунашир) по данным изучения включений в минералах

В.Б. Наумов[1], М.Л. Толстых[1], Е.Н. Гриб[1], В.Л. Леонов[2], Н.Н. Коненкова[1]

[1]*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН*
[2]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО*

Исследованы расплавные включения во вкрапленниках базальта, андезитов, дацитов и риодацитов Карымского вулканического центра (Камчатка) и дацитов вулкана Головнина (о. Кунашир, Курильские острова). Использованы методы гомогенизации включений и анализ стекол более 80 включений с помощью электронного и ионного микрозонда. Содержания SiO_2 в расплавных включениях во вкрапленниках плагиоклаза из базальта Карымского вулканического центра изменяются от 47.4 до 57.1 мас. %, во вкрапленниках плагиоклаза из андезитов - от 55.7 до 67.1 мас. %, во вкрапленниках плагиоклаза из дацитов и риодацитов - от 65.9 до 73.1 мас. % и во вкрапленниках кварца из риодацитов - от 72.2 до 75.7 мас. %. Содержания SiO_2 в расплавных включениях в кварце из дацитов вулкана Головнина варьируют от 70.2 до 77.0 мас. %. Базальтовые расплавы характеризуются обычными содержаниями (в мас. %) $T1O_2$ (0.7-1.3), FeO (6.8-11.4), MgO (2.3-6.1), CaO (6.7-10.8) и K_2O (0.4-1.7), но значительно обогащены Na_2O (2.9-7.4 мас. % при среднем 5.1 мас. %), причем самые высокие содержания Na_2O установлены в наиболее основных расплавах (SiO_2 = 47.4-52.0 мас. %). Концентрации летучих в базальтовых расплавах составили 1.6 мас. % H_2O, 0.14 мас. % S, 0.09 мас. % C1 и 50 ppm F. Для андезитовых расплавов характерны высокие содержания (в мас. %) FeO (в среднем 6.5), CaO (5.2), C1 (0.26) и обычные содержания Na_2O (4.5), K_2O (2.1), S (0.07). Высокие концентрации воды определены в дацитовых и риодацитовых расплавах - от 0.9 до 7.3 мас. % (среднее 4.5 мас. % из 15 определений). Содержание C1 в этих расплавах составляло 0.15 мас. %, F -0.06 мас. % и S - 0.01 мас. %. В расплавных включениях в кварце из дацитов вулкана Головнина содержания воды также очень высокие - от 5.0 до 6.7 мас. % (среднее 5.6 мас. %). Сравнение составов расплавов Карымского вулканического центра с ранее изученными нами расплавами вулканов Безымянный и Шивелуч показало существенное их различие. Первые, более основные, обогащены Ti, Fe, Mg, Ca, Na, P, но значительно беднее калием. Скорее всего, расплавы Карымского вулканического центра являются менее дифференцированными по сравнению с расплавами вулканов Безымянный и Шивелуч. Концентрации воды и 20 элементов-примесей были измерены в стеклах 22 расплавных включений в плагиоклазе и кварце изученных образцов. Необычным явилось очень высокое содержание Li (наряду с высоким содержанием Na) в базальтовых расплавах Карымского вулканического центра - от 118 до 1750 ppm, тогда как в дацитовых и риолитовых расплавах содержание Li в среднем равно 25 ppm. Для риолитовых расплавов вулкана Головнина содержание Li значительно ниже - в среднем 1.4 ppm. Расплавы Карымского вулканического центра характеризуются относительными минимумами по Nb и Ti и максимумами по Ba, K, что типично для магм островных дуг.

Карымский вулканический центр расположен на юго-западном фланге центрального участка Восточного вулканического пояса Камчатки. Он имеет размеры 55х65 км и несколько вытянут в северо-восточном направлении вдоль вулканического пояса. Карымский вулканический центр представляет собой сложное образование (рис. 1), состоящее из множества вулканических построек дифференцированного состава и ряда кальдерных структур, динамически развивающихся во времени начиная с плиоцена [1, 9, 4, 14, 20] и др.. Процесс кальдерообразования (кальдеры Стена, Соболиная,

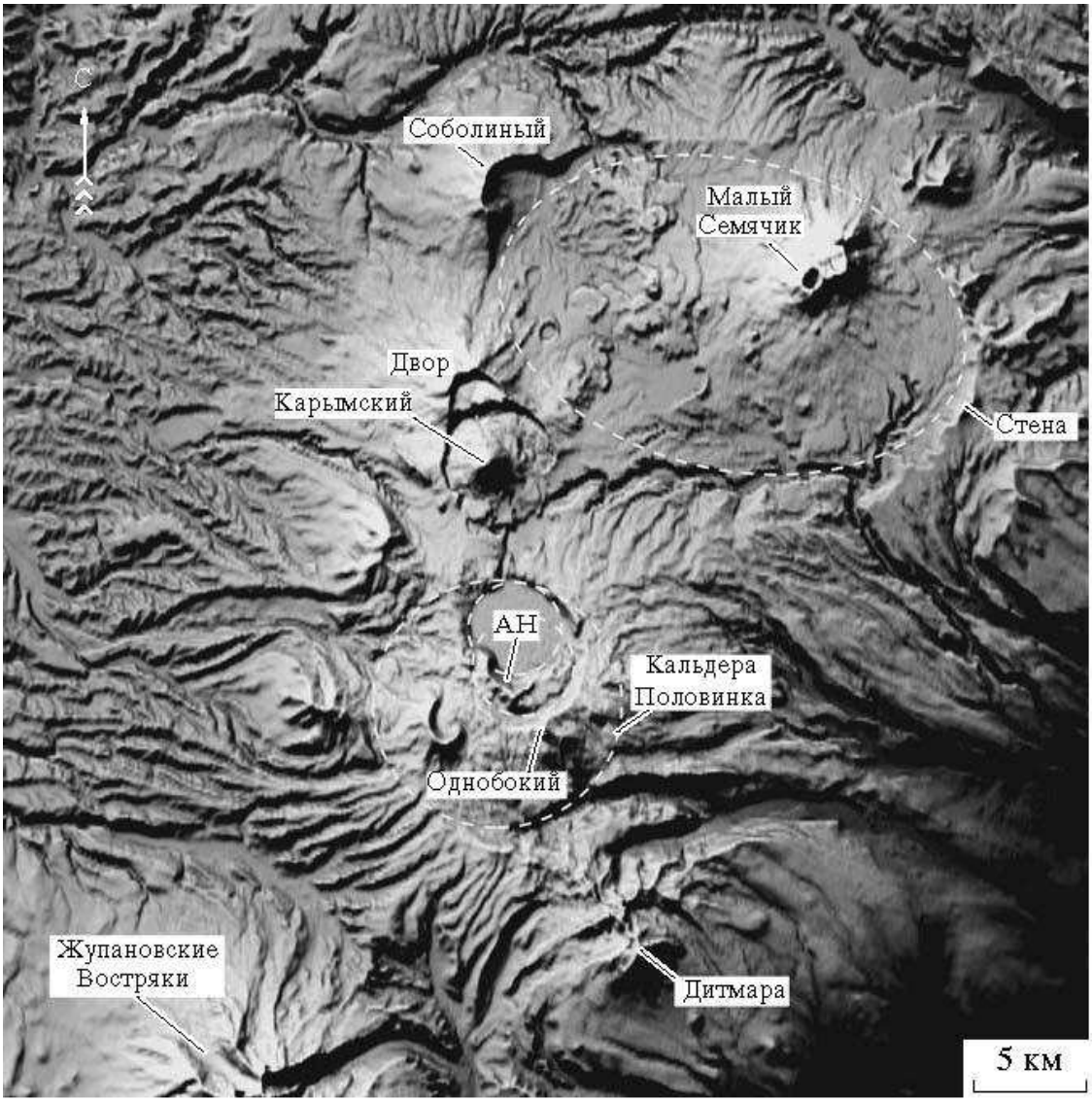

Рис.1 **Космический снимок центральной части Карымского вулканического центра**

Примечания: пунктирными линиями обозначены кальдеры, АН – вулкан и кальдера Академии Наук (кальдера заполнена озером Карымское). На севере расположена сложная система кальдер Стена-Соболиная, которая очерчена общим овалом.

Половинка) начался в среднем плейстоцене 180-150 тыс. лет назад [2] и сопровождался мощными извержениями пирокластики среднего и кислого

состава объемом -280 км^3 или, в пересчете на магму, около 100 км^3 [7,8]. После формирования среднеплейстоценовых кальдер вулканизм сосредоточился исключительно внутри них. В этот период, в начале позднего плейстоцена, формируются такие вулканы, как Однобокий, Двор, Пра-Семячик, Пра-Карымский. Состав лав, слагающих их, преимущественно базальтовый, андезитобазальтовый, андезитовый. Объем материала этого периода оценивается в 80 км^3 [2]. На некоторых вулканах позже формируются новые кальдеры (Однобокая, Малый Семячик), а в позднем плейстоцене внутри этих кальдер возникают новые вулканы (Академии Наук, Малый Семячик), а затем - снова кальдеры (Академии Наук, Карымская). Вулканизм в позднем плейстоцене-голоцене отличался большим разнообразием составов продуктов и их фациальных типов.

Множество статей посвящено геологическому строению, тектонике, динамике извержений, петрографии изверженных пород и их возможной генетической связи. Однако пока еще очень мало данных о химическом составе, летучих компонентах и редких элементах магматических расплавов, формировавших породы Карымского вулканического центра. Без этих данных невозможно в полной мере рассматривать как генезис конкретных пород, так и общие вопросы магматической истории региона. В связи с этим цель настоящей работы заключалась в детальном изучении расплавных включений в минералах различных по составу пород (от базальтов до риодацитов) для выяснения химического состава магматических расплавов и возможности генетической связи различных по основности пород. Первые данные этих исследований были опубликованы ранее [28]. Для сравнения полученных результатов по химическому составу расплавов Карымского вулканического центра мы изучили также расплавные включения в кристаллах кварца из дацитов вулкана Головнина (о. Кунашир).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

Карымский вулканический центр привлек к себе особое внимание после извержений, произошедших в нем в 1996 г. Особенностью этих извержений было то, что они произошли одновременно в двух местах и на поверхность поступили расплавы как среднего, так и основного состава. Процесс извержения можно разделить на 3 этапа. В течение первого этапа (2-3 января 1996 г.) происходило извержение из двух вулканических центров, находящихся на расстоянии 6 км друг от друга: из вершинного кратера вулкана Карымский и в северном секторе озера Карымского, представляющего собой кальдеру Академии Наук [20]. Из главного кратера наблюдался непрерывный подъем газопеплового столба на высоту от 500 до 1200 м. От поднимающейся колонны на юг простирался темный шлейф

Таблица 1.

Химический состав (мас. %) пород и стекол основной массы из пород Карымского вулканического центра

Компо-ненты	К-2	К-4	К-63	К-41	К-35	К-31	К-23	К-2а	К-4а	К-63а
SiO_2	52.00	62.45	62.05	64.80	65.41	66.32	69.00	66.59	74.80	75.28
TiO_2	0.73	0.92	0.88	0.72	0.56	0.38	0.43	0.50	1.06	0.83
$A1_2O_3$	19.21	16.27	16.60	16.00	16.39	14.99	14.35	19.52	12.62	12.46
Fe_2O_3	-	-	-	1.79	2.77	1.19	1.26	-	-	-
FeO	8.30*	6.58*	6.95*	3.45	2.27	2.27	1.94	1.78*	3.59*	3.14*
MnO	0.14	0.15	0.12	0.18	0.16	0.03	0.16	0.06	0.10	0.11
MgO	5.34	2.01	2.00	1.62	0.90	0.94	0.94	0.23	0.18	0.49
CaO	10.47	5.38	5.39	3.90	4.41	3.28	1.76	4.65	0.92	0.94
Na_2O	2.80	4.52	4.08	3.72	4.12	3.91	3.66	5.76	1.88	1.77
K_2O	0.58	1.57	1.58	1.86	1.48	1.98	2.46	1.64	3.50	3.44
P_2O_5	0.14	0.26	0.25	0.03	0.19	0.09	0.06	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	2.40	1.48	4.10	3.80	-	-	-
Сумма	99.71	100.11	99.90	100.47	100.14	99.48	99.82	100.73	98.65	98.46

Примечания: здесь и в табл. 2-5: К-2 - базальт извержения 1996 г., полуостров Новогодний, кальдера Академии Наук; К-4, К-63-андезиты лавовых потоков извержений 1996 и 1997 г.г. из вершинного кратера Карымского вулкана; К-41 -дацит, восточный борт кальдеры Однобокая; К-35 - спекшийся туф дацитового состава, западный борт кальдеры Половинка; К-31 -пемза дацитового состава, левый борт р. Карымская, восточный борт кальдеры Карымская; К-23 - пемза риодацитового состава, восточный склон вулкана Академии Наук; К-2а, К-4а, К-63а - стекла основной массы образцов. * - железо общее.

длиной до 50-70 км, из которого постоянно происходило выпадение тефры. В это же время в Карымском озере происходило подводное извержение базальтов из эруптивного центра, расположенного в 500 м от берега [4]. Мощные дискретные фреатомагматические взрывы следовали друг за другом с интервалом 10-15 мин, парогазовые выбросы с примесью пепла поднимались на высоту нескольких километров. При наиболее сильных взрывах происходил выброс большого количества бомб, а на поверхности озера наблюдались волны, достигающие высоты 10 м. Во время первого этапа извержения в Карымском озере сформировался полуостров Новогодний площадью 0.7 км^2.

Второй этап извержения (4-12 января 1996 г.) характеризовался эруптивной деятельностью только из вершинного кратера вулкана Карымский, при этом частота взрывов значительно уменьшилась. Высота выбросов составляла 500-900 м, пепловые шлейфы тянулись на 50-60 км, главным образом в западном и восточном направлениях. В течение третьего этапа (с 13 января 1996 г. и по настоящее время) из главного кратера Карымского вулкана происходило последовательное излияние серии лавовых потоков. Длина самого мощного из них достигала 1.5 км, а высота фронтальной части - 25 м. Излияние лав сопровождалось эксплозиями. Парогазовые выбросы,

Таблица 2.

Представительные анализы (мас. %) плагиоклазов из пород Карымского вулканического центра

Компо-ненты	К-41	К-2	К-2	К-4	К-63	К-41	К-41	К-31	К-23	К-35
SiO_2	45.00	44.79	47.64	47.58	52.85	53.39	57.66	58.26	60.40	62.15
$A1_2O_3$	33.02	34.35	33.66	31.65	30.47	28.03	24.99	24.74	23.54	21.59
FeO	0.55	0.62	0.59	0.75	0.66	0.40	0.35	0.44	0.33	0.07
CaO	19.29	18.09	17.10	17.41	14.51	13.13	9.92	9.65	7.36	5.31
Na_2O	0.82	0.99	1.56	2.65	3.36	4.25	6.15	5.83	7.42	8.22
K_2O	0.01	0.03	0.01	0.08	0.11	0.10	0.20	0.25	0.36	0.93
Сумма	98.69	98.87	100.56	100.12	98.04	99.30	99.27	99.17	99.41	98.27
An	92.7	90.8	85.8	78.1	70.0	62.7	46.6	47.1	34.7	24.5
Ab	7.2	9.0	14.1	21.5	29.4	36.7	52.3	51.5	63.3	69.9
Or	0.1	0.2	0.1	0.4	0.6	0.6	1.1	1.4	2.0	5.2

Таблица 3.

Представительные анализы (мас. %) пироксенов из пород Карымского вулканического центра

Компо-ненты	К-2	К-63	К-63	К-4	К-41	К-41	К-35	К-35	К-23	К-31
SiO_2	53.58	52.35	52.08	50.76	53.63	52.53	51.97	52.97	53.12	52.48
TiO_2	0.49	0.34	0.53	0.63	0.21	0.16	0.10	0.13	0.10	0.26
$A1_2O_3$	1.33	1.11	1.54	1.88	1.26	0.87	0.35	0.74	0.40	0.89
FeO	19.55	20.37	10.94	10.40	19.41	11.63	21.39	8.96	22.95	10.62
MnO	0.44	0.71	0.49	0.49	0.59	0.44	1.49	0.58	1.48	0.40
MgO	20.80	23.24	14.75	13.89	23.74	13.63	22.92	14.11	21.30	13.83
CaO	2.24	1.92	19.78	20.98	1.69	20.36	1.11	21.88	1.02	20.44
Na_2O	0.13	0.00	0.35	0.31	0.00	0.20	0.00	0.15	0.00	0.29
Сумма	98.56	100.04	100.46	99.34	100.53	99.82	99.33	99.52	100.37	99.21
Fs	32.9	31.7	17.5	16.8	30.4	18.8	33.6	14.4	36.9	17.3
En	62.3	64.5	42.0	39.9	66.2	39.2	64.2	40.5	61.0	40.1
Wo	4.8	3.8	40.5	43.3	3.4	42.0	2.2	45.1	2.1	42.6

нагруженные пеплом, поднимались на высоту от 100 до 500-600 м, формируя эруптивные облака. При наиболее сильных эксплозиях (250 м и более) в их нижней части постоянно наблюдались раскаленные бомбы размером 1-2 м, значительно реже -до 4-5 м [14].

Изучены 3 образца продуктов извержения 1996-1997 г.г., состав которых приведен в табл. 1. Первый образец (К-2) - базальтовая вулканическая бомба с полуострова Новогодний представляет собой черную пористую стекловатую породу с большим количеством фенокристаллов плагиоклаза размером от 0.3 до 3 мм. Состав вкрапленников варьирует от $An_{94\text{-}80}$ в центральных частях до $An_{15\text{-}62}$ в краевых зонах. Составы плагиоклазов,

насыщенных расплавными включениями, представлены в табл. 2. Оливин *(Fo_{83-12})* и пироксен (орто- и клинопироксены, табл. 3) встречаются реже. Акцессорные минералы базальта - апатит и рудный минерал. Первый встречается лишь в виде кристаллических включений, а второй - в виде кристаллических включений и микролитов (табл. 4).

Таблица 4.

Представительные анализы (мас. %) рудных минералов из пород Карымского вулканического центра

Компо-ненты	К-2	К-63	К-4	К-4	К-41	К-41	К-35	К-31	К-31	К-23
FeO	52.25	78.09	78.05	92.90	52.04	85.63	55.31	55.52	86.26	85.60
TiO_2	40.13	11.80	12.87	3.17	43.61	10.15	40.72	40.52	9.25	8.89
$A1_2O_3$	0.43	3.26	3.35	1.30	0.43	2.14	0.05	0.33	1.59	1.54
МпО	0.29	0.45	0.42	0.45	0.70	0.48	0.74	0.09	0.04	0.61
MgO	3.18	2.69	1.91	1.11	2.86	1.69	2.10	1.86	1.40	0.58
CaO	0.04	0.13	0.06	0.06	-	-	-	-	-	-
SiO_2	0.03	0.18	0.06	0.19	-	-	-	-	-	-
Сумма	96.35	96.60	96.72	99.18	99.64	100.09	98.92	98.32	98.55	97.22

Два других образца (К-4 и К-63, табл. 1-4) - андезиты лавовых потоков из вершинного кратера Карымского вулкана отобраны в горячем состоянии 22.09.1996 и 19.08.1997 соответственно. Они представляют собой слабопористые породы темно-серого цвета с количеством вкрапленников 30-35 об. %. Главным породообразующим минералом в них является плагиоклаз, содержание которого составляет ~85% от всех вкрапленников.

Плагиоклаз представлен разноразмерными зернами, однако даже в крупных вкрапленниках зоны резорбции не отмечались. Диапазон составов плагиоклазов - от An_{85} до An_{52} Темноцветные минералы представлены орто- и клинопироксеном, оливин редок и находится в реакционных взаимоотношениях с пироксенами. Основная масса сложена стеклом, микролитами плагиоклаза, пироксена и рудного минерала.

Вулкан Карымский приурочен к центру одноименной кальдеры, которая образовалась в результате катастрофического эксплозивного извержения на вулкане Пра-Карымский 7600-7700 лет назад [2]. Пирокластические отложения, связанные с ее образованием, представлены пемзовыми туфами дацитового состава (обр. К-31, табл. 1-4). Пемзовые обломки бежевого цвета от псефитовой до агломератовой размерности погружены в тонкообломочный материал, образуя иногда слои, насыщенные пемзовыми лапилли.

Другие образцы, изученные в данной работе, представляют собой пирокластические отложения южного сектора Карымского вулканического центра, состоящего из трех телескопированно вложенных друг в друга кальдер. Наиболее древней является кальдера Половинка. Основной объем (около 42 км^3) пирокластических отложений составляют спекшиеся пеплово-

пемзовые туфы риодацитового и дацитового состава (обр. К-35, табл. 1-4). В дальнейшем внутри кальдеры Половинка сформировался вулкан Однобокий, лавы которого почти полностью заполнили ее. В истории развития вулкана отмечается два этапа катастрофических эксплозивных извержений, разделенных периодом эффузивной деятельности. В результате этих процессов 110-80 тыс. лет назад сформировалась кальдера Однобокая [2, 7, 8]. Пирокластические потоки сложены в основном пеплово-пемзовыми туфами и отличаются зональным строением, что выражается в изменении состава отложений от риодацитов в их основании до дацитов в верхней части. Пемзовые туфы (обр. К-41, табл. 1-4) состоят из угловатых пемзовых обломков псефитовой и агломератовой размерности, погруженных в более тонкообломочный материал. Пемзы плотные, тонкопористые, цвет бежевый, серый. Содержание кристаллической фазы варьирует в пределах 10-20 об. %.

В позднем плейстоцене у южной границы кальдеры Однобокая сформировался вулкан Академии Наук. Пирокластические отложения, связанные с эксплозивным извержением на вулкане, представлены агломератовыми пемзовыми туфами риодацитового состава (обр. К-23, табл. 1-4), которые перекрывают южные склоны вулкана. Туфы белого цвета, размер пемзовых обломков не превышает 5-10 см, пористость составляет 30-50%. Верхи разрезов перемыты, что указывает на их отложение в озеро. По поводу происхождения кальдеры Академии Наук в современном ее виде нет однозначного мнения, так как не обнаружены значительные объемы пирокластических отложений, связанных с ее образованием. Предполагается, что формирование кальдеры произошло в верхнем плейстоцене-нижнем голоцене в результате извержения базальтов в зоне субмеридионального разлома в северной части озера Карымского. Это извержение было подобно событию 1996 г. Инъекция базальтов в основание верхнекорового очага привела к мобилизации кислого расплава в нем и вызвала субсинхронное извержение на вулкане Академии Наук, его разрушение и обрушение бортов уже существовавшей до этого кальдеры Однобокая. При детальном изучении разрезов пирокластических отложений, связанных с кальдерами южного сектора Карымского вулканического центра, было обнаружено, что слои базальтовой тефры (иногда в ассоциации со слабо уплотненными базальтовыми туфами) встречаются в них довольно часто, начиная с конца среднего плейстоцена. Это свидетельствует о том, что события, подобные извержению 1996 г., происходили в этом районе и ранее [7, 8]. Базальтовая тефра позднеплейстоценовых и голоценовых извержений образует террасы вдоль северного борта озера Карымского, заполняющего кальдеру Академии Наук.

Вкрапленники пирокластических отложений представлены плагиоклазом, орто- и клинопироксеном, рудными минералами, составы которых нередко отражают неравновесное состояние расплава в процессе

кристаллизации. В начальных продуктах каждой кальдеры отмечена роговая обманка, а в наиболее ранних спекшихся туфах кальдеры Половинка - кварц и биотит. Отличительной особенностью пирокластических отложений кальдеры Однобокая является присутствие в них полнокристаллических кластеров (кумулатов?). В пемзовых агломератовых туфах первого этапа они представлены ассоциацией плагиоклаза, клинопироксена, титаномагнетита, образующих пойкилоофитовые структуры прорастания. К этой ассоциации иногда присоединяется высокоглиноземистая роговая обманка. Для туфов и игнимбритов второго этапа характерно присутствие оливин-анортитовых включений и их кристаллических фрагментов, которые распределены крайне неравномерно. В спекшихся туфах андезитового состава наблюдаются микровкрапленники оливина со структурами скелетного роста.

Плагиоклаз преобладает во всех типах пирокластических отложений. Размер вкрапленников варьирует в пределах 0.6-1.5 мм, реже 2-3 мм. Состав плагиоклаза определяется в основном составом пирокластических отложений. Так, в риодацитовых пемзовых туфах преобладает олигоклаз-андезин (An_{28-42}), в дацитовых - андезин (An_{42-52}) В некоторых фенокристаллах обнаруживаются корродированные ядра кальциевого состава (An_{52-55}, реже An_{15-85}). Плагиоклаз содержит расплавные включения, апатит, реже магнетит и ильменит. В составе полнокристаллических сростков преобладает битовнит-анортит (An_{68-94}). В базальтовой тефре фенокристаллы плагиоклаза имеют состав битовнита (An_{85-90}) содержат кристаллические включения клинопироксена и расплавные включения. В краевых зонах плагиоклаза количество анортита прогрессивно снижается до An_{68-66}.

Среди темноцветных минералов во всех пирокластических отложениях преобладают орто- и клинопироксены. Они встречаются в виде фенокристаллов (0.6-1.5 мм), микровкрапленников (100-300 мкм), в составе полиминеральных сростков и реже - в виде кристаллических включений в других минералах. В свою очередь, пироксены содержат кристаллические включения магнетита, ильменита, апатита, реже плагиоклаза, а также расплавные включения. Амфиболы встречаются в начальных продуктах каждой из кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Форма кристаллов удлиненно-шестоватая, размер от 1.5 до 2.5 мм, цвет черный. Кристаллы отличаются правильными кристаллографическими формами и свежим обликом. Роговые обманки из риодацитовых пемзовых отложений кальдеры Однобокая и вулкана Академии Наук близки по составу и относятся к обыкновенной умеренно-глиноземистой (6.0-8.0 мас. % $A1_2O_3$) разновидности. Фенокристаллы содержат кристаллические включения титаномагнетита, ильменита, апатита, реже плагиоклаза (An_{42-48}) и расплавные включения. В пемзовых туфах кальдеры Однобокая встречается также амфибол с высокой глиноземистостью (9-11, реже 12-13 мас. % $A1_2O_3$). Биотит присутствует в качестве единственного темноцветного минерала в

наиболее эволюционированных породах, а именно в туфах и игнимбритах, выброшенных в начальный период формирования кальдеры Половинка.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом, количество которых варьирует от долей процента до 1.5-2.0%. Содержания их минимальны в пирокластике риодацитового состава и значительно увеличиваются в дацитовой пирокластике. Присутствуют они в виде кристаллических включений во вкрапленниках пироксена и амфибола (в меньшей степени - плагиоклаза и кварца), в составе полиминеральных сростков. Размер вкрапленников изменяется от 100 до 300 мкм, размер кристаллических включений - от первых мкм до 100-150 мкм.

Кроме указанных в табл. 1 образцов были изучены крупные кристаллы кварца из захороненного пирокластического потока, обнаруженного в районе западного борта комплекса южных кальдер Карымского вулканического центра. В расчистке на пирокластическом потоке, связанном с кальдерой Половинка, имеется слой захороненного крупнозернистого песка, который, в свою очередь, перекрывается более поздними игнимбритами. Кристалло-лапилли кварца и плагиоклаза из этого слоя достигают 2-3 мм, а расплавные включения в них видны даже под бинокуляром.

Как уже упоминалось ранее, для сравнения мы изучили также расплавные включения в кристаллах кварца из вулкана Головнина. Этот вулкан расположен в южной части острова Кунашир, имеет кальдеру и центральный экструзивный купол голоценового возраста [3, 21]. Дациты этого вулкана представлены порфировыми разностями с вкрапленниками плагиоклаза (An_{72-43}), ортопироксена и крупными кристаллами кварца.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Исследования расплавных включений (подготовка и анализ на электронном микроанализаторе Camebax Microbeam) проводились по методике, которая применялась нами ранее при изучении андезитов некоторых вулканов Курило-Камчатского региона [18] и трахибазальтов Восточно-Тувинского вулканического нагорья [12]. Содержания воды, фтора и элементов-примесей в расплавных включениях были определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике, детально описанной в работах [17, 13, 16]. Изучено более 70 расплавных включений в плагиоклазах и кварце из различных пород Карымского вулканического центра и несколько включений в кварце из дацитов вулкана Головнина. Полученные данные по химическому составу стекол расплавных включений представлены в табл. 5-7.

Содержания SiO_2 в расплавных включениях во вкрапленниках плагиоклаза из базальта Карымского вулканического центра изменяются от

Таблица 5.

Химический состав (мас % стекол расплавных включений в плагиоклазах пород Карымского вулканического центра

Номер включения	Компоненты												Сумма	*T*, °C	*An*
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cl	S			
Образец К-2															
1	47.44	0.73	19.67	6.83	0.13	5.19	10.82	7.40	0.44	0.09	0.07	0.14	98.95	1140	93
2	49.47	1.08	16.09	8.66	0.12	6.10	10.00	5.96	1.13	0.24	0.12	0.19	99.16	1140	81
3	50.71	0.99	18.93	8.01	0.19	3.20	9.93	4.64	0.73	0.25	0.07	0.13	97.79	20	88
4	50.92	1.05	15.69	8.77	0.22	4.95	9.08	6.90	1.24	0.18	0.10	0.16	99.26	20	84
5	50.98	0.79	19.05	7.86	0.16	4.30	9.69	6.21	0.66	0.15	0.10	0.16	100.11	1120	89
6	51.27	0.91	17.36	8.12	0.22	3.65	8.90	5.33	1.07	0.16	0.06	0.15	97.20	1140	84
7	51.47	0.95	17.76	9.03	0.21	4.70	9.05	6.38	0.66	0.16	0.08	0.10	100.55	1120	92
8	51.84	0.87	19.83	7.24	0.13	3.75	9.28	5.91	0.74	0.16	0.07	–	99.82	1100	85
9	52.04	1.02	16.45	8.45	0.12	5.26	8.38	7.07	1.40	–	–	0.22	100.41	1130	91
10	53.55	1.08	18.71	7.83	0.23	3.06	9.82	4.02	0.92	0.19	0.09	0.19	99.69	1100	89
11	53.87	1.01	18.35	7.71	0.14	3.55	7.61	5.56	0.94	0.22	0.09	–	99.09	1100	88
12	53.90	1.30	13.93	11.39	0.23	4.76	7.03	3.88	1.25	0.24	0.11	0.11	98.13	20	84
13	54.11	0.85	16.42	8.90	0.21	4.63	8.16	4.43	1.66	0.14	0.07	0.17	99.58	1120	86
14	54.68	1.00	17.30	7.70	0.15	3.68	8.12	6.05	0.91	0.13	0.08	0.14	99.94	1140	87
15	54.87	0.83	14.41	8.98	0.14	6.59	8.21	4.60	0.68	0.24	0.09	0.10	99.74	1140	86
16	55.44	1.19	16.23	8.96	0.15	3.92	6.66	5.15	1.44	0.19	0.11	0.15	99.59	1100	83
17	55.44	0.86	17.67	5.45	0.09	3.72	8.15	2.64	5.95	0.11	0.01	0.03	100.12	1140	82
18	55.47	1.03	17.62	8.08	0.21	3.63	7.24	3.09	1.11	0.17	0.11	–	97.76	20	83
19	55.62	0.91	18.59	6.85	0.16	3.61	7.90	4.84	1.04	0.21	0.09	0.10	99.92	1120	83
20	57.14	0.88	17.97	7.29	0.17	3.50	7.46	2.87	1.10	0.15	0.11	0.10	98.74	1120	83
Образец К-63															
21	56.89	2.25	13.60	8.98	0.26	2.43	6.17	5.66	1.80	–	0.38	0.12	98.54	1110	84
22	57.26	1.71	15.76	7.82	0.26	2.15	6.33	5.22	1.79	1.16	0.30	0.15	99.91	1110	84
23	58.21	1.70	15.15	7.84	0.20	1.97	6.44	4.95	1.74	1.23	0.30	0.13	99.86	1110	84
24	59.26	1.33	16.34	6.73	0.23	1.62	6.00	5.22	1.75	0.89	0.29	0.06	99.72	1110	60
25	59.45	1.47	16.58	6.29	0.18	1.63	5.53	5.83	1.84	0.36	0.29	0.05	99.50	1120	78
26	59.55	2.11	16.03	6.89	0.25	1.67	5.52	5.28	1.81	0.46	0.29	0.09	99.95	1110	60
27	60.39	1.60	14.86	8.16	0.23	1.99	5.47	4.74	1.77	0.28	0.30	0.13	99.92	1110	84
28	60.64	1.29	16.42	5.94	0.15	1.67	5.35	5.60	1.67	0.39	0.25	0.07	99.44	1120	78
29	60.71	1.69	15.48	7.02	0.24	1.68	5.68	4.42	1.77	0.59	0.33	0.06	99.67	1120	70
30	61.30	1.35	14.12	6.87	0.26	2.27	5.40	5.02	1.89	1.16	0.33	0.09	100.06	1110	84
31	62.45	1.22	15.49	6.23	0.21	1.57	5.32	3.88	2.12	0.46	0.29	0.06	99.30	1120	70
32	63.02	1.58	15.62	5.70	0.25	1.20	4.57	3.84	1.94	0.45	0.21	–	98.38	1120	78
33	63.64	0.98	16.88	4.31	0.16	1.02	3.77	4.84	3.10	0.59	0.31	0.07	99.67	1120	58
34	64.57	1.14	12.30	5.45	0.20	1.36	3.23	4.86	2.85	0.47	0.21	0.04	96.68	1120	52
35	67.10	0.90	13.85	5.66	0.21	1.28	3.55	4.22	2.21	0.33	0.20	0.08	99.59	1120	59
Образец К-4															
36	55.70	1.27	15.87	8.15	0.14	2.74	6.45	5.82	1.37	0.32	0.27	0.10	98.20	1100	80
37	56.67	1.47	15.36	8.54	0.46	2.70	6.81	5.71	1.68	0.36	0.26	0.07	100.09	1100	78
38	58.33	1.40	15.09	7.54	0.21	2.15	6.60	5.94	1.89	0.45	0.35	0.09	100.04	1100	78
39	61.68	1.47	14.20	7.75	0.21	2.00	5.34	4.65	1.96	0.33	0.26	0.06	99.91	1110	65
40	62.26	1.52	14.44	7.41	0.24	1.87	5.02	4.29	1.93	0.36	0.28	0.05	99.67	1110	65

Табл.5. Окончание

Номер включения	Компоненты												Сумма	*T*, °C	*An*
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cl	S			
41	63.01	1.52	14.48	7.69	0.22	1.77	5.30	3.24	1.88	0.45	0.26	0.08	99.90	1110	69
42	64.13	0.92	15.38	5.60	0.17	1.57	5.07	4.06	2.29	0.32	0.21	0.08	99.80	1110	64
43	64.30	0.69	16.30	4.08	0.12	1.05	4.97	4.96	3.07	0.18	0.14	0.07	99.93	1110	58
44	64.70	1.39	14.06	6.03	0.20	1.48	4.40	3.98	2.77	0.53	0.19	0.06	99.79	1110	58
45	64.73	0.83	15.46	4.72	0.14	1.07	4.97	4.96	2.00	0.22	0.15	0.07	99.32	1110	59
46	65.21	1.02	14.64	4.48	0.20	1.06	3.66	4.18	2.03	0.24	0.17	0.08	96.97	1100	53
47	65.46	1.04	15.70	4.65	0.11	1.26	4.47	4.12	2.05	0.36	0.18	0.08	99.48	1100	53
48	65.75	0.94	14.13	4.93	0.18	1.18	3.62	3.65	2.54	0.37	0.16	0.06	97.51	1100	55
49	65.78	0.96	15.05	5.33	0.20	1.39	4.39	3.65	2.55	0.41	0.15	0.07	99.93	1100	53
Образец К-41															
50	47.27	0.67	18.93	6.34	0.16	5.56	10.56	7.07	0.25	0.15	0.04	0.09	97.09	1150	93
51	50.69	0.74	16.42	7.99	0.15	5.80	9.22	6.62	0.47	0.11	0.03	0.12	98.36	1150	93
52	65.93	0.37	13.77	2.02	0.12	0.63	2.29	3.64	2.55	0.09	0.17	0.01	91.59	20	49
53	66.05	0.40	13.80	2.21	0.00	0.59	2.10	4.54	2.40	0.12	0.19	0.01	92.41	20	47
54	66.76	0.32	13.89	2.31	0.11	0.64	2.23	4.40	2.46	0.00	0.15	0.00	93.27	20	63
55	68.24	0.46	14.00	2.59	0.14	0.66	2.26	4.20	2.56	0.06	0.19	0.01	95.37	20	63
56	68.32	0.21	13.93	2.32	0.11	0.64	2.15	4.48	2.46	0.08	0.19	0.01	94.90	20	47
57	69.95	0.47	13.73	2.94	0.03	0.89	2.23	4.44	2.47	0.10	0.19	0.02	97.46	20	63
Образец К-35															
58	71.76	0.21	13.16	0.94	0.03	0.27	0.83	4.97	3.32	0.00	0.20	0.01	95.70	1150	25
Образец К-31															
59	70.78	0.23	12.25	1.59	0.08	0.31	1.49	4.18	3.33	0.06	0.22	0.01	94.53	20	43
60	71.74	0.30	12.45	1.58	0.06	0.37	1.40	4.25	3.43	0.09	0.24	0.01	95.92	20	43
61	71.85	0.29	12.36	1.38	0.06	0.26	1.25	4.21	3.15	0.03	0.17	0.00	95.01	20	43
62	72.09	0.35	12.48	1.57	0.03	0.33	1.41	2.99	3.26	0.01	0.19	0.01	94.72	20	47
63	72.13	0.32	11.67	1.44	0.08	0.30	1.28	3.89	3.19	0.01	0.19	0.00	94.50	20	41
64	72.18	0.28	12.42	1.67	0.01	0.34	1.30	3.80	3.29	0.02	0.18	0.02	95.51	20	41
65	72.35	0.27	12.09	1.39	0.10	0.25	1.27	3.86	3.26	0.04	0.16	0.00	95.04	20	41
Образец К-23															
66	72.42	0.18	12.40	1.16	0.07	0.24	1.20	3.60	3.06	0.01	0.20	0.01	94.55	20	35
67	72.54	0.18	11.93	1.13	0.00	0.21	1.20	3.63	3.05	0.00	0.20	0.02	94.09	20	35
68	73.09	0.28	12.50	1.20	0.09	0.27	1.28	2.80	2.91	0.06	0.19	0.01	94.68	20	35

47.4 до 57.1 мас. %, во вкрапленниках плагиоклаза из андезитов - от 55.7 до 67.1 мас. %, во вкрапленниках плагиоклаза из дацитов и риодацитов - от 66.1 до 72.5 мас. % (табл. 5) и во вкрапленниках кварца из риодацитов - от 72.2 до 75.7 мас.
% (табл. 7). Содержания SiO_2 в расплавных включениях в кварце из дацитов вулкана Головнина варьируют от 70.2 до 77.0 мас. % (табл. 7).

Базальтовые расплавы (табл. 5) характеризуются обычными содержаниями (в мас. %) TiO_2 (0.7-1.3), FeO (6.8-11.4), MgO (2.3-6.1), CaO (6.7-10.8), но значительно обогащены Na_2O (2.9-7.4 при среднем 5.1), причем самые высокие содержания Na_2O установлены в наиболее основных расплавах (SiO_2 = 47.4-52.0 мас. %). Содержания K_2O изменяются от 0.4 до

1.7 мас. %. Исключение составляет одно расплавное включение, в котором содержание K_2O (5.95 мас. %) значительно выше, чем Na_2O (2.64 мас. %). Отметим, что это существенно калиевое включение почти не содержит Cl (0.01 мас. %), в то время как в остальных 19 включениях образца К-2 концентрация Cl значительно выше (0.06-0.12 мас. % при среднем 0.09 мас. %). Такая особенность калиевых расплавов в отношении хлора была нами установлена ранее в расплавах вулканитов кальдеры Медвежья на о. Итуруп,

Таблица 6.

Содержания воды (мас. %) и элементов-примесей (ppm) в расплавных включениях в плагиоклазах пород Карымского вулканического центра (Камчатка)

Компо-ненты	Номер включения в табл. 5											
	50	**3**	**4**	**53**	**54**	**56**	**60**	**61**	**62**	**65**	**67**	**58**
H_2O	0.69	2.44	-	7.27	4.64	4.97	5.14	5.87	3.12	4.96	6.65	4.75
Li	1750	284	118	25.2	22.3	23.2	14.8	14.6	16.0	15.8	22.2	73.7
Be	0.19	0.69	0.56	1.07	1.25	1.34	1.13	1.18	0.95	1.04	1.11	0.95
B	5.98	7.90	6.32	36.0	26.9	14.9	32.6	32.7	32.0	35.1	41.6	58.4
F	6.79	142	6.32	533	508	814	801	569	948	587	324	14.0
Cr	-	36.3	70.6	-	-	-	-	-	-	-	-	0.81
Rb	-	12.0	30.0	-	-	-	-	-	-	-	-	91.8
Sr	531	418	449	255	285	363	107	105	188	102	107	57.2
Y	8.90	15.2	19.3	19.8	16.1	9.19	18.6	21.5	22.4	22.9	16.9	8.15
Zr	17.5	55.9	64.1	134	107	58.2	183	177	204	209	140	57.2
Nb	0.42	1.88	1.87	2.89	2.53	1.46	4.05	4.31	6.30	4.96	3.71	3.69
Ba	88.1	187	236	413	481	461	629	629	734	685	606	1070
La	1.81	4.88	7.17	8.19	8.07	7.44	10.8	11.3	12.8	11.6	10.3	12.4
Ce	3.35	12.8	17.7	23.8	20.1	24.0	27.6	28.6	29.8	30.2	24.0	21.5
Nd	4.28	8.87	13.0	10.9	10.0	7.08	12.2	13.1	14.4	13.4	10.6	7.54
Sm	0.87	2.37	3.41	3.52	2.56	2.57	3.11	3.50	3.42	3.78	2.71	1.32
Eu	0.42	0.86	1.27	0.57	0.91	0.72	0.68	0.99	0.70	0.72	0.76	0.31
Gd	1.13	2.84	3.35	3.80	2.51	2.99	2.24	4.41	3.17	3.77	2.51	0.64
Dy	1.15	2.53	3.56	3.76	2.71	2.70	2.85	3.63	3.36	4.15	2.52	1.24
Er	0.77	1.83	2.59	2.87	2.08	2.09	2.17	2.68	2.61	3.08	2.00	1.04
Yb	0.79	2.03	2.35	2.86	2.00	1.80	2.62	2.97	2.72	3.32	2.26	1.25
Hf	-	1.69	2.17	-	-	-	-	-	-	-	-	1.78
Th	0.14	0.90	0.59	1.63	1.42	0.80	2.32	2.11	2.42	2.44	2.76	3.76
U	0.05	0.47	0.36	1.11	0.85	0.54	1.52	1.49	1.78	1.88	1.66	2.17
Th/U	2.80	1.91	1.64	1.47	1.67	1.48	1.53	1.42	1.36	1.30	1.66	1.73
La/Yb	2.29	2.40	3.05	2.86	4.04	4.13	4.12	3.80	4.71	3.49	4.56	9.92

Южные Курилы (Толстых и др., 1997) и в кислых расплавах Верхнеуральского рудного района, Южный Урал (Наумов и др., 1999). Сравнительно высока в расплавах базальта концентрация S - от 0.07 до 0.22 мас. %, при средней величине 0.14 мас. % в 17 включениях. В 2 включениях была определена концентрация воды в расплаве 0.7 и 2.4 мас. % (табл. 6).

Таблица 7.

Химический состав расплавных включений в кварце из захороненного пирокластического потока Карымского вулканического центра, Камчатка (1-6), и в кварце из дацитов вулкана Головнина, о. Кунашир

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	72.15	72.83	73.28	74.02	74.91	75.67	70.18	72.12	74.05	77.02
TiO_2	0.24	0.11	0.12	0.09	0.31	0.11	0.24	0.19	0.16	0.16
$A1_2O_3$	12.82	12.51	12.98	12.44	12.95	12.83	10.95	11.78	11.02	9.29
FeO	1.30	0.51	0.57	0.54	1.25	0.67	1.57	1.25	1.18	0.90
MnO	0.04	0.06	0.07	0.13	0.15	0.11	0.00	0.15	0.08	0.04
MgO	0.27	0.12	0.16	0.06	0.24	0.10	0.27	0.21	0.20	0.19
CaO	1.23	0.66	0.88	0.62	1.19	0.68	1.43	1.35	1.04	0.98
Na_2O	3.89	3.32	3.60	3.72	4.03	3.64	5.81	4.79	4.46	4.10
K_2O	2.82	3.82	3.74	3.92	3.12	4.12	1.78	1.83	1.84	1.69
P_2O_5	0.02	0.04	0.00	0.06	0.01	0.04	0.02	0.02	0.04	0.10
Cl	0.14	0.11	0.10	0.11	0.15	0.10	0.28	0.26	0.26	0.19
H_2O	4.89	4.88	4.20	3.41	0.90	1.64	6.68	5.73	4.98	5.10
Сумма	99.81	98.97	99.70	99.12	99.21	99.71	99.21	99.68	99.31	99.76
Li	18.2	13.6	21.0	18.9	16.9	24.0	0.16	0.59	0.27	4.42
Be	1.04	0.94	0.76	0.94	0.99	0.93	0.70	0.58	0.58	0.49
B	30.0	55.4	37.1	54.6	43.5	57.5	105	110	100	70.9
F	605	269	223	274	644	163	539	925	765	401
Cr	2.26	0.74	1.13	0.73	2.38	1.09	1.10	2.00	2.50	1.46
Rb	-	-	-	-	-	-	25.7	39.3	43.4	23.8
Sr	123	50.6	113	54.9	121	59.1	74.0	68.2	56.5	45.2
Y	15.8	11.5	7.20	9.62	26.6	8.65	37.8	29.8	27.8	20.6
Zr	163	64.0	63.2	59.9	237	56.5	148	121	117	95.3
Nb	3.22	5.44	2.90	4.14	4.19	3.85	1.35	1.44	1.46	1.10
Ba	563	843	782	933	556	778	464	575	554	323
La	11.6	14.7	9.82	12.5	14.7	10.7	8.02	9.12	8.29	5.87
Ce	28.0	22.2	19.2	25.0	36.8	20.9	21.9	20.4	21.1	13.6
Nd	13.9	10.3	7.24	8.91	21.1	7.42	12.7	12.5	12.3	8.25
Sm	2.87	1.52	1.40	2.15	5.12	1.48	3.84	3.43	3.27	2.25
Eu	0.77	0.74	0.47	0.11	1.12	0.21	0.43	0.61	0.81	0.49
Gd	2.78	1.45	1.08	1.60	5.19	1.82	4.89	5.01	4.76	2.14
Dy	2.64	1.44	1.09	1.57	4.31	1.44	5.35	4.83	4.52	2.96
Er	1.69	1.27	0.92	1.34	3.13	1.02	4.47	3.89	3.48	2.32
Yb	1.91	1.35	0.95	1.53	3.19	1.20	5.45	4.29	9.35	2.84
Hf	4.28	2.21	1.85	1.96	5.26	1.63	4.94	4.79	4.75	3.08
Th	1.99	4.66	2.54	4.52	2.28	3.53	2.77	2.49	2.34	1.84
U	1.38	2.90	1.73	2.77	1.48	2.19	1.27	1.31	1.17	0.82
Th/U	1.44	1.61	1.55	1.63	1.54	1.61	2.18	1.90	2.00	2.24
La/Yb	6.07	10.9	10.3	8.17	4.61	8.92	1.47	2.12	0.89	2.07

Примечания: оксиды приведены в мас. %, элементы - в ppm.

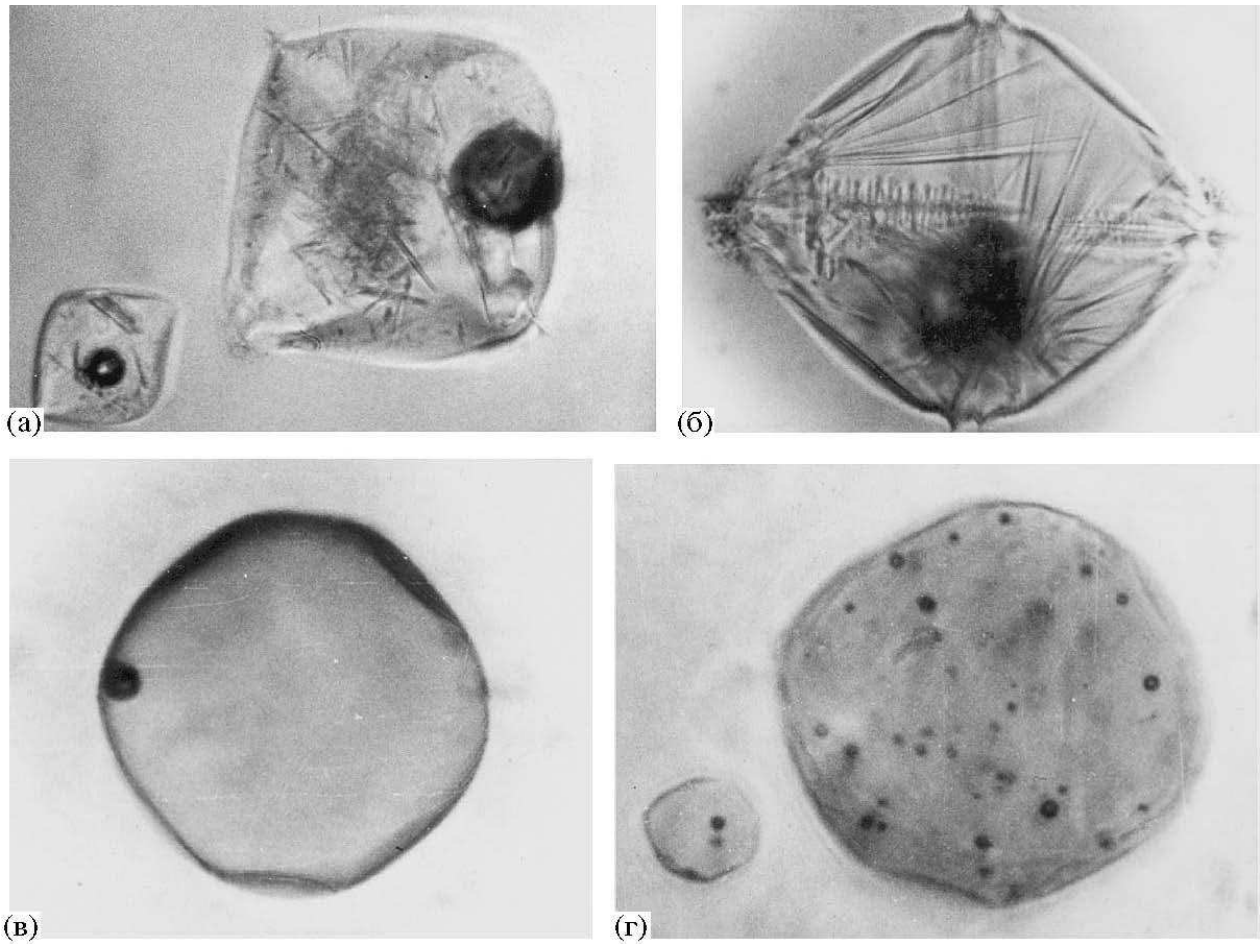

Рис. 2. **Расплавные включения в кварце из дацитов вулкана Головнина. Размер включений: (а, в) - 100 мкм, (б, г) - 50 мкм.**

Содержания SiO_2 в стеклах расплавных включений в образцах андезитов, варьирующие от 55.7 до 67.1 мас. %, в среднем на 9 мас. % выше, чем в стеклах расплавных включений образца базальта (табл. 5). Для расплавов в плагиоклазах андезитов характерны высокие содержания FeO (от 9.0 до мас. % при среднем 6.5 мас. %), CaO (в среднем 5.1 мас. %) и обычные содержания Na_2O (4.5 мас. %) и K_2O (2.1 мас. %). Концентрация C1 в андезитовом расплаве по сравнению с базальтовым расплавом значительно выше (в среднем до 0.26 мас. %), а концентрация S ниже (в среднем до 0.07 мас. %).

Стекла расплавных включений в плагиоклазах ($An_{63\text{-}25}$) образцов дацитов и риодацитов характеризуются обычными содержаниями (в мас. %) SiO_2 (65.9-73.1), FeO (1.1-2.9), MgO (0.2-0.9) Na_2O (2.8-5.0) и K_2O (2.4-3.4). Концентрация C1 в этих расплавах такая же высокая (в среднем 0.19 мас. %), как и в андезитовых расплавах, но концентрация S значительно ниже - 0.01 мас. %. Анализ 9 расплавных включений на ионном микрозонде позволил определить содержания воды при кристаллизации плагиоклазов (табл. 6).

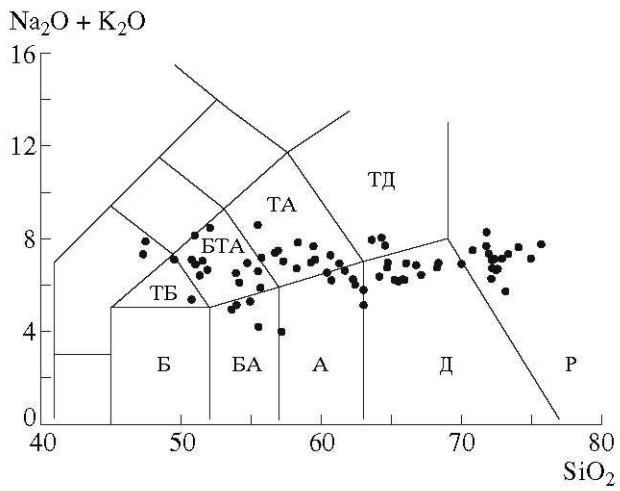

Рис. 3. **Составы (мас. %) расплавных включений на классификационной диаграмме [25] SiO_2-(Na_2O + K_2O).**

Примечания: Б - базальты, ТБ - трахибазальты, БА - базальтовые андезиты, БТА - базаль товые трахиандезиты, А - андезиты, ТА - трахиандезиты, Д - дациты, ТД - трахи-дациты, Р – риолиты.

Эти концентрации оказались очень высокими - от 3.1 до 7.3 мас. %, при среднем 5.5 мас. %. Следует отметить, что в образце дацита К-41 был встречен вкрапленник плагиоклаза An_{93}, содержащий расплавные включения, по составу аналогичные включениям из образца базальта К-2. В них также определены (табл. 5) высокие содержания (в мас. %) Na_2O (6.6-7.1), MgO (5.6-5.8), FeO (6.3-8.0) и низкие содержания K_2O (0.2-0.5). Напомним, что образец К-2 является базальтом извержения 1996 г. на полуострове Новогодний в кальдере Академии Наук, а образец К-41 отобран из восточного борта кальдеры Однобокая (рис. 1).

Содержания SiO_2 в стеклах расплавных включений в кварце из захороненного пирокластического потока (табл. 7) еще более высокие - от 72.2 до 75.7 мас. %. Для этих расплавов кислого состава установлены обычные содержания (в мас. %) TiO_2 (0.09-0.31), FeO (0.5-1.3), MgO (0.06-0.27), CaO (0.6-1.2), Na_2O (3.3-4.0), K_2O (2.8-4.1), Cl (0.10-0.15). Концентрация воды в расплаве менялась от 0.9 до 4.9 мас. % (среднее значение 3.3 мас. % из 6 определений).

Для сравнения с составами кислых расплавов Карымского вулканического центра мы изучили расплавные включения в кварце из дацитов вулкана Головнина. Эти включения (рис. 2) характеризуются крупными размерами, достигающими 100-140 мкм. Они или частично раскристаллизованы (рис. 2а, 2б), или содержат только стекло и небольшой газовый пузырек (рис. 2в). Температуры полной гомогенизации включений составляют 820-850°С, причем обычно для этого достаточно выдержки 5-10 минут. Гетерогенизация расплава с выделением множества газовых пузырьков (рис. 2г) происходит при 700-780°С за 15-30 секунд, что свидетельствует о низкой вязкости расплава. Такое поведение включений при термометрических экспериментах однозначно указывает на существенное содержание воды в расплаве, что и подтвердилось при их анализе на ионном микрозонде (от 5.0 до 6.7 мас. %, при среднем значении 5.6 мас. % из 4 определений, табл. 7). Эти расплавы по сравнению с кислыми расплавами Карымского вулканического центра отличаются также более

высокими содержаниями N%O (4.1-5.8 мас. %), C1 (0.19-0.28 мас. %) и более низкими - K_2O (1.7-1.8 мас. %).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Микрозондовый анализ стекол включений показал интереснейшие особенности составов расплавов Карымского вулканического центра. Если характеризовать их в координатах SiO_2-(Na_2O + K_2O), то большая часть расплавов попадает в щелочные разности - от тефрита до трахита, хотя представлены и расплавы с меньшей щелочностью (рис. 3). Причем породы (табл. 1) не обнаруживают повышенного содержания щелочей. Еще одна особенность: на графике тренд составов располагается субпараллельно оси абсцисс, т.е. при росте кремнекислотности расплавов сумма щелочей не увеличивается, в то время как кристаллизационная дифференциация предполагает рост щелочей в ходе повышения SiO_2 в расплаве.

Более полную картину эволюции расплавов можно видеть на рис. 4. Поведение различных петрогенных компонентов можно условно разделить на три типа.

1. Содержание $A1_2O_3$, MgO, CaO с ростом SiO_2закономерно падает, а содержание K_2O увеличивается. Тренды не имеют перегиба и характерны для процессов кристаллизационной дифференциации.

2. Содержания TiO_2 и FeO с ростом SiO_2 закономерно снижаются только при SiO_2 > 57 мас. %,что обусловлено осаждением рудных минералов в процессе кристаллизационной дифференциации. В более основных расплавах, обнаруженных во включениях в плагиоклазе образца К-2 (базальт извержения 1996 г. в кальдере Академии Наук), содержания TiO_2 даже немного увеличиваются (от 0.7 до 1.3 мас. %). Значительно более высокие содержания TiO_2 определены во включениях в плагиоклазах образцов К-4 и К-63 (андезиты извержений 1996 и 1997 г.г. Карымского вулкана). Содержания TiO_2 более 1.3 мас. % зафиксированы в 17 расплавных включениях. Содержание FeO при SiO_2 < 57 мас. % почти постоянное - в пределах 7-9 мас. % (обр. К-2, рис. 4).

3. Неожиданнее всего выглядит поведение натрия, содержание которого с ростом кремнекислоты снижается, причем на графике (рис. 4) можно выделить два тренда составов. Для одного из них при сравнительно небольшом диапазоне кремнекислотности (47-57 мас. %) содержания Na_2O изменяются от 7.5 до 3 мас. %, второй тренд более пологий - при увеличении SiO_2 от 57 до 73 мас. % содержания Na_2O изменяются от 6 до 3 мас. %. Первый тренд получен для образца базальта (К-2), второй - для образцов андезитов (К-4 и К-63) и дацитов (К-41 и К-31).

4. Базальтовые расплавы Карымского вулканического центра (SiO_2 = 47-57 мас. %) кроме высоких содержаний натрия характеризуются и высоким

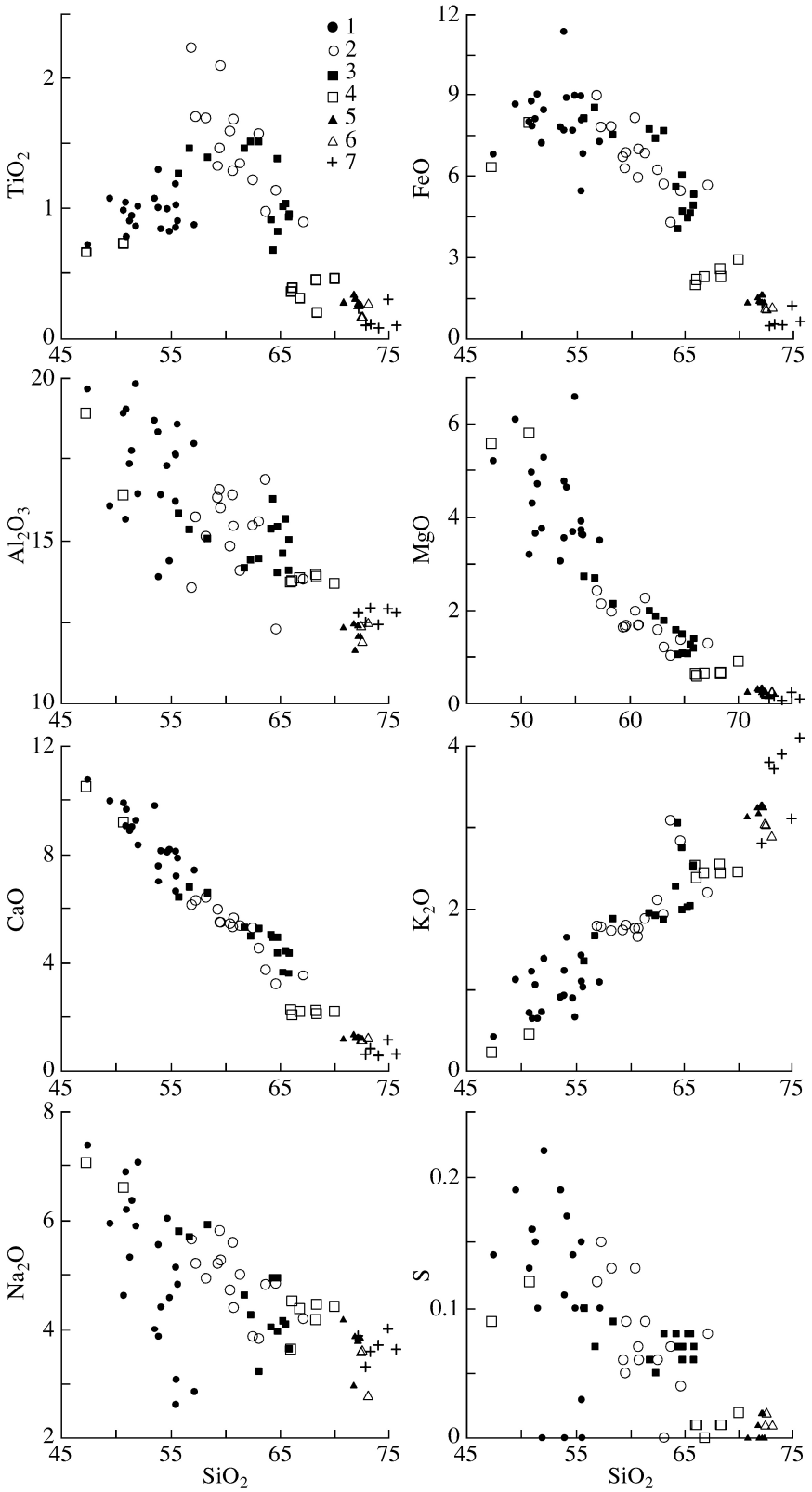

Рис. 4. **Вариационные диаграммы SiO_2-петрогенные элементы, SiO_2-S, построенные по данным о составах расплавных включений в плагиоклазах (1-6) и кварце (7) Карымского вулканического центра (в мас. %).**

Примечания: номера образцов: 1 – К-2, 2 – К-63, 3 – К-4, 4 – К-41, 5 – К-31, 6 – К-23.

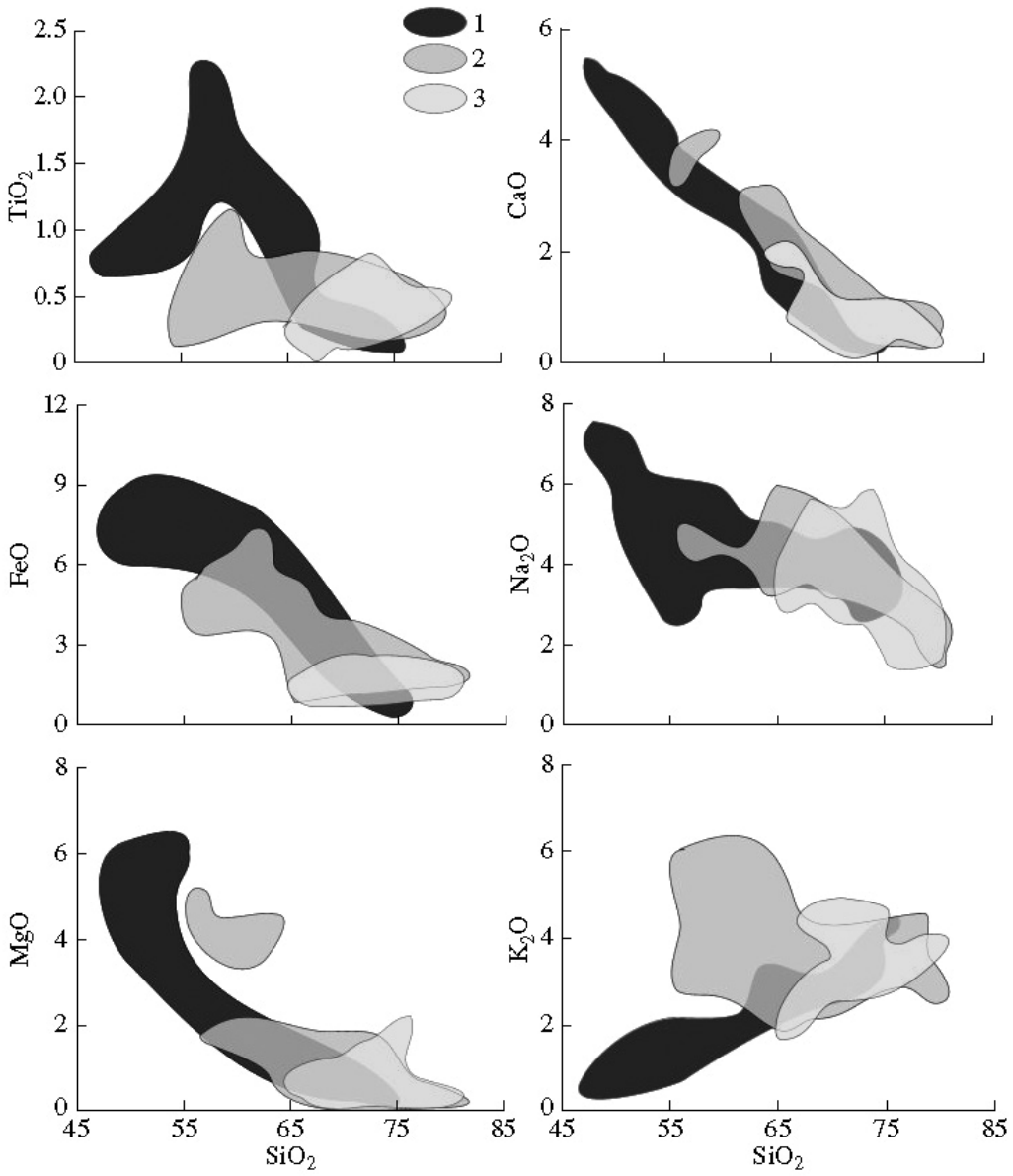

Рис.5 **Сравнение составов (в мас.%) расплавных включений во вкрапленниках вулканов Карымского вулканического центра (1), Безымянный (2) и Шивелуч (3).**

отношением Na_2O/K_2O, равным в среднем 8.0 (23 определения). Такие же высокие содержания натрия и сходные отношения Na_2O/K_2O в расплавах были обнаружены ранее при изучении ксенолитов Монголии и Йемена [24, 22]. Стекла в перидотитовых ксенолитах из щелочных базальтов Монголии [24] содержат 51.8-57.0 мас. % SiO_2 и 6.8-10.6 мас. % Na_2O, отношение Na_2O/K_2O = 4.5-17.2, при средней величине 8.6 (19 определений). Стекла, обнаруженные в шпинелевых лерцолитах из Йемена [22], содержат 50.0-55.8 мас. % SiO_2, 5.9-8.9 мас. % Na_2O, а отношение Na_2O/K_2O = 7.5-14.1, при средней величине 9.7 (15 определений). Генезис подобного рода расплавов авторам этих статей представляется проблематичным. Возможно, опреде

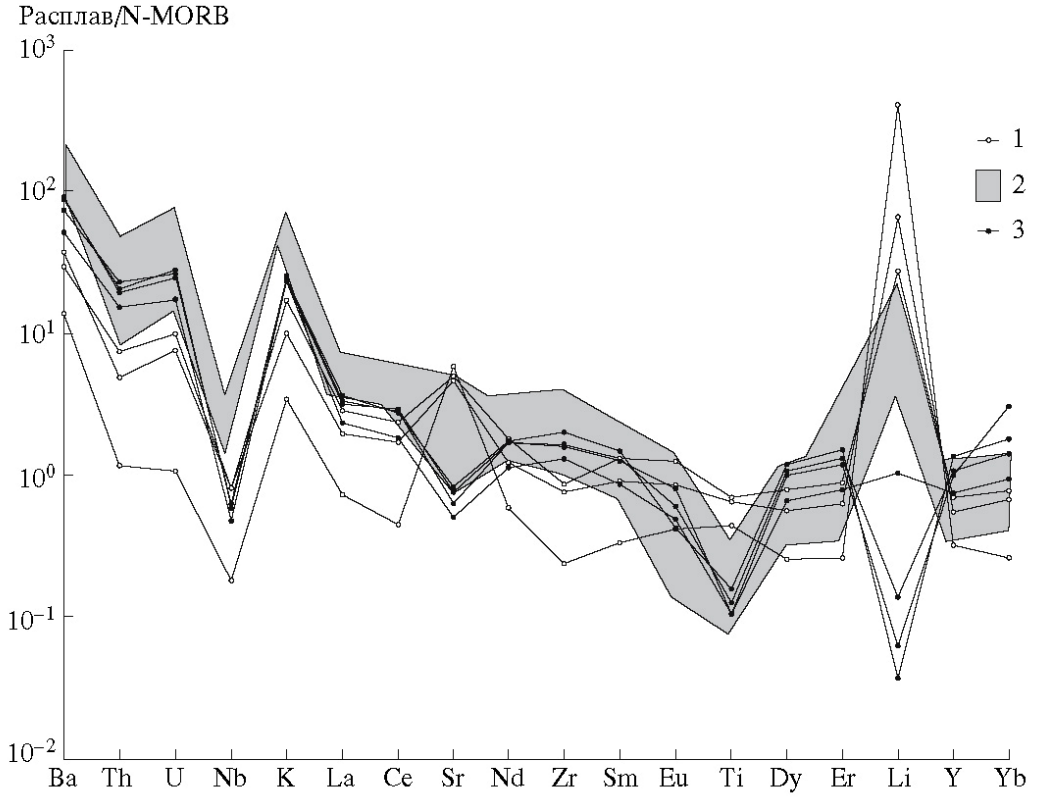

Рис.6 **График содержаний в расплавных включениях элементов-примесей, нормированных к составу N-MORB [27].**

Примечания: 1, 2-базальтовые (1) и дацит-риолитовые (2) расплавы Карымского вулканического центра, 3 -риолитовые расплавы вулкана Головнина.

ленную роль здесь играл мантийный метасоматоз, обусловленный воздействием натрового мантийного флюида.

Сравнение полей составов расплавов (рис. 5) разных вулканов (Карымский вулканический центр, Безымянный и Шивелуч) демонстрирует, что именно в вулканитах Карымского вулканического центра представлен наиболее широкий спектр расплавов (в том числе основные разности, обогащенные железом, магнием и титаном). В то же время тренды составов этих расплавов на вариационных диаграммах более четкие, а парные корреляции петрогенных элементов более выражены, чем для вулканов Безымянный и Шивелуч.

Распределение несовместимых элементов в базальтовых и дацит-риолитовых расплавах Карымского вулканического центра и в риолитовых расплавах вулкана Головнина (рис. 6) указывает на островодужное происхождение всех расплавов. Поскольку наиболее несовместимые элементы при кристаллизации практически не фракционируют друг относительно друга, их валовое содержание может дать информацию о магматическом источнике вулканического центра. К островодужным

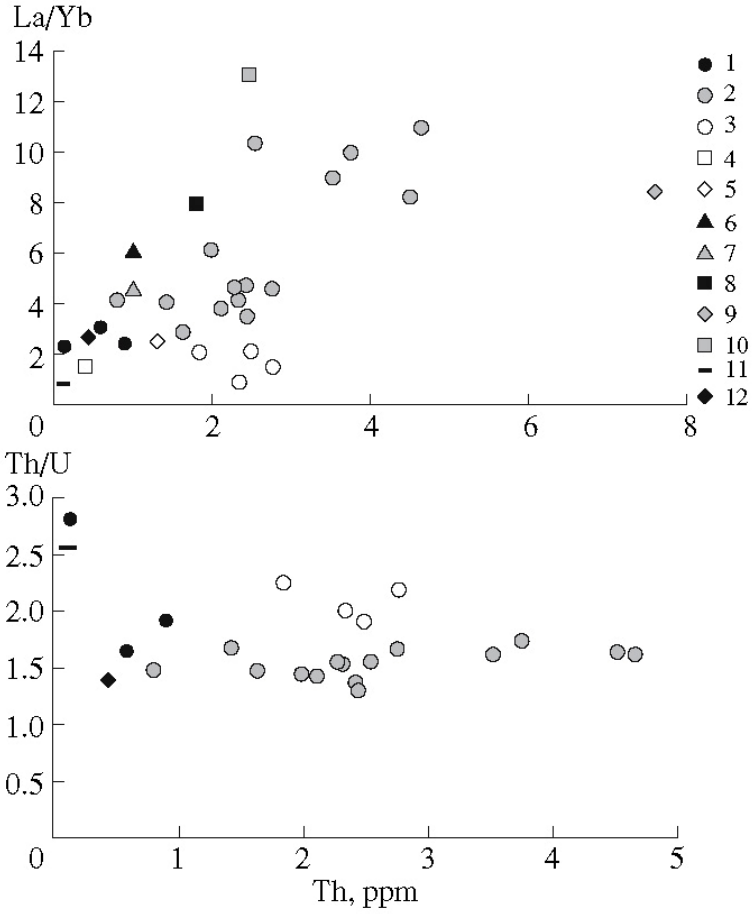

Рис. 7. **График зависимостей Th-La/Yb и Th-Tb/U по данным изучения расплавных включений в минералах вулканических пород Камчатки и Курильских островов.**

Примечания: 1, 2-Карымский вулканический центр (1 -базальты, 2 - андезиты и дациты); 3 - вулкан Головнина, о. Кунашир; 4 - кальдера Медвежья, о. Итуруп (Коваленко и др., 2004); 5 - вулкан Чикурачки, о. Парамушир (Gurenko et al., 2005); 6,7 - вулкан Авачинский (6 - по данным (Толстых и др., 2003); 7 - по данным (Portnyagin et al., 2007)); 8 - вулкан Безымянный; 9 - вулкан Дикий Гребень; 10 - вулкан Шивелуч; 11 - N-MORB (Sun, McDonough, 1989); 12 - вулкан Ключевской (Portnyagin et al, 2007).

характеристикам расплавов Карымского вулканического центра относятся, например, Nb минимум и высокие относительно MORB Ba/Th отношения. Эти характеристики присущи как самым примитивным, так и наиболее дифференцированным расплавам. Таким образом, речь флюидным компонентом, обогащенным LREE и относительно обедненным Nb. Впрочем, у магматического очага, питающего Карымский вулканический центр, есть и свои особенности. Главная его отличительная черта – относительная обогащенность литием, особенно заметная при сравнении с расплавами вулкана Головнина. Необходимо отметить, что обогащенность литием относительно тяжелых REE и Y по сравнению с MORB характерна для

многих основных островодужных магм [26]. Однако абсолютное содержание этого элемента обычно не превышает 5-6 ppm, в то время как основные расплавы Карымского вулканического центра содержат в 19-290 раз, а кислые расплавы - в 2-12 раз больше лития. Если же говорить о кислых островодужных расплавах, то тут разница еще значительнее (рис. 6). Отметим, что богатые литием расплавы отличаются также и повышенным содержанием натрия (до 7.5 мас. %). Такие значения вообще не характерны для основных расплавов.

Интересно, что согласно результатам анализов, полученных в работе [26], на вулкане Карымский в виде включений в оливинах присутствуют и основные расплавы со средним содержанием натрия 2.9 мас. % и концентрацией лития 5.23 ppm. При этом содержания некогерентных элементов, полученные нами и М. Портнягиным, анализировались на одном и том же оборудовании с использованием одних и тех же эталонов, что исключает вариант аппаратной ошибки. Таким образом, если говорить об относительно примитивных расплавах Карымского вулканического центра (основных, обедненных некогерентными элементами, в частности легкими РЗЭ), то они или часть из них отличаются от большинства сходных с ними основных магм, зафиксированных на других геологических объектах, повышенными концентрациями натрия и лития. Причины этого обогащения неясны. Как один из вариантов объяснения может рассматриваться контаминация расплава коровыми минералами специфических составов, например цеолитами натролитовой группы, сформировавшимися на субстрате из древних базальтов вулканического центра. Отсутствие данных по этим минералам в настоящий момент затрудняет какие-либо выводы.

Отметим, что один из образцов, в котором были обнаружены расплавные включения с высокими содержаниями натрия и лития, отобран в стенке древней кальдеры, а два остальных взяты во время извержения 1996 г. Поэтому можно сделать вывод о том, что либо процессы ассимиляции корового вещества происходили многократно в течение длительного времени, либо жизнь вкрапленников, сформированных этим расплавом, чрезвычайно длительна в пределах приповерхностных очагов.

Затрудняет расшифровку процессов и то, что практически все минералы, содержащие литий в значимых количествах, либо вторичного происхождения (цеолиты), либо формируются из дифференцированных расплавов на завершающих стадиях кристаллизации магматических тел (минералы пегматитов). Таким образом, исходя из имеющихся данных по минералогии, обогатиться этими элементами расплав мог только в приповерхностных условиях, перерабатывая коровый материал.

Вторичная природа фазы, обогащенной литием и натрием, исключена: во-первых, в силу первичного происхождения включений, которое подтверждается их морфологией; во-вторых, в силу того, что образцы 1996 г.

были отобраны еще горячими и вторичным изменениям подвергнуться не успели; в-третьих, вышеперечисленные признаки "наследуются" и более кислыми (более дифференцированными) расплавами вулканического центра. Таким образом, относительная обогащенность литием характерна для всех расплавов Карымского вулканического центра.

Обсуждая природу поведения лития в расплавах Карымского вулканического центра, можно назвать ее аномальной, поскольку этот элемент при классической схеме дифференциации должен накапливаться в расплавах. В данном же случае более кислые расплавы отличаются более низкими концентрациями лития по сравнению с основными расплавами. Не исключены поэтому процессы смешения основных расплавов, содержащих высокие концентрации лития, с кислыми расплавами, что привело к обогащению последних литием.

Таблица 8

Средние содержания (ppm) La и Yb и отношения La/Yb в расплавных включениях в минералах вулканических пород Курило-Камчатского региона

Вулкан	Порода	Минерал	*n*	La	Yb	La/Yb
Курильские острова						
Головнина (о.Кунашир)	дацит	кварц	4	7.8	5.5	1.4
Кудрявый (о. Итуруп)	андезитобазальт	плагиоклаз	2	4.9	4.0	1.2
Меньшой Брат (о. Итуруп)	андезитобазальт	плагиоклаз	2	9.4	5.3	1.8
Чикурачки (о. Парамушир) *	базальт	оливин	19	6.9	2.8	2.5
Камчатка						
Карымский	базальт	плагиоклаз	3	4.6	1.7	2.7
»	дацит	плагиоклаз	9	10.3	2.4	4.3
»	риодацит	кварц	6	12.3	1.7	7.2
Ключевской**	базальт	оливин	78	5.1	1.9	2.7
Авачинский***	авачит	оливин	5	6.9	1.5	4.6
Авачинский	андезит	плагиоклаз	2	7.3	1.2	6.1
Безымянный	андезит	плагиоклаз	3	11.8	1.5	7.9
Дикий Гребень	дацит	плагиоклаз	2	11.8	1.4	8.4
Шивелуч	андезит	плагиоклаз	7	9.1	0.7	13.0

На рис. 7 представлены соотношения La/Yb-Th и Th/U-Th для разных вулканов Курило-Камчатской островной дуги и обедненных MORB. Видно, что по отношению La/Yb все расплавы отличаются разной степенью дифференцированности. В расплавах вулкана Головнина отношение La/Yb, равное 1.4, весьма близко к значениям MORB (табл. 8, рис. 7). Близки к MORB на диаграмме (рис. 7) также расплавы вулканов Кудрявый и Меньшой Брат (о. Итуруп, Курильские острова) и базальтовые расплавы Карымского вулканического центра и Ключевского вулкана (Камчатка). Несколько дальше от N-MORB располагается часть андезит-дацитовых расплавов вулкана Карымский и вулкана Авачинский (включения в оливинах и плагиоклазах). Еще более дифференцированы дацитовые расплавы южного

сектора Карымского вулканического центра, расплавы вулканов Безымянный, Дикий Гребень и Шивелуч.

Что касается отношений Th/U в расплавах Карымского вулканического центра (рис. 7), то они почти постоянны для всех составов и находятся в интервале 1.3-1.9. В то же время зафиксирован базальтовый расплав с существенно более высоким отношением Th/U, равным 2.8. Именно в этом расплаве определено самое высокое содержание Li (1750 ppm), а также очень высокое содержание Na_2O (7.1 мас. %) и самое низкое содержание K_2O (0.25 мас. %). В кислых расплавах вулкана Головнина отношения Th/U попадают в интервал от 1.9 до 2.2.

Итак, интерпретируя результаты анализов, можно сделать следующее заключение: формирование Карымского вулканического центра – результат довольно сложной эволюции расплавов. При этом наиболее примитивные расплавы демонстрируют аномально высокие содержания натрия и лития. Происхождение этих специфических расплавов требует дальнейшего уточнения. В качестве источников литий-натрового комплекса могут рассматриваться цеолиты натролитовой группы или литиевые слюды. Очевидно лишь, что особенности расплавов связаны с контаминацией коровым материалом. В рамках дальнейшей работы по исследованию пород вулканического центра необходимо выяснить составы породообразующих расплавов во включениях из темноцветных минералов – пироксенов, оливинов, амфиболов, а также исследовать микроэлементный состав вторичных минералов, развившихся по породам Карымского вулканического центра.

ВЫВОДЫ

1. Изучено более 80 расплавных включений во вкрапленниках базальта, андезитов, дацитов и риодацитов Карымского вулканического центра (Камчатка) и дацитов вулкана Головнина (о. Кунашир, Курильские острова). Содержания SiO_2 в расплавных включениях во вкрапленниках плагиоклаза из базальта Карымского вулканического центра изменяются от 47 до 57 мас. %, во вкрапленниках плагиоклаза из андезитов - от 56 до 67 мас. %, во вкрапленниках плагиоклаза из дацитов и риодацитов - от 66 до 73 мас. % и во вкрапленниках кварца из риодацитов - от 72 до 76 мас. %. Содержания SiO_2 в расплавных включениях в кварце из дацитов вулкана Головнина варьируют от 70 до 77 мас. %.

2. Установлено, что базальтовые расплавы Карымского вулканического центра значительно обогащены натрием (Na_2O = 2.9-7.4 мас. %, при среднем значении 5.1 мас. % из 23 анализов), причем самые высокие содержания Na_2O установлены в наиболее основных расплавах (SiO_2 = 47-52 мас. %). Эти расплавы также характеризуются очень высоким отношением Na_2O/K_2O, равным в среднем 8.0.

3. Определены содержания летучих в расплавах: в базальтовых расплавах Карымского вулканического центра они составили 1.6 мас. % H_2O,0.14 мас. % S, 0.09 мас. % C1 и 50 ppm F, в дацитовых и риодацитовых расплавах 0.9-7.3 мас. % H_2O (среднее 4.5 мас. %из 15 определений), 0.15 мас. % C1, 600 ppm F и 100 ppm S. Содержания H_2O в расплавных включениях в кварце из дацитов вулкана Головнина более высокие - от 5.0 до 6.7 мас. % (среднее 5.6 мас. %), содержания C1 также высокие - 0.19-0.28 мас. %, содержания F - 660 ppm.

4. Сравнение составов расплавов Карымского вулканического центра с ранее изученными нами расплавами вулканов Безымянный и Шивелуч показало их существенное различие. Первые, более основные, обогащены Ti, Fe, Mg, Ca, Na, P, но значительно беднее калием. Скорее всего, расплавы Карымского вулканического центра являются менее дифференцированными по сравнению с расплавами вулканов Безымянный и Шивелуч.

5. Концентрации 20 элементов-примесей были измерены на ионном микрозонде в стеклах 22 расплавных включений в плагиоклазе и кварце. Необычным явилось очень высокое содержание Li (наряду с высоким содержанием Na) в базальтовых расплавах Карымского вулканического центра - от 118 до 1750 ppm, тогда как в дацитовых и риолитовых расплавах содержание Li в среднем равно 25 ppm. Для риолитовых расплавов вулкана Головнина содержание Li значительно ниже - в среднем 1.4 ppm. По соотношению La/Yb,Th-La/Yb и Th-Th/U все расплавы отличаются разной степенью дифференцированности. Расплавы Карымского вулканического центра характеризуются относительными минимумами по Nb и Ti, максимумами по Ba, K, что типично для магм островных дуг.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.А. Кадика (ГЕОХИ РАН) за предоставленные для исследования фенокристаллы кварца из дацита вулкана Головнина и А.В. Соболева (ГЕОХИ РАН) и В.В. Ярмолюка (ИГЕМ РАН) за конструктивные замечания по рукописи статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 04-05-65123, 05-05-64730, 07-05-00497), Проекта ДВО РАН 06-111-А-08-329, Программы поддержки ведущих научных школ (2006-РИ-112-0/001/008) и Программы ОНЗ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Влодавец В.И.** Вулканы Карымской группы // Труды Камчатской вулканостанции. 1947, вып. 3, с. 3-48.
2. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). Под ред. Масуренкова Ю.П. М., Наука, 1980, 299 с.
3. **Горшков Г.С.** Вулканизм Курильской островной дуги. М., Наука, 1967, с. 178-180.

4. **Гриб Е.Н.** Петрология продуктов извержения 2-3 января 1996 г. в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология, 1997, № 5, с. 71-96.
5. **Гриб Е.Н., Леонов В.Л.** Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть I. Строение пирокластических потоков, сравнительная минералогия // Вулканология и сейсмология, 2001а, № 4, с. 3-17.
6. **Гриб Е.Н., Леонов ВЛ.** Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть П. Физико-химические условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов // Вулканология и сейсмология, 2001б, № 4, с. 18-28.
7. **Гриб Е.Н., Леонов В.Л.** Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Часть I. Геология, строение и состав пирокластических потоков // Вулканология и сейсмология, 2004а, № 4, с. 21-40.
8. **Гриб Е.П., Леонов В.Л.** Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Часть П. PTF-условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов, эволюция магматизма // Вулканология и сейсмология, 2004б, № 5, с. 23-37.
9. **Иванов Б.В.** Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., Наука, 1970, 135 с.
10. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Толстых М.Л. и др.** Состав и источники магм кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы) по данным изучения расплавных включений // Геохимия, 2004, № 5, с. 467-487.
11. **Наумов В.Б., Карпухина В.С., Баранов Э.Н., Кононкова Н.Н.** Составы расплавов, содержания летучих компонентов и элементов-примесей, температуры кристаллизации кварца кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) // Геохимия, 1999, №4, с. 339-351.
12. **Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В.** Состав магматических расплавов Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения включений в оливинах трахибазальтов // Геохимия, 2003, № 3, с. 243-253.
13. **Носова А.А., Сазонова Л.В., Наркисова В.В., Симакин С.Г.** Элементы-примеси в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала // Геохимия, 2002, № 3, с. 254-268.
14. **Озеров А.Ю.** Динамика извержения Карымского вулкана (Камчатка) в 1996 г. и состав его продуктов // Вестник ДВО РАН, 1997, № 3, с. 86-93.
15. **Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В., Плечов П.Ю.** Петрология "авачитов" - высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана, Камчатка: П. Расплавные включения в оливине // Петрология, 2005, т. 13, №4, с. 358-388.
16. **Портнягин М.В., Симакин С.Т., Соболев А.В.** Фтор в примитивных магмах офиолитового комплекса Троодос (о. Кипр): методика определения и основные результаты // Геохимия, 2002, № 7, с. 691-699.
17. **Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228-239.

18. **Толстых М.Л., Наумов В.Б., БабанскийА.Д. и др.** Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов, формировавших андезиты вулканов Курило-Камчатского региона // Петрология, 2003, т. 11, №5, с. 451-471.
19. **Толстых М.Л., Наумов В.Б., Кононкова Н.Н.** Три типа расплавов, участвовавших в формировании андезитобазальтов кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы) // Геохимия, 1997, № 4, с. 391-397.
20. **Федотов С.А.** Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология, 1997, № 5, с. 3-37.
21. **Фролова Т.Н., БуриковаИ.А., Гущин А.В. и др.** Происхождение вулканических серий островных дуг. М., Недра, 1985, с. 99-103.
22. **Chazot G., Menzies M., Harte B.** Silicate glasses in spinel lherzolites from Yemen: origin and chemical composition // Chemical Geology, 1996, p. 159-179.
23. **Gurenko A.A., Belousov A.B., Trumbull R.B., Sobolev A.V.** Explosive basaltic volcanism of the Chikurachki volcano (Kurile arc, Russia): insights on pre-emptive magmatic conditions and volatile budget revealed from phenocryst-hosted melt inclusions and groundmass glasses // J. Volcanol. Geo-therm. Res. 2005, v. 147. p. 203-232.
24. **Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N.** Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol, 1994, v. 35, p. 753-785.
25. **Le Bas M.J., Maitre R.V., Streckeisen A., Zannettin B.A.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol, 1986, v. 27, p. 745-750.
26. **Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P. et al.** Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H_2O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // Earth Planet. Sci. Lett, 2007, v. 255, p. 53-69.
27. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. Saunders A.D., Norry MJ. Geological Society Special London Publication 42, 1989, p. 313-345.
28. **Tolstykh M.L., Naumov V.B., Ozerov A.Yu., Kononkova NN.** Composition of magmas of the 1996 eruption at the Karymskii volcanic center, Kamchatka: evidence from melt inclusions // Geochemistry International, 2001, v. 39, № 5, p. 447-458.

УДК

Механизм формирования и составы несмесимых силикатных, фторидных и хлоридных расплавов, о. Пантеллерия, Италия

И.П. Соловова, А.В. Гирнис, В. И. Коваленко

Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва;
e-mail: solovova@igem.ru

Многие месторождения редких элементов (Be, Zr, Nb, РЗЭ, Y и др.) генетически связаны с кислыми агпаитовыми (с мольным отношением (Na_2O + K_2O)/$A1_2O_3$ > 1) магмами [1; 2]. Наиболее вероятной причиной концентрирования этих элементов является кристаллизационная дифференциация, приводящая к их накоплению в остаточных расплавах за счет низких коэффициентов распределения элементов-примесей между силикатными минералами и расплавами [3; 4]. Плавное накопление некогерентных редких элементов в расплавах может нарушаться при отделении от магмы солевых расплавов. Согласно экспериментальным данным [5], редкие элементы особенно эффективно экстрагируются фторидными расплавами. Поэтому проявление силикатно-солевой жидкостной несмесимости является важным фактором геохимической и металлогенической эволюции магм.

Образование хлоридных расплавов при эволюции магматических систем было установлено на ряде объектов [6 и др.]. Присутствие фторидных расплавов в кислых магматических системах было описано в единичных случаях [7, 8], и каждая новая находка заслуживает пристального внимания. В данной статье приводятся результаты изучения расплавных включений в минералах-вкрапленниках магматических пород острова Пантеллерия [9], в которых наблюдалась ликвация кислых агпаитовых магм с отделением солевого расплава. Хлоридные расплавы во включениях и в стеклах пород о-ва Пантеллерия были впервые обнаружены нами в 1987 году [10], и в дальнейшем описаны в стеклах основной массы пород (11).

Остров Пантеллерия, расположенный между Сицилией и Тунисом, является примером проявления бимодальной базальт-пантеллеритовой вулканической ассоциации. Докальдерные и послекальдерные вулканические ассоциации острова разделяются образованием главной кальдеры, которое маркируется горизонтом зеленых туфов и игнимбритов. Докальдерные вулканиты слагают купола, мелкие интрузии, дайки, потоки,

и пирокластические слои и варьируют по составу от агпаитовых трахитов до пантеллеритов, возраст которых укладывается в интервал 220 - 100 тыс. лет.

Породы острова богаты Cl, концентрация которого в пантеллеритах достигает 1 мас.% [9]. В то же время содержание F во всех типах пород ниже 0.1 мас.%, что противоречит данным, полученным нами при изучении включений во вкрапленниках.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ВКЛЮЧЕНИЙ

В основу работы положено термобарогеохимическое исследование расплавных и флюидных микровключений в минералах. Наибольший интерес представляют первичные включения, захватываемые кристаллом во время роста и по составу отвечающие минералообразующим средам. Остывание основного объема расплава во включениях приводит к кристаллизации с фаз, называемых дочерними. Во время высокотемпературных опытов происходит обратный процесс - их плавление, а при достижении условий захвата включений - частичная (в расплаве остается газовая или иные фазы) или полная (исчезновение фазовых границ в пределах вакуолей) гомогенизация. Кроме того, в процессе нагревания могут происходить и другие процессы, которые фиксируются при визуальном наблюдении.

Для изучения включений использовались полированные пластины породы толщиной до 0.3 мм. Эксперименты проводились на различных установках - в высокотемпературной микрокамере Linkam TS 1500 и в небольшой муфельной печи, использующейся для длительных опытов при заданной температуре и для обеспечения быстрой закалки вещества включений. Термопара в камере Linkam TS 1500 дополнительно градуировалась по золоту. Для этого небольшие (до 5 микрон) золотинки помещались на предметное сапфировое стекло и на поверхность изучаемого препарата. Градиент температуры, установленный на основании плавления Au (1063°C) на разных уровнях рабочей камеры, учитывался для введения поправки на показания прибора. Изучение флюидов проводилось на криокамере Linkam-THMSG 600, охлаждающейся жидким азотом.

Составы фаз изучались с помощью электронного микрозонда «Cameca» MS-46 и «Camebax-Microbeam», аналитик Н.Н.Кононкова. Определение концентраций микроэлементов проводилось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в институте микроэлектроники РАН, г. Ярославль, аналитик С.Г. Симакин.

СОСТАВЫ ЩЕЛОЧНОГО ПОЛЕВОГО ШПАТА

Вкрапленники щелочных полевых шпатов представлены анортоклазом с низкими концентрациями CaO и варьирующим по составу от $An_oAb_{58}Or_{42}$ до $An_3Ab_{70}Or_{27}$- Частично закристаллизованные расплавные включения

содержат каймы дочернего анортоклаза на стенках вакуолей (до 55 об.%). Состав каймы дочернего анортоклаза резко отличается от состава минерала-хозяина по содержанию Fe_2O_3 (до 10 мас.% и 0.5 мас.%, соответственно), которое увеличивается в направлении к границе с остаточным стеклом во включении. Высокожелезистые щелочные полевые шпаты (до 18.4 мас.% Fe_2O_3) были описаны в некоторых лампроитах США [12] и Испании [13].

ОПИСАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ

Расплавные включения изучались во вкрапленниках анортоклаза из образцов, отобранных в разных частях о-ва Пантеллерия и относящихся к докальдерной и послекальдерной стадиям вулканизма. Наиболее детально были исследованы включения в докальдерных пантеллеритах северо-востока острова -обр. 57, 16 (Cala dei Cinque Denti) и обр. 75 (Cuddia di Khamma), и центральной части - обр 97 (M. Gibelle), в зеленых туфах - обр. 17 (Cala Cinque Denti), обр. 26 (Punta Scauri, Cuddia Gadi), послекальдерных пантеллеритах - обр. 19 (Contrada Gadir) и пемзах - обр. 24 (Cala dell'Alture).

Особенностью этих включений является присутствие в остаточном стекле, помимо газового пузыря и дочернего анортоклаза на стенках вакуолей, солевых глобул и флюорита.

Флюорит был обнаружен при оптическом исследовании включений и с помощью электронного микрозонда в составе мелкокристаллических солевых глобуль, а также в виде самостоятельных скелетных или нитевидных выделений, пространственно связанных с солевыми обособлениями или удаленных на некоторое расстояние (рис. 1а, б, в).

Солевые глобули представляют собой поликристаллические сферические агрегаты (диаметр до 10-15 мкм) или полусферы вокруг газовых пузырей. В одном включении может содержаться до 20-30 мелких глобул, суммарное содержание которых составляет десятые доли процента от объема включений (0.2 и 0.6 по оценкам в двух включениях) и в отдельных случаях достигает первых процентов. В подчиненном количестве глобули содержат рудную фазу. Аналогичные солевые агрегаты также обнаружены в стекловатой основной массе кислых вулканитов.

Морфологические и минералогические признаки позволили выделить два типа солевых глобул: 1 - преимущественно галитовые (NaCl) и 2 - галит-виллиомитовые (NaCI+NaF). В обоих типах отмечается примесь CaF_2, а в фторидно-хлоридных - MgF_2. В нескольких случаях в глобулях наблюдались узкие каемки жидкой H_2O. Кристаллы солей присутствуют также внутри газовых пузырей включений.

Для глобуль 2-го типа характерен резко отрицательный оптический рельеф благодаря преобладанию кристаллов виллиомита (рис. 1б, 2а). В

некоторых включениях глобули обоих типов встречаются совместно, хотя непосредственный контакт между ними отсутствует (рис. 1б, 1в).

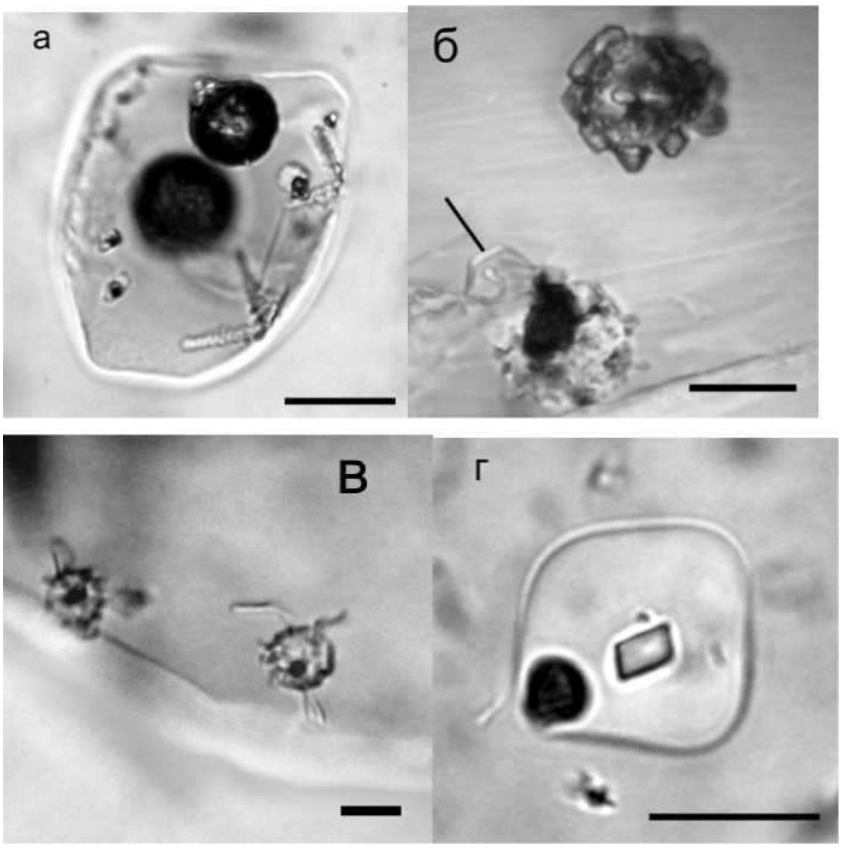

Рис. 1.

Примечания: А. Обр. 19. Вид включения при 20°С. Скелетные кристаллы - флюорит. Во включении присутствуют два газового пузыря, около верхнего - солевой агрегат. В стекле - несколько мелких солевых глобуль с газовой фазой. На стенках вакуоли - светлая кайма дочернего анортоклаза. **Б.** Обр. 57. Фрагмент расплавного включения с двумя солевыми глобулями. Верхняя содержит по краям кристаллы NaF, в центре смесь NaF+NaCI+CaF_2, нижняя имеет существенно NaCl состав с примесью CaF_2. От этой глобула вверх выделяется спиралевидный CaF_2 (показан стелкой). **В**. Обр. 75. Фрагмент расплавного включения с более светлой каймой дочернего анортоклаза (внизу фотографии) и двумя солевыми глобулами NaCI+CaF2, от которых отходят нитевидные выделения CaF2. **Г.** Обр. 59. Существенно NaCl - глобула в стекле основной массы. Содержит кристалл неизвестного состава, имеющий показатель светопреломления ниже галита. Масштабная линейка - 10 микрон.

ПОВЕДЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

При нагревании плавление вещества глобул 1-го типа наблюдалось при 740-760°С. Растворение в силикатном расплаве кристаллов флюорита, расположенных вдали от солевых глобул, происходило в широком интервале температур - от 760 до 930°С. В нескольких опытах после растворения солевых глобул состава NaCl + CaF_2 удалось воссоздать первоначальный вид включений при быстром охлаждении до 580-560°С. При этом наблюдалось одновременное выделение нитевидных кристаллов CaF_2 и кристаллизация

NaCl на их концах. Полная гомогенизация включений (смешение силикатного и солевого расплавов и растворение газового пузырька) достигалась при 930-1020°С.

Плавление кристаллов солей в глобулах из стекловатой основной массы зеленых туфов и пемз с последующей гомогенизацией солевого расплава (исчезновение внутри глобулы газового пузырька) установлено при температуре, близкой к 730°С.

Первые признаки фазовых изменений в глобулах 2-ого типа (преимущественно NaCI+NaF+CaF_2) наблюдались при 580-645°С. Рассмотрим поведение изученных глобул на примере обр. 17 (рис. 2). Начало плавления вещества отмечается при 582°С. При этом происходит отчетливое формирование округлого газового пузырька, что указывает на появление в глобуле расплава. Есть все основания считать эту температуры эвтектической. Неоднократное повторение опытов показало хорошую воспроизводимость наблюдаемых изменений. Дальнейшее повышение температуры приводило к постепенному уменьшению размера газа и плавлению фаз в пределах глобулы, за исключением кристалла NaF, расположенного в верхней ее части (рис. 2б) и имеющего характерный груборельефный вид. Начиная с 690°С (выдержка 0.5 минут) кристалл NaF тоже плавится (рис. 2в), однако не объединяется с расплавом NaCl + CaF_2 (рис. 2в). При 777°С (рис. 2г) происходит их слияние, заканчивающееся при 797°С (рис. 2д). Эта температура может быть принята за температуру гомогенизации солевого расплава. Отметим, что растворение газовой фазы всегда происходит значительно раньше гомогенизации глобул (на 100-150°С), что может свидетельствовать о повышенных давлениях внутри замкнутой системы включений [14]. На рис. 2е показан вид глобулы после ее мгновенной кристаллизации при 539°С.

Следует отметить, что образование единого солевого расплава NaCI+NaF+CaF_2 мы наблюдали только в том случае, если кристаллы флюорита находились в составе одной закристаллизованной глобулы. Если они были пространственно удалены, при высоких температурах происходило постепенное растворение флюорита в силикатном расплаве.

В таблице 1 приведены температуры фазовых изменений при нагревании в трех из 25 изученных включений. Они несколько варьируют, что можно объяснить колебаниями состава самих глобул, в том числе присутствием дополнительных компонентов в разных количествах. Однако приведенные температуры дают общее представление об условиях отделения и о поведении солевого расплава в силикатном.

Расплавные включения после гомогенизации солевых глобул содержали дочерний анортоклаз, силикатный и солевой расплавы и газовую фазу. Плавление дочернего анортоклаза начиналось около 970°С и заканчивалось при полной гомогенизации включений (1020-1070°С). Растворение солевого

расплава и его выделение многократно воспроизводились в опытах, однако *только* при условии сохранения каймы дочернего анортоклаза.

Таблица 1.

Этапы плавления солевых глобуль

№	Тип солей	Вид солевого обособления	T°C, начало плавления	Интервал плавления	Плавление последнего кристалла
17	NaCI-NaF-CaF_2	единая глобула	582	NaCI-CaF_2: 500-690	NaF, 777-797
57	NaCI-NaF-CaF_2	единая глобула	645	645-800	NaF, 780
75	NaCI-CaF_2	CaF_2 В стекле	711	NaCl: 711-718	CaF_2, >739

СОСТАВЫ ФАЗ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ

Силикатные расплавы включений

Основные химические характеристики гомогенизированных расплавов следующие. Их составы характеризуются высокими концентрациями SiO_2 (до 72 мас.%), щелочей (до 10 мас.%), FeO суммарного (ср. 7 мас. %), Zr (до 4280 ppm), Nb (до 1400 ppm), Hf (до 67 ppm) при умеренных AI_2O_3 (8 -12 мас.%) и низких содержаниях Ba (70-740 ppm), Sr (4.5-38 ppm). Содержания Cl и F достигают 1.2 и 0.6 мас.%, соответственно. Нормированные к примитивной мантии концентрации редких элементов в гомогенизированных включениях демонстрируют резкие отрицательные аномалии Ba, Sr, Ti и обогащение Zr, Nb, Th (рис. 3). Стекла характеризуются повышенными концентрациями LREE (рис. 4, La/Sm_N ср. 4), отчетливой отрицательной Eu аномалией и слабо фракционированными HREE (Gd/Yb_N в ср. 1.54). Общая картина распределения редких элементов типична для щелочных кислых пород внутриплитных континентальных областей [15].

Наибольший интерес представляют составы остаточных стекол, сосуществующих с солевыми глобулами (табл. 2). Они характеризуются чрезвычайно высоким содержанием железа (до 17 мас.% FeO(tot)) и низкими концентрациями AI_2O_3 (вплоть до 1 мас.%). Повышенная щелочность и низкая глиноземистость расплавов приводит к очень высоким коэффициентам агпаитности. Отношение (Na+K)/AI в них достигает 13, что значительно выше чем в любых известных природных силикатных магмах. Аномально низкие концентрации Al_2O_3 заслуживают особого внимания. Природные и экспериментальные данные свидетельствуют, что расплав в равновесии с щелочным полевым шпатом (в нашем случае дочерним анортоклазом) не может содержать менее 5 мас.% $A1_2O_3$. Наблюдаемое резкое снижение концентрации $A1_2O_3$ могло бы быть результатом кристаллизации из расплава высокоглиноземистых фаз, например, топаза (содержит до 62

мас.% Al_2O_3). Однако таких фаз во включениях мы не обнаружили. На данном этапе исследования вопрос о причинах образования таких экзотических ультра-агпаитовых расплавов остается открытым.

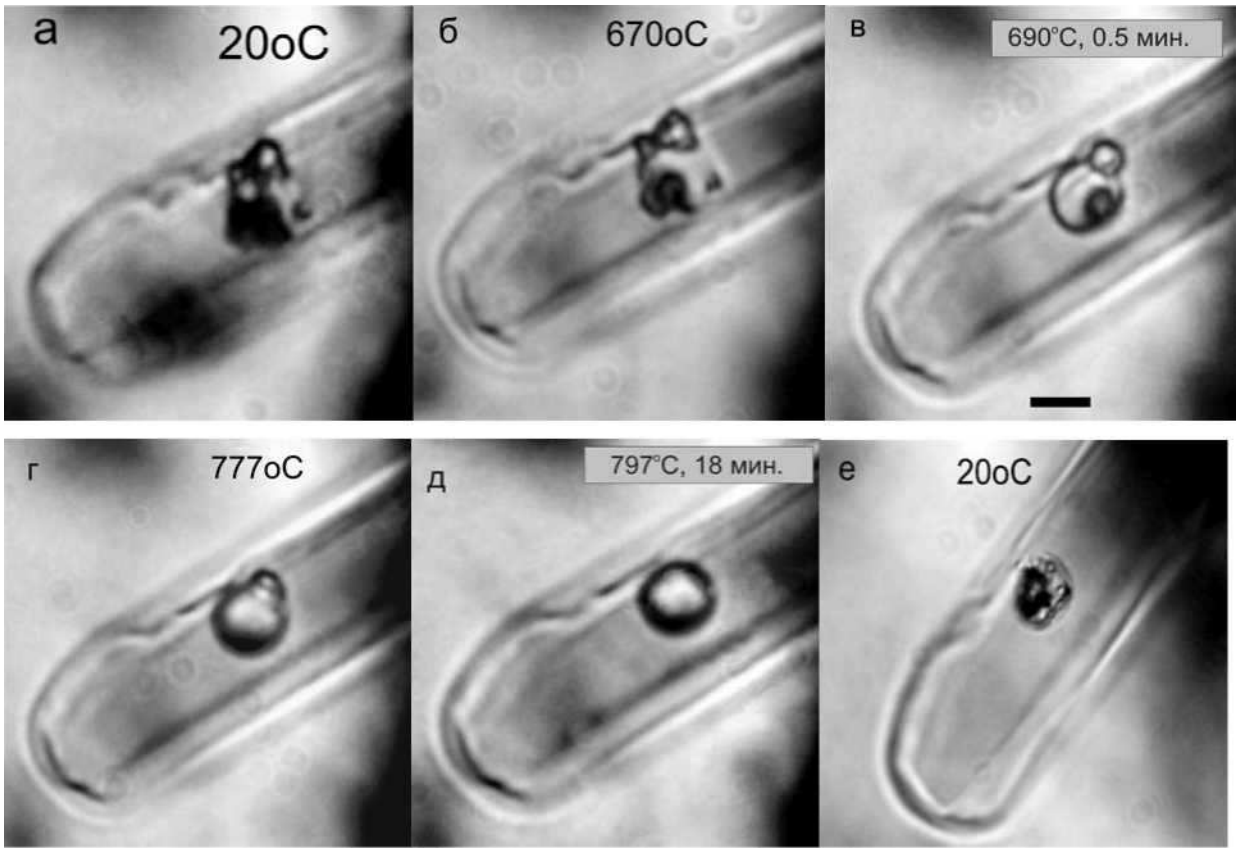

Рис.2. **Фотографии фрагмента трубчатого силикатного включения в анортоклазе, демонстрирующие этапы плавления солевой глобулы.**

Примечания: на фотографиях приведены температуры и время выдержки препарата в нагревательной камере. Масштабная линейка равна 10 микрон.

Солевые глобулы

Если глобулы 1 типа представлены в основном NaCl + CaF_2, то в более сложных солевых расплавах второго типа концентрации F и Cl сильно варьируют. Например, в одном включении были проанализированы три глобулы, содержащие 8, 35 и 99 мол % NaF. В одном случае глобула анализировалась трижды на различной глубине (путем последовательной подшлифовки поверхности). Полученные результаты приведены в табли це 3 и свидетельствуют о неоднородности глобулы - отношение F/CI в ее составе варьирует от 0.69 до 1.39. Катионная часть таких обособлений содержит Na, Ca и Mg (рис. 5), в некоторых анализах отмечается примесь Fe.

Солевые обособления в стекле основной массы пемзы (обр. 26, Cala dell'Alture) характеризуются чрезвычайно низкой величиной F/CI. Установлено, что отдельные участки глобул обогащены Ca (до 10.47 ат.%) и

Fe (до 0.2 ат.%). Так как F в глобулах практически отсутствует (32 анализа, не более 0.3 ат.%), Ca и Fe связаны с Cl.

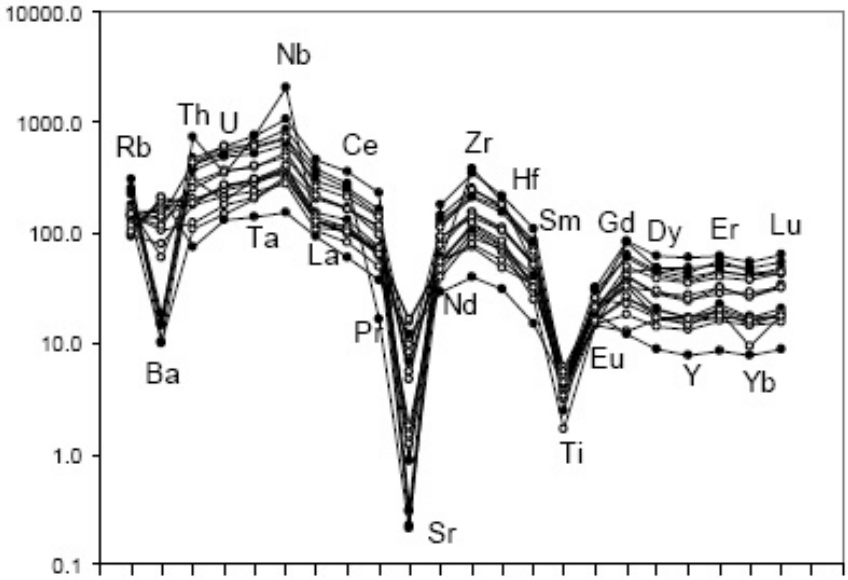

Рис.3. **Нормированные к примитивной мантии концентрации редких элементов в стеклах гомогенизированных включений в анортоклазах пантеллеритов.**

Таблица 2.

Представительные химические анализы остаточных стекол включений, сосуществующих с солевым расплавом, мас.%

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	74.63	74.79	72.66	70.77	73.93	68.28	68.37	69.75	72.72	70.52	69.68
TiO_2	1.18	1.09	1.28	1.16	2.09	1.67	1.66	1.17	1.28	1.26	1.21
Al_2O_3	1.58	3.20	1.95	1.99	0.93	1.11	1.03	1.39	2.25	2.25	3.03
FeO	10.92	10.08	11.62	13.05	12.01	12.49	12.56	15.89	10.08	10.85	10.22
MnO	0.76	0.66	0.69	0.76	0.96	0.92	0.92	0.44	0.77	0.76	0.69
MgO	0.19	0.26	0.25	0.37	0.52	0.39	0.43	0.48	0.43	0.40	0.39
CaO	0.10	0.27	0.12	0.15	0.24	0.36	0.39	0.47	0.43	1.72	1.27
Na_2O	5.13	4.00	4.03	4.52	4.47	7.04	6.58	4.71	4.04	3.46	3.53
K_2O	3.42	3.20	3.27	3.25	2.90	3.49	3.36	4.30	3.76	3.80	4.18
ZrO_2	0.73	0.39	0.39	0.46	0.87	0.41	0.35	0.51	0.53	0.49	0.68
Cl	0.47	0.52	0.57	0.60	0.37	0.72	0.59	0.66	0.54	0.97	0.89
F	0.40	0.56	0.79	0.67	0.48	0.89	0.27	0.39	0.15	0.45	0.28
Сумма	99.51	99.02	97.62	97.75	99.77	97.77	96.51	100.17	96.98	96.93	96.05

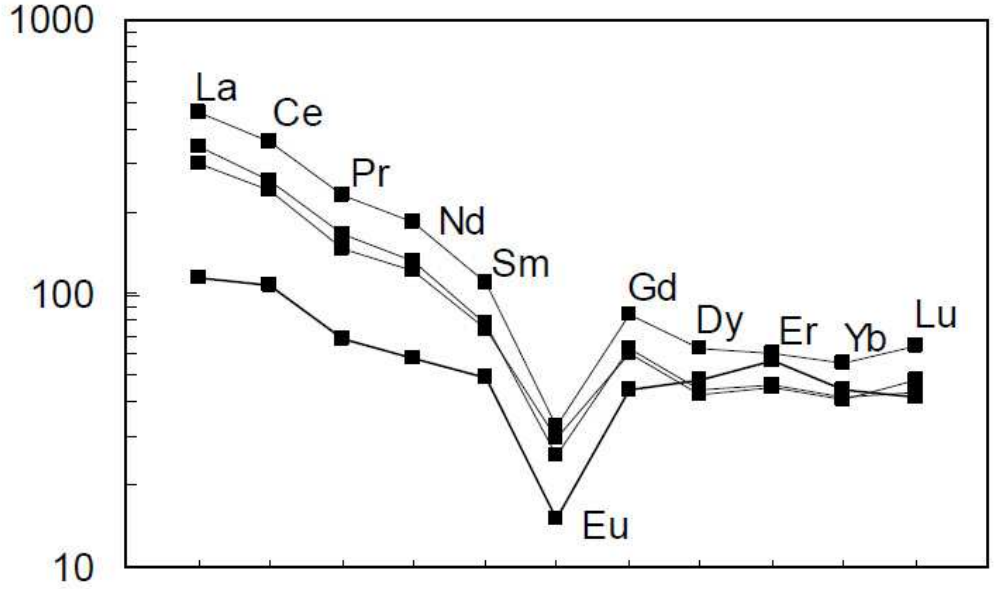

Рис.4. **Нормированные к примитивной мантии концентрации редкоземельных элементов в стеклах гомогенизированных включений в анортоклазах пантеллеритов.**

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ СИЛИКАТНЫМ И СОЛЕВЫМ РАСПЛАВОМ

На рис. 6 показано одно из расплавных включений во вкрапленнике щелочного полевого шпата (обр. 57, Cala dei Cinque Denti), содержащее две солевые глобулы (рис. 1б). При изучении состава существенно фторидной глобулы на сканирующем ионном зонде Cameca IMS-4f (Институт микроэлектроники и информатики РАН, г. Ярославль, аналитик С.Г. Симакин), отчетливо выявилось обогащение солевого фторидного расплава по отношению к сосуществующему силикатному пантеллеритовому расплаву Be, Nb, Zr, Y, Ce, Nd, Rb и Li. Очень высокие содержания ряда редких элементов в расплавах (La, Ce, Nb, Zr и др.) позволили оценить их распределение между двумя расплавами, используя электронный микрозонд (табл. 4, рис. 7). Точность определения концентраций составляет ±20 отн.%

Таблица 3.

Отношение F/Cl в трех сечениях одной солевой глобулы во включении, обр. 57

	1	2	3
Размер зонда, мкм	10x10	6x6	6x6
F/CI	0.69	0.72	1.39

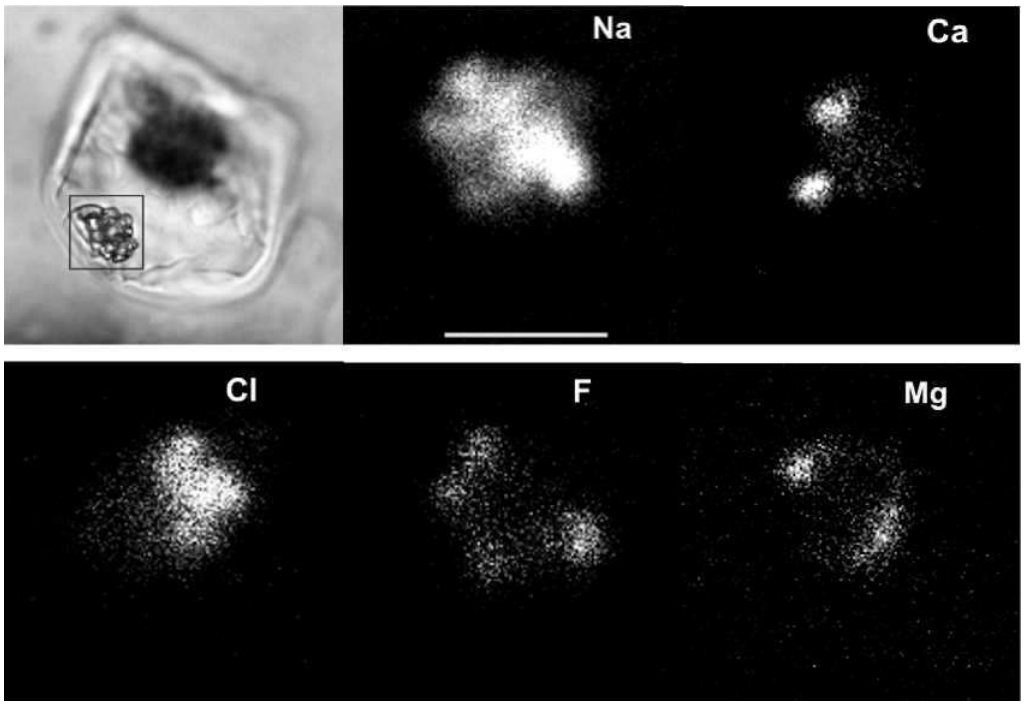

Рис. 5. **Солевая глобула в остаточном стекле расплавного включения во вкрапленнике анортоклаза.**

Примечания: общий вид включения в проходящем свете и изображения выделенного участка в характеристических излучениях Na, Ca, Mg, Cl и F. Масштабная линейка- 10 мкм.

для La, Ce, Zr и Nb и ±50 отн.% для Sm и Ta. Было установлено, что, независимо от состава солевого расплава, Nb концентрируется в силикатной части включений. Это противоречит результатам анализа на ионном микрозонде (рис. 6). Можно предположить, что разногласие связано с неоднородностью глобул. Для Mg, Ca, Zr, La и Ce характерно распределение в существенно фторидный расплав, в то время как Sm входит в состав как F-, так и Cl - содержащих солевых расплавов. Фторидная жидкость обогащена Zr почти в 11 раз по сравнению с силикатным расплавом (табл. 4, ан. 5).

Таблица 4.

Отношения F/Cl и коэффициенты распределения элементов между солевым и силикатным расплавами во включениях

	F/CI	Zr	Mg	Ca	Sm	Nb	La
1	9.2	2.54		22.58	1.10	0.05	
2	0.01	1.21		9.58	0.55	0.05	9.00
3	1.39	23	3.13	19.3	16.7	0.08	29
4	45.6	11.5	1.67	8.44	0.97	0.08	
5	2.8	3.65	3.32	5.6			
6	761	1.06	0.37	0.33	1.06	0.13	
7	0.025	4.83	0.50	1.52	1.12	0.23	0.89

Примечания: Солевые глобулы во включениях в анортоклазе: 1-6 обр. 57; 7 - обр. 17.

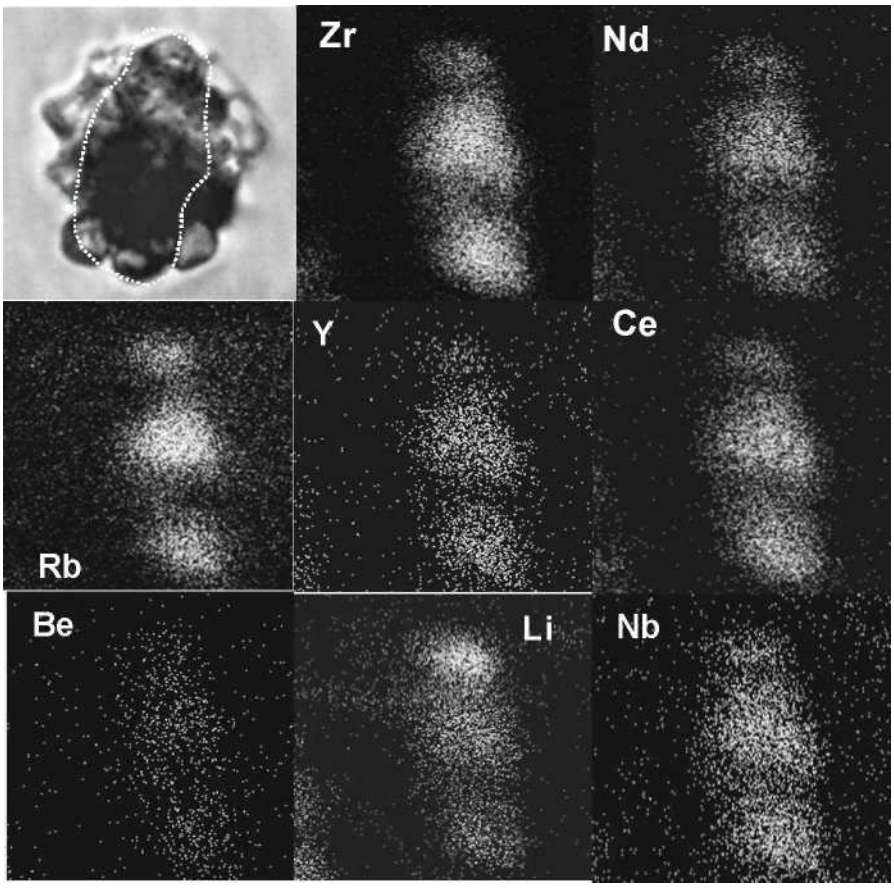

Рис.6. **Распределение концентраций редких элементов по площади существенно фторидной солевой глобулы.**

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, при изучении расплавных включений во вкрапленниках пантеллеритов были получены прямые свидетельства существования высокотемпературных натриевых хлоридно-фторидных расплавов, обогащенных микроэлементами.

Простое фракционирование щелочных кислых магм не может привести к формированию фторидных солевых расплавов [16]. Альтернативный механизм - ликвация. Экспериментальные работы по отделению солевых (фторидных) расплавов от щелочно-силикатной жидкости начали проводиться с 1961 года [17] и, затем, интенсивно развивались в России в период 1973-2005 гг. Обзор работ, приведенный в работе [16], свидетельствует о том, что в близких по составу системах и в их частных разрезах за все годы исследования получены весьма противоречивые данные, как доказывающие, так и опровергающие возможность несмесимости. Наши данные и [18] говорят о том, что необходимым условием ее осуществления является высокая агпаитность силикатных расплавов (рис. 8).

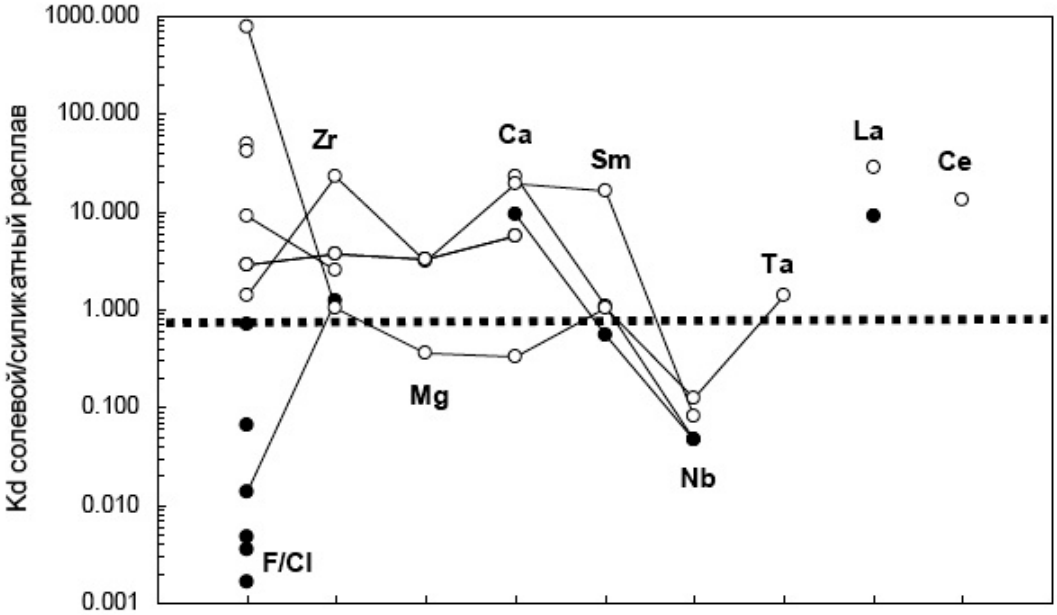

Рис.7. **Распределение элементов между солевым и силикатным расплавами во включениях.**

В предыдущих исследованиях фторидные расплавы были описаны в комендитах Центральной Монголии [7] и в онгонитах Восточного Забайкалья. Во всех случаях составы солевых расплавов характеризовались значительными вариациями. И. Перетяжко и Е. Савина [8] отмечали присутствие нескольких несмесимых фторидных расплавов разного катионного состава. В этой связи весьма интересны наши наблюдения совместного присутствия фторидных и хлоридных расплавов во включениях. Интерпретация этих наблюдений неоднозначна, поскольку в чистой системе NaCI-NaF наблюдается одна эвтектика и полная смесимость в жидком состоянии [19]. Можно предположить, что присутствие контрастных по составу солевых фаз является следствием кинетических факторов. С другой стороны, данные работ [20, 21, 22, 23] показывают, что поведение фторидных систем сильно зависит от присутствия силикатов вследствие высокой растворимости кремния в растворах NaF. Поэтому поведение хлоридно-фторидных фаз в присутствии силикатных минералов и расплавов, особенно содержащих дополнительные компоненты (например, Ca, Fe, Mg и вода), может сильно отличаться от поведения простой системы NaCI-NaF, и нельзя исключать возможности проявления несмесимости существенно хлоридных и фторидных расплавов.

Полученные коэффициенты распределения редких элементов (рис.6) подтверждают экспериментальные данные И. Векслера [24] о высокой

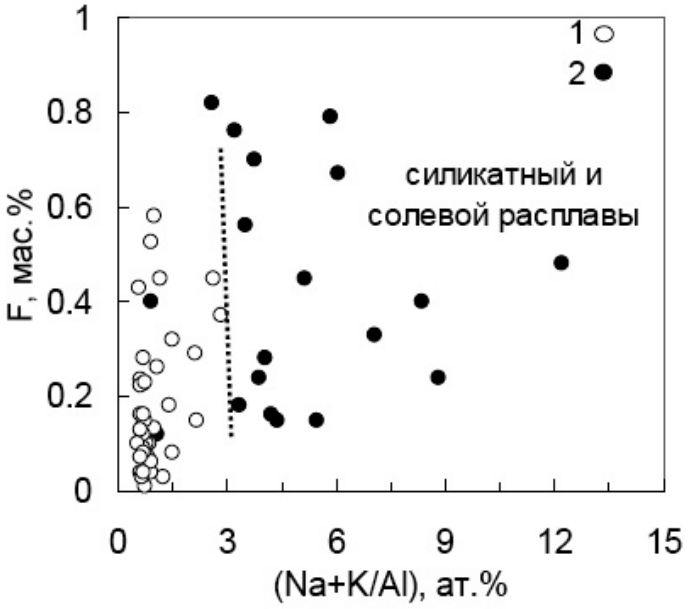

Рис.8. **Поле сосуществования силикатного и солевого расплавов в координатах (Na+K)/Al - F. 1 - гомогенизированные и 2 - остаточные расплавы включений.**

экстрагирующей способности фторидных расплавов в отношении РЗЭ. Кроме того, мы показали, что фторидные расплавы обогащены Zr и другими несовместимыми элементами. Коэффициент распределения Zr между фторидным и силикатным расплавами оказывается значительно выше 1 (до 11), что близко к коэффициентам распределения редких элементов, полученным И. Векслером (10-200). Это свидетельствует о том, что отделение небольших количеств фторидных расплавов может приводить к значительному фракционированию редких элементов и влиять на металлогеническую специализацию месторождений, связанных с щелочными породами.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ и Ведущей научной школы.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Коваленко *В.И.*** *//Кн.:* Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 153 с.
2. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. //** Петрология. 2009. т. 17. с. 437-456.
3. **Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д.** // Кн. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 253 с.
4. **Kovalenko V. I., Hervig R. L. Sheridan M. F.** // Amer. Miner. 1988. v. 73. p. 1038-1045.
5. **Veksler I. V., Dorfman A.M., Kamenetsky M et al.** //Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. v. 69. p. 2847-2860.
6. **RoedderE., Coombs D.S.** //J. Petrol. 1967. v. 3. p. 417-451.

7. **Андреева И.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др.** //Докл. РАН. 2007. т.414. № 4. с. 528-534.
8. **Перетяжко И.С, Савина Е.А.** //Петрология. 2010. т 18. 257-260.
9. **Civetta L, D'Antonio M., Orsi G. et al**. II J. Petrol. 1998. v. 39. p. 1454-1487.
10. **Соловова И.П.,Наумов В.В., Коваленко В.И. и др.** //Докл. АН СССР. 1987. 297. №6. с. 1449-1452.
11. **Lowenstem J.B.** //Amer. Miner. 1994. v. 79, p. 353-369.
12. **KuehnerS. M., JoswiakA. J.** //Amer. Miner. 1996. v. 81. p. 229-237.
13. **Linthout K., Lustenhouwer W.J**. //Mineral. Mag. 1993. v. 57. p. 289-299.
14. **Becker S. P., Fall A., Bodnar R. J.** // Econ. Geol., v. 103, p. 539-554.
15. **Коваленко** В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В. II Петрология. 2009. т. 17. № 4, с. 1-20.
16. **Dolejs D., Baker Don R.** // J. Petrol. 2007. v. 48. p. 785 - 806.
17. **Wyllie P., Tuttle O. F.** //Amer. J. Sci. 1961. 259. p. 128-143.
18. **Veksler I. V** // Chem. Geol. 2004. 210. p. 7-31.
19. **Sangester J.M., Pelton A.D.** //J. Phys. Chem. Ref. Data, 1987, v. 16, 3, 509-561.
20. **Котельникова** З.А., Котельников А.Р. //Геохимия. 2008. № 1. С. 54-68.
21. **Kotel'nikova Z., Kotel'nikov A.** // Abst. Series 2, Szeged, 103-104 (2003).
22. **Kotel'nikova Z., Kotel'nikov A.** // Геохимия, 1, 54-68 (2008).
23. **Melent'ev B.N., Delitsyn L.M.** // Изв. ак. Наук СССР, сер. Неорганические материалы, 6 (6), 1141 -1145 (1970).
24. **Veksler I., Dorfman A., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D. B.** // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. v. 69. p. 2847-2860.

УДК 552.11 548.4

Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси магматических расплавов Кураминского рудного района, Срединный Тянь-Шань: данные изучения включений в кварце

В. Б. Наумов[1], В. А. Коваленкер[2], В. Л. Русинов[2]

[1] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН 119991 Москва, ул. Косыгина; e-mail: naumov@geokhi.ru*

[2] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН 119017 Москва, Старомонетный пер., 35; e-mail: kva@igem.ru*

Исследованы расплавные и флюидные включения во вкрапленниках 6 образцов кварца из магматических пород эффузивной (игнимбриты, риолиты) и субвулканической (гранит-порфиры) фаций, развитых в пределах Лашкерекской мульды Кураминского рудного района, Срединный Тянь-Шань. Использованы методы гомогенизации включений и анализ стекол более 40 включений с помощью электронного и ионного микрозонда. Химический состав этих включений типичен для магматических расплавов кислого состава. В среднем он равен (в мас. %): 72.4 SiO_2, 0.06 TiO_2, 13.3 $A1_2O_3$, 0.95 FeO, 0.03 MnO, 0.01 MgO, 0.46 CaO, 3.33 Na_2O, 5.16 K_20, 0.32 F, 0.21 Cl. Для всех включений характерно значительное преобладание калия над натрием (в среднем отношение K_20/Na_20 = 1.60). Сумма компонентов в расплавных включениях в 5 образцах составила в среднем 95.3 мас. %, что указывает на возможное содержание воды в расплаве в среднем не менее 3—4 мас. %. Содержание воды в расплавных включениях, определенное на ионном микроанализаторе, равно 2.0 мас. % для одного образца и 6.6 мас. % для второго образца. При анализе рудных элементов в расплавных включениях установлены высокие содержания Sn (до 970 ppm), Th (19— 62 ppm, в среднем 47 ppm), U (9—26 ppm, в среднем 18 ppm) и очень низкие содержания Eu (0.01 ppm). В образце гранит-порфира в кварце обнаружены расплавные включения двух различных составов: силикатного и хлоридного, причем преобладающими являются вторые. Как правило, в солевых включениях помимо хлоридов натрия и калия присутствуют один или несколько анизотропных кристаллов и рудная фаза. Температуры гомогенизации солевых расплавных включений весьма высокие — от 680 до 820°С. В кварце игнимбрита наряду с силикатными включениями с температурами гомогенизации 820—850°С обнаружено первичное флюидное включение водного раствора с соленостью 3.7 мас. % экв. NaCl и очень высокой плотностью — 0.93 г/см^3. Расчет флюидного давления при температуре образования кварца дает высокие значения 6.5—8.3 кбар, что сопоставимо с полученными нами ранее значениями для других регионов мира (Италия — 2.6—4.3 кбар, Монголия — 3.7 кбар, Центральная Словакия — 3.3—8.7 кбар, Восточная Словакия — 3.3—9.6 кбар). В кварце другого образца игнимбрита изучены необычные расплавные включения, в которых помимо газовой фазы и прозрачного стекла находятся сферические рудные глобулы (FeO = 81.2 мас. %) с высоким содержанием SiO_2 *(9.9* мас. %). Глобулы растворяются в силикатном расплаве в узком температурном интервале при 1050—1100°С, а полная гомогенизация включений происходит при температурах 1140°С и выше. По совокупности всех результатов изучения этих включений сделан вывод о протекании ликвационных процессов в высокотемпературной кислой магме с отделением рудных капель существенно железистого состава.

Проблема источников рудных компонентов и флюидов все еще остается недостаточно раскрытой, несмотря на значительный объем изотопных и термобарогеохимических исследований, проведенных в мире в последние годы на месторождениях различных генетических типов.

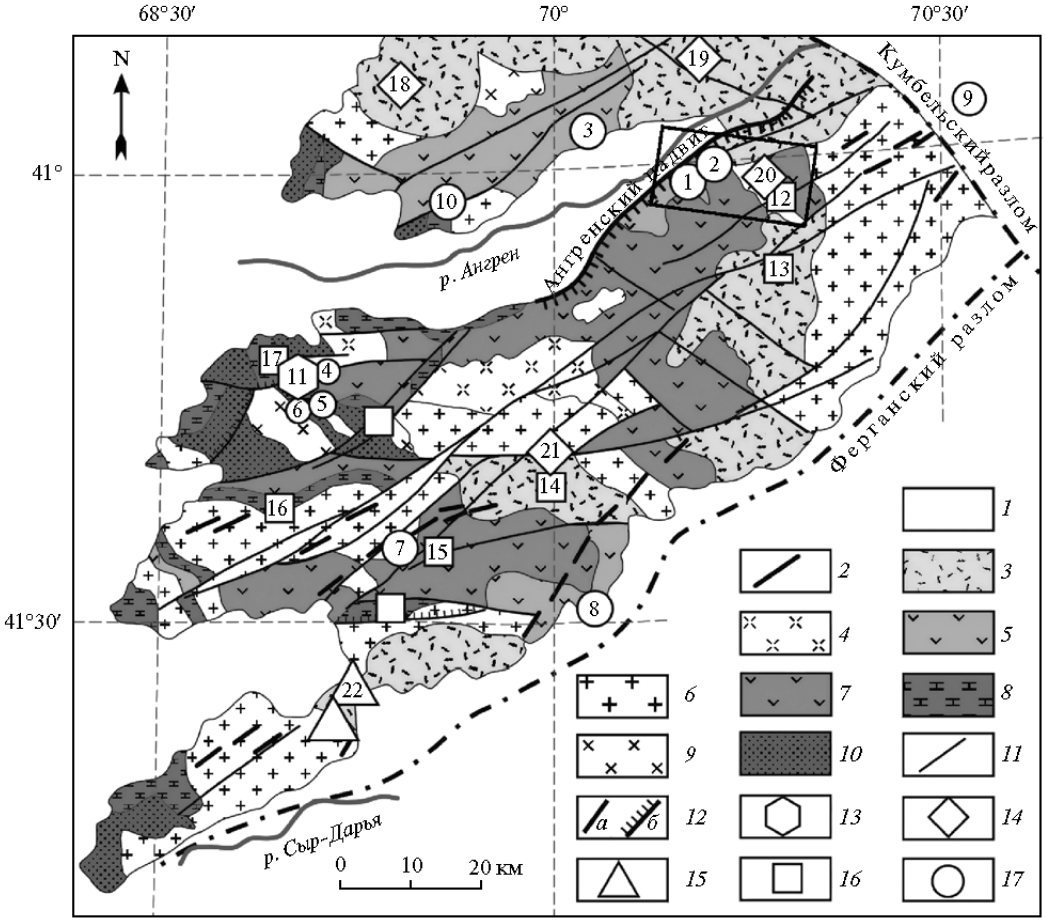

Рис.1. **Схематическая геологическая карта Кураминского региона [по 1].**

Примечания: 1-четвертичные отложения; 2-дайковые пояса (диабазы, фельзиты); 3- липаритовая вулкано-плутоническая формация C_3-P_1; 4-гранит-порфиры C_3; 5-андезит-дацитовая вулкано-плутоническая формация C_{2-3}; 6-гранодиориты, граниты и диориты карамазарского типа; 7-вулканические породы C_2; 8-карбонатные породы D_3-C_1; 9-гранодиорит- и гранит-порфиры O-S; 10 –сланцы, роговики, спилиты; 11- разломы; 12- глубинные разломы (а) и надвиги (б); 13-17 – типы месторождений и их номера: 13-Au-Ag; 14-Cu-Mo-Au; 15-Pb-Zn-флюорит; 16-U; 17-W, Mo;. Месторождения: 1-Кочбулак, 2-Кайрагач, 3-Кызыл-Алма, 4-Актурпак, 5-Каульды, 6-Арабулак, 7-Школьное, 8-Апрелевка, 9-Актепе, 10-Акчасай, 11-Алмалыкский рудный район (Кальмакыр, Сарычеку, Дальнее), 12-Наугарзан, Лашкерек, 14-Канимансур, 15-Кансай, 16-Алтын-Топкан, 17-Кургашинкан, 18-Чаули, 19-Алатаньга, 20-Майлитакан, 21-Адрасман, 22-Янгикан. Прямоугольником показан район, в котором были отобраны изученные образцы.

Особенно большие неопределенности касаются месторождений относительно древнего возраста, поскольку их длительная послерудная история оставляет много возможностей для искажения первичных

признаков, характеризующих собственно рудогенез. В то же время имеются уникальные примеры, одним из которых являются уникальные примеры, одним из которых является Кураминский рудный район палеозойского возраста, в которых известны месторождения с прекрасно сохранившимися характеристическими особенностями золото-медно-порфировых и эпитермальных золоторудных месторождений и отсутствием видимых признаков последующих их изменений (кроме гипергенных). Нами были исследованы расплавные и флюидные включения в кварце из магматических пород как эффузивной (игнимбриты, риолиты), так и субвулканической (гранит-порфиры, риолит-порфиры) фаций, развитых в пределах Лашкерекской мульды. Их образование связывается с магматической активностью послебатолитового этапа развития региона. С этими магматическими породами пространственно и во времени ассоциируют крупные эпитермальные месторождения Кочбулакского (Au-Ag-Te) и Лашкерекского (Ag-Pb-Zn) рудных полей, а также многочисленные проявления рудной (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Sn) минерализации.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И МАГМАТИЗМА КУРАМИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Геологическая позиция Кураминского рудного района (рис. 1), расположенного на северном склоне Кураминского хребта, определяется принадлежностью к структурам восточной части протяженного, простирающегося в пределах Срединного Тянь-Шаня, Бельтау-Кураминского вулкано-плутонического пояса. В геотектонических реконструкциях он рассматривается как окраинно-континентальный вулканический пояс андийского типа, который сформировался в среднем карбоне—перми. Магматические процессы в регионе широко проявились в течение всего палеозоя, достигнув максимума в его конце. Считается, что в этом регионе проявлено 4 этапа магматической активности: до-батолитовый, батолитовый, малых (порфировых) интрузий и дайковый [2]. По последним данным определения изотопного возраста основная часть даек образовалась синхронно с комплексом малых интрузий и может быть объединена с ним в один этап. Именно с послебатолитовым этапом связывается период активности порфирово-эпитермаль-ных рудообразующих систем.

Общая направленность эволюции палеозойского магматизма в районе характеризуется нарастанием кремнекислотности и щелочности магм [3]. Вместе с ростом степени магматической дифференциации увеличивалась и флюидонасыщенность расплавов, достигшая максимума в магмах послебатолитового этапа. Высокая флюидонасыщенность отразилась в развитии эксплозивного вулканизма и образовании огромных объемов игнимбритов, туфов, а также трубок взрыва с флюидизацией вмещающих вулканитов. Породы этого этапа представляют наибольший интерес для

интерпретации магматизма района и связи с ним рудной минерализации.

Кураминский рудный район характеризуется разнообразной металлогенией. Здесь известны многочисленные месторождения Au, Ag, Mo, W, Cu, Pb, Zn, U, других металлов, флюорита (подписи к рис. 1). Исключительно высокая рудонасыщенность связывается с позицией района, расположенного в узле пересечения тектонических структур глубокого заложения. Уникальность этого района связана также и с тем, что он является одним из редких примеров палеовулканических областей с хорошо сохранившимися эпитермальными месторождениями позднепалеозойского возраста [4, 5].

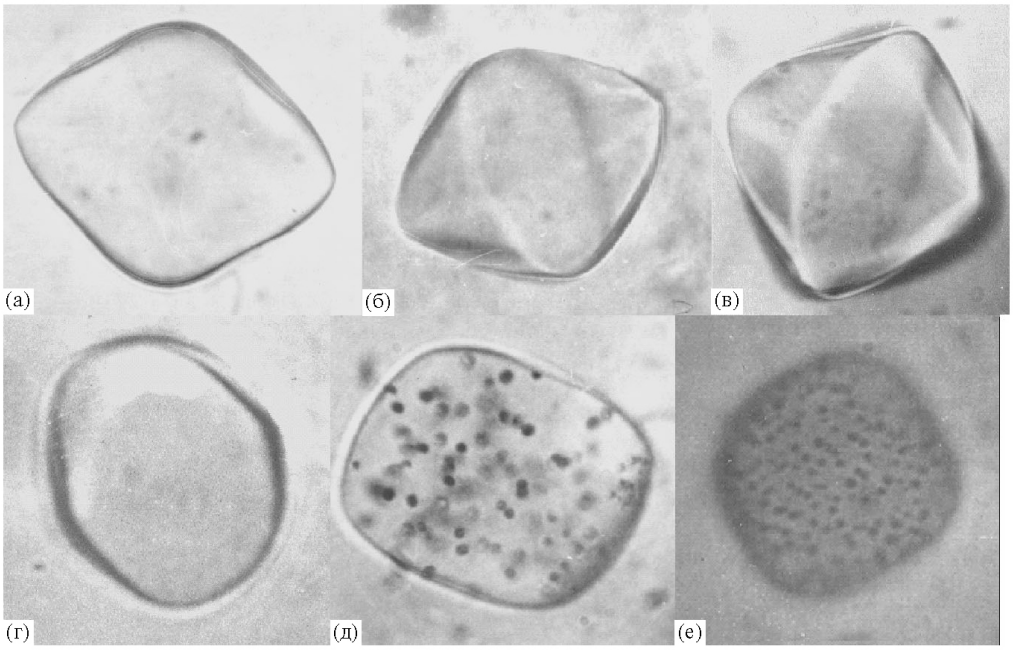

Рис. 2. **Расплавные включения во вкрапленниках кварца в образце 1119.**

Примечания: а—г — гомогенные включения силикатного расплава; д, е — гетерогенные включения (д — природно закаленные, е- после выдержки при 580°С в течение 1 час и закалки).

В рассматриваемом районе после формирования вулканического андезит-дацитового комплекса (C_{2-3}) его породы были прорваны штоками, дайками порфировидных гранитоидов и субвулканическими телами флюидальных трахилипаритов и игнимбритов (C_3—P_1). Флюидальные трахилипариты и игнимбриты образуют Лашкерекский массив, расположенный в кровле гранитоидного плутона и являющийся частью более обширной Акшуранской вулканотектонической структуры. К периферии массива приурочены выходы многочисленных даек кварцевых порфиров, фельзитов и трубообразные тела эксплозивных брекчий.

Таблица 1.

Химический состав (мас. %) остаточных стекол, кристаллических включений и дочерних фаз в расплавных включениях в кварце кислых вулканитов Кураминского рудного района (Срединный Тянь-Шань)

Компонент	1(4)	2(3)	3(1)	4(2)	5(1)	6(10)
SiO2	73.19	72.07	46.97	40.61	44.74	9.93
TiO2	0.08	0.06	0.37	0.16	1.15	0.01
A12O3	16.54	14.65	1.21	15.70	8.95	2.19
FeO	0.38	0.44	28.93	30.10	30.14	81.15
MnO	0.05	0.03	1.25	0.45	0.91	0.16
MgO	0.02	0.00	0.04	0.68	0.30	0.02
CaO	0.42	0.34	20.15	0.06	9.58	0.27
Na2O	2.92	1.48	1.12	0.13	2.15	0.34
K2O	6.86	5.18	0.09	9.42	1.15	0.36
F	0.10	0.23	0.00	1.52	—	—
Cl	0.13	0.14	0.01	0.48	0.52	0.01
Сумма	100.69	94.62	100.14	99.31	99.56	94.63

Примечания. 1, 2 — остаточные стекла (1 — обр. 682, 2 — обр. 94); 3 — геденбергит, обр. 94; 4 — сидерофиллит, обр. 682; 5 — кристаллическое включение амфибола (феррогастингеит, обр. 1119); 6 — рудные глобулы, сумма с учетом ZnO = 0.19 мас. % (обр. 28). FeO — железо общее; в скобках — число анализов. Здесь и в табл. 2—5 прочерк означает, что компонент не определялся.

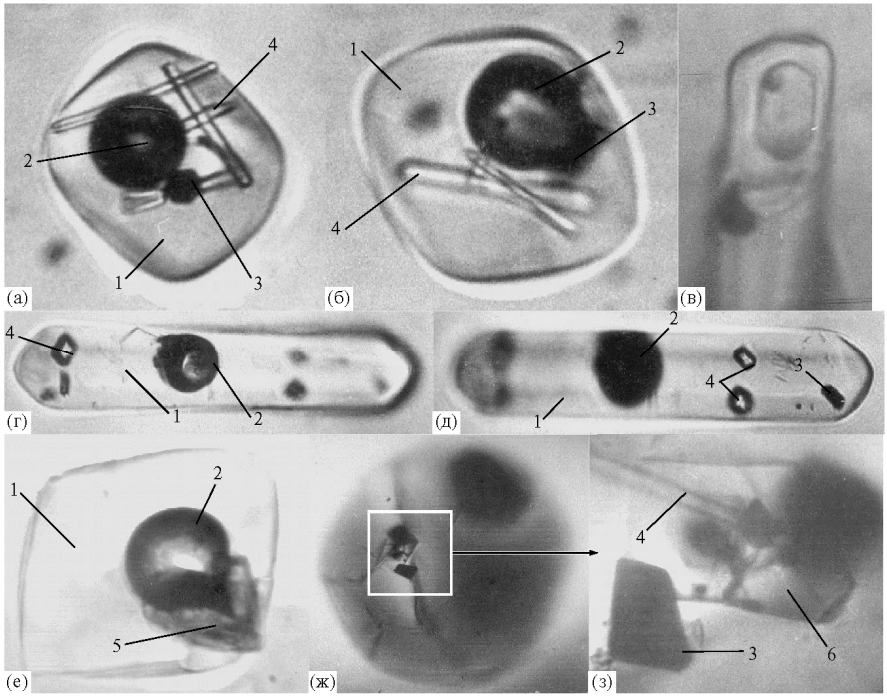

Рис. 3. **Расплавные включения во вкрапленниках кварца в образцах 94 и 682.**

Примечания: а, б, г, д — обр. 94; в, е—з — обр. 682; в — кристалл апатита с расплавным включением; г, д — расплавное включение с кристаллами пироксена и магнетита, сфокусированное на разные части включения. 1 — стекло, 2 — газовая фаза, 3 — магнетит, 4 — пироксен, 5 — сидерофиллит, 6 — флюорит.

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Расплавные и флюидные включения исследовались в образцах магматических пород, характеризующих: 1) игнимбриты Лашкерекского массива (отобраны из краевой части массива в верховьях р. Янгоклы — образцы 28, 94, 98, 1119), 2) гранит-порфиры из двух комагматичных даек (отобраны из дайки в верховьях р. Параксай — обр. 217 и из дайки в долине р. Майликотан в районе Камчикского перевала — обр. 682). В образцах,

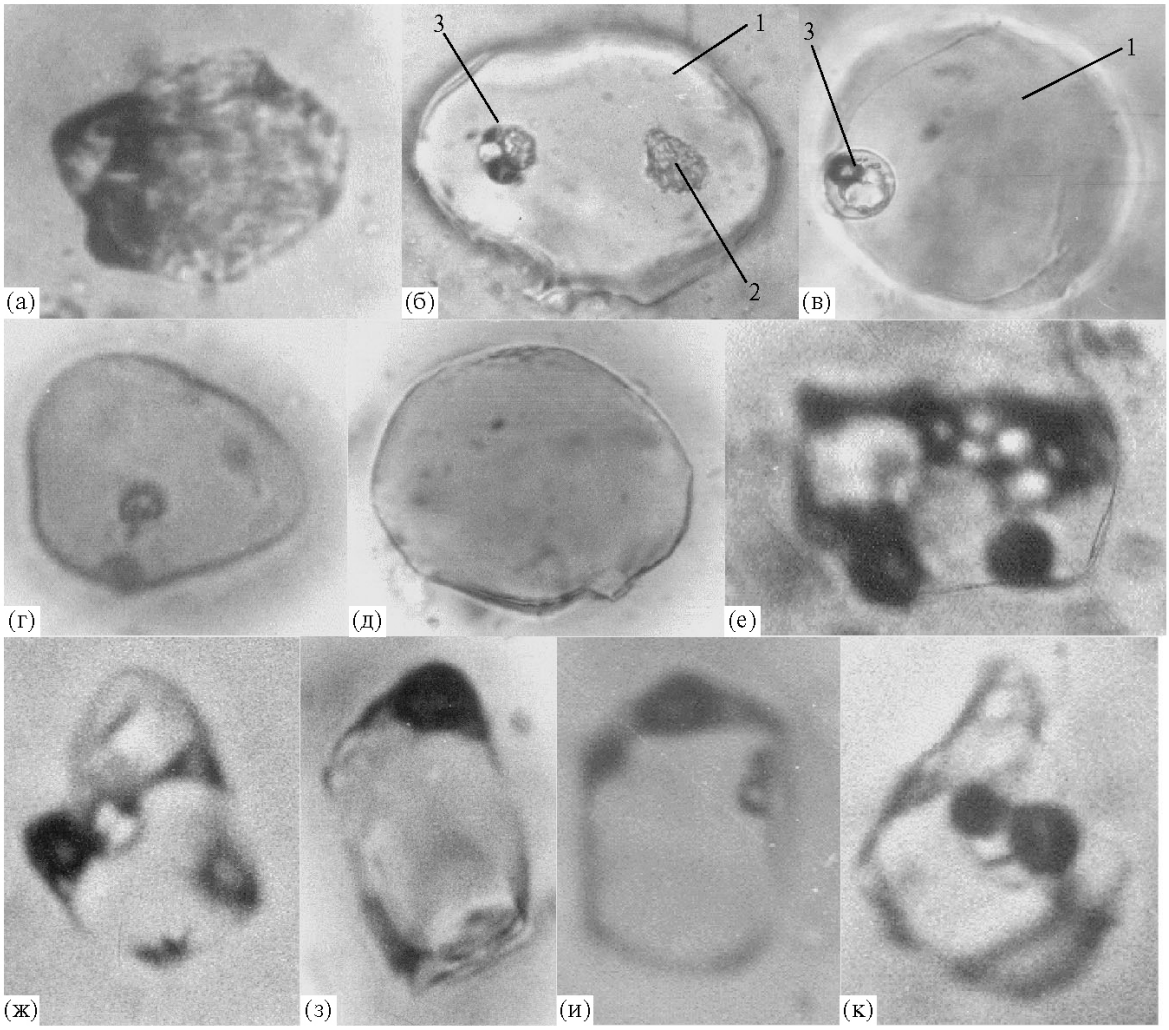

Рис. 4. Расплавные включения во вкрапленниках кварца в образце 217.

Примечания: а-д — силикатные расплавы, е—к — солевые хлоридные расплавы; а — полностью рас кристаллизованное включение при 20°С, б — закаленное включение после вьдержки в течение 24 час при 780°С и 3.1 кбар внешнего давления; в — закаленное включение после нагревания до 860°С; г — закаленное включение после нагревания до 930°С; д — гомогенизированное включение силикатного расплава после нагревания до 950°С. 1 —силикатное стекло, 2 — силикатные минералы, 3 — солевая глобула, содержащая водный раствор, газовую фазу и солевые минералы.

следовательно, представлена как эффузивная фация (игнимбриты, риолиты),

так и субвулканическая фация (гранит-порфиры). В исследованных образцах породы почти не затронуты вторичными изменениями за исключением раскристаллизации стекла в кварц-полевошпатовый агрегат.

Таблица 2

Химический состав (мас. %) магнетита в расплавных включениях в кварце кислых вулканитов Кураминского рудного района (Срединный Тянь-Шань)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO2	0.33	0.27	0.44	0.47	0.95	0.38
TiO2	3.72	3.51	3.57	3.55	3.96	1.64
A12O3	1.42	1.30	2.07	2.13	1.67	2.38
FeO	91.39	90.07	89.20	89.91	86.97	88.92
MnO	0.70	0.74	0.67	0.66	0.70	0.23
MgO	0.01	0.07	0.07	0.04	0.01	0.04
CaO	-	-	0.22	0.21	0.00	-
ZnO	0.30	0.16	-	-	-	0.54
Сумма	97.87	96.12	96.24	96.97	94.26	94.13

Примечания: FeO — железо общее; 1—4 — обр. 682; 5 — обр. 94; 6 — обр. 28.

Термометрическое исследование расплавных включений проводилось в микромуфеле с платиновым нагревателем с точностью измерений ±10°С, при этом использовался метод закалки [6]. Для анализа силикатного стекла и дочерних кристаллических фаз во включениях использованы электронные микроанализаторы "Camebax Micro-beam" и "Cameca SX-100" при следующих условиях: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток 30 нА, развертка в растр 12x12, 5x5 и 2x2 мкм при исследовании стекол, 2x2 мкм при определении кристаллических фаз. Точность определения элементов при их содержаниях > 10 мас. % составляла 2 отн. %, при содержаниях 5—10 мас. % — 5 отн. %, при содержаниях < 5 мас. % — 10 отн. %. Содержания воды, фтора и элементов-примесей в расплавных включениях были определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS—4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике, детально описанной в работах [7—9].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В кварце всех образцов обнаружены расплавные силикатные включения, которые являются или однофазовыми (только силикатное стекло, рис. 2а—2г), или двухфазовыми, состоящими из стекла и газовой фазы (рис. 2д), или многофазовыми с частичной раскристаллизацией стекла и дочерними кристаллами (рис. 3). Во включениях в обр. 217 стекло отсутствует, оно полностью раскристаллизовано (рис. 4а), что свидетельствует о более медленном охлаждении дайки гранит-порфиров в этом участке района.

Размеры включений колеблются от 5—10 до 264 мкм, обычно составляя 20—70 мкм. Газовая фаза занимает от 4.6 до 9.0 об. %.

Таблица 3.

Химический состав (мас. %) расплавных включений в кварце кислых вулканитов Кураминского рудного района (Срединный Тянь-Шань)

Номер включения	Компонент											Сумма	K_2O/Na_2O
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl		
Образец 682													
1	70.87	0.11	11.23	1.05	0.01	0.01	0.63	3.08	5.99	0.19	0.14	93.31	1.94
2	73.43	0.07	13.51	1.04	0.03	0.02	0.55	3.00	5.49	0.29	0.14	97.57	1.83
3	73.73	0.12	13.29	0.76	0.01	0.02	0.50	3.34	5.43	0.17	0.06	97.43	1.63
4	72.29	0.10	12.32	1.35	0.02	0.04	0.72	3.78	6.35	0.20	0.15	97.32	1.68
5	73.43	0.05	13.74	1.18	0.01	0.04	0.63	3.28	5.54	0.15	0.18	98.23	1.69
6	70.69	0.04	14.88	0.44	0.07	0.00	0.37	3.20	4.81	0.23	0.15	94.88	1.51
7	72.32	0.07	14.76	0.37	0.02	0.00	0.41	2.09	4.82	0.23	0.14	95.23	2.31
8	72.36	0.06	14.28	0.48	0.02	0.00	0.22	3.00	6.46	0.15	0.07	97.10	2.15
9	73.73	0.05	13.31	1.29	0.01	0.02	0.66	4.29	5.11	0.20	0.16	98.83	1.19
$\bar{x}$	72.54	0.07	13.48	0.88	0.02	0.02	0.52	3.23	5.56	0.20	0.13	96.66	1.77
Образец 94													
10	73.20	0.07	14.32	0.52	0.00	0.00	0.23	3.16	5.90	0.23	0.13	97.76	1.87
11	71.69	0.04	14.88	0.44	0.07	0.00	0.37	2.20	4.81	0.22	0.15	94.87	2.19
12	72.32	0.07	14.76	0.37	0.02	0.00	0.41	2.09	4.82	0.24	0.14	95.24	2.31
13	74.96	0.06	12.24	0.89	0.00	0.01	0.40	3.35	4.07	0.21	0.12	96.31	1.21
$\bar{x}$	73.04	0.06	14.05	0.56	0.02	0.00	0.35	2.70	4.90	0.23	0.14	96.05	1.90
Образец 217													
14	74.45	0.04	12.33	1.15	-	0.00	0.40	3.20	4.47	0.39	0.53	96.96	1.40
15	73.46	0.08	11.41	1.01	0.03	0.00	0.12	4.03	3.97	-	0.22	94.33	0.99
16	72.17	0.06	12.61	1.00	0.12	0.02	0.37	2.09	4.12	0.40	0.46	93.42	1.97
17	76.65	0.05	12.95	0.93	0.10	0.03	0.18	2.23	3.43	-	0.34	96.89	1.54
18	73.62	0.07	14.01	1.36	0.09	0.02	0.38	1.88	4.42	0.93	0.33	97.11	2.35
19	73.69	0.05	10.46	1.96	-	0.01	0.62	3.26	3.57	0.44	0.13	94.19	1.10
20	74.77	0.03	10.52	0.91	0.04	0.00	0.19	3.06	3.61	-	0.43	93.56	1.18
$\bar{x}$	74.12	0.05	12.04	1.19	0.08	0.01	0.32	2.82	3.94	0.54	0.35	95.14	1.50

Полученные результаты изучения включений представлены в табл. 1—5. Высокая концентрация фтора (0.10—0.23 мас. %) в остаточных стеклах расплавных включений (табл. 1, анализы 1, 2) свидетельствует о возможности кристаллизации магматического флюорита. Ранее флюорит был нами обнаружен и определен на микрозонде в расплавных включениях в кварце онгориолитов Монголии [10] при содержании фтора в остаточном стекле 0.30— 0.31 мас. % и в анортоклазе трахитов о. Пантеллерия, Италия [11,12] при содержании фтора в стекле 0.12—0.16 мас. %. И действительно, в обр. 682 в крупном (264 мкм в диаметре) расплавном включении наряду с газовой фазой и кристаллами пироксена и магнетита (табл. 2, № 1) обнаружен сравнительно большой кристалл флюорита (рис. 3ж, 3з). Его размер равен 32x44 мкм, он занимает во включении 0.47 об. %. Анализ на микрозонде показал наличие только Ca, F и Fe (0.10 мас. %).

При нагревании включений в термокамере первые признаки плавления стекла фиксируются с 700°C, когда в нем появляются дополнительные газовые пузырьки. Обычно чем крупнее включение, тем больше их количест-

Таблица 4.

Химический состав (мас %) расплавных включений в кварце кислых вулканитов Кураминского рудного района (Срединный Тянь-Шань)

Номер включения	Компонент										Сумма	K_2O/Na_2O
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cl		
Образец 1119												
21	71.29	0.02	11.59	1.07	0.02	0.00	0.43	3.42	4.67	0.27	92.78	1.37
22	70.44	0.04	11.75	1.06	0.07	0.00	0.46	3.57	4.77	0.26	92.42	1.34
23	72.34	0.07	12.84	1.24	0.01	0.00	0.38	3.59	5.03	0.12	95.62	1.40
24	71.52	0.04	11.56	0.94	0.02	0.02	0.42	3.44	4.82	0.25	93.03	1.40
25	71.73	0.04	11.76	1.05	0.06	0.00	0.42	3.62	4.67	0.23	93.58	1.29
26	70.90	0.03	12.97	1.28	0.08	0.00	0.46	3.30	4.76	0.20	93.98	1.44
27	70.25	0.03	11.82	1.05	0.04	0.00	0.45	3.61	4.69	0.26	92.20	1.30
28	70.37	0.01	11.10	0.93	0.06	0.00	0.42	3.52	4.90	0.22	91.53	1.39
29	72.64	0.03	12.11	1.06	0.00	0.00	0.41	3.74	4.77	0.23	94.99	1.28
30	72.21	0.03	11.12	1.06	0.02	0.02	0.38	3.52	4.95	0.23	93.54	1.41
31	70.89	0.10	13.14	1.28	0.04	0.01	0.42	3.54	5.08	0.12	94.62	1.44
32	70.50	0.02	11.90	1.08	0.06	0.02	0.40	3.50	4.49	0.19	92.16	1.28
33	72.56	0.02	11.10	0.78	0.04	0.01	0.36	3.42	4.73	0.17	93.19	1.38
$\bar{x}$	71.36	0.04	11.90	1.07	0.04	0.01	0.42	3.52	4.79	0.21	93.36	1.36
Образец 98												
34	73.26	0.02	11.15	1.09	0.01	0.00	0.47	4.07	5.12	0.14	95.33	1.26
35	73.20	0.05	11.11	1.04	0.02	0.01	0.47	3.87	5.10	0.13	95.01	1.32
36	73.06	0.12	11.07	1.10	0.00	0.00	0.48	3.77	5.10	0.12	94.80	1.35
$\bar{x}$	73.33	0.06	11.11	1.08	0.01	0.00	0.47	3.90	5.11	0.13	95.05	1.31
Образец 28												
37	69.54	0.05	17.36	1.09	0.02	0.00	0.65	3.86	6.70	0.28	99.55	1.74
38	71.47	0.03	16.58	0.69	0.02	0.00	0.66	3.89	6.44	–	99.78	1.66
39	69.31	0.09	17.02	0.93	0.00	0.00	0.69	3.35	7.77	0.30	99.46	2.32
40	68.87	0.04	17.81	0.88	0.09	0.00	0.71	3.89	5.42	0.30	98.01	1.39
41	69.70	–	16.57	0.87	0.00	0.00	0.59	3.20	7.02	0.20	98.15	2.19
42	69.41	0.03	16.71	0.98	–	0.00	0.73	4.48	6.49	0.37	99.20	1.45
$\bar{x}$	69.72	0.05	17.01	0.91	0.03	0.00	0.67	3.78	6.64	0.29	99.03	1.79

во, иногда достигающее нескольких десятков. Дальнейшее повышение температуры и выдержка в течение нескольких часов приводит к уменьшению количества дополнительных пузырьков и их исчезновению. Геденбергит (табл. 1, № 3) растворяется при 900—980°С, магнетит — при 950—980°С. Полная гомогенизация включений наступает в разных образцах при разных температурах: 780-950°С в обр. 217; 820-850°С в обр. 1119; 1020-1050°С в обр.94 и 98; 1030-1080°С в обр. 682; 1140— 1200°С в обр. 28. Химические составы гомогенизированных расплавных включений, а также средний состав стекол для каждого образца представлены в табл. 3 и 4. Остановимся на характерных особенностях расплавных включений в некоторых образцах.

Таблица 5.

Химический состав расплавных включений в кварце кислых вулканитов Кураминского рудного района (Срединный Тянь-Шань)

Компонент	1	2	3	4	5	6
			мас. %			
SiO_2	71.29	72.21	70.50	72.56	73.62	76.66
TiO_2	0.02	0.03	0.02	0.02	0.07	0.05
Al_2O_3	11.59	11.12	11.90	11.10	14.01	12.95
FeO	1.07	1.06	1.08	0.78	1.36	0.93
MnO	0.02	0.02	0.06	0.04	0.09	0.10
MgO	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03
CaO	0.43	0.38	0.40	0.36	0.38	0.18
Na_2O	3.42	3.52	3.50	3.42	1.88	2.23
K_2O	4.67	4.95	4.49	4.73	4.42	3.43
P_2O_5	0.00	0.00	0.09	0.07	0.00	0.07
Cl	0.27	0.23	0.19	0.17	0.33	0.34
H_2O	–	–	7.18	6.01	2.80	1.11
Сумма	92.78	93.54	99.43	99.27	98.98	98.07
			ppm			
Li	4.0	4.0	4.86	4.95	4.6	4.56
Be	17	16	13.7	14.9	18	2.32
B	92	88	80.9	93.1	24	3.00
F	1610	1490	1520	1360	9260	–
Cr	–	–	0.21	0.89	–	2.20
Ga	25	24	–	–	28	–
Rb	491	558	516	595	1060	267
Sr	0.2	0.2	0.09	0.13	3.6	6.5
Y	106	109	79.9	87.4	41	21.5
Zr	194	176	142	165	140	102
Nb	94	87	72.5	93.8	35	34.3
Mo	6	7	–	–	5	–
Sn	37	21	–	–	967	–
Cs	51	49	–	–	169	–
Ba	1.0	0.0	0.54	0.44	0.2	0.40
La	15	16	17.3	14.1	17	8.82
Ce	47	44	48.4	42.5	37	25.1
Pr	6	7	–	–	7	–
Nd	27	26	27.4	23.9	22	13.3
Sm	9	11	10.3	9.35	7	4.3
Eu	–	–	0.01	0.01	–	0.01
Gd	–	–	11.3	11.1	–	4.23
Tb	2.4	2.1	–	–	1.3	–
Dy	18.4	17.6	13.0	13.9	7.5	4.89
Ho	3.2	2.9	–	–	1.7	–
Er	13.7	10.4	8.91	10.4	5	3.62
Tm	1.9	2.1	–	–	0.8	–
Yb	–	–	9.21	10.4	–	3.84
Lu	1.4	1.3	–	–	0.6	–
Hf	–	–	8.57	10.8	–	5.18
Th	68	59	52.8	62.3	19	22.4
U	21	20	19.9	25.7	9	12.1

Примечания: 1—4 —образец 1119; 5, 6 —образец 217, прочерк —компонент не определялся, Анализы 1, 2 и 5 (фтор и элементы-примеси) выполнены Р.Л. Хервигом (Аризонский государственный университет, г. Темпе, -США), анализы 3, 4 и 6 (вода, фтор и элементы-примеси) выполнены С.Г. Симакиным (Институт микроэлектроники РАН, г. Ярославль, Россия).

В кварце обр. 217 обнаружены [13] расплавные включения двух различных составов: силикатного (рис. 4а-4д, в табл. 3 включения № 14—20)

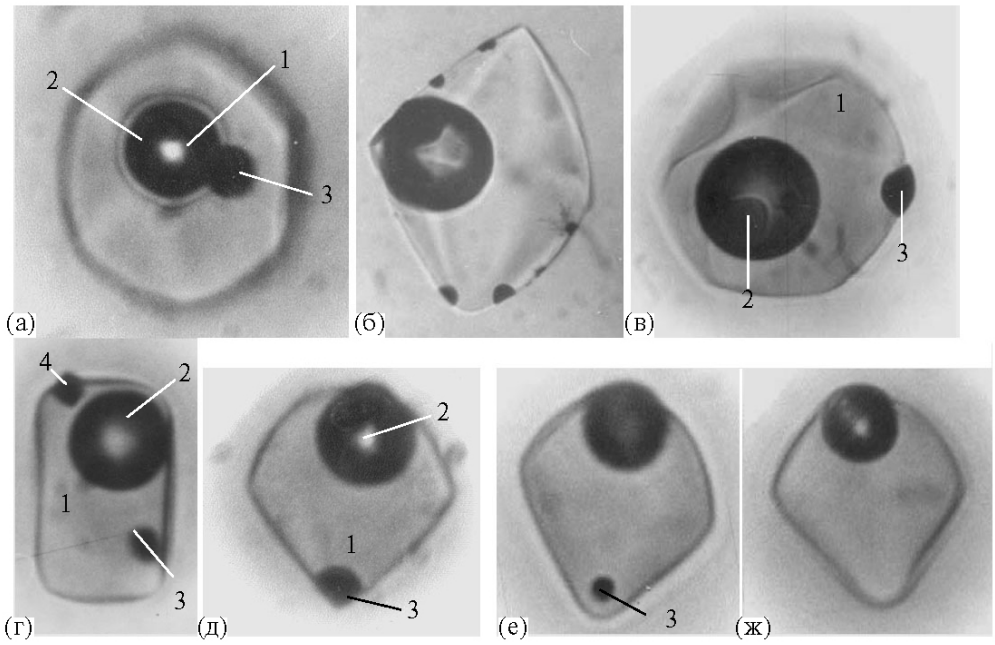

Рис. 5. **Расплавные включения с рудными глобулами (а—д) во вкрапленниках кварца в образце 28.**

Примечания: д — 20°С, е — 1080°С, ж — 1140°С. 1 — стекло, 2 — газовая фаза, 3 — рудная глобула, 4 — магнетит.

и солевого хлоридного (рис. 4е—4к), причем преобладающими являются вторые. Обычно солевые расплавные включения расположены по секущим трещинам, но удалось найти несколько участков зерен кварца, где отчетливо фиксировалась сингенетичность обоих типов включений. Силикатные расплавные включения полностью раскристаллизованы, после их нагревания до 700—900°С и закалки во флюидной фазе наблюдаются солевые обособления. Включения гомогенизируются при 780—950°С, закалка приводит к образованию однородного стекла. Как показывает анализ гомогенных стекол (табл. 3, № 14—20), для кислого силикатного расплава характерно значительное преобладание калия над натрием (в среднем отношение K_2O/Na_2O = 1.50), высокие концентрации фтора (0.54 мас. %) и хлора (0.35 мас. %). Судя по дефициту суммы компонентов при анализе на микрозонде, наиболее вероятно присутствие растворенной в расплаве воды в количестве 3—4 мас. %.

Большую часть (80—90 об. %) солевых расплавных включений, размеры которых обычно не превышают 10—15 мкм, занимают изотропные кристаллы, являющиеся хлоридами натрия и калия. Как правило, во включениях присутствует один или несколько анизотропных кристаллов и

рудная фаза, занимающие около 2—7 об. %. Объем флюидной фазы не превышает 5—10 об. %. Качественный анализ на микрозонде двух выведенных на поверхность зерна солевых включений показал преобладание Na и C1, зафиксированы также K,Fe и Mg, не обнаружены Mg, Ti, Al, Ca, Cu и F.

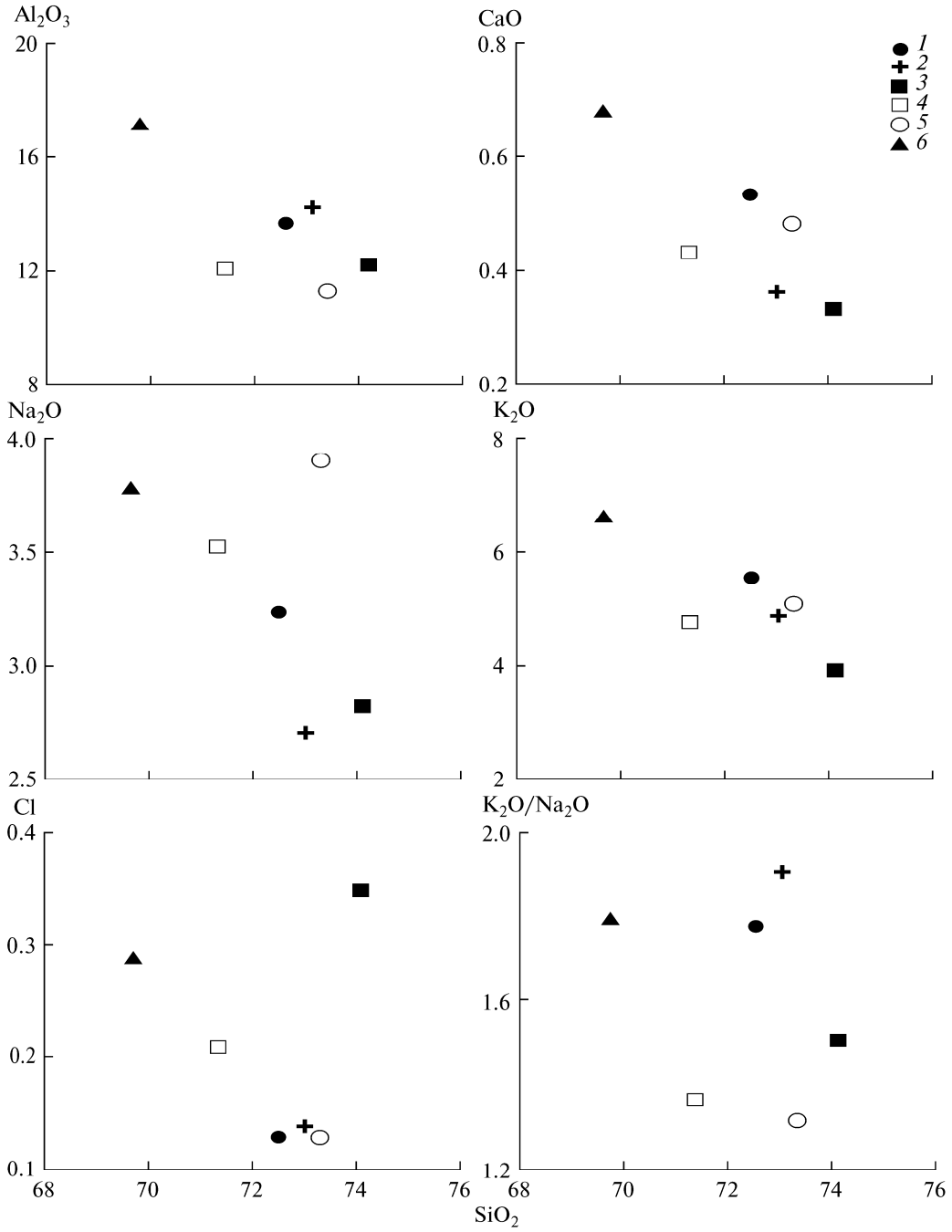

Рис. 6. **Средние составы расплавных включений в кварце изученных образцов Кураминского рудного района.**

Примечания: Номера образцов: 1 - 682, 2- 94, 3 - 217, 4- 1119, 5- 98, б- 28.

Температуры гомогенизации солевых расплавных включений оказались весьма высокими — от 680 до 820°С, возможно, имеются и более высокотемпературные включения. Закалка гомогенных включений за 1—2 сек обязательно приводит к гетерогенизации их содержимого и обособлению флюида (характерное отличие от силикатных расплавных включений). К сожалению, подавляющее большинство солевых включений разгерметизируется еще до гомогенизации, особенно при температурах около 570°С. Следует также отметить, что в этом образце имеются и более низкотемпературные (550—110° С) включения, но они уже являются явно вторичными, в них преобладает водная фаза.

Наличие хлоридных расплавов, сингенетичных кислым силикатным расплавам, отмечалось в ряде работ [14—21]. Одними из первых среди них являются статьи Э. Реддера и Д. Кумбса [14] и Э. Реддера [15]. Авторы при изучении расплавных и флюидных включений в кварце гранитных пород о-ва Вознесения доказали существование несмесимости хлоридных и силикатных расплавов. Сосуществующие силикатный и хлоридный расплавы наблюдались при термометрических экспериментах с включениями в кварце гранитоидов Мариктиканского массива (Бурятия, Россия) [16]. В работе приведены фотографии таких включений с двумя несмешивающимися расплавами при 980°С. Также в работе отмечено, что подобные включения обнаружены только в центральной части массива, где они присутствуют в кристаллах кварца из миароловых полостей и в породообразующем кварце гранитов вблизи этих полостей. Аналогичные высокотемпературные силикатные и хлоридные расплавы изучены в кварце гранитов Маунт Генис (юго-восточная Сардиния, Италия) [18] и в кварце из пантеллеритов о-ва Пантеллерия (Италия) [19]. Из последних публикаций отметим работы по изучению оловорудного месторождения Индустриальное (северо-восток России) [20, 21]. По данным исследований включений установлено, что при кристаллизации кварца гранитов в магматическом силикатном расплаве (73.2 мас. % SiO_2, 3.1 мас. % Na_2O, 4.5 мас. % K_2O) существовали также глобулы хлоридных расплавов. Для силикатного расплава (760 — 1020°С) характерны повышенные содержания хлора — до 0.51 мас. % при среднем 0.31 мас. % (12 анализов). С использованием протонного микрозонда (PIXE) получены данные о распределении и концентрации ряда элементов в многофазовых солевых глобулах, обнаруженных как в кварце гранитов, так и в кварце минерализованной миароловой полости в гранитах. По данным анализа солевых глобул в кварце гранитов (8 определений) и в кварце миароловой полости (29 определений) установлены высокие концентрации (в среднем, мас. %) С1 (27.5—25.0), Fe (9.7-5.4), Mn (1.1-1.0), Cu (7.2), Zn (0.66-0.50), Pb (0.37—0.24) и таких элементов (в среднем, ppm), как Rb (1850-810), As (2020), Sr (1090), Br (990-470) и Sn (540). Наличие высокотемпературных

хлоридных расплавов при формировании платиноносных ультрамафических серий пород доказано путем изучения включений в минералах в работе [22].

Необычные расплавные включения в кварце обнаружены в гранит-порфире обр. 1119 [23]. Образец имеет неоднородное сложение: бурые участки, переполненные вкрапленниками, чередуются с зеленовато-серыми участками стекловатого строения, почти лишенными вкрапленников. Количество вкрапленников, поэтому сильно варьирует: от 5—10 до 60—70% от объема породы. Фенокристаллы представлены полевыми шпатами и кварцем, интенсивно раздроблены, так что большинство из них, особенно плагиоклазы, имеет вид остроугольных обломков. Лишь отдельные зерна кварца сохранили первоначальные контуры. В основной массе встречаются пустоты округлой формы, на стенках которых возникли друзы и отдельные кристаллы полевого шпата и кварца, ориентированные головками внутрь пустоты. По-видимому, эти пустоты — реликты газовых пузырей в расплаве, поскольку существовали до кристаллизации некоторых магматических минералов в основной массе породы.

При просмотре полированных пластинок этого образца во вкрапленниках кварца обнаружено большое количество расплавных включений, состоящих только из одной фазы — стекла (рис. 2а—2г). Размеры включений изменяются от 5—10 до 160—180 мкм, преобладают сравнительно крупные включения — от 30 до 70 мкм. Обычно в одном вкрапленнике содержится от 1 до 5 включений, но встречен вкрапленник с 30 гомогенными расплавными включениями. Иногда встречаются вкрапленники, в которых рядом с гомогенными включениями стекла расположены включения с множеством мелких газовых пузырьков (рис. 2д). Кроме расплавных включений в кварце встречен кристалл апатита (шириной 8—10 и длиной 98 мкм) и кристалл амфибола, состав которого приведен в табл. 1 (анализ № 5). По составу амфибол близок к феррогастингеигу Какого-либо различия в характеристике включений в кварце из бурых участков образца (с обилием вкрапленников) и зеленовато-серых участков (с единичными вкрапленниками) не наблюдалось.

При нагревании вкрапленников в термокамере во всех гомогенных расплавных включениях появляется множество газовых пузырьков (рис. 2е), причем гетерогенизация происходит при 500°С за 1.5—2 ч, а при 550—6ОО°С —за 5—10 мин. Иногда некоторые газовые обособления приобретали трубчатую форму. В этих случаях при комнатной температуре отчетливо видно двухфазовое содержимое флюида, состоящего из жидкой (5—10 об. %) и газовой (90—95 об. %) фаз. Дальнейшее увеличение температуры приводит к растворению многих газовых пузырьков в расплаве, к укрупнению оставшихся и, наконец, к полной гомогенизации включений при 820—850°С. Охлаждение включений до 760—700°С вызывает гетерогенизацию включений.

Анализ гомогенных стекол расплавных включений, выполненный на электронном микрозонде при сканировании по площади 24х24 мкм, показал однородность их состава (табл. 4, включения № 21— 33), постоянное преобладание калия над натрием (в среднем отношение K_2O/Na_2O = 1.36). Содержание хлора в расплаве в среднем равно 0.21 мас. %, содержание фтора ниже — 0.14 мас. % (2 определения). Низкая сумма элементов (93.36 мас. %) указывает на возможное высокое содержание воды в расплаве (более 6 мас. %). Анализ двух расплавных включений на ионном микрозонде подтверждает этот вывод — содержание воды составило 7.2 и 6.0 мас. % (табл. 5, №3 и 4). В связи с этим заслуживает внимания тот факт, что расплавные включения кислого состава (SiO_2 = 71.4 мас. %) остались полностью стекловатыми без каких-либо следов девитрификации в течение 280—290 млн. лет.

При изучении вкрапленников кварца из риолитов различных регионов мира очень часто фиксируются многочисленные микротрещины, залеченные поздними гидротермальными растворами в виде вторичных флюидных включений. Характерной особенностью образца 1119 является полное отсутствие таких трещин во всех вкрапленниках кварца. Этот факт свидетельствует об отсутствии поздней гидротермальной проработки породы в этом районе. В одном из вкрапленников кварца на расстоянии 100 мкм от расплавного гомогенного включения размером 145 мкм обнаружено первичное флюидное включение размером 57 мкм. Оно двухфазовое, состоит из жидкой и газовой фаз. Газовый пузырек перемещается при комнатной температуре при изменении силы светового потока микроскопа. При охлаждении в криокамере жидкая фаза включения замерзает при —40°С, при этом газовый пузырек уменьшается в объеме. Это свидетельствует о том, что жидкой фазой является водный раствор, соленость которого, судя по температуре плавления льда (—2.3°С), составляет 3.7 мас. % экв. NaCl. При нагревании в термокамере наблюдается гомогенизация флюидного включения в жидкую фазу при 165°С, что указывает на высокую плотность водного раствора при этой температуре, равную 0.93 г/см^3. Чтобы вычислить плотность раствора в момент захвата включения, необходимо учесть коэффициенты объемного теплового расширения и объемного барического сжатия кварца. Для диапазона температур от 20 до 850°С и для диапазона давлений от 1 атм до 7.5 кбар они равны (в %) 4.4 и 1.9 соответственно [24], поэтому реальная плотность флюида в момент образования включения составит 0.91 г/см^3. Расчет флюидного давления, проведенный для температур 850 и 700°С, дает высокие значения — 8.3 и 6.5 кбар соответственно. Такие высокие значения давлений сопоставимы с полученными нами ранее [25—30] для пантеллеритов о. Пантеллерия, Италия (2.6—4.3 кбар, [25]), онгориолитов района Хэцу-Тэг, Монголия (3.7 кбар, [25]), риолитов Штьявницкой кальдеры в Центральной Словакии (3.3—

8.7 кбар, [26, 27]), риодацитов района Малый Каменец в Восточной Словакии (3.3—9.6 кбар, [28]), андезитов Штьявницкой кальдеры в Центральной Словакии (5.6—17 кбар, [29, 30]). Высокоплотные первичные водные флюиды в риолитовых магматических расплавах обнаружены также в Новой Зеландии и Чили [31].

Во вкрапленниках кварца обр. 28 встречены необычные расплавные включения (рис. 5а—5д), состоящие из газовой фазы (10—14 об. %), прозрачного бесцветного стекла (85—90 об. %) и одной или нескольких непрозрачных черных глобул (0.4—1.0 об. %). В одном из вкрапленников кварца было обнаружено 11 расплавных включений, в каждом из которых содержалась рудная глобула. Несмотря на разный размер расплавных включений, объемное соотношение фаз (газ-стекло-глобула) во всех включениях было одинаковым, что свидетельствует о гомогенности расплава в момент образования включений и о выделении газовой и рудной фаз после изоляции включений. Размер включений варьирует от 20 до 88 мкм, диаметр наибольшей глобулы 9 мкм. Анализ глобул, проведенный на микроанализаторе, свидетельствует о постоянстве их состава (табл. 1, № 6): кроме преобладающего FeO (81.2 + 3.4 %) обязательно присутствуют SiO_2 (9.9 + 1.2 %), $A1_2O_3$ (2.2 + 0.6 %), а также CaO, Na_2O и K_2O. Следует отметить сравнительно высокую концентрацию ZnO (0.19 мас. %). Особенностью состава рудных глобул является высокое содержание SiO_2 (9.9 мас. %), что заметно отличает их от состава магнетитов, в которых содержание SiO_2 очень мало (0.38 мас. % — табл. 2, № 6). Низкая сумма анализов (среднее из 10 определений равно 94.6 мас. %) обусловлено, вероятно, тем, что все железо определено как двухвалентное, в то время как часть его может находиться в трехвалентной форме. Остаточное стекло включений по анализам 5 включений характеризуется высоким содержанием SiO_2 (70.2 + 1.0 мас. %), $A1_2O_3$ (17.2 + 0.5 %), C1 (0.29 %), низким содержанием FeO (0.32 + 0.14 %), заметным преобладанием K_2O (6.7 + 0.9 %) над Na_2O (3.7 + 0.3 %). Высокая сумма компонентов в анализах остаточного стекла (98.9 + 0.7 мас. %) свидетельствует о небольшом количестве воды, которая могла быть растворена в этом расплаве.

При нагревании вкрапленников кварца в термокамере рудные глобулы растворяются (рис. 5е, 5ж) в узком температурном интервале при 1050—1100°C, что ведет к заметному увеличению содержания железа в силикатном расплаве: оно повышается от 0.32 (не гретые остаточные стекла) до 0.91 мас. % (гомогенизированные стекла — табл. 4, включения 37— 42). Полная гомогенизация некоторых включений была достигнута при 1140°C за 6 час, но в большинстве случаев даже выдержка в 20 час при 1180°C не привела к полному растворению газовой фазы в силикатном расплаве. Судя по объему оставшейся газовой фазы, наиболее вероятными температурами гомогенизации для них являются 1200—1250°C.

Таким образом, суммируя все полученные результаты изучения включений в обр. 28 (сферическая форма рудных глобул, постоянство объемных отношений фаз в расплавных включениях разного размера, резко различный состав матрицы и глобул, постоянство составов этих глобул с высоким (до 10 мас. %) содержанием SiO_2, высокие температуры и узкий интервал растворения глобул) нами был сделан вывод [32] о протекании ликвационных процессов в высокотемпературной кислой магме с отделением рудных капель существенно железистого состава.

На рис. 6 представлены диаграммы средних составов (табл. 3, 4) расплавных включений в кварце изученных образцов в координатах: SiO_2—$A1_2O_3$, CaO, Na2O, K_2O, C1 и K_2O/Na_2O. Видно различие составов для каждого образца, но в целом можно сделать вывод о том, что эти химические составы типичны для магматических расплавов кислого состава. Средний состав равен (в мас. %): 72.4 SiO_2, 0.06 $ТЮ_2$, 13.3 $A1_2O_3$, 0.95 FeO, 0.03 MgO, 0.01 MgO, 0.46 CaO, 3.33 Na_2O, 5.16 K_2O, 0.32 F, 0.21 C1. Для всех включений характерно значительное преобладание калия над натрием (в среднем отношение K_2O/Na_2O = 1.60). Сумма компонентов в расплавных включениях в 5 образцах составила в среднем 95.3 мас. %, что указывает на возможное содержание воды в расплаве в среднем не менее 3—4 мас. %. Содержание воды в расплавных включениях, определенное на ионном микроанализаторе, равно 1.1— 2.8 мас. % для образца 217 и 6.0—7.2 мас. % для образца 1119 (табл. 5). При анализе редких элементов в расплавных включениях установлены высокие содержания (табл. 5) Sn (до 970 ppm), Rb (до 1060 ppm) Th (19—62 ppm, в среднем 47 ppm), U (9—26 ppm, в среднем 18 ppm) и очень низкие содержания Eu (0.01 ppm).

В заключение отметим некоторые особенности развития позднепалеозойского магматизма в рассматриваемом районе, которые удалось выявить в результате выполненных исследований и которые с нашей точки зрения были благоприятны для зарождения и развития рудообразующих флюидно-магматических систем, ответственных за формирования здесь оруденения порфирового и эпитермального типа с многометальным (Аи, Ag, Си, РЬ, Zn, Sn, Mo, Bi, Te) геохимическим профилем. Первое, на что хотелось бы обратить внимание, это высокая флюидонасыщенность магм, которая благоприятствовала проявлениям в ней жидкостной несмесимости, отделению от силикатной магмы высококонцентрированных хлоридных рассолов (расплавов), являвшихся концентраторами многих металлов, вовлекавшихся в рудообразование [33]. Высокая флюидонасыщенность магм привела к широким проявлениям в этот период на территории района эксплозивного вулканизма с образованием огромных объемов игнимбритов и туфов, а также трубок взрыва с флюидизацией вмещающих вулканитов. Поскольку основные эпитермальные месторождения здесь приурочены к ареалам развития этих пород, они

представляют наибольший интерес для интерпретации связи рудной минерализации с магматизмом. Второй важный вывод, базируется на факте обнаружения в магматическом расплаве гранит-порфиров (обр. 217) чрезвычайно высоких концентраций олова (967 ppm), фтора (9260 ppm) и рубидия (1060 ppm), а также значимых количеств молибдена (5 ppm) (табл. 5). Эти данные свидетельствуют о ярко выраженной металлогенической специализации изученного магматического расплава в отношении олова и молибдена, его повышенной щелочности и калиевой специфики (K_2O/Na_2O = 1.50), высоких концентраций в нем фтора и хлора. Примечательно, что подобное своеобразие состава по совокупности указанных признаков не отмечено ни в одном из других изученных образцов. Учитывая, что Sn и Mo являются типоморфными элементами порфирово-эпитермальных рудообразующих систем района [34], полученные данные указывают на то, что высокофтористые порфировые гранитоиды повышенной щелочности, подобные гранит-порфирам из верховьев р. Параксай, могли инициировать активность таких систем и являться источником рудных компонентов минералообразующих растворов.

Исследования проводились при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00497, 07-05-00517, 10-05-00209 и 10-05-00354) и в рамках выполнения базовой темы ИГЕМ РАН (Рудообразующие системы месторождений цветных и благородных металлов: геологические и минералого-геохимические характеристики, условия развития, факторы продуктивности).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л.** Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 2. С. 127-152.
2. **Туляганов Х.Т., Юдалевич Э.А., Коржаев В.П., Ким О.И., Яскович В.В., Козлов В.В., Поникленко Н.А**. Карта магматических формаций Узбекской СССР. Ташкент: ФАН, 1984.
3. **Абрамов С.С., Русинов В.Л., Коваленкер В.А.** Петрологическая модель формирования комплекса порфировых гранитоидов (на примере Кураминской флюидно-магматической системы) // Петрология.1994. Т. 2. №4. С. 410-438.
4. **Коваленкер В.А.** Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфировых и эпитермальных месторождений // В кн.: Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 2. М.: ИГЕМ РАН.2006. С. 143-214.
5. **Коваленкер В А., Плотинская О.П., Прокофьев В.Ю., Гертман Ю.Л., Конев Р.И., Поморцев В.В.** Минералогия, геохимия и генезис золото-сульфидно-селенидно-теллуридных руд месторождения Кайрагач (Республика Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 3. С. 195-227.
6. **Наумов В.Б.** Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров // Геохимия. 1969. № 4. С. 494-498.
7. **Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3.С. 228-239.

8. **Носова А.А., Сазонова Л.В., Наркисова В.В., Симакин С.Г.** Элементы-примеси в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала // Геохимия. 2002. № 3. С. 254-268.
9. **Портнягин М.В., Симакин С.Г., Соболев А.В.** Фтор в примитивных магмах офиолитового комплекса Троодос (о. Кипр): методика определения и основные результаты//Геохимия. 2002. №7. С. 691—699.
10. **Наумов В.Б., Коваленко В.И., Клоккьятти Р., Соловова И.Л.** Параметры кристаллизации и составы фаз расплавных включений в кварце онгориолитов//Геохимия. 1984. № 4. С. 451—464.
11. **Соловова И.П., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д., Коненкова Н.Н.** Магматический флюорит и условия его кристаллизации из пантеллеритового расплава //Доклады АН СССР. 1987 Т. 297. № 6. С. 1449-1452.
12. **Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Гужова А.В.** Условия кристаллизации и особенности состава фаз расплавных включений в анортоклазе агпаитовых трахитов о. Пантеллерия (Италия) //Геохимия. 1989. № 2. С. 207-215.
13. **Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Коненкова Н.Н.** Условия кристаллизации и составы силикатных и солевых расплавов вулканоплутонического комплекса Приангренского района (Средняя Азия) // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312. №5. С. 1227-1230.
14. **Roedder E., Coombs D.S.** Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocksfromAscensionIsland//J. Petrology. 1967. V. 8. №3. P. 417-451.
15. **Реддер Э.** Лабораторные исследования включений в минералах гранитных блоков о-ва Вознесения и их петрологическое значение // В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука. 1970. Т. 2. С. 247-258.
16. **Репф Ф.Г., Бажеев Е.Д.** Магматогенные хлоридные растворы и вольфрамовое оруденение // Геохимия.1977. № 1. С. 63-70.
17. **Наумов В.Б., Коваленко В.И., Филимонова Л.Г.** Несмесимость силикатных и солевых расплавов по данным изучения включений в минералах//Тезисы докл. X Семинара по геохимии магматических пород. М., ГЕОХИ АН СССР, 1984. С. 130-131.
18. **Frezzotti M.L.** Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (southeastern Sardinia, Italy) // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 21-33.
19. **Lowenstern J.B.** Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy//Amer. Mineral. 1994. V 79. № 3-4. P. 353-369.
20. **Kamenetsky V.S., Naumov V.B., Davidson P. van Achterbergh E.I., Ryan C.G.** Immiscibility between silicate magmas and aqueous fluids: a melt inclusion pursuit into the magmatic-hydrothermal transition in the Omsukchan granite (NE Russia) // Chemical Geology. 2004. V 210. № 1-4. P. 73-90.
21. **Наумов В.Б., Каменецкий В.С.** Силикатные и солевые расплавы при формировании оловорудного месторождения Индустриальное по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 2006. № 12. С. 1279-1289.
22. **Hanley J.J., Mungall J.E., Pettke T., Spooner E.T.C., Bray C.J.** Fluid and halide melt inclusions of magmatic origin in the ultramafic and lower banded series, Stillwater Complex, Montana, USA// J. Petrology. 2008. V. 49. №6. P. 1133-1160.
23. **Наумов В.Б., Русинов В.Л., Коваленкер В.А., Коненкова Н.Н.** Состав расплава, содержания редких элементов и условия кристаллизации кварца игнимбритов Лашкерекского массива по данным изучения магматических включений // Доклады РАН. 1993. Т. 332. № 1. С. 79-82.
24. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка мл. М.: Мир,

1969. С. 79-164.

25. **Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д.** Состав и концентрация флюидной фазы и содержание воды в пантеллеритовых и онгонитовых расплавах по данным изучения включений в кварце // Доклады АН СССР. 1987. Т. 295. № 2. С. 456-459.
26. **Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Коненкова Н.Н.** Первые данные о высокоплотных флюидных включениях магматической воды во вкрапленниках риолитов // Доклады АН СССР. 1991. Т. 318. № 1. С. 187-190.
27. **Naumov V., Kovalenker V., Rusinov V., Solovova I., Kamen M.** High density fluid inclusions of magmatic water in phenocrysts from rhyolite of the Stiavnica stratovolcano (Central Slovakia) // Geologica Carpathica. 1992. V 43. №2. P. 85-89.
28. **Наумов В.Б., Коваленкер В А., Русинов В.Л., Коненкова Н.Н.** Высокоплотные флюидные включения магматической воды во вкрапленниках кислых вулканитов Западных Карпат и Срединного Тянь-Шаня//Петрология. 1994. № 5. С. 480-494.
29. **Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Коненкова Н.Н.** Магматическая вода при давлениях 15—17 кбар и ее концентрация в расплаве — первые данные изучения включений в плагиоклазах андезитов // Доклады РАН. 1992. Т. 324. № 3. С. 654-658.
30. **Наумов В.Б., Толстых М.Л., Коваленкер В.А., Кононкова Н.Н.** Сверхдавление флюидов при образовании андезитов Центральной Словакии: данные изучения включений в минералах // Петрология. 1996. Т. 4. №3. С. 283-294.
31. **Davidson P., Kamenetsky V.S.** Primary aqueous fluids in rhyolitic magmas: Melt inclusion evidence for pre- and post-trapping exsolution // Chemical Geology. 2007. V. 237. C 372-383.
32. **Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Коненкова Н.Н, Сандомирская СМ.** Ликвация в кислых магмах по данным изучения расплавных включений в кварце игнимбритов // Геохимия. 1991. № 12. С. 1804-1808.
33. **Bodnar R.J.** Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: Thompson EJ.F.H. (ed). Magmas, fluids and ore deposits. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 1995. P. 139-152.
34. **Коваленкер В А., Прокофьев В.Ю., Нлотинская О.Ю.** Золотоносные порфирово-эпитермальные флюидно-магматические системы: геологическая характеристика и металлогеническое значение // Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение. Материалы научной конференции. Ташкент: Изд-во ФАН-ТЕХНОЛОГИЯ. 2005. С. 148-151.

УДК

Поведение Ba и Sr на позднемагматической стадии эволюции карбонатитовой магмы: образование высокобариевого флогопита и высокостронциевого апатита

И.П. Соловова, А.В. Гирнис, И.Д. Рябчиков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Ba и Sr характеризуются сходным строением атомов и являются типичными некогерентными микроэлементами в магматических процессах. При кристаллизации из основных магм ранних минералов (оливин, пироксены, шпинель) они накапливаются в расплаве, а на поздних стадиях кристаллизации могут входить в состав плагиоклаза, апатита (Sr), калиевого полевого шпата и слюд (Ba). Повышение концентрации этих элементов в остаточных расплавах в некоторых случаях приводит к появлению необычных минералов, в которых содержание BaO и SrO составляет от нескольких до десятков массовых процентов.

Слюда и апатит с заметными количествами Ba и Sr были изучены в ряде пород. Позднемагматические Ba-содержащие флогопиты описаны в айликитах и мелилититах южной Африки [1, 2,], в ультракалиевых породах восточной Австралии [3], Италии [4] и США [5, 6], в составе оливиновых мелилититов Мальберга [7, 8], а также в кимберлитах [9] и карбонатитах, связанных с кимберлитами [10, 11]. Известны высокобариевые слюды в мантийных ксенолитах [12, 13]. Высокобариевые минералы относительно редки. Их примером могут служить генримейерит (до 19 мас.% BaO), найденный в метасоматизированных мантийных перидотитах [14], прайдерит (до 10 мас.% BaO) из лампроитов, а также фресноит (до 60% BaO), обнаруженный нами в породах Памира.

Апатит с высоким содержанием SrO встречается в кимберлитах, лампрофирах, фойяитах [15] и лампроитах [16], а также в пегматитах и карбонатитах, генетически связанных с щелочными магматическими породами. Кроме того, он является типоморфным минералом метасоматических образований. Апатит с максимальной концентрацией SrO (до 40 2 мас. %) был обнаружен в пегматитах щелочных комплексов Мурунский (Якутия) и Ловозерский (Кольский полуостров), а также в кимберлитах Ла де Гра (Канада) [15, 17].

Несмотря на редкость подобных находок, флогопит и апатит с высокими содержаниями Ba и Sr, соответственно, часто встречаются в одних и тех же породах, что может свидетельствовать о сходных механизмах накопления данных элементов в щелочных расплавах. Именно поэтому исследование этих двух очень разных минералов было объединено в одной статье. В то же время, мы покажем, что, помимо сходства, есть и существенные различия в механизмах их образования. Объектом исследования явился образец высококалиевого щелочного базальтоида (фергусита) из Дункельдыкского комплекса, в котором ранее нами были изучены расплавные включения и установлены признаки карбонатно-силикатной жидкостной несмесимости [18, 19, 20] .

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННОГО ОБРАЗЦА

Кайнозойский высококалиевый базальтоидный комплекс Дункельдык (юго-восточный Памир, рис. 1) объединяет субвулканический массив, трубки взрыва и системы даек, включающих карбонатитовые тела мощностью до 20 и протяженностью до нескольких сот метров. В пределах комплекса изучены фергуситы, тингуаиты, лейцитовые и пироксеновые сиениты, сиенит-порфиры, бороланиты, граносиенит-порфиры [21]. Базальтоиды некоторых трубок взрыва содержат высокобарные верхнемантийные и нижнекоровые ксенолиты, оценка давления по которым свидетельствует о формировании выносящих их магм при давлениях не менее 2.5-2.8 ГПа [22].

Изученный нами фергусит одной из диатрем содержит вкрапленники клинопироксена и лейцита, погруженные в мелкозернистую основную массу. Порода пронизана светлыми тонкими прожилками (до 3 мм) карбонатного состава с вкрапленниками клинопироксена, флогопита и апатита. Основная масса таких прожилков состоит из кальцита, содержащего до 2 мас. % SrO и 0.27 мас. % F, и не менее 20 об. % силикатных, окисных и сульфидных минералов. Вкрапленники распределены неравномерно и образуют скопления, что позволяет рассматривать структуру прожилков как гломерозернистую.

Клинопироксены таких прожилков содержат многочисленные расплавные включения силикатного, карбонатного и комбинированного силикатно-карбонатного состава. Их исследование при высоких температурах подтвердило магматический генезис карбонатного вещества, отделившегося в результате ликвации от силикатной магмы при температуре до 1200°С и давлении до 0.7 ГПа [19]. Сосуществующий с карбонатным силикатный расплав обогащен щелочами (до 16 мас. % при K_20/Na_20 до 4), Ba (до 1900 ppm), Sr (до 1200 ppm), РЗЭ, а также летучими компонентами (до 2 мас. % H_2O, 0.4 мас. % F, 0.7 мас. % Cl и 0.2 мас. % S). Оценка состава высокотемпературного карбонатного расплава указывает на высокое суммарное содержание щелочей (до 20 мас.% при K_2O/Na2O до 2.5).

Рис. 1. **Положение Дункельдыкского комплекса на территории Таджикистана**

Минеральный состав породы, карбонатных прожилков, а также силикатных и карбонатных включений отличается большим разнообразием и обилием необычных и редких минералов (табл. 1).

Таблица 1.

Фазовый состав фергусита, карбонатных прожилков и включений в минералах

Местонахождение фаз	Вкрапленники	Основная масса
Силикатная порода	Клинопироксен, лейцит	Клинопироксен, нефелин, К-полевой шпат, флогопит (?), гранат, Ti-магнетит, стекло
Карбонатно-силикатные прожилки	Клинопироксен, флогопит, апатит	Sr-кальцит, кальсилит, Ba-K-полевой шпат, амфибол, гранат, титанит, перовскит, фресноит, Ca-Mg-Fe-делиндеит, куспидин, эгирин, канкринит, скаполит, цеолиты, Ti-магнетит, Fe-сульфид, Fe-K сульфид джерфишерит
Раскристаллизованные силикатные расплавные включения	нет	Клинопироксен, флогопит, лейцит, Ba-K-полевой шпат, нефелин, стекло
Раскристаллизованные карбонат-содержащие расплавные включения	нет	Sr-кальцит, кальсилит, Ba-K-полевой шпат, флогопит, амфибол, титанит, перовскит, фресноит, куспидин, эгирин, канкринит, скаполит, Ba-K-, Ca-Sr цеолиты

ОПИСАНИЕ ВКРАПЛЕННИКОВ ФЛОГОПИТА И АПАТИТА

Кристаллы апатита (до 100-200 мкм) и флогопита (размером до 500-700 мкм) в карбонатной основной массе прожилков имеют четкие границы с матрицей. Призмы флогопита плеохроируют в коричневых тонах. Оба минерала обогащены F, концентрации Cl не превышают 0.11 мас. % в апатите и 0.07 мас. % во флогопите.

Вкрапленники флогопита и апатита однородны при просмотре в оптическом микроскопе, но изображения в отраженных электронах обнаруживает участки, заметно различающиеся по химическому составу (рис. 2а, 2б, 3; табл. 2, 3). Неоднородность вкрапленников флогопита проявляется в образовании «пятнистой» структуры с чередованием светлых и темных участков (рис 2б). Более светлые области обогащены BaO, MgO и F (до 6 мас.%), темные - SiO_2, K_2O и FeO при содержании F 1.2 - 3.8 мас. %. Количество BaO (табл. 2) во флогопитах варьирует в пределах 0.68 - 10.9 мас. %. Максимальная концентрация соответствует присутствию во флогопите

высокой доли Ba-минала - киношиталита $BaMg_3AI_2Si_20_{10}(OH, F)_2$, мольная доля которого достигает 0.24. Магнезиальность высокобариевых флогопитов (mg = 0.75 - 0.78) заметно выше значения mg умеренно- и низкобариевых разностей (0.59 - 0.70).

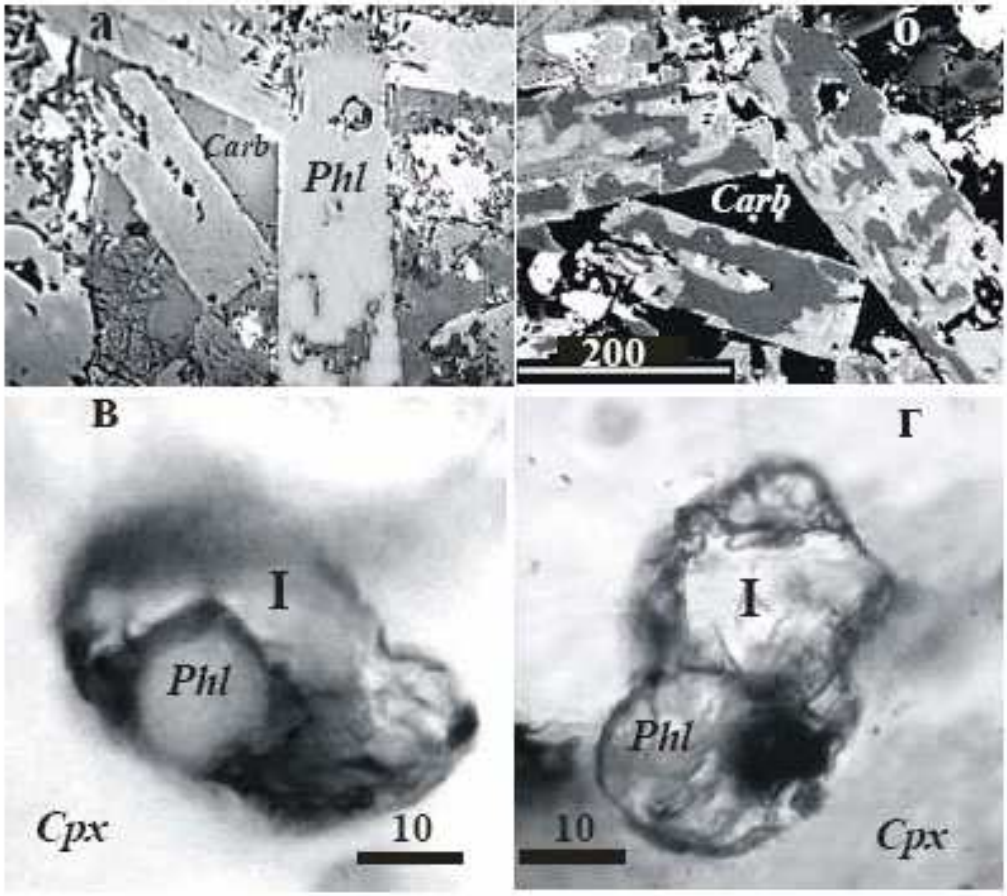

Рис. 2. **Микрофотографии вкрапленников и фаз расплавных включений флогопита.**

Примечания: (а) и (б) - вкрапленники в карбонатной матрице, (а) - в отраженном свете, (б) - в отраженных электронах. Более светлые участки в кристаллах флогопита характеризуются высокими (до 10 мас.%), темные - низкими (0.7 -3 мас.%) концентрациями BaO; (в) и (г) - флогопит в расплавных включениях в клинопироксене, проходящий свет, (б) идиоморфный кристалл дочернего флогопита, (г) ксеногенный кристалл флогопита неправильной формы. Carb - кальцит, Phl -флогопит, Cpx - клинопироксен -хозяин, I - смесь дочерних кристаллических фаз. Масштабная линейка для (а) и (б) равна 200 микрон, (в) и (г) -10 микрон.

Апатиты карбонатных прожилков обогащены SrO (0.77-25.4 мас. %, табл. 3) и содержат от 1.34 до 4.4 мас. % F, причем максимальные концентрации F определены в низкостронциевых зернах. В высоко-Sr апатитах дополнительно определены повышенные концентрации BaO (1.2 -

Таблица 2.

Представительные составы флогопита, мас.%

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	37.82	36.15	36.27	34.46	34.23	34.11	33.59	33.44
TiO_2	3.95	4.54	4.95	4.95	5.52	4.07	4.9	5.18
AI_2O_3	14.45	15.22	15.26	15.51	16.07	13.43	13.75	13.19
FeO	15.27	14.99	15.60	17.08	16.55	9.95	9.41	10.37
MgO	16.13	16.18	14.72	13.93	13.90	17.78	17.65	17.07
CaO	0.04	0.04	0.04	0.13	0.01	0.07	0.08	0.33
BaO	0.68	0.97	1.35	3.43	4.34	8.99	9.66	10.00
SrO	0.00	0.02	0.02	0.04	0.08	0.05	0	0.1
Na_2O	0.21	0.18	0.17	0.15	0.20	0.31	0.35	0.53
K_2O	9.40	9.38	9.08	8.44	8.24	6.9	6.67	6.5
Cl	0.03	0.00	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03
F	1.55	2.61	1.19	2.24	1.66	5.58	5.32	4.03
F_2=O	0.73	1.23	0.56	1.05	0.78	2.62	2.50	1.89
Сумма	98.80	99.05	98.12	99.35	100.04	98.63	98.90	98.88

Таблица 3

Химические составы апатитов, мас.%

	CaO	SrO	BaO	La_2O_3	Ce_2O_3	Nb_2O_5	Yb_2O_3	SiO_2	P2O5	F
1	55.00	0.77	0.08	0.09	0.37	0.00	0.00	0.68	40.72	3.67
2	54.47	1.03	0.06	0.07	0.13	0.00	0.02	0.54	40.04	3.44
3	53.71	1.04	0.06	0.26	1.00	0.00	0.10	0.43	39.75	3.35
4	54.53	1.12	0.04	0.46	0.53	0.05	0.22	0.50	40.06	3.49
5	53.87	1.22	0.00	0.27	0.41	0.00	0.07	0.78	38.78	3.39
6	52.64	1.22	0.02	0.31	0.40	0.01	0.05	0.73	40.20	3.49
7	54.39	1.23	0.12	0.21	0.58	0.02	0.02	0.72	40.19	3.52
8	53.40	1.49	0.10	0.45	0.78	0.00	0.12	1.26	38.56	3.12
9	52.60	1.81	0.10	0.41	0.84	0.03	0.11	1.41	37.63	3.18
10	53.09	1.86	0.05	0.54	1.06	0.00	0.05	1.67	38.91	3.35
11	51.64	3.58	0.42	0.45	0.96	0.00	0.00	0.99	40.29	3.27
12	50.22	3.76	0.52	1.31	2.81	0.00	0.11	3.25	34.94	2.84
13	43.28	13.24	1.44	0.75	1.55	0.00	0.11	0.94	36.32	2.69
14	41.65	14.31	1.92	0.45	1.42	0.00	0.02	0.80	35.72	2.55
15	40.40	16.39	1.61	0.34	0.92	0.00	0.00	0.58	34.82	2.49
16	41.03	16.49	1.93	0.37	1.37	0.01	0.13	0.72	37.35	2.48
17	40.12	19.04	1.95	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	35.90	3.13
18	32.21	24.56	4.14	0.72	1.13	Н.О.	Н.О.	0.98	34.08	2.83
19	31.98	25.40	3.50	1.05	2.00	Н.О.	Н.О.	1.30	31.10	1.34

Примечания: 1-12 - составы зон вкрапленников апатита, 13-19 – составы высокостронциевого апатита. Концентрация Na_2O до 15 мас.%, Cl – 0,00-0,07 мас %, н.о. - не определялось.

4.1 мас. %), La_2O_3 и Ce_2O_3. Суммарная концентрация РЗЭ достигает 4 мас. % при отношении Ce_2O_3 /La_2O_3 до 4. Центральные зоны кристаллов характери-

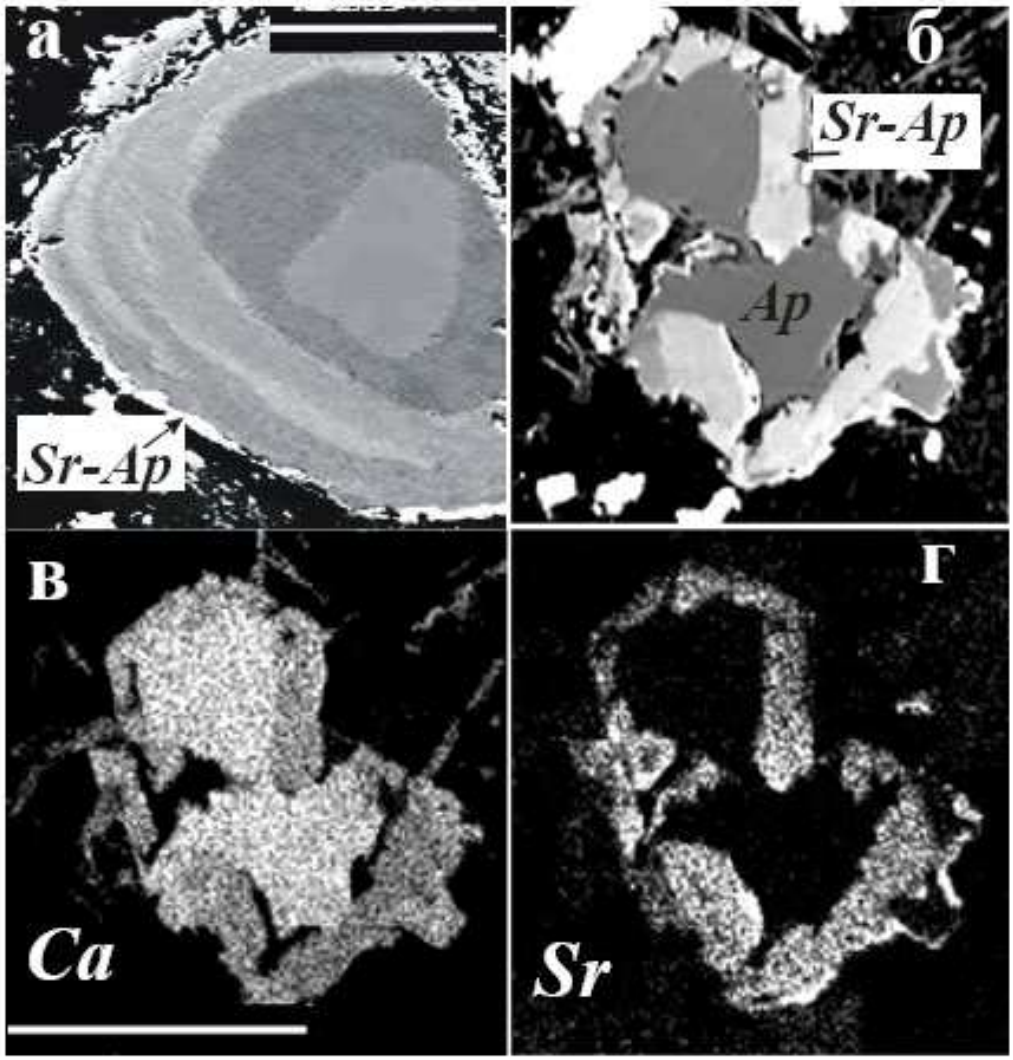

Рис. 3. **Вид кристаллов апатита в отраженных электронах (BSE).**

Примечания: (а) - зональный вкрапленник, светлые зоны обогащены SrO. Ярко белые каймы в краях кристалла отвечают высоко-стронциевому апатиту (Sr-Ap, показаны стрелкой), (б) - (г) фотографии умеренно-стронциевого вкрапленника апатита с удлиненными кристаллами высоко-стронциевого апатита (до 24 мас.% SrO) по периферии; (б) – в отраженных электронах, (в) и (г) вид при сканировании в характеристических излучениях Ca и Sn Масштабная линейка -100 микрон.

зуются характеризуются кольцевой зональностью (рис. 3а). Большинство зерен апатита обрамлено удлиненными бесцветными кристаллами (рис. 3б-3г), имеющими значительно более высокие оптические показатели светопреломления и содержания SrO. Эти кристаллы в некоторых случаях занимают до половины объема основного апатита, однако чаще встречаются в виде сравнительно тонкой каймы на границе кристалл-матрица (рис. 3а).

Увеличение содержания SrO в апатите сопровождается некоторым повышением Ce_2O_3, La_2O_3, BaO и SiO_2 и ясно выраженным снижением CaO (рис. 4). Подобные взаимоотношения компонентов рассматривалось ранее в работе [15] в свете изоморфных замещений в минерале. Высокие концентрации Sr в апатите, также как во многих других Ca-содержащих минералах (например, плагиоклазах, гранатах, амфиболах, клинопироксенах), хорошо согласуются с близостью ионных радиусов и свойств Sr^{2+} и Ca^{2+}.

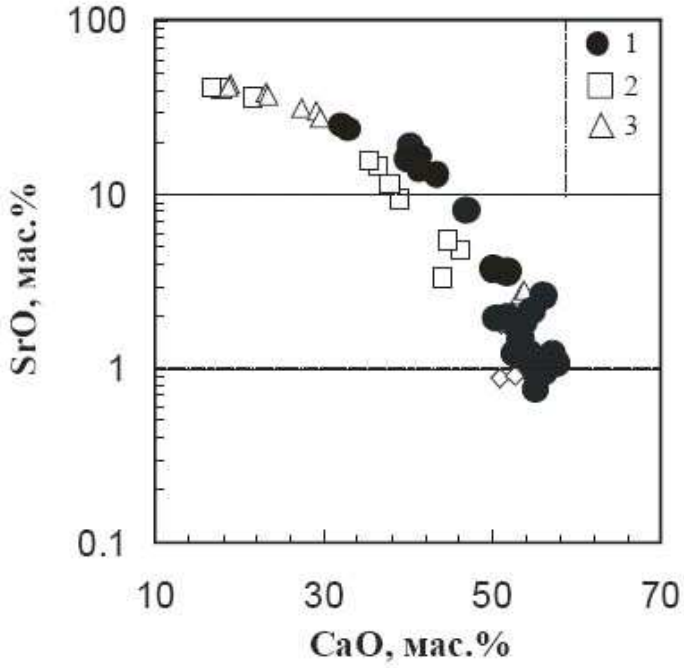

Рис. 4. **Зависимость концентрации SrO от CaO в апатите.**

Примечания: 1 - наши данные, 2 и 3 –[15] для Ловозера, Кольский полуостров (2) и кимберлитов Ла де Гра, Канада [2].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Коэффициенты распределения Ba и Sr между расплавом и минералами

Экспериментальные определения коэффициента распределения Ba между слюдой и расплавом (D_{Ba} - массовое отношение Ba (флогопит)/Ba (расплав) весьма немногочисленны. Существуют только две работы, где определение D_{Ba} было одной из основных задач экспериментального исследования [23, 24]. Кроме того, в некоторых работах приводятся содержания Ba в сосуществующих флогопитах и расплавах, но равновесие расплав-флогопит детально не рассматривалось. Все известные на сегодняшний день данные суммированы в табл. 4.

Как следует из таблицы, поведение Ba при кристаллизации слюды из расплава может быть сложным. Значение D_{Ba} меняется от <<1 до >10, при этом однозначно определить главные факторы этих вариаций трудно. К. Райтер и И. Кармайкл [24] привели уравнение зависимости D_{Ba} от давления, основанное в основном на результатах экспериментов [23], но полученная ими зависимость не учитывает изменение температуры и состава расплава.

Таблица 4.

Экспериментальные определения коэффициента распределения Ba между слюдой и расплавом (DBa)

Ссылка	Кол-во опы-тов	P, ГПа	T,°C	SiO_2	TiO_2	MgO	BaO	BaO в слюде	DBa слюда/ расплав
				в расплаве					
Guo J, Green T.H. (1990)	6	1.0-3	1050-1150	50.7-67.5	2.9-7.0	0.1-5.6	1.5-3.2	0.75-1.2	0.23-0.75
Righter K, Carmichael I.S. (1996)	21	0.06-0.17	900-1100	51.9-61.9	0.7-1.7	0.4-5.5	0.09-0.54	0.2-1.27	1.0-7.8
Evensen, London, (2002)	9	0.2	650-800	63.9-70.8	0.03-0.17	0.1-0.5	0.02-0.06	0.1-0.4	2.2-12.5
Green, et al. (2000)	1	3	1100	39	2.6	5.4	0.08	0.26	3.3
Schmidt K.H., et al., (1999)	3	1.5	1040-1140	44.3-50.6	3.3-3.5	2.0-5.1	0.05-0.16	0.03-0.26	0.6-1.6
LeTourett, et al. (1995)	1	2	1109	44.1	2.7	5.2	0.16	0.58	3.6

В частности, на это указывает значительно более высокое значение D_{Ba}, полученное в работе [25] при 3 ГПа. В итоге можно сказать, что D_{Ba} заметно снижается при повышении температуры, в среднем от 5 при 700-900°C до <3 при 1100°C (рис. 5). Статистическая обработка имеющихся экспериментальных данных показывает, что поведение D_{Ba} может быть описано линейной функцией весовых содержаний оксидов в расплаве: $D_{Ba} = -1.781 + 0.812\ TiO_2^{GI} + 0.177\ A1_2O_3^{GI} - 0.848\ FeO^{GI} + 1.772\ Na_2O^{GI}$ (r = 0.87, □ = 2). Это чисто эмпирическая формула и характеризует только небольшой массив данных по составам экспериментальных расплавов в равновесии с флогопитом (биотитом). Вместе с тем, зависимость D_{Ba} от содержания Ti и Na предсказуема. Связь с содержанием Ti отмечалась и другими

исследователями [23] и является следствием особенностей изоморфизма при образовании магматических бариевых слюд [26]. Повышение D_{Ba} с увеличением щелочности расплава (содержания Na) можно объяснить кислотно-основным взаимодействием компонентов расплава: повышение основности расплава увеличивает активность основных компонентов [27], к которым принадлежит и Ba.

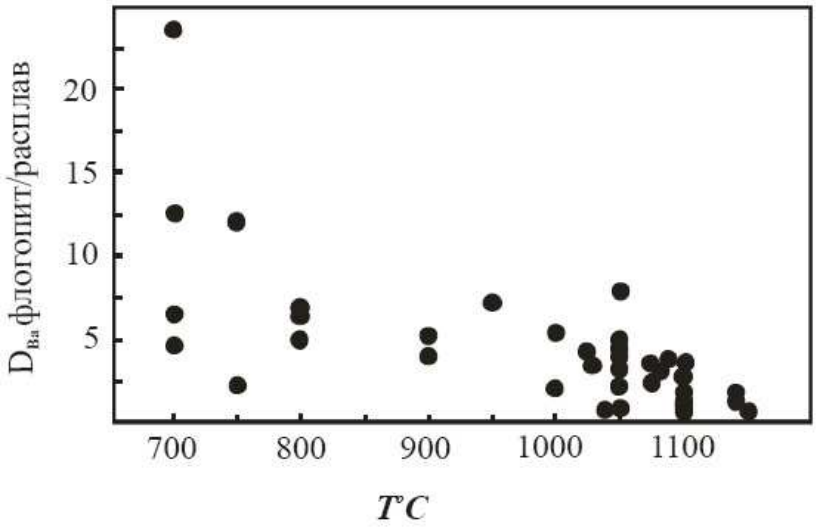

Рис.5. **Экспериментально установленная зависимость коэффициента распределения Ba (D_{Ba}) от температуры между флогопитом и расплавом по данным таблицы 4**

Используя уравнение зависимости D_{Ba} от состава расплава, получаем, что значение D_{Ba} для расплавов из включений в клинопироксене изменяется примерно от 3 для расплавов с умеренными содержаниями Na_2O (2-4 мас. %) до 8 при содержании Na_2O 6-8 мас. %. Конечно, неопределенность этих оценок очень велика, что связано с недостатком экспериментальных данных. При этом надо иметь в виду, что в экспериментах исследованы только слюды с содержанием BaO примерно до 1 мас. %, поэтому значения D_{Ba} для флогопитов, содержащих до 10 мас. % BaO не известны. Кроме того, изученная нами магматическая система носит существенно калиевый, а не натровый характер. Тем не менее, можно считать, что D_{Ba} заметно больше единицы при кристаллизации флогопита из расплава фергусита.

Распределение Ba между флогопитом и карбонатным расплавом практически не изучалось. Единственное определение D_{Ba} для пары флогопит/карбонатный расплав близко к 1 [28]. Отношение содержаний BaO в сосуществующих карбонатных и силикатных расплавах составляет 5.2 ± 1.2 (17 определений) и не зависит от температуры и давления [29, 30, 31]. Таким образом, D_{Ba} между флогопитом и карбонатным расплавом должно быть в несколько раз меньше, чем D_{Ba} флогопит -силикатный расплав, т.е. для нашей системы 0.5-1.5.

Распределение Sr между апатитом и силикатным расплавом изучалось в работе [32] при 0.75-2.0 ГПа и 950-1120°С (6 определений) и [33] при 1 ГПа и 1250°С (10 определений). Коэффициент распределения Sr между апатитом и расплавом составляет в среднем 2.4 ± 1.4, но малое количество определений не позволяет надежно оценить влияние температуры, давления и состава расплава. Существует статистически значимая положительная корреляция между D_{Sr} и содержанием Na_2O (r = 0.67), которую, как и в случае с распределением Ba между флогопитом и расплавом, можно связать с кислотно-основным взаимодействием в расплаве. В этом случае, можно ожидать некоторого повышения D_{Sr} по мере эволюции фергуситового расплава.

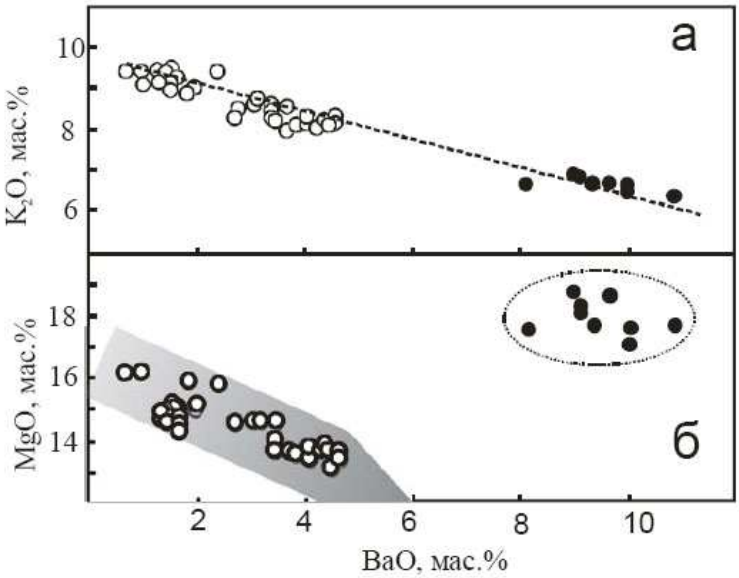

Рис. 6. **Вариации концентраций K_2O (а) и MgO (б) во флогопите в зависимости от содержания в нем BaO.**

Примечания: на графике (б) пунктиром показано поле высокобариевых флогопитов (черные кружки).

Согласно данным [34] (3 эксперимента при 1 ГПа и 1250°С), коэффициент распределения Sr между апатитом и карбонатным расплавом составляет 0.3-0.4. Это согласуется со значительным обогащением карбонатных расплавов Sr по сравнению с сосуществующими силикатными расплавами (Sr (карбонатный расплав)/ Sr (силикатный расплав) = 10 ± 8; n = 18), наблюдаемому в экспериментах при давлениях 0.1-0.5 ГПа и температурах 700-1025°С [29, 30, 31, 35].

Результаты экспериментального изучения коэффициента распределения Sr между апатитом и водным флюидом приведены в единственной работе [36] при давлении 1 ГПа и температуре 1000°С. Коэффициенты распределения в опытах заметно различаются, однако всегда превышают 15,

в среднем составляя 33 ± 19. Даже учитывая невысокую точность оценки D_{Sr}, ясно, что, принимая относительно низкую концентрацию Sr во флюиде, кристаллизующийся апатит может содержать заметные его количества.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СТРОНЦИЕВОГО ФТОРАПАТИТА

Для решения вопроса о характере минералообразующей среды для стронциевого фторапатита нами были использованы приведенные выше коэффициенты распределения Sr между апатитом, расплавом или флюидом.

Силикатный или карбонатный расплавы, равновесные с апатитом (25 мас.% SrO), должны были бы содержать нереально высокую концентрацию SrO - 10 мас.% [32] и >60% [33], соответственно. Подчеркнем, что максимальное количество SrO в таких расплавах, полученное нами при изучении расплавных включений, составляют 0.72 и 0.15 мас.%, соответственно. И лишь предполагая образование высокостронциевых апатитов из водного флюида (Sr (апатит)/ Sr (флюид) = ~33 [36], получаем, что концентрация SrO в последнем близка к 0.75 мас. %. Прямые измерения концентраций Sr в природных высокотемпературных флюидах (минерализованные растворы Pb-Zn месторождения, Китай [37], Au-Pt месторождение Сухой Лог [38], во флюидах, участвовавших в метаморфических процессах [39, 40] и связанных с зонами субдукции [41] варьируют в пределах 50 - 7720 ppm, в отдельных случаях достигая первых процентов. В эти рамки хорошо укладывается оцененное содержание Sr во флюиде (6400 ppm), что позволяет рассматривать его в качестве минералообразующей среды для высокостронциевых апатитов.

Факт существования водных флюидов на поздних этапах эволюции изучаемой магматической системы подтверждается присутствием в герметичных карбонатных включениях обособлений высокоплотных межзерновых растворов [20]. Во флюоритах карбонатитовых даек комплекса нами были изучены расплавные солевые и водно-солевые первичные включения с содержанием H_2O от 10% и более (температура гомогенизации включений 740°C и 570 - 680°C). Накопление Sr в поздних расплавах и флюидах отразилось на фазовом составе включений в минералах наиболее дифференцированных пород комплекса (тингуаитов). Например, в силикатно-солевых включениях из апатитов был идентифицирован стронцианит $SrCO_3$, а в силикатном стекле таких сложных включений после проведения опытов при 1000°C и 0.4 ГПа обнаружены участки, содержащие до 3 мас. % SrO.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОБАРИЕВОГО ФТОРФЛОГОПИТА

Для выяснения механизма образования участков флогопита, резко обогащенных BaO, были рассмотрены следующие варианты: 1) распад флогопит-киношиталитового твердого раствора, 2) кристаллизация из расплава или раствора, 3) продукт взаимодействия ранних кристаллов с остаточными расплавами (растворами).

Стабильность флогопит - киношиталитового твердого раствора.

Экспериментальные данные по стабильности твердых растворов флогопит-киношиталит и их железистых аналогов отсутствуют. Максимальное содержание BaO в слюдах, кристаллизовавшихся из расплавов в экспериментах, составляет 1.2 мас. % (табл. 4). Флогопиты, содержащие до 3 мас. % BaO, были синтезированы при 800°C и давлениях 0.2 и 2.0 ГПа [42]. Х.Е. Фриммел и др. [43] предположили возможность распада твердого раствора при температуре около 600°C на основании наличия разрыва в составах слюд из колчеданного месторождения Броукен Хилл (ЮАР) между 3.7 и 13 мас. % BaO. В анализах изучаемых слюд также наблюдается разрыв между составами флогопитов с 4.5 и 8 мас. % BaO (рис. 6). С другой стороны, С. Дасгупта и др. [44] исследовали Ba-содержащие флогопиты и киношиталиты из метаморфических пород, образовавшихся при температуре 650°C и давлении около 0.6 ГПа. Авторы пришли к выводу, что при этих условиях наблюдается полная смесимость между Ba и K миналами. Г. Тишендорф и др. [45] также установили существование постепенного перехода между высоко-Ba триоктаэдрическими слюдами и киношитолитом и его железистым аналогом.

Кристаллизация флогопита в образцах пород Дункельдыкского комплекса происходила при сравнительно высоких температурах, о чем свидетельствуют высокие температуры гомогенизации включений (>600°C) в наиболее поздних минералах - апатите и флюорите. В изученных гетерогенных слюдах (рис. 2б) типичные текстуры распада (закономерно ориентированные вростки - ламелли) отсутствуют. Кроме того, количественные соотношения участков с высоким и низким содержанием BaO сильно варьируют. Все это говорит о том, что наблюдаемые соотношения вряд ли могут быть результатом распада флогопит - киношиталитового твердого раствора. В то же время, следует признать, что имеющиеся в настоящее время данные не позволяют однозначно ответить на вопрос о пределах смесимости в твердых растворах K-Ba слюд.

Кристаллизация высокобариевых флогопитов из расплава (раствора).

Как было сказано выше, с помощью коэффициента распределения Ba между флогопитом и расплавом, с определенной степенью достоверности, можно оценить среду, из которой кристаллизовались высокобариевые флогопиты. Напомним, что при любых термодинамических параметрах и составах расплава он заметно превышает 1 и в интервале 700 - 1100°C варьирует в пределах 3-8. Исходя из этого, в равновесии со слюдами, содержащими 10 мас.% BaO, в расплаве должно находиться 1.3-3 мас. %

BaO. Близкие значения были нами, действительно, определены в 3 анализах стекол гомогенизированных включений (1-2.5%).

Однако, если на диаграммах в координатах BaO - K_2O (а также SiO_2, FeO, AI_2O_3) флогопиты располагаются на «едином» эволюционном тренде (рис. 6а), то для BaO - MgO этой закономерности подчиняются только слюды с содержанием BaO от 0.68 до 4.6 мас.%. Флогопиты с 8-10 мас. % BaO и максимальными концентрациями MgO и F образуют компактное поле вдали от этого тренда (рис. 6б). Из этого следует, что на определенном этапе эволюции системы происходило резкое изменение состава питающей среды, т.е. появление Ba-флогопитов **не связано** непосредственно с кристаллизационной дифференциацией. Этот вывод согласуется с отсутствием монотонной зональности в кристаллах слюды.

Реакционное замещение на позднемагматической стадии.

Присутствие минералов с высоким содержанием летучих компонентов (куспидина, канкринита, скаполита, цеолитов, табл. 1) в составе закристаллизованной основной карбонатной массы прожилков и в расплавных включениях предполагает, что в расплавах шло интенсивное накопление H_2O, CO_2, S, F, Cl. При этом остаточный расплав оказывался неравновесен с ранним флогопитом, что приводило к его растворению и перекристаллизации с сохранением внешней формы кристалла, но с новым химическим составом. Аналогичное преобразование претерпевали и ксеногенные зерна флогопита в карбонатных включениях (рис. 2г). Важно отметить, что герметичность включений предохраняла содержимое от влияния внешней среды и исключала привнос компонентов извне. В некоторых участках таких флогопитов концентрация BaO достигает 9.1 мас.% при 4 мас.% F. При этом в силикатных расплавных включениях дочерние флогопиты (рис. 2б) и твердые включения в клинопироксенах сохраняют свой первоначальный химический состав (3 мас.% BaO, табл. 2).

Все изученные флогопиты (как умеренно, так и высокобариевые) попадают на диаграмме (Ba+Ti+AI)-(K+(Mg+Fe)+Si) в поле слюд магматического генезиса (поля I и II) (рис. 7), [24].

Аргументом в пользу модели кристаллизации высокобариевого флогопита из расплава служит также анализ поведения F в системе кристалл - расплав - флюид. На рисунке 8 продемонстрировано резкое повышение концентрации F во флогопитах, обогащенных BaO. Установлено, что в системе кислый расплав-флюид этот элемент имеет коэффициент распределения в пользу расплава [46]. Экспериментальные данные по изучению характера распределения F между мафическим расплавом и флюидом отсутствуют. Однако при рассмотрении механизма дегазации вулкана Этна (щелочные базальты), авторы работы [48], используя парные отношения S/CI и CI/F, предложили схему эволюции сосуществующих флюида и расплава в системе CI-F-S (рис. 9). Согласно их исследованиям,

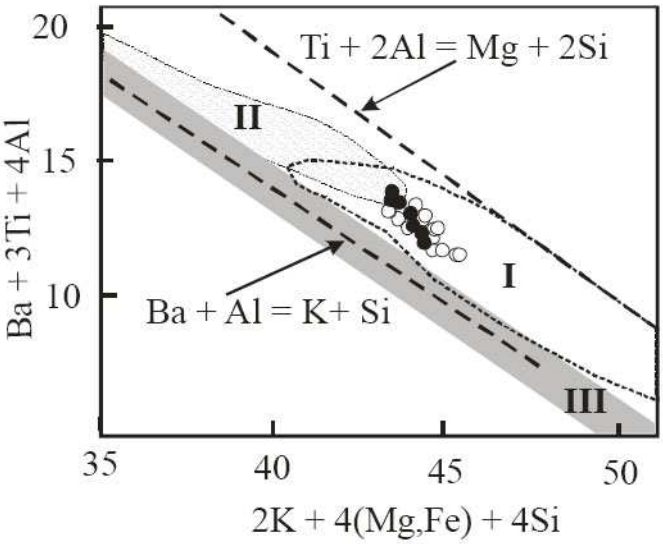

Рис. 7. **Составы флогопита в координатах комбинированных групп катионов (Ba+3Ti+4Al) и (2K+4(Mg+Fe)+4Si) по [24].**

Примечания: Штрихпунктирные линии показывают экспериментально установленные типы изоморфных замещений в структуре флогопита. Поля отвечают положению вкрапленников флогопита (I) и слюд основной массы (II) магматических пород; поле III - слюды метаморфических пород.

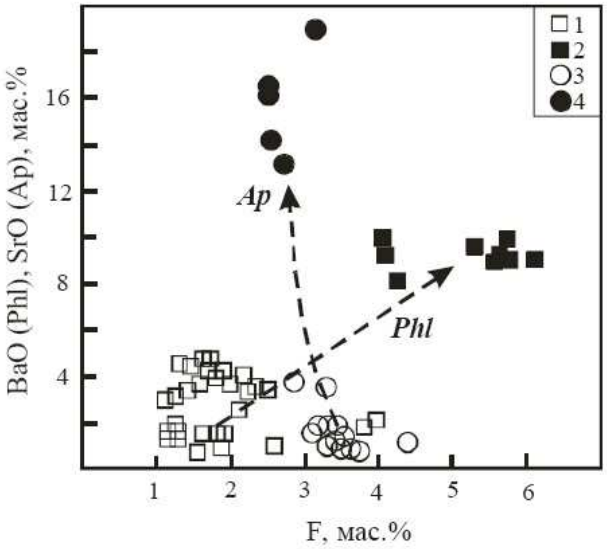

Рис. 8 **. Концентрация F во флогопите и апатите в зависимости от содержания в них BaO и SrO, соответственно.**

Примечания: квадраты - флогопит, кружки - апатит. Пустые значки 1 и 3 отвечают низким концентрациям этих окислов, черные 2 и 4 -высоким, соответственно.

ветвь, отвечающая составу таких сложных флюидов, на поздних этапах эволюции магмы смещена в сторону Cl, в то время как в расплавах концентрируется F (правая кривая). Именно на нее попадают составы изученных нами расплавных включений в минералах.

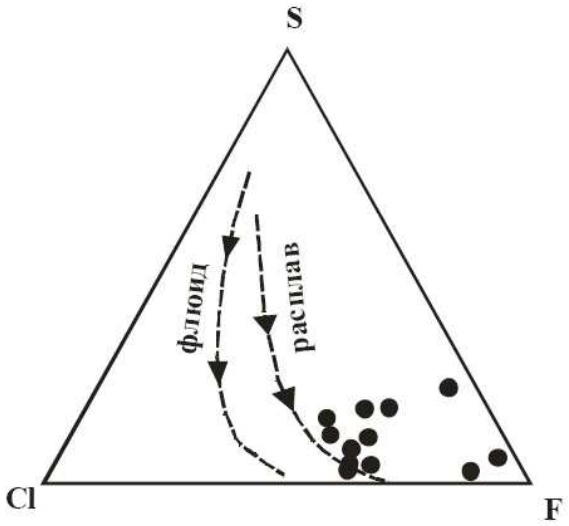

Рис. 9. **Эволюция сосуществующих флюида и расплава в системе Cl-F-S по [47].**

Примечания: кружки - наши данные по составам обогащенных фтором расплавных включений во вкрапленниках клинопироксена.

Из сказанного следует, что механизм растворения - переотложения флогопита наиболее приемлем для объяснения как локальных повышений концентраций BaO, так и необычной «пятнистой» текстуры кристаллов.

Иная тенденция наблюдается для апатитов (рис. 8) - концентрация F в них либо постоянна, либо даже несколько снижается, несмотря на то, что при равновесии апатита и флогопита фтор предпочтительно должен обогащать апатит (D_F в паре апатит - флогопит варьирует в пределах 1.8 - 3.8) [49]. Подобное поведение F в апатитах согласуется с высоким Cl/F отношением (рис. 9) в познемагматических флюидах.

ИСТОЧНИК BA

Если, как сказано выше, для образования стронциевого апатита источником Sr мог служить накопленный к поздним этапам эволюции магматической системы флюид, то минералообразующей средой высокобариевых флогопитов являлся расплав. Однако возможность его обогащения Ba в процессе кристаллизационной дифференциации весьма проблематична. Установлено, что, помимо флогопита, Ba при кристаллизации карбонатитового расплава входит в заметных количествах в калиевый полевой шпат [27], а также образует собственные фазы (фресноит,

делиндеит). Все это приводит к тому, что Ba в дифференцированной магме не является несовместимым элементом и не накапливается в остаточных расплавах. Действительно, содержание BaO в большинстве проанализированных расплавов из включений находятся на уровне 0.2-0.67 мас. % (в среднем 0.45 мас. %). По-видимому, для достижения в расплавах уровня BaO, достаточного для появления флогопитов с 8-10 мас. % BaO, необходим дополнительный источник. Поскольку в карбонатитовых прожилках присутствует Ba-K полевой шпат, содержащий до 5 мас. % BaO (табл. 5), и даже до 9 мас.% в дочерних калиевых шпатах закристаллизованных расплавных включений, можно предположить, что на поздних этапах кристаллизации накопление летучих в магмах приводит к гидратации полевого шпата, сопряженной с карбонатизацией клинопироксена, согласно схематической реакции:

$BaAI_2Si_20_8$+ $3CaMgSi_2O_6$ +$3CO_2$ + H_2O=**Ba**$Mg_3AI_2Si_2O_{10}$(OH, F)$_2$+ $3CaCO_3$+$6SiO_2$

(1)щелочной расплав полевой шпат — диопсид — флюид — флогопит — кальцит

В результате протекания реакции (1) появляется кальцит, а первоначально входящий в Ba-K-полевой шпат BaO обогащает флогопит. При этом высвобождающийся кремнезем реализуется в виде поздних силикатных фаз породы - куспидина, канкринита, цеолитов. Образование высокобариевых слюд является, таким образом, результатом реакций между минералами, остаточным расплавом и флюидом в почти полностью закристаллизованной породе. В этом случае становится понятным образование разрыва между составами слюд с умеренным и высоким содержанием бария. К моменту образования флогопитов, содержащих около 4 мас. % BaO, кристаллизация расплава практически закончилась и он, вероятно, присутствовал в виде тонких межзерновых пленок. Дальнейшая кристаллизация могла приводить к образованию только ничтожных количеств флогопита. Ситуация менялась коренным образом при достижении условий протекания реакции (1). В этом случае, количество новообразованного флогопита могло быть значительным, поскольку основным источником вещества становятся главные минералы породы, а расплав выступает в качестве среды для массопереноса.

Возникает вопрос, что является причиной появления бариевой минерализации? Поскольку коэффициент распределения бария для калиевого полевого шпата и слюды по отношению к расплаву заметно выше 1, мы не можем ожидать значительного увеличения отношения Ba/K за счет фракционной кристаллизации. Поэтому необходимо предположить

изначально высокое содержание Ba в первичной магме, возникающей в ходе плавления мантийного субстрата.

Таблица 5.

Составы калиевых полевых шпатов в карбонатной матрице прожилка , мас.%

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	58.12	59.02	62.37	65.17	64.86	64.40	63.89
$A1_2O_3$	23.67	22.18	20.53	17.97	17.53	17.59	17.53
FeO	0.21	0.19	0.39	0.21	0.15	0.15	0.12
CaO	3.29	3.52	0.29	0.00	0.04	0.09	0.05
SrO	0.61	0.49	0.06	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
BaO	4.44	4.48	2.07	2.35	3.48	4.65	5.83
Na_2O	0.70	1.61	0.06	0.11	0.08	0.15	0.08
K_2O	7.84	8.82	11.29	14.62	14.03	14.14	13.44
Сумма	98.88	100.31	97.06	100.43	100.17	101.17	100.94

Примечания: 1-3 - определения разных кристаллов, 4-7 - составы зон одного крупного кристалла: 4 - центральная, 5 - средняя, 6 - промежуточная и 7 - внешняя.

В этой связи следует отметить, что по экспериментальным данным [50, 51] коэффициент распределения Ba (D_{Ba}) между клинопироксеном и расплавом примерно на порядок ниже, чем D_K (клинопироксен является одним из основных концентраторов калия и бария в мантийных перидотитах нормального состава). Вследствие этого при очень низких степенях частичного плавления перидотитов отношение Ba/K в магме будет существенно выше, чем в источнике. Это подтверждается значительно более высокими отношениями Ba/K в кимберлитах (Ba/K = 0.2±0.1; [52] по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (Ba/K = 0.016, [53]). По аналогии с кимберлитами, в которых высокие содержания несовместимых элементов и летучих компонентов обусловлены низкими степенями плавления [54], появление бариевых минералов в изученных нами породах также можно связать с генерацией первичных магм при минимальных степенях частичного плавления мантийных перидотитов.

ВЫВОДЫ

Установлено, что отдельные участки вкрапленников флогопита и апатита из карбонатитовых прожилков в фергуситах высококалиевого базальтоидного комплекса Дункельдык (юго-восточный Памир) характеризуются чрезвычайно высокими концентрациями BaO (до 10 мас.%) и SrO (до 24 мас.%), соответственно.

Комплексное изучение их взаимоотношений и химизма, а также использование экспериментально установленных коэффициентов

распределения Ba и Sr между этими минералами и силикатным, карбонатным расплавами и флюидом позволило предложить модели обогащения фаз данными микроэлементами.

Показано, что минералообразующей средой для высокобариевих флогопитов являлся реститовый расплав, обогащенный летучими (в том числе F) и флюидомобильными элементами. На этой стадии важную роль играли реакции разложения ранних Ba-содержащих полевых шпатов с последующей реализацией BaO в виде высокобариевых флогопитов.

Механизм образования стронциевых апатитов носит принципиально иной характер - ранние зерна умеренностронциевых апатитов перекристаллизовывались при участии отделившихся на позднемагматической стадии флюидов, богатых Sr.

Таким образом, несмотря на совместное нахождение в тесном контакте в одной породе, Ba-содержащий флогопит и стронциевый апатит характеризуются существенными различиями в механизмах образования. Предложенные модели свидетельствуют о сложных длительных процессах в магматической системе, завершающихся формированием флюидных струй, способных реакционно взаимодействовать с ранним веществом.

Проведенное исследованиие, в совокупности с ранее опубликованными результатами изучения расплавных и флюидных включений в минералах, дают основание считать, что развитые в пределах комплекса бариевое, флюорит-карбонатитовое и редкометальное оруденения формировались за счет пролонгированной эволюции первичных магм, приводившей к образованию расплав-растворов (рассолов) и гидротерм.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ, ОНЗ и проекта Ведущих школ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Velde D.** Trioctahedral micas in melilite-bearing eruptive rocks // Carnegie Institution of Washington Year Book. 1979. 78. P. 468-475.
2. **Boctor N.Z., Yoder H.S.** Petrology of some melilite-bearing rocks from Cape Province, Republic of South Africa: relationship to kimberlites // Amer. J. Sci. 1986. V. 286. P. 513-539.
3. **Birch W.D.** Mineralogy and geochemistry of the leucitite at Cosgrave, Victoria // J.Geol. Soc. Australia. 1978. V. 25. P. 369-385.
4. **Thompson R.N.** Primary basalts and magma genesis. III. Alban Hills, Roman comagmatic province, central Italy // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 60. P. 91-108.
5. **Holm P.M.** Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy// Mineral. Mag. 1982. V. 46. P. 379-386.
6. **O'Brien H.E., Irving A., McCallum I.S.** Complex zoning and resorption of phenocrysts in mixed potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana //Amer. Miner. 1988. V. 73. P. 1007-1024.
7. **Dunworth E. A., Wilson M.** Olivine melilitites of the SW German Tertiary Volcanic Province: mineralogy and petrogenesis//J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1805-1836.
8. **Solovova I.P., Girnis A.V., Rass IT. et al.** Different styles of evolution of CO2-rich

alkaline magmas: the role of melt composition in carbonate-silicate liquid immiscibility// Periodica Miner. 2003. V. 72. P. 87-93.

9. **Armstrong J.P., Wilson M., Barnett R.L. et al**. Mineralogy of primary carbonate-bearing hypabyssal kimberlite, Lac de Gras, Slave Province, Northwest Territories, Canada. Lithos. 2004. V. 76. P. 415-433.
10. **Beard A.D., Downes H., Hegner E. et al.** Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contrib. Miner. Petrol. 1998. V. 130. P. 288-303.
11. **Beard A.D., Downes H., Hegner E., Sablukov S.M.** Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk Region, NW Russia: evidence for transitional kimberlite magma types. Lithos. 2000. V. 51. P. 47-73.
12. **Kogarko L. N., Kurat G., Ntaflos T.** Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernondo de Naronha Island, Brasil // Contrib. Miner. Petrol. 2001. V. 140. P. 577-587.
13. **Kogarko L. N., Uvarova Y. A., Sokolova E. et al.** Oxykinoshitalite, a new spacies of mica from Fernondo de Naronha Island, Pernambuco, Brasil: occurrence and crystal structure // Can. Miner. 2005. V.43. P. 1501-1510.
14. **Kogarko L. N., Kurat G., Ntaflos T.** Henrymeyerite in the metasomatized upper mantle of eastern Antarctica // Can. Miner. 2007 V.45. P. 497-501.
15. **Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Mitchell R.H.** Strontium-apatite: new occurrences and the extent of Sr-for Ca substitution in apatite-group minerals // Can. Miner. 2002. V. 40. P. 121-136.
16. **Edgar A.D.** Barium- and strontium-enriched apatites in lamproites from West Kimberley, Western Australia //Am. Mineral. 1989. V. 74. P. 889-895.
17. **Rakovan J.F., Hughes J. M.** Strontium in the apatite structure: strontian fluorapatite and belovite-(Ce) // Can. Miner. 2000. V. 38. P. 839-845
18. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Гужова А.В., Наумов В.Б.** Магматические солевые включения в минералах щелочных базальтов Восточного Памира // Геохимия. 1992. №1. С. 68-77.
19. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.** Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов восточного Памира // Петрология. 1996. Т. 4. № 4. С. 339-363.
20. **Соловова И. П., Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Симакин С. Г.** Высокотемпературный карбонатитовый расплав и его взаимоотношения с щелочными магмами Дункельдыкского комплекса, юго-восточный Памир // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 4. С. 1-4.
21. **Дмитриев Э.А.** Кайнозойские калиевые щелочные породы восточного Памира. Из-во «Дониш», Душанбе. 1976. 170 с.
22. **Hacker B., Luffi P., Lutkov V. et al.** Near-ultrahigh pressure prosessing of continental crust: Miocene Crustal xenoliths from the Pamirs // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 1661-1687.
23. **Guo J., Green T.H.** Experimental study of barium partitioning between phlogopite and silicate liquid at upper mantle pressure and temperature // Lithos. V. 24. 1990. P. 83-95.
24. **Righter K., Carmichael I.S.** Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and P-T estimates for biotite-bearing igneous rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 1-21.
25. **Schmidt K.H., Bottazzi P., Vannucci R., Mengel K.** Trace element partitioning between phlogopite, clinopyroxene and leucite lamproite melt // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V. 168. P. 287-299.

26. **Mansker W.L., Ewing R.C., Keil K.** Barian-titanian biotites in nephelinites from Oahu, Hawaii//Amer. Mineral. 1979. V. 64. P. 156-159.
27. **Коржинский Д.С.** Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах// Избранные труды. 1994. Изд. «Наука». М. 217 С.
28. **Sweeney R. J., Falloon T. J., Green D. H.** Experimental constraints on the possible mantle origin of natrocarbonatite // In Bell K. and Keller J. (eds). Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites. 1995. IAVCEI Proceedings in Volcanology 4. Berlin. P. 191-207.
29. **Kjarsgaard B. A., Hamilton D. L, Peterson T. D.** Peralkaline liquid immiscibility: comparison of phase compositions in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai // Bell, K. & Keller, J. (eds) Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites. IAVCEI Proceedings in Volcanology. 1995. Springer-Verlag, P. 163-190.
30. **Kjarsgaard B.A.** Phase relations of a carbonated high-CaO nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa//J.Petrol. 1998. V. 39. P. 2061-2075.
31. **Veksler I.V., Petibon C, Jenner G. A. et al.** Trace Element Partitioning in Immiscible Silicate-Carbonate Liquid Systems: an Initial Experimental Study Using a Centrifuge Autoclave//J. Petrol. 1998. V. 39. N. 11-12. P. 2095-2104.
32. **Watson E. B., Green T. H.** Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P. 405-421.
33. **Prowatke S., Klemme S.** Trace element partitioning between apatite and silicate melts // Geochim. Cosmoch. Acta. 2006. V. 70. P. 4513-4527.
34. **Klemme S., Dalpe C.** Trace-element partitioning between apatite and carbonatite melt//Am. Mineral. 2003. V. 88. P. 639-646.
35. **Freestone I. C, Hamilton D. L.** The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites: an experimental study // Contr. Miner. Petrol. 1980. V. 73. P. 105-117.
36. **Ayers J. C, Watson E. B.** Apatite/fluid partitioning of rare-earth elements and strontium: Experimental results at 1.0 GPa and 1000°C and application to models of fluid-rock interaction // Chemical Geology. 1993. V. 110. P. 299-314.
37. **Zhou C, Wei C, Guo J., Li C**. The Source of Metals in the Qilinchang Zn-Pb Deposit, Northeastern Yunnan, China: Pb-Sr Isotope Constraints // Economic Geology. 2001. V. 96. P. 583-598.
38. **Лаверов Н. П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В. В.** и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог//Докл. АН. 2000. Т. 371. № 1. С. 88-92.
39. **Najorka J., Gottschalk M., Franz G., Heinrich W.** Ca-Sr distribution among amphibole, clinopyroxene, and chloride-bearing solutions // Amer. Miner. 1999. V. 84. P. 596-606.
40. **Nagasaki A., Masaki E.** Sr-bearing zoisite and epidote in ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks from the Su-Lu province, eastern China: An important Sr reservoir under UHP conditions //Amer. Miner. 1998. V. 8. P. 240-247.
41. **Tatsumi Y., Kogiso T.** Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism // Earth and Planetary Science Letters . 1997. V. 148. P. 207-221.
42. **Wunder B., Melzer S.** Interlayer vacancy characterization of synthetic phlogopitic micas by IR spectroscopy // Eur. J. Mineral. 2002. V. 14. P. 1129-1138.
43. **Frimmel H.E., Hoffmann D., Watkins R.T., Moore J.M.** An Fe analogue of kinoshitalite from the Broken Hill massive sulfide deposit in the Namaqualand Metamorphic Complex, South Africa//Amer. Mineral. 1995. V. 80. P. 833-840.
44. **Dasgupta S., Chakraborti S., Sengupta P. et al.** Compositional characteristics of kinoshitalite from the Sausar Group, India // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 200-202.

45. **Tischendorf G., Forster H.-J., Gottesmann B.** Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: A review // Mineral. Mag. 2001. V. 65. P. 249-276.
46. **Рябчиков И.Д.** Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. Изд «Наука», Москва. 1975. 230 с.
47. **Webster J.D.** Partitioning of F between H_2O and CO2fluids and topaz rhyolite melt // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 424-438. 24
48. **Aiuppa A., Federico C, Giudice G. et al.** Plume chemistry provides insights into mechanisms of sulfur and halogen degassing in basaltic volcanoes // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 222. P. 469-483.
49. **Foley S.F., Musselwhite D.S., van der Laan S.R.** Melt compositions from ultramafic vein assemblages in the lithospheric mantle: a comparison of cratonic and non-cratonic settings // The J.B. Dawson Volume, Proc. VII Int. Kimberlite Conf. 1999. V. 1. P. 238-246.
50. **Hauri E. H., Wagner T. P., Grove T. G.** Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // Chem. Geol. 1994. V. 117. P. 149-166.
51. **Wood B.J., Blundy J.D.** Trace element partitioning under crustal and uppermost mantle conditions: the influences of ionic radius, cation charge, pressure, and temperature. In: Treatise on Geochemistry, Amsterdam: Elsevier. 2003. V. 2. P. 395-424.
52. **Becker M., le Roex A.P**. Geochemistry of South African on- and off-craton, group I and group II kimberlites: Petrogenesis and source region evolution // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 673-703.
53. **Hofmann A. W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219-229.
54. **Рябчиков И.Д., Гирнис А.В**. Условия и механизмы генерации кимберлитовых магм // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 4. № 6. С. 524-536.

УДК 9.01:552.323.6

Щелочной ультраосновной магматизм Нёнокского поля Онежского полуострова – отражение плюмовых и субдукционных процессов Беломорского региона (Архангельская алмазоносная провинция)

Саблуков С.М. [1], Саблукова Л.И. [1], Белов А.В. [2]

[1] *ИНПК «РУСГЕО», Москва, Россия, e-mail: sablukoff@rambler.ru*
[2] *ЗАО «Архангельские алмазы», Архангельск, Россия*

Работами компании ЗАО «Архангельские алмазы» в 2008-2009 гг. в крайней западной части Нёнокского поля Онежского полуострова открыты 3 новые трубки (Ан-G448, Ан-G056 и Ан-G429), особенности геологического строения и состава которых указывают на существование в Нёнокском поле более дифференцированного магматизма, чем считалось ранее. Западная часть поля отличается и геологическим строением, на момент образования трубок здесь ещё существовали отложения кембрия-ордовика, эродированные до внедрения других трубок поля. Новые трубки иногда имеют сложное многофазное (5-тифазное!) строение, наряду с обычными для трубок вулканокластическими породами, в трубках впервые отмечено тело спёкшихся туффизитов киммелилититов. Для трубок Ан-G056 и Ан-G429 характерна повышенная степень ультраосновности, отсутствие фенокристов клинопироксена, присутствие тетраферрифлогопита и макрокристов «оливина первой генерации» (необходимого признака пород кимберлитового ряда), высокое содержание минералов и включений протомагматического этапа кристаллизации (хромшпинелида, клинопироксена, амфибола-паргасита, оливина, плеоначта), а также признаки астеносферного влияния на мантийный источник пород (воздействие мантийного плюма). Породы трубок Ан-G056 и Ан-G429, соответствуя беспироксеновым фельдшпатоидным оливиновым мелилититам, по совокупности особенностей вещественного состава (петрографическим, минералогическим, геохимическим, изотопным) близки «киммелилититам» Чидвии и Верхотины глинозёмистой серии Зимнебережного района. Трубки Нёнокского поля однотипны по возрасту, геологическому строению и составу с трубками Терского Берега и Зимнего Берега и не нарушают общую картину зональности раннегерцинского вулканизма Беломорского региона. В центральной части Беломорского региона развиты алмазоносные и слабоалмазоносные кимберлиты, а в периферийной части - неалмазоносные мелилититы, фоидиты и базальты. Раннегерцинские трубки Терского поля, Нёнокского поля и Зимнебережного района расположены на северном и восточном обрамлении (склоне) Беломорского максимума dg, связываемого с девонским мантийным диапиром, или «плюмом». В породах трубки Ан-G056 не обнаружены типичные минералы-спутники алмаза ультраосновного парагенезиса (пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелид), однако в заметном количестве присутствуют минералы-спутники алмаза эклогитового парагенезиса - гранат и корунд из разнообразных эклогитовых пород (групп I«A», I«B», I«C», II«B», II«C»), в том числе и из алмазоносных эклогитов, включая эклогиты группы I«C» - индикаторы развития в регионе процессов субдукции на уровне алмазоносной мантии. Эти признаки указывают на глубинный характер магматических проявлений района, потенциальная алмазоносность которых может иметь чисто эклогитовую (субдукционную) природу. Возможно, обнаруженная трубка Ан-G056 (и Ан-G429) является лишь «первой ласточкой», которая показывает на новые, ещё не раскрытые

возможности коренной алмазоносности и Нёнокского поля, и Онежского полуострова, и Беломорского региона в целом.

ВВЕДЕНИЕ

Архангельская алмазоносная провинция [27] объединяет разнообразные щёлочно-ультраосновные вулканические комплексы девонского возраста, развитые, прежде всего вдоль побережья Белого моря: на Зимнем Берегу, Летнем Берегу Онежского полуострова, Терском Берегу Кольского полуострова, а также на Среднем Тимане (рис. 1). Максимальная активность

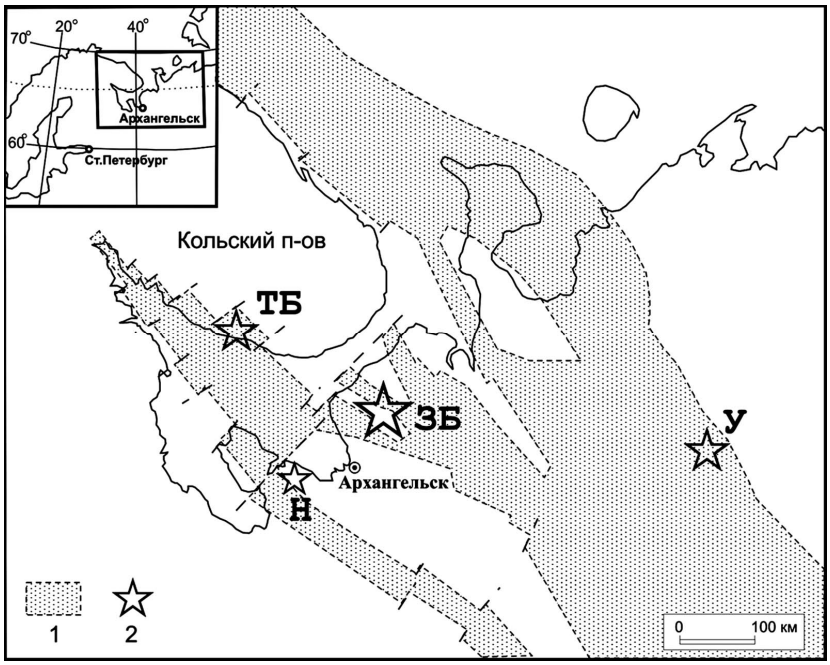

Рис. 1. **Районы кимберлитового и родственного ему вулканизма Севера Русской платформы.**

Примечания: 1 - рифейская палеорифтовая система; 2 – районы раннегерцинского вулканизма: ЗБ – Зимний Берег, ТБ – Терский Берег Кольского полуострова, Н – Нёнокский район Онежского полуострова, У – Умбинский район Среднего Тимана.

позднедевонского кимберлитового и родственного ему магматизма, а также широкое разнообразие проявлений этого магматизма отмечается именно в Беломорском регионе. Здесь уже обнаружено около полутора сотен магматических объектов – преимущественно вулканических трубок, меньше даек и силлов.

Детальное изучение раннегерцинских (позднедевонских) кимберлитовых полей региона – Зимнего Берега (70 тел) и Терского Берега Кольского полуострова (около 50 тел), показало, что магматизм этих полей чрезвычайно разнообразен. В каждом из этих полей сближенными в пространстве оказались вулканиты самого разного

состава - от алмазоносных кимберлитов разного типа, кимпикритов и киммелилититов (терминология [19]) до щелочных пикритов, беспироксеновых оливиновых мелилититов и мелилититов с признаками алмазоносности или без таковых. (Аналогичный ряд пород отмечается и для 3-х среднедевонских трубок Умбинского поля Среднего Тимана: неалмазоносные кимберлиты – кимпикриты и киммелилититы - беспироксеновые флогопит-оливиновые мелилититы [36,22,30,42]). Причём расположены эти разнообразные по составу вулканиты закономерно: распределение многих показателей вещественного состава пород объектов (минералогических, петрохимических, геохимических, изотопных) по площади полей имеет зональный характер, обладает элементами симметрии центрального или линейного типа и указывает, в том числе на различную степень астеносферного влияния на области магмогенерации в разных зонах этих полей [28,31].

В то же время в другом районе Беломорского региона - Нёнокском поле Онежского полуострова (около 40 тел) отмечалась картина совершенно безрадостно-однообразного распределения многочисленных однотипных магматических объектов, образованных фельдшпатоидными мелилититами и оливиновыми мелилититами [9,35,23,30,17]. Лишь трубка Усть-Сюзьма, обнаруженная на крайнем северо-западе Нёнокского поля, одна из фаз внедрения которой образована беспироксеновыми фельдшпатоидными оливиновыми мелилититами, позволяла надеяться на возможное большее разнообразие вулканитов и на существование элементов зональности и в пределах Нёнокского поля [28].

Работами компании «Архангельские алмазы» (ЗАО) в 2008-2009 гг. в западной части Нёнокского поля открыты 3 новые трубки, особенности состава которых подтверждают и большее разнообразие вулканитов этого поля, и зональность их расположения, как в пределах поля, так и в пределах Беломорского региона в целом. Поэтому возникла необходимость дополнительного изучения вулканических проявлений Нёнокского поля Онежского полуострова, которым в последние 20 лет уделялось крайне мало (незаслуженно мало) внимания, особенно на фоне детального и всестороннего изучения разными организациями вулканических тел соседних районов: Терского Берега Кольского полуострова и, конечно же, Зимнего Берега.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В Нёнокском поле на сегодняшний день (июль 2010 г.) известно 44 трубки, нами изучено 19 трубок, из них 7 трубок детально, и 12 трубок фрагментарно, по отдельным участкам керна скважин и отдельным образцам.

В процессе проведения исследований (1983-2010 гг.) авторами изучено 904 пог.м керна 16-ти скважин, пройдено и изучено 48 пог. м 22-х шурфов и

канав, более 350 образцов, более 100 шт. прозрачных шлифов. Выполнено анализов пород: силикатных - 92 ан., инструментальных нейтронно-активационных – 28 ан., ICP-MS – 19 ан., рентгенодифрактометрических – 11 ан., минералогических – 23 ан. Выполнено изотопных анализов пород: Rb-Sr – 4 ан., Sm-Nd – 4 ан., Pb-Pb – 3 ан. Состав минералов изучен с помощью рентгеноспектрального микроанализа (351 ан.), морфологические особенности минералов изучены на сканирующем электронном микроскопе (54 снимка). Анализы выполнены в специализированных лабораториях ЦНИГРИ, ГИНЦВЕТМЕТ, МГУ, ГИН РАН, ИГЕМ РАН, ИГГД РАН, Институте Минералогии, Петрологии и Геохимии Университета г. Тюбинген, Германия, а также в Биркбек-Колледже Университета г. Лондон, Англия. Возраст пород определялся с помощью споро-пыльцевого анализа (1 ан., ВНИГНИ) и палеофлористического анализа (6 ан., ГИН РАН, БИН РАН).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

Первые проявления магматизма знаменитой сегодня на весь мир Архангельской алмазоносной провинции были обнаружены именно на Онежском полуострове. Первая вулканическая трубка в Нёнокском районе (поле) Онежского полуострова была случайно открыта партией Северного Геологического Управления в 1936 г. при бурении скважины на Нёнокском месторождении рассолов недалеко от озера Лывозеро. Вскрытые породы первоначально были диагностированы как породы, состоящие «из обломков основных эффузивов» [16], затем, при дополнительном детальном изучении было установлено, что «они являются нормальными, осадочными породами, граувакками, состоящими из обломков щелочных базальтов с небольшим количеством обломков пестроцветных девонских глин и песчаников» [1]. Возраст этих пород на основании наличия в них «прослоев и обломков девонских пород» был определён «не ниже как верхнедевонский», а «возраст щелочных пород, вероятно имеющих место на территории Онежского полуострова… вообще как девонский или точнее как доверхнедевонский» [1]. Лишь в 1957 г. было установлено, что эти породы, так же как и породы, вскрытые во врезе ручья Болванец, образуют не осадочные толщи, а вулканические трубки взрыва «щелочных базальтоидов» – трубку «Лывозеро» и трубку «Болванцы», соответственно – первые трубки взрыва щёлочно-ультраосновного состава на Русской платформе [3,21]. Известная по Южной Африке пространственно-временная связь и близость состава трубок взрыва щелочных базальтоидов («мелилитовых базальтов») и кимберлитов [11] не могла не привлечь внимание советских геологов. В 60-е – 70-е годы в результате проведения Нёнокской партией Архангельской экспедиции Северо-Западного геологического управления и затем Архангельским Территориальным Геологическим Управлением (АТГУ)

геолого-геофизических и буровых работ в Нёнокском районе было открыто 8 трубок взрыва щёлочно-ультраосновного состава [9,35]. При изучении вещественного состава породы этих трубок были диагностированы как «брекчии щелочных базальтоидов», в некоторых случаях приближающиеся по составу к кимберлитам [35,33,10,14] и содержащие минералы-спутники алмаза (пироп, хромшпинелид, хромдиопсид, пикроильменит) и даже алмаз [13]. Поскольку возраст вмещающих трубки взрыва осадочных толщ оказался не девонским (как считали ранее [1]), а поздне-вендским, возраст самих трубок взрыва был принят не как девонский, а как венд-кембрийский, соответствующий позднебайкальскому этапу тектоно-магматической активизации региона [35]. Открытие первых в регионе родственных кимберлитам трубок взрыва позволило геологам обратить внимание и на соседние с Онежским полуостровом районы, близкие по геологическому строению и истории геологического развития. В 1977-78 гг. Ухтинской ГРЭ Ухтинского ТГУ были открыты 3 трубки кимберлитов и мелилититов в Умбинском поле Среднего Тимана [37], возраст которых был определён K-Ar методом как среднедевонский [22], а не венд-кембрийский, как считалось ранее [37]. Геолого-съёмочные и геолого-поисковые работы были поставлены и на Зимнем Берегу, что привело к открытию Юрасской ГРЭ Архангельского ТГУ (а затем и другими организациями) в 1975-2008 гг. около 70 трубок (меньше силлов) кимберлитовых и родственных им магматических пород (а также базальтов), в том числе алмазоносных трубок месторождения им. Ломоносова и им. Гриба – то есть к открытию Архангельской алмазоносной провинции [36,8,5]. Обнаружение в трубках взрыва датированных растительных остатков позволило впервые не предположить, а непосредственно определить возраст трубок взрыва и Онежского полуострова и Зимнего Берега как позднедевонский [23,24,26], соответствующий не позднебайкальскому, а раннегерцинскому этапу тектоно-магматической активизации региона. Успешное развитие геолого-поисковых работ на Зимнем Берегу позволило поставить аналогичные работы на соседней территории Терского Берега Кольского полуострова, где в 1983-1987 гг. Центрально-Кольской КГЭ ПГО «Севзапгеология» были обнаружены около 50 трубок и даек щёлочно-ультраосновных родственных кимберлитам пород, в том числе 2 убого-алмазоносные кимберлитовые трубки [12,42,39,30]. Возраст этих трубок, определённый K-Ar методом, также оказался позднедевонским [12].

На территории Нёнокского поля Онежского полуострова в 80-е – 90-е годы поисковые работы также были продолжены (АПГО, ЗАО Северная Горная Компания), были найдены ещё три десятка трубок взрыва, однако все они оказались образованы однотипными по составу щёлочно-ультраосновными породами – фельдшпатоидными оливиновыми мелилититами, а признаки присутствия среди них кимберлитов и находки в них пиропов, пикроильменитов и алмазов достоверно подтверждены не были

[6,23]. В то же время по устному сообщению сотрудников Северной Горной Компании (Ю.В. Хан, В.А. Ларченко, 2000), в некоторых новых, открытых в 1998-2000 гг. трубках поля были обнаружены пиропы, хромшпинелиды кимберлитового типа и даже алмаз. В 2008-2009 гг. в западной части Нёнокского поля работами компании «Архангельские алмазы» (ЗАО) были открыты 3 новые трубки, особенностям состава которых и посвящена эта статья.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТРУБОК НЁНОКСКОГО ПОЛЯ, ОТКРЫТЫХ ДО 2008 г.

В Нёнокском поле Онежского полуострова с 1936 по 2000 г. было открыто около 40 тел, сложенных разнообразными вулканическими породами – производными фельдшпатоидных оливиновых мелилититов [35,9]. Расположены эти тела кустами, цепочками, группами (рис. 2) и представлены типичными трубками взрыва, которые фиксируются на поверхности высококонтрастными интенсивными магнитными аномалиями (200-1400 нТл). Трубки характеризуются в плане изометричной или слабо удлинённой в субмеридианальном направлении формой и крупными размерами (от 200*200 до 600*800 м). Данные геофизических работ, по которым изображены контуры трубок, совпадают с результатами проведённых нами горных работ на многофазной трубке Болванцы [23], которая ранее считалась состоящей из двух отдельных трубок [35,14], что говорит о достоверности определения этих контуров по геофизическим данным (рис. 3).

Трубки прорывают алевролиты и аргиллиты Сюзьминских слоёв Усть-Пинежской свиты Редкинского горизонта верхнего венда и перекрываются только четвертичными отложениями разной мощности – от 0-1 м до 90 м. Возраст внедрения трубок Нёноксы определён по обугленным растительным остаткам и споро-пыльцевому анализу как позднедевонский, соответствующий раннегерцинскому этапу тектоно-магматической активизации региона [23,24,26], а не позднебайкальскому этапу активизации (венд-кембрий), как считалось ранее [35].

Внутреннее строение трубок достаточно однотипно и очень похоже на строение вулканических трубок глинозёмистой серии Зимнего Берега [25,26], однако в настоящее время в Нёнокском поле вскрыты только жерловые фации трубок, кратерные части (с зонами сортированных и слоистых мелкопсефитовых и псефитовых туфов, ксенотуфов, а также вулканотерригенных песчаников) условно выделены нами лишь на трубках Холмистая и Ан-25. Это может указывать на несколько более значительный эрозионный срез трубок Нёнокского поля по сравнению с трубками соседнего Зимнего Берега.

Жерловые фации трубок образуют субвертикальные те ла (столбы) двух типов: 1) туффизитов и ксенотуффизи тов; 2) эруптивных («выбро шенных») вулканогенно-обло мочных по род. Породы лаво вого облика (3-й тип фаз внед рения) встречаются очень редко.

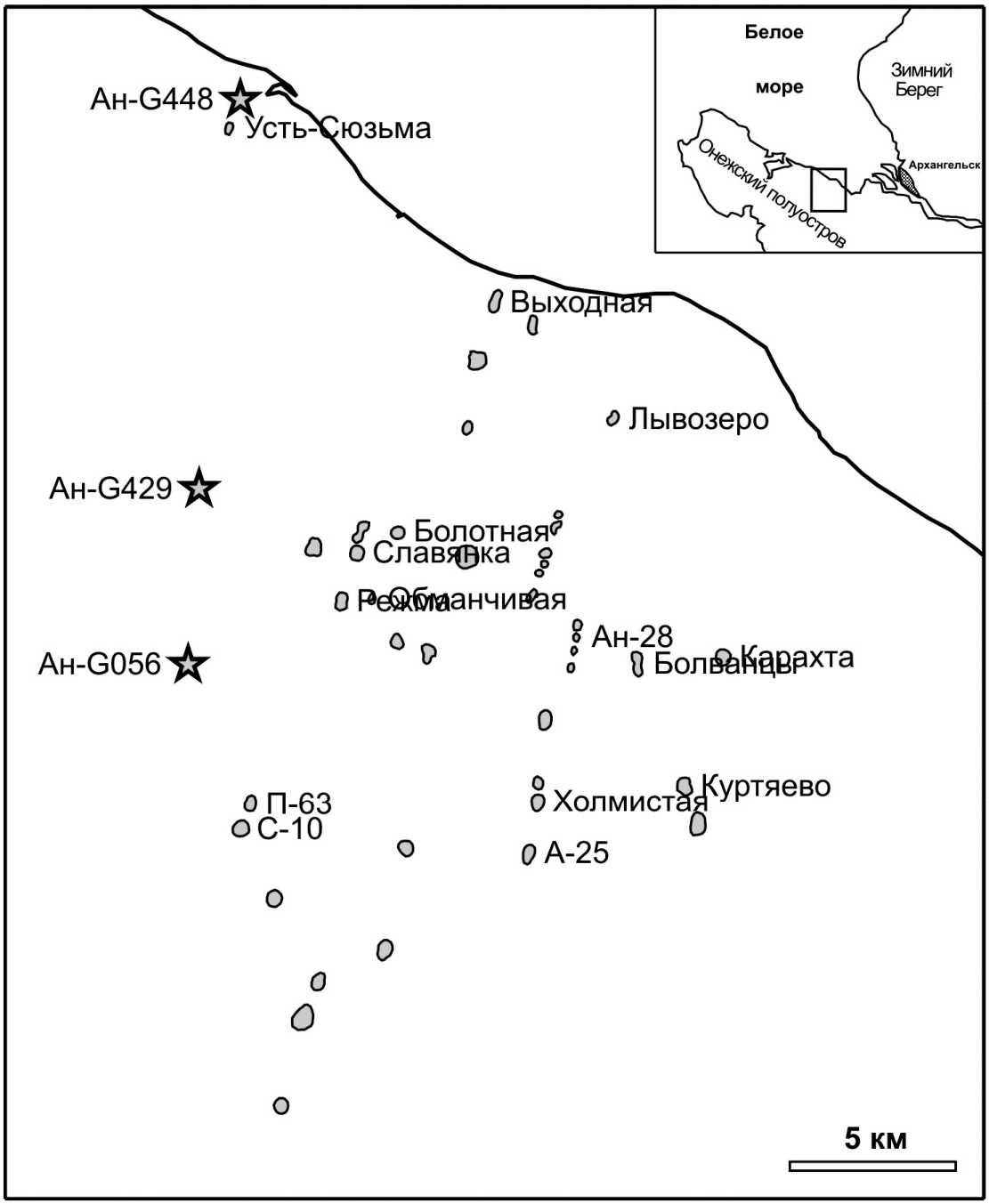

Рис. 3. **Трубка Болванцы.**

Рис. 2. **Расположение трубок мелилититов в Нёнокском поле Онежского полуострова.**

Примечания: звёздами показаны трубки, открытые в 2008-2009 гг.

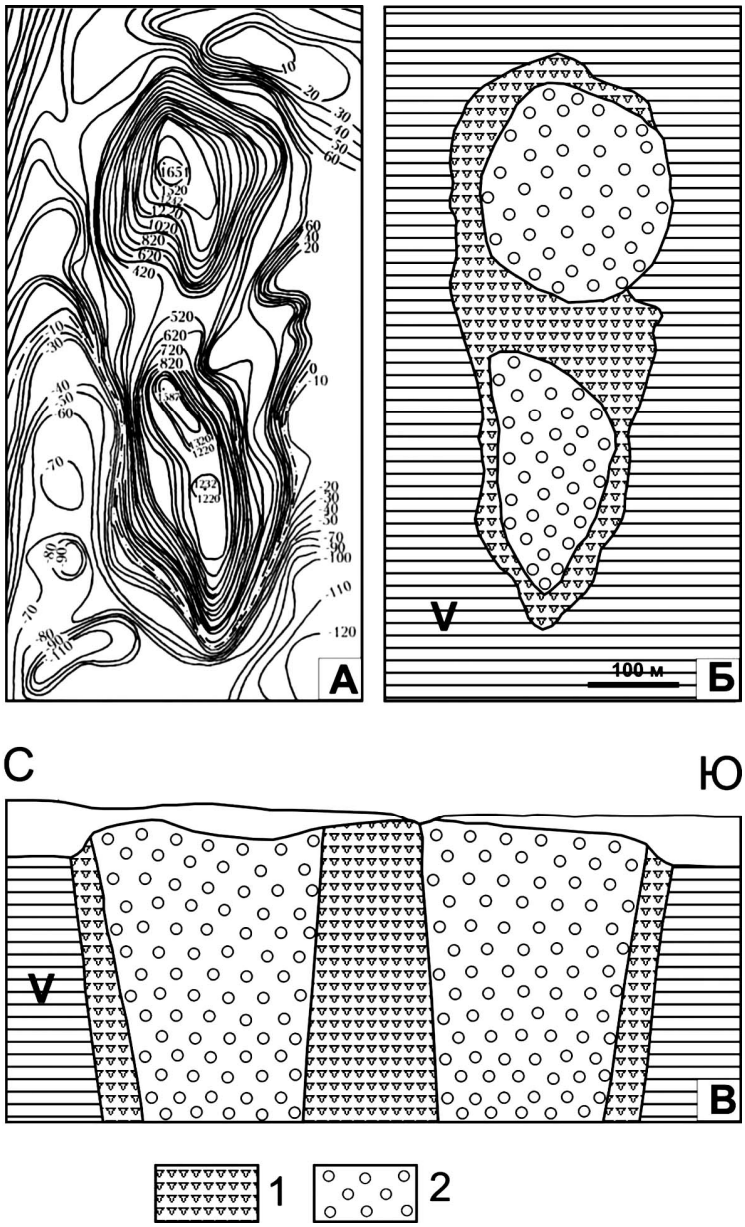

Рис. 3. **Трубка Болванцы.**

Примечания: А – план изолиний магнитного поля dТан.; Б - схематический геологический план; В - схематический геологический разрез по линии Север – Юг. Разновидности (фазы внедрения) вулканических пород: 1 – ксенотуффит; 2 – туффизит.

Тела, образованные фа зой внедрения туффизитов имеют очень однородное строение. Туффизиты (интру зивные туфы) характеризу ются зеленовато-серым цве том, брекчиевой литоклас тической псефитово-мелкопсе фитовой структурой, массив ной текстурой (иногда с эле ментами сортировки в отдельных зонах). Туффизиты образованы литокластами фельдшпатоидных оливиновых мелилититов округлой или неправильно-

сглаженной формы, нередко округлыми выделениями – автолитами «ядерного» или «центрального» типа (лапиллями) и карбонатно-глинистой (с цеолитами) тонко кристаллической цементирующей массой.

Ксенотуффизиты отличаются повышенным содержанием ксенолитов прорванных терригенных пород венда (10-30%).

Тела, образованные фазой внедрения эруптивных («выброшенных») пород имеют очень неоднородное, незакономерное, грубозональное строение. Эти тела сложены самыми разнообразными вулканокластическими породами: красновато-бурыми, коричневыми, реже зеленовато-серыми ксенотуффитами, ксенотуфопесчаниками, брекчиями осадочных пород и др. с разным соотношением литокластов мелилититов (5-30%), ксенолитов осадочных пород (5-60%) и песчано-глинистой цементирующей массы (20-80%). Отмечаются (хотя и редко) породы с элементами пизолитовой текстуры.

Тела, образованные фазой внедрения пород эффузивного облика (лавы мелилититов) встречаются редко, и, так же как и туффизиты, имеют очень однородное строение. Это дайкообразное тело тёмно-серых относительно свежих оливиновых мелилититов трубки Усть-Сюзьма и дайка или маломощный покров лавы спорадофировой структуры на поверхности пород кратерной фации трубки Ан-25.

Трубки Нёнокского поля по особенностям геологического строения, структур и текстур слагающих их пород практически идентичны объектам Al-серии Зимнего Берега [25,26]. Приуроченность вулканических пород Нёнокского поля именно к этой серии подтверждается и характеристиками всех сторон вещественного состава их магматической составляющей.

Все вулканические тела Нёнокского поля образованы разными структурно-генетическими разновидностями (см. выше) фельдшпатоидных мелилититов, оливиновых мелилититов, крайне редко – беспироксеновых оливиновых мелилититов. Структура пород литокластов (фрагментов пород эффузивного облика) средне-мелко-порфировая. Все породообразующие минералы представлены только продуктами кристаллизации магматического расплава (по терминологии кимберлитовых пород – минералами «второй и «третьей» генерации): фенокристами клинопироксена, оливина, редко амфибола (имеющими правильную, идиоморфную форму и размеры 0,5-4 мм) и минералами основной массы – микролитами мелилита, нефелина, магнетита и апостекловатым агрегатом. Среди фенокристов (обычно не более 10-20% породы) резко преобладает клинопироксен диопсид-авгит, который имеет иногда зональное строение с развитием в ядерной части вкрапленников зоны хромдиопсида. Фенокристы оливина-2 отмечаются не во всех трубках, обычно они полностью изменены, только в трубке Усть-Сюзьма встречаются реликты свежего оливина. Характерные для кимберлитов ксеноморфные макрокристы оливина (оливин «первой генерации») в породах отсутствуют. Вкрапленники оливина часто содержат

включения мелких октаэдров прозрачного коричневого хромшпинелида, в некоторых автолитах отмечаются элементы миндалекаменных структур – характернейшие признаки петрографического строения вулканических пород Al-серии Зимнего Берега [25,26]. Микролиты основной массы породы: мелилит (до 30% породы) и нефелин (до 15% породы) полностью изменены, характеризуются типичной для них идиоморфной формой и размерами 0,05-0,7 мм.

В геохимическом отношении породы Нёноксы являются типичными щёлочно-ультраосновными породами семейства мелилититов [15,20] с умеренным содержанием кремнезёма (42,19/36,16-52,23% SiO_2 (среднее/интервал значений)). Они характеризуются очень высоким содержанием глинозёма (11,52/9,14-13,28% Al_2O_3), повышенным и никак не связанным с титаном (0,76/0,56-1,03% TiO_2) содержанием железа (8,67/6,54-11,15% FeOtot), высоким содержанием щелочей (2,9/0,90-5,08% Na_2O; 1,02/0,31-2,40 K_2O; 3,92/2,00-6,45% Na_2O+K_2O) при постоянном преобладании натрия над калием (Na_2O/K_2O=4,8) и отсутствии заметной связи между ними. Для этих пород характерна переменная (и повышенная) магнезиальность (Kmg = 72/65-82), высокое содержание скандия (23,4/16-31 ppm) и низкие содержания никеля (189/75-330 ppm), хрома (222/43-426 ppm) и кобальта (40/29-55 ppm). Наиболее ярким признаком пород Нёноксы является очень низкое содержание всех некогерентных элементов (за исключением стронция и бария): Ti (см. выше), Ta (0,6 ppm), Nb (9,8 ppm), Zr(77 ppm), Hf (2,5 ppm), U (0,9 ppm), Th (1,3 ppm), лёгких редкоземельных элементов (сумма REE = 70 ppm) и отношения лантан/иттербий ($(La/Yb)_N$ = 6,4). Судя по Sr-Nd-Pb изотопным характеристикам, источником расплавов мелилититов Нёноксы была древняя обогащённая литосферная мантия (eSr = +52; eNd= -11, T_{Nd}(DM) = 2280 млн.лет; $^{206}Pb/^{204}Pb$=18,122; $^{207}Pb/^{204}Pb$=15,582) а астеносферное влияние на исходный (материнский) для мелилититов мантийный субстрат не фиксируется практически ни в какой форме. Из глубинных минералов в мелилититах Нёноксы обнаружен только низкотитанистый умереннохромистый хромшпинелид фации глубинности B и C2 по [34], а также высокоглинозёмистый хромдиопсид или хромсодержащий диопсид фации B по [34]), в то же время пироп и пикроильменит в породах не встречены.

По возрасту, особенностям геологического строения, петрографическим, минералогическим геохимическим, Sr-Nd-Pb изотопным характеристикам, модельному возрасту источника относительно деплетированной мантии фельдшпатоидные оливиновые мелилититы Нёнокского поля очень близки к породам глинозёмистой серии (Al-серии) Зимнего Берега – беспироксеновым оливиновым мелилититам трубок группы Ижма (Ижма, Весенняя, Летняя, Озёрная) и Суксома, но в отличие от них обычно содержат фенокристы

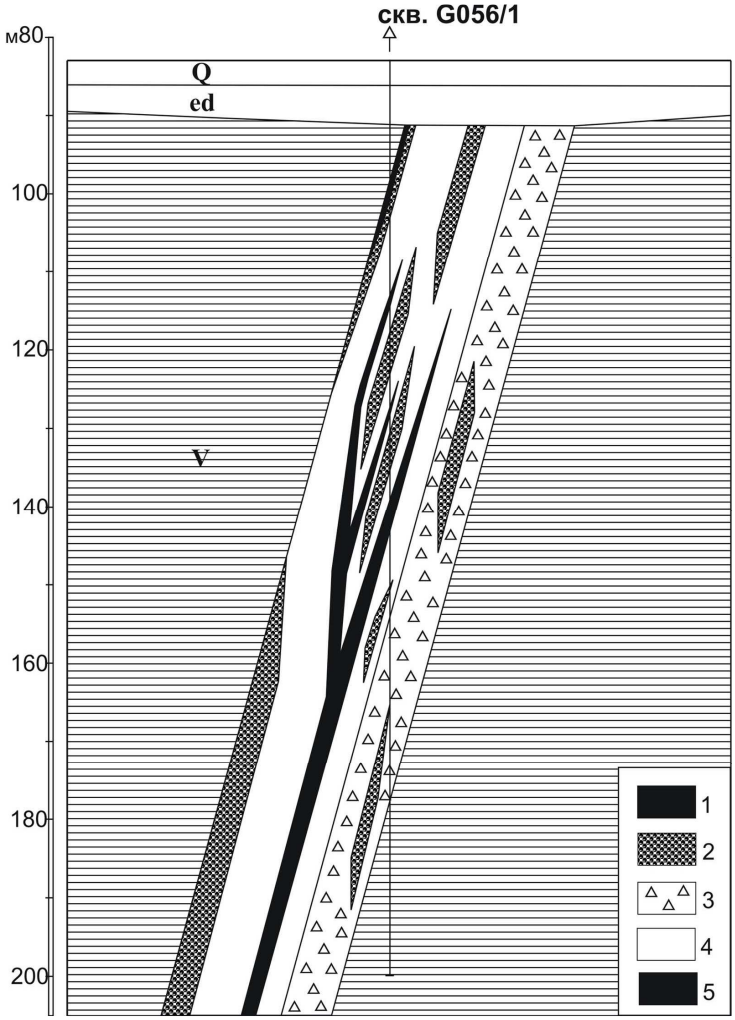

Рис.4. **Схематический геологический разрез трубки Ан-G056 (со снятыми перекрывающими отложениями).**

Примечания: разновидности (фазы внедрения) вулканических пород: 1 – лава афировая; 2 – спёкшийся туффизит; 3 – ксенотуффизит; 4 – туффизит ; 5 - лава средне-мелкопорфировая.

клинопироксена и характеризуются повышенной глинозёмистостью. От близких пород трубок Терского Берега мелилититы Нёнокского резко отличаются, прежде всего, геохимическими и Sr-Nd-Pb изотопными характеристиками. В целом, мелилититы Нёнокского поля образуют свою серию пород, которая формирует крайнюю, наиболее «базальтоидную» часть общего тренда кимберлитовых пород Al-серии и продолжает тренд кимберлитовых пород Al-серии Зимнего Берега. Это позволяет рассчитывать на возможное большее разнообразие вулканитов и на присутствие и в пределах Нёнокского поля вулканических пород с более высокой степенью ультраосновности и более приближенным к кимберлитам, как это проявлено на Зимнем Берегу, Терском Берегу Кольского полуострова и Умбинском поле Среднего Тимана [28].

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА НОВЫХ ТРУБОК НЁНОКСКОГО ПОЛЯ (2008-2009 г.г.)

Работами компании «Архангельские алмазы» (ЗАО) в 2008-2009 гг. в крайней западной части Нёнокского поля открыты 3 новые трубки (Ан-G448, Ан-G056 и Ан-G429), некоторые особенности строения и состава которых выделяют их на общем однородном фоне открытых ранее трубок этого поля.

Размеры этих новых трубок в плане небольшие: от 20-25 м (Ан-G448, Ан-G056) до 70-100 м (Ан-G429), в отличие от размеров выявленных ранее трубок (200-800 м). Интенсивность наземных магнитных аномалий также на порядок более низкая (25-50 нТл) у новых трубок, чем у трубок старых (200-1400 нТл). Однако, несмотря на небольшие размеры, эти новые трубки иногда характеризуются некоторыми особенностями геологического строения и вещественного состава, которые не отмечались в изученных ранее 40(!) трубках этого поля.

Если две трубки (Ан-G448 и Ан-G429) имеют простое однофазное строение и образованы столбом красно-бурых ксенотуффизитов и ксенотуффитов соответственно, то трубка Ан-G056, образует сложно построенный вулканический комплекс. Судя по характеру слабоконтрастной магнитной аномалии, тело Ан-G056 представляет собой крутонаклонную вулканическую трубку удлинённой в субмеридианальном направлении в плане формы. Несмотря на небольшие размеры поперечного сечения (истинная мощность не более 25-30 м), трубка Ан-G056 имеет очень сложное (неожиданно сложное) внутреннее строение (рис. 4).

Трубка Ан-G-056 образована серыми, зеленовато-серыми вулканическими породами семейства мелилититов 5-ти фаз внедрения, образующих 5 субвертикальных более-менее внутренне однородных тел (или сохранившихся фрагментов тел) самого разного структурно-генетического типа: эффузивных (пород лавового облика) и эксплозивно-обломочных (пирокластических) пород (нумерация фаз соответствует временной последовательности их внедрения).

1-я фаза - лава афировая мелко-тонко-кристаллическая;

2-я фаза - спёкшийся туффизит псаммитово-мелкопсефитовый, витро-литокластический;

3-я фаза - ксенотуффизит псефитово-мелкопсефитовый, литокластический;

4-я фаза - туффизит псефитово-мелкопсефитовый, литокластический;

5-я фаза - лава средне-мелкопорфировая.

Породы разных фаз внедрения залегают в виде нескольких субвертикальных «столбов» и(или) блоков с большим количеством сохранившихся субвертикальных контактов (под углом от 0° до $30\text{-}40^o$ к оси керна) между породами разных фаз внедрения. При этом практически все контакты имеют характер соприкосновения, «сваривания», что может

указывать на не слишком большую разорванность во времени образования разных типов пород трубки. В то же время и в породах одной фазы внедрения (например, туффизитах) наблюдается присутствие субвертикальных «струй» разного структурного рисунка (облика) с одинаковым углом залегания (обычно субпараллельно зоне контакта).

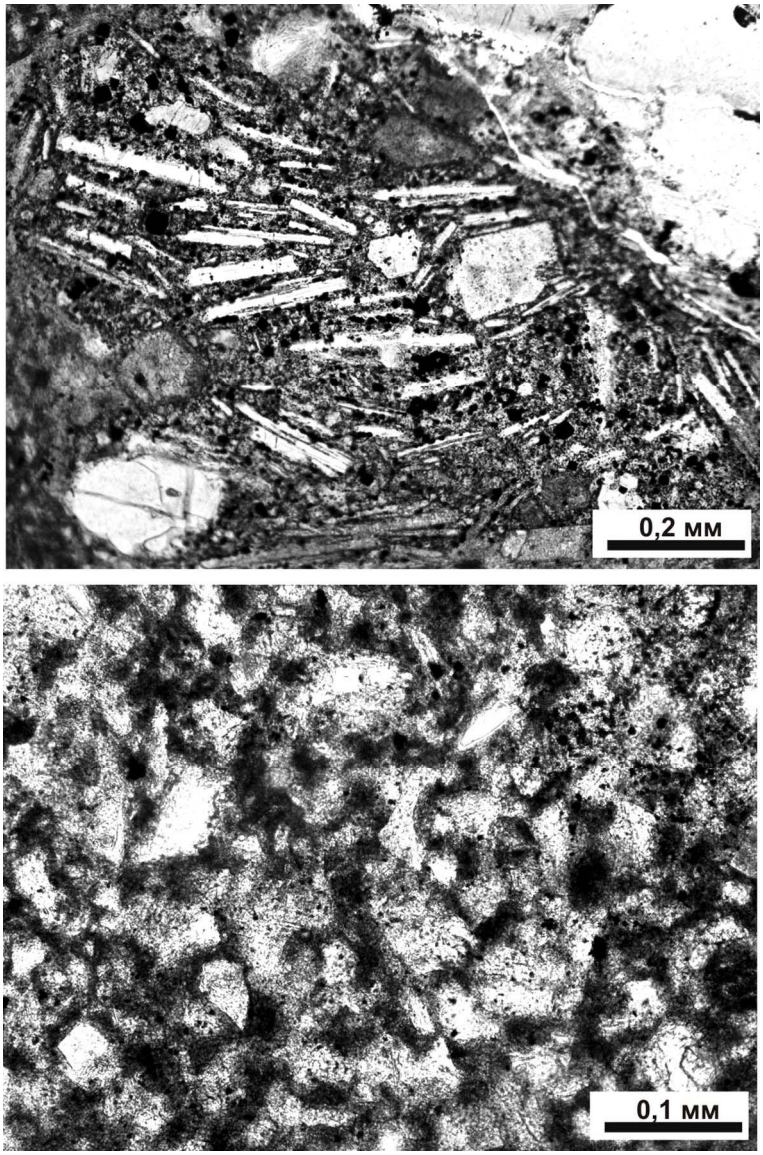

Рис. 5. **Трубка Ан-G056, 2-я фаза внедрения, спёкшийся туффизит фельдшпатоидных оливиновых мелилититов.**

Примечания: порода состоит из разноразмерных обломков мелилититов и цементирующей массы алевритовой витрокластической структуры. Верху - литокласт мелилитита, образованный фенокристами оливина-2, микролитами мелилита, фельдшпатоида, магнетита и апостекловатым агрегатом. Внизу - цементирующая масса породы, образованная изменёнными фрагментами вулканических стёкол характерной «рогульчатой» или «черепковой» формы. Проходящий свет, николи II.

Отмечается также присутствие крупных обломков и блоков пород одной фазы внедрения в другой (прежде всего обломков спёкшихся туффизитов в туффизитах и ксенотуффизитах).

Очень интересной особенностью трубки является присутствие в ней новой, впервые встреченной в трубках кимберлитов и родственных им пород структурной разновидности пород – спёкшегося туффизита мелилититов с характерным «рогульчатым» и «черепковым» строением тонкопепловой витрокластической цементирующей массы (рис. 5). (Возможность присутствия в трубках щёлочно-ультраосновных пород таких необычных структурных разновидностей мы предсказывали в разработанной в 1985 г. структурно-генетической классификации кимберлитовых пород (Саблуков, 1985) [26], основанной на общепринятой классификации вулканических пород [18,20]).

Породы трубки полностью замещены однородным агрегатом глинистых минералов (сапонитом-монтмориллонитом) с небольшой примесью карбоната, для них характерно очень слабое развитие жильной минерализации (только карбонатной). Несмотря на самые разные типы пирокластических пород, в трубке очень мало ксеногенного материала прорванных пород, отсутствуют фазы внедрения типа ксенотуфопесчаников («ксенотуфобрекчий») и практически отсутствует примесь зёрен кварца из терригенных осадочных пород (что необычно для трубок Нёнокского поля).

Такие многофазные сложнопостроенные трубки ранее не встречались в Нёнокском поле. Если отвлечься от состава магматического материала и размеров трубки, то по особенностям геологического строения и структурно-генетическим типам пород, многочисленности, характеру и последовательности фаз внедрения трубка Ан-G056 очень похожа на кимберлитовую трубку Нюрбинскую Накынского поля Якутии [32].

Магматический материал всех разновидностей пород трубки Ан-G056 представлен сильно изменёнными мелко-среднепорфировыми беспироксеновыми фельдшпатоидными оливиновыми мелилититами с идиоморфными фенокристами оливина-2 (размером 2-8 мм) в основной массе, образованной апостекловатым агрегатом с микрофенокристами оливина-3, нефелина, мелилита и магнетитом. Характерной особенностью пород трубки Ан-G056 является присутствие крупных (5 – 15 мм) псевдоморфоз «оливина первой генерации», макрокристов, характерных для пород кимберлитового ряда, а также широкое развитие крупных (0,5-2 мм) выделений хромшпинелида, как в виде отдельных зёрен (октаэдров), так и в виде сростков с оливином. Фенокристов клинопироксена не отмечается, хотя часто встречаются интрателлурические включения, образованные сростками клинопироксена, оливина и хромшпинелида (и/или плеоначта) в разных соотношениях. В основной массе иногда встречаются редкие мельчайшие выделения густо красно-оранжевого тетраферрифлогопита, который характерен для кимберлитовых пород глинозёмистой серии Зимнего Берега (и кимберлитов и киммелилититов), но в трубках мелилититов Нёнокского поля ранее нами встречен не был.

Характерной особенностью мелилититов 1-й фазы внедрения трубки Ан-G056 и особенно мелилититов трубки Ан-G429 является присутствие кристаллов мелилита не только в виде микролитов основной массы (размером 0,1-0,4 мм), но и в виде крупных фенокристов (1-2 мм), имеющих облик восьмигранных, а не обычных четырёхгранных таблиц.

Близкий петрографический состав имеют и породы трубки Ан-G429, они также образованы мелко-среднепорфировыми беспироксеновыми фельдшпатоидными оливиновыми мелилититами, содержащими макрокристы оливина «первой генерации» крупные октаэдры хромшпинелида и интрателлурические включения клинопироксена (при полном отсутствии фенокристов клинопироксена).

В целом изученные породы трубок Ан-G056 и Ан-G429 близки оливиновым мелилититам трубок Нёнокского поля Онежского полуострова, однако, отсутствие фенокристов клинопироксена, присутствие типичных для кимберлитов глубинных макрокристов оливина «первой генерации» и редких зёрен тетраферрифлогопита, а также широкое развитие крупных выделений хромшпинелида и интрателлурических оливин-клинопироксеновых сростков заметно выделяет породы этих трубок среди других трубок Нёнокского поля и несколько приближает их к «киммелилититам» - переходному типу пород между кимберлитами и мелилититами. В то же время трубка Ан-G448, расположенная рядом с трубкой Усть-Сюзьма, также как и последняя сложена беспироксеновыми фельдшпатоидными оливиновыми мелилититами без признаков присутствия глубинного материала.

По геохимическим особенностям породы трубки Ан-G448 в целом близки мелилититам изученных ранее трубок, в то время как породы трубки Ан-G056 занимают особое положение (породы трубки Ан-G429 имеют промежуточные геохимические характеристики).

Геохимические характеристики пород трубки Ан-G056 соответствуют щелочным или субщелочным натриевым, калиево-натриевым, высокоглинозёмистым, низкотитанистым, магнезиальным ультраосновным породам семейства мелилититов. По общему содержанию щелочей породы трубки принадлежат щелочному-субщелочному ряду ($Na_2O + K_2O$ = 1,20-3,67%), а по соотношению калия и натрия породы можно в целом считать калиево-натриевыми (Na_2O/K_2O = 0,83-4,48). Породы характеризуются очень низким (необычно низким) содержанием кремнезёма (30,63-33,46% SiO_2), относительно низким содержанием глинозёма (7,85-9,00% Al_2O_3) повышенной магнезиальностью (Kmg=73,4-81,3), умеренным до повышенного, особенно для пород семейства мелилититов содержанием “ультраосновных” когерентных элементов: Ni, Co, Cr (до 203, 50,6 и 452 г/т, соответственно), что хорошо согласуется с высоким содержанием в породах оливина и хромшпинелида - главных концентраторов этих элементов. Содержание железа, ванадия и скандия умеренное до повышенного (7,92-

10,28% 131-208 г/т и 17,4-33,8 г/т, соответственно), что в целом типично для мелилититов других трубок Нёнокского поля.

Породы трубки Ан-G056 характеризуются неравномерным, но в целом очень низким содержанием некогерентных элементов. Причём, если содержание фосфора (0,49-0,81% P_2O_5), а также крупноионных литофильных элементов (LILE) можно считать умеренно низким до среднего, например содержание редких щелочей: Rb (11,4-23,6 г/т), Cs (0,03-0,97 г/т), а содержание щелочноземельных элементов умеренным до повышенного: Sr (357-465 г/т), Ba (155-606 г/т), то содержание высокозарядных элементов (HFSE) умеренно низкое лишь для Zr (37-76 г/т) и Hf (0,99-2,04 г/т). Большинство же элементов последней группы (HFSE) присутствует в породах трубки Ан-G056 в очень небольших концентрациях, гораздо меньших даже по сравнению с обеднёнными некогерентными элементами вулканическими кимберлитовыми породами Al-серии Зимнебережного района и мелилититами других трубок Нёнокского поля. Это радиоактивные элементы: Th (0,80-2,23 г/т) и U (0,14-0,46 г/т), и особенно редкие металлы: Nb (6,91-8,57 г/т) и Ta (0,33-0,48 г/т) и лёгкие редкоземельные элементы (LREE). Характер нормированной по хондриту линии распределения лантаноидов для изученных разнообразных по строению литокластов мелилититов достаточно однотипен (рис. 6), линия характеризуется пологим положительным наклоном и в области тяжёлых лантаноидов, и в области лёгких лантаноидов, а также заметным минимумом Eu. Содержание РЗЭ в породах трубки Ан-G056 заметно ниже, чем в других трубках Нёнокского поля (сумма РЗЭ = 35,2-54,9 г/т , $(La/Yb)_N$ = 2,8-5,4), а максимальные содержания редкоземельных элементов отмечаются в ксенотуффизитах 3-й фазы внедрения, засорённых материалом прорванных осадочных пород (сумма РЗЭ = 75 г/т , $(La/Yb)_N$ = 6,2). По характеру распределения РЗЭ изученные породы близки оливиновым мелилититам других трубок Онежского полуострова (хотя и характеризуются ещё меньшим содержанием РЗЭ) и сильно отличаются от кимберлитов Зимнего Берега. Интересно отметить, что по характеру распределения лёгких РЗЭ породы трубки Ан-G056 близки кимберлитам трубки Нюрбинская Накынского поля Якутии [32], но повышенное содержание тяжёлых РЗЭ резко отличает породы трубки Ан-G056 от кимберлитовых пород разного типа.

По основным геохимическим характеристикам породы трубки Ан-G056 близки фельдшпатоидным оливиновым мелилититам других трубок Нёнокского поля Онежского полуострова, от которых заметно отличаются повышенной степенью ультраосновности: пониженным содержанием SiO_2 и Al_2O_3 , высокой магнезиальностью, несколько повышенным содержанием Cr и Ni и пониженным содержанием большинства некогерентных элементов. По некоторым геохимическим показателям (высокой магнезиальности, повышенному содержанию хрома) породы Аномалии-G056 выделяются

среди других трубок Нёнокского поля и приближаются к «киммелилититам» - переходному типу пород между кимберлитами и мелилититами.

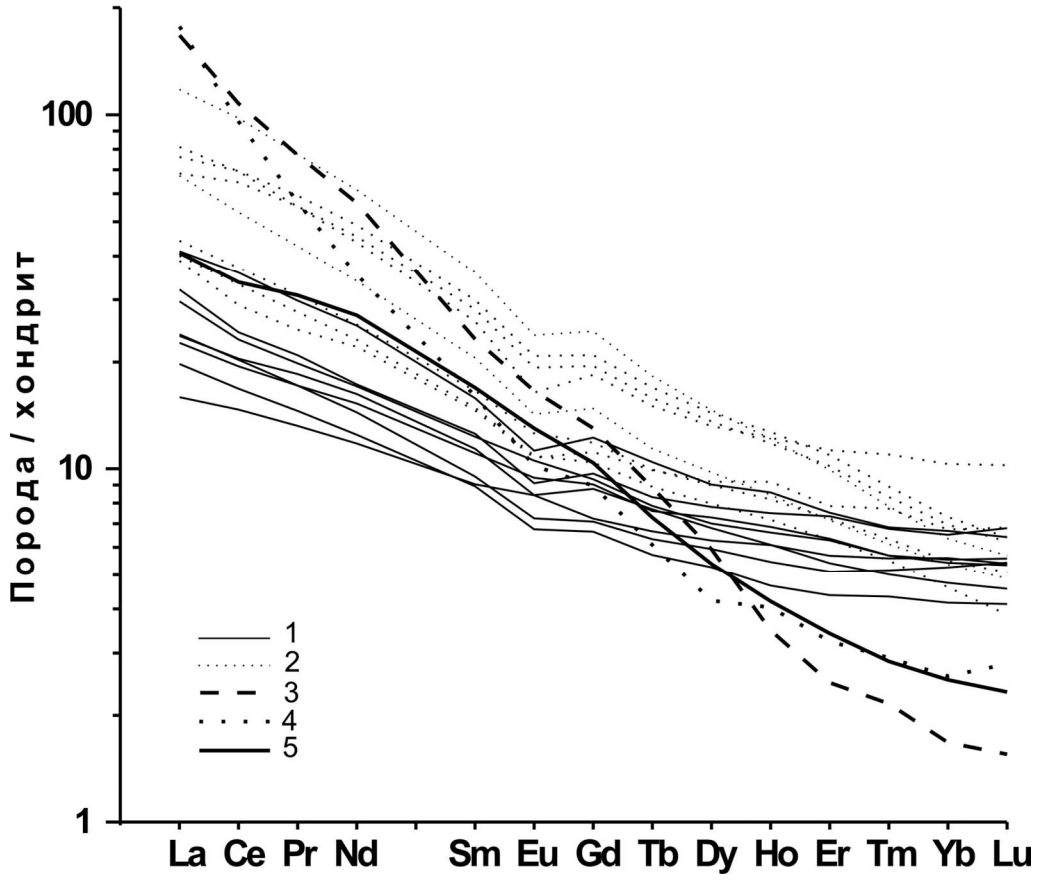

Рис 6. **Нормированное по хондриту [40] распределение REE в мелилититах трубок Нёнокского поля**

Примечания: 1 – киммелилититы трубки Ан-G-056; 2 - мелилититы других трубок Нёнокского поля; 3 – кимберлиты Fe-Ti серии Зимнего Берега (группа 1); 4 – кимберлиты Al-серии Зимнего Берега (группа 2); 5 – кимберлиты трубки Нюрбинская (Накынское поле, Якутия).

По данным минералогического изучения, породы трубки Ан-G056 практически полностью изменены, автометасоматически глинизированы, поэтому из первично-магматических минералов сохранились только редкие минералы основной массы (магнетит, апатит). Из глубинных минералов в породах трубки (как и в мелилититах других трубок Нёноксы) обнаружен низкотитанистый умереннохромистый хромшпинелид фации глубинности В и С2 по [34] с очень необычными поверхностями растворения, а также высокоглинозёмистый хромдиопсид или хромсодержащий диопсид фации В по [34], особенности морфологии и химического состава этих минералов однако заставляют отнести их не к глубинным минералам, а к минералам, образовавшимся на протомагматическом этапе формирования пород трубки.

В отличие от других трубок Нёнокского поля, породы трубки Ан-G056 (и Ан-G429 тоже) характеризуются высоким содержанием минералов протомагматического этапа кристаллизации (хромшпинелида, клинопироксена, амфибола-паргасита, оливина), интрателлурических включений (оливин+ клинопироксен+/-амфибол+/-хромшпинелид; оливин+плеонаст+/-клинопироксен). Типичные для кимберлитов минералы-спутники алмаза ультраосновного парагенезиса (пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелид) в породах трубки не встречены. Однако характерной особенностью пород трубки является присутствие макрокристов «оливина первой генерации» (необходимого признака пород кимберлитового ряда) и минералов-спутников алмаза эклогитового парагенезиса (вероятных микрофрагментов включений глубинных пород): пироп-альмандина, соответствующего гранатам из алмазоносных эклогитов группы I«A», I«B» и I«C» и неалмазоносных эклогитов группы II«B» и II«C» [41,43], а также единичные зёрна бледного розовато-фиолетового корунда эклогитового парагенезиса. В то же время голубовато-серая шпинель (плеонаст), по составу типичная для включений алькремитов, находится в парагенезисе (сростках) с оливином, что указывает на иное её происхождение.

Не совсем обычные для мелилититов трубок Нёнокского поля петрографические, геохимические и минералогические характеристики вулканических пород трубки Ан-G056 (приближающие породы этой трубки к «киммелилититам» - переходному типу пород между кимберлитами и мелилититами), поставили вопрос и о возможных отличиях типа мантийного источника пород трубки Ан-G056 и других трубок Нёнокского поля.

Источником расплавов мелилититов трубок Нёнокского поля, изученных нами ранее, была древняя изотопно-обогащённая литосферная мантия (EM II) с параметрами: εSr от +43 до +64 и εNd от -10 до -12, с модельным возрастом T_{Nd}(DM) = 2168-2365 млн. лет, с вероятным участием древнего нижнекорового вещества субдукционного происхождения. Причём признаки астеносферного влияния на исходный (материнский) для этих мелилититов мантийный субстрат не фиксировались практически ни в какой форме (ни в минералогической, ни в геохимической, ни в изотопной).

Породы трубки Ан-G056 характеризуются умеренно повышенным положительным значением εSr (+19,3), и умеренно низким отрицательным значением εNd (-6,2), что резко отличает их от мелилититов изученных ранее трубок поля. Источником расплавов мелилититов трубки Ан-G056 также была древняя изотопно-обогащённая литосферная мантия (EM II), с тем же модельным возрастом (T_{Nd}(DM) = 2268 млн. лет) и вероятным участием древнего нижнекорового вещества субдукционного происхождения. Однако астеносферное влияние на мантийный источник пород трубки Ан-G056 всё-таки проявлено в отчётливом (хотя и относительном) приближении его Nd-

Sr-изотопных характеристик к параметрам BSE (астеносферного источника) (рис. 7).

Интересно отметить положение мелилититов трубки Ан-G056 в системе хорошо изученных пород двух дифференцированных кимберлитовых серий (Al-серии и Fe-Ti-серии) расположенного рядом и одновозрастного с Нёнокским позднедевонского Зимнебережного алмазоносного района [25,26,31].

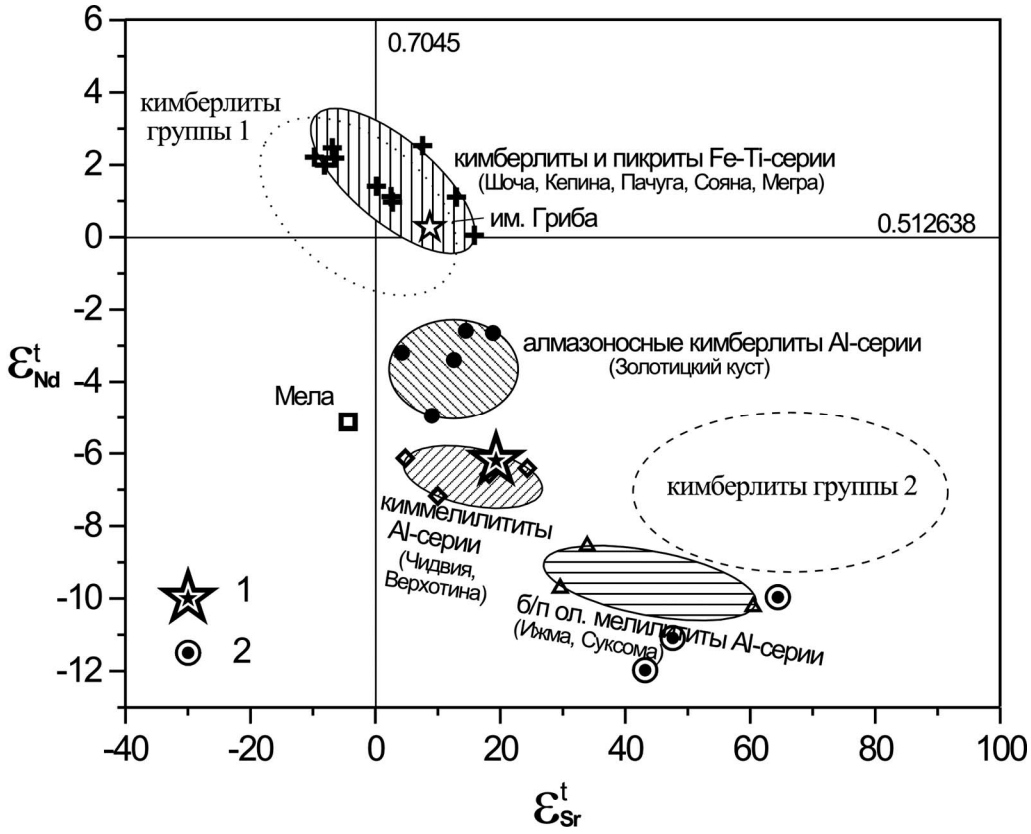

Рис. 7. **Диаграмма eSr - eNd для мелилититов трубки Ан-G056, других трубок Нёнокского поля и различных типов вулканических пород кимберлитовых серий Зимнего Берега** [31].

Примечания: все данные скорректированы на возраст внедрения 370 млн. лет.

Характер распределения по площади Зимнего Берега Nd-изотопных характеристик вулканических пород, прежде всего εNd, имеет закономерный рисунок с элементами симметрии центрального (центростремительного) типа. Значения εNd от обычных для древней обогащённой литосферной мантии величин у мелилититов Ижмы и Суксомы в краевой части района (εNd от -8,6 до -10,2 , T_{Nd}(DM)=2110 млн. лет), увеличиваются до величин, характерных для слабо обогащённой мантии у киммелилититов Чидвии и

Верхотины (εNd от -6,1 до -7,2), и далее - до алмазоносных кимберлитов Al-серии Золотицкого куста в промежуточной зоне района (εNd от -2,6 до -4,9),

и, наконец, доходят до обычных для слабо деплетированной мантии и BSE значений в центральной части района, в зоне развития кимберлитовых пород Fe-Ti-серии (εNd от +0,1 до +2,5). Подобная закономерная картина изменения Nd-изотопных характеристик вулканических пород от периферии к центру района может быть обусловлена постепенным усилением степени воздействия на мантийный субстрат астеносферного диапира (интрузива), внедрившегося в среднем-позднем девоне в центральной части Зимнебережного района.

В рамках этой системы кимберлитового магматизма Зимнего Берега, мелилититы изученных нами ранее трубок Нёнокского поля по Nd-Sr-изотопным характеристикам полностью аналогичны мелилититам Ижмы и Суксомы в краевой части Зимнебережного района (εNd -10 – -12 и -8,6 – -10,2; εSr +43 – +64 и +30 – +61; T_{Nd}(DM) =2280 и 2110 млн. лет, соответственно). В то же время мелилититы трубки Ан-G056 по Nd-Sr-изотопным характеристикам и типу мантийного источника резко отличаются от мелилититов Ижмы и Суксомы и напротив, аналогичны киммелилититам Al-серии Чидвии и Верхотины в промежуточной зоне Зимнебережного района (εNd -6,2 и -6,1 – -7,2; εSr +19,3 и +5 – +24) (рис. 7).

Яркой и необычной особенностью новых трубок, открытых на западе Нёнокского поля, является присутствие в породах трубки Ан-G429 значительного количества ксенолитов самых разнообразных пород эродированных к настоящему времени формаций: аргиллитов верхнего венда – нижнего кембрия; глин, песчаников и гравелитов нижнего палеозоя (верхний кембрий – нижний ордовик); а также многочисленных обугленных растительных остатков позднего девона. Такого большого количества и такого разнообразия ксенолитов пород эродированных, не существующих в настоящее время отложений, не было встречено ни в одной другой трубке Нёнокского поля Онежского полуострова.

В ксенотуфопесчаниках мелилититов трубки Ан-G429 в ксенолите аргиллита нами (впервые в районе и на Онежском полуострове) обнаружены обугленные фаунистические остатки, которые по внешнему облику очень похожи на трубочки кольчатых червеобразных организмов «сабеллидитов» (*Sabellidites cambriensis*), характерных для отложений нижнего кембрия Московской синеклизы. Подобные фаунистические остатки были обнаружены Алексеевым А.С. (МГУ) в отложениях Падунской свиты на Зимнем Берегу, что позволило ему перевести Падунскую свиту (серию?) из верхнего венда в нижний кембрий. Находка в трубке Ан-G429 остатков предположительно трубочек «сабеллидитов», позволяет говорить, что на время прорыва трубок в районе существовали отложения не только самых верхних горизонтов венда, но и отложения нижнего кембрия, а «вендский» структурный ярус следует считать «вендско-нижнекембрийским» структурным ярусом.

Кроме обычных для трубок Нёнокского поля ксенолитов однообразных осадочных пород венда, в трубке Ан-G429 впервые для Онежского полуострова обнаружено значительное количество ксенолитов пород, совершенно не похожих на вендские породы и напротив, близких по внешнему облику, составу и структуре на ксенолиты некоторых пород нижнепалеозойского структурного яруса (верхнего кембрия – среднего ордовика) из трубок Зимнего Берега [4,26]. Среди этих пород наиболее распространены серые аргиллиты с прослоями белых алевропесчаников с примесью ярко-зелёных зёрен глауконита (вплоть до существенно глауконитовых прослоев), широко распространены ксенолиты пёстрых глин (жёлтого, серого, бардового, фиолетового, табачного цвета), а также ксенолиты железистых гравелитов, образованных оолитами и(или) бобовинами гидроксидов железа и ксенолиты ожелезнённых кварцевых песчаников. В трубках Зимнего Берега ксенолиты подобных пород нередко содержат акритархи и фауну беззамковых брахиопод позднего кембрия – среднего ордовика, что позволяет говорить о принадлежности подобных пород и Нёнокского поля к отложениям нижнепалеозойского структурного яруса (верхний кембрий – средний ордовик). Присутствие в трубке Ан-G429 большого количества разнообразных пород нижнего палеозоя показывает, что в позднем девоне в западной части Нёнокского поля эти отложения верхнего кембрия - среднего ордовика ещё не были срезаны эрозией – аналогично соседнему району Зимнего Берега.

В породах трубки Ан-G429 в очень большом количестве встречаются обугленные растительные остатки: они встречены по всему разрезу скважин в половине образцов. Такого большого количества растительных остатков не встречалось ни в трубках Онежского полуострова, ни в трубках Зимнего Берега. Обугленные растительные остатки имеют размеры от 2 мм до 8 см, обычно карбонатизированы, но нередко клеточное строение древесины хорошо заметно - они напоминают обычный древесный уголь. Все обнаруженные обугленные растительные остатки находятся в вулканических породах трубки Ан-G429 не внутри ксенолитов осадочных пород, а непосредственно, в «свободном состоянии», то есть являются остатками растений времени прорыва (времени образования трубки). По размерам, внешнему облику и внутренней структуре обугленные растительные остатки в породах трубки Ан-G429 идентичны фрагментам обугленной древесины из пород других трубок Онежского полуострова и трубок Зимнего Берега (прежде всего, трубок месторождения им. Ломоносова), изученных ранее и определённых как остатки древесины археоптерисового растения рода *Callixylon sp.*, - руководящей формы для пород позднего девона (франа – фамена) [23,24,26].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детальные работы, проведённые в 2008-2009 гг. в средней части Онежского полуострова, привели к открытию на западном фланге Нёнокского поля трёх новых трубок, геологическое строение и вещественный состав которых отличается от известных ранее трубок оливиновых мелилититов и указывает на существование в Нёнокском поле более дифференцированного (разнообразного) магматизма, чем считалось ранее. Породы этих трубок по некоторым признакам близки «киммелилититам» – породам переходного типа между мелилититами и кимберлитами. Это позволяет более высоко оценивать перспективы алмазоносности Онежского полуострова.

Проведённые работы показали, что крайняя западная часть известного на сегодняшний день Нёнокского поля мелилититов отличается и особенностями самих вулканических пород, и особенностями геологического строения территории на момент образования трубок взрыва.

В западной части Нёнокского поля на момент внедрения вулканических трубок ещё существовали эродированные позднее отложения нижнего кембрия (аргиллиты с остатками червей «сабеллидитов») и отложения верхнего кембрия – среднего ордовика (аргиллиты и песчаники с глауконитом, пёстрые смятые глины, железистые гравелиты типа оолитовых и бобовых железных руд). В то же время в главной части Нёнокского поля на момент внедрения вулканических трубок этих отложений кембрия-ордовика уже не было. Это может быть связано с разным уровнем эрозионного среза территории, с относительно разным возрастом внедрения трубок в пределах позднего девона (возможный интервал до 14 млн. лет), а также с особенностями палеогеографии и палеотектоники района в кембрийско-позднедевонское время. (Интересно отметить, что подобная разница в уровне эрозионного среза территории для разных групп трубок характерна и для Зимнего Берега, где одни трубки насыщены ксенолитами пород кембрия-ордовика, не существующих в настоящее время в геологическом разрезе территории, а другие трубки совершенно свободны от ксенолитов таких пород).

По особенностям вещественного состава трубки западной части Нёнокского поля (прежде всего трубки Ан-G-056 и Ан-G-429) заметно отличаются от остальных трубок поля, для них характерны признаки, отличающие их от типичных мелилититов и приближающие их к «киммелилититам» - переходному типу пород между кимберлитами и мелилититами, это:

- сложное многофазное (5-тифазное!) строение и полная автометасоматическая глинизация пород, превращённых в однородный монтмориллонит-сапонитовый агрегат;

- повышенная магнезиальность пород, умеренно повышенное содержание Cr, Ni и пониженное содержание SiO_2 и Al_2O_3;
- оливиновый состав вкрапленников, отсутствие фенокристов клинопироксена, присутствие выделений тетраферрифлогопита, широкое развитие крупных выделений хромшпинелида, а также макрокристов «оливина первой генерации» (необходимого признака пород кимберлитового ряда);
- высокое содержание минералов протомагматического этапа кристаллизации (хромшпинелида, клинопироксена, амфибола-паргасита, оливина) и интрателлурических включений (оливин+клинопироксен+/-амфибол+/-хромшпинелид; оливин+плеонаст+/-клинопироксен);
- присутствие минералов-спутников алмаза эклогитового парагенезиса (пироп-альмандина из алмазоносных эклогитов группы I«A», I«B» и I«C» и неалмазоносных эклогитов группы II«B» и II«C» [41,43], бледного розовато-фиолетового корунда).

Кроме того, в отличие от других трубок Нёнокского поля, астеносферное влияние на мантийный источник пород трубки Ан-G056 проявлено в отчётливом (хотя и относительном) приближении его Nd-Sr-изотопных характеристик к параметрам BSE (астеносферного источника). И если мелилититы изученных нами ранее трубок Нёнокского поля по многим (в том числе и изотопным) характеристикам аналогичны неалмазоносным мелилититам Ижмы и Суксомы в краевой части Зимнебережного района, то породы трубки Ан-G056 по большинству характеристик вещественного состава и типу мантийного источника отличаются от мелилититов Ижмы и Суксомы и напротив, близки киммелилититам Al-серии Чидвии и Верхотины (с признаками алмазоносности) в промежуточной зоне Зимнебережного района.

Учитывая особенности вещественного состава пород, реальное присутствие алмазов в трубке Ан-G056 маловероятно. Лишь минералогические признаки вулканических пород трубки указывают на потенциальную (скорее даже гипотетическую) возможность присутствия в породах трубки алмазов. Эти признаки указывают на глубинный характер магматических проявлений района, потенциальная алмазоносность которых может иметь эклогитовую (субдукционную) природу, и, во всяком случае, на данном уровне исследований не является строго запрещённой, но требующей детального и всестороннего изучения каждого магматического объекта.

Выявление отличающегося по составу (в лучшую сторону) новых объектов Нёнокского поля имеет важное значение. Изученные породы трубки Ан-G056, соответствуя беспироксеновым фельдшпатоидным оливиновым мелилититам, по совокупности особенностей вещественного состава (петрографических, минералогических, геохимических, изотопных) приближаются к «киммелилититам» глинозёмистой серии региона, с признаками присутствия протомагматического и глубинного (мантийного)

материала, что заметно выделяет породы этой трубки среди других (в чём-то похожих) трубок Нёнокского поля.

Трубка Ан-G056 может являться новым звеном, позволяющим находить какие-то закономерности и даже элементы симметрии в существовавшей ранее картине совершенно безрадостно-однообразного распределения многочисленных однотипных магматических объектов Нёнокского поля.

Как показали исследования [28], для Севера Русской платформы в целом характерна тесная пространственно-временная и генетическая связь кимберлитового (в том числе и алмазоносного) вулканизма с мелилититовым вулканизмом. Как следствие этого - присутствие близкорасположенных вулканических объектов с резко различающимися признаками, в том числе и алмазоносностью. Это свойственно девонскому магматизму всех районов Архангельской алмазоносной провинции: Зимнему Берегу, Летнем Берегу Онежского полуострова, Терском Берегу Кольского полуострова, а также Среднему Тиману.

Распределение многих показателей вещественного состава пород объектов по площади районов обладает элементами симметрии [7,26], так линейный тип симметрии характерен для распределения по площади Зимнебережного района когерентных элементов. В этом районе с востока на запад происходит смена типов пород от типичных базальтов, через беспироксеновые оливиновые мелилититы, убогоалмазоносные кимберлиты Fe-Ti-серии, кимпикриты и киммелилититы к алмазоносным кимберлитам трубки им. Гриба и трубок Золотицкого куста, в соответствии с этим в направлении восток-запад увеличивается степень ультраосновности и общая магнезиальность пород, содержание глубинного материала и общая алмазоносность пород.

Сходная латеральная зональность расположения трубок взрыва по вещественному составу и глубине заложения магматического очага характерна и для Терского вулканического поля, расположенного на Терском берегу Кольского полуострова, однако направленность изменения пород в трубках взрыва по вещественному составу здесь зеркально противоположна по отношению к Зимнебережному району: увеличение степени ультраосновности происходит с запада на восток. В этом направлении происходит смена пород в следующей последовательности: щелочные пикриты (фоидиты) - мелилититы - оливиновые мелилититы - беспироксеновые оливиновые мелилититы («киммелилититы») - слабоалмазоносные кимберлиты. Сопоставление зональности Терского поля и Зимнебережного района показывает, что не исключено существование общей закономерной петрологической зональности развития щёлочно-ультраосновного вулканизма Беломорского региона более крупного порядка (рис. 8). Эта зональность может характеризоваться плоскостным типом

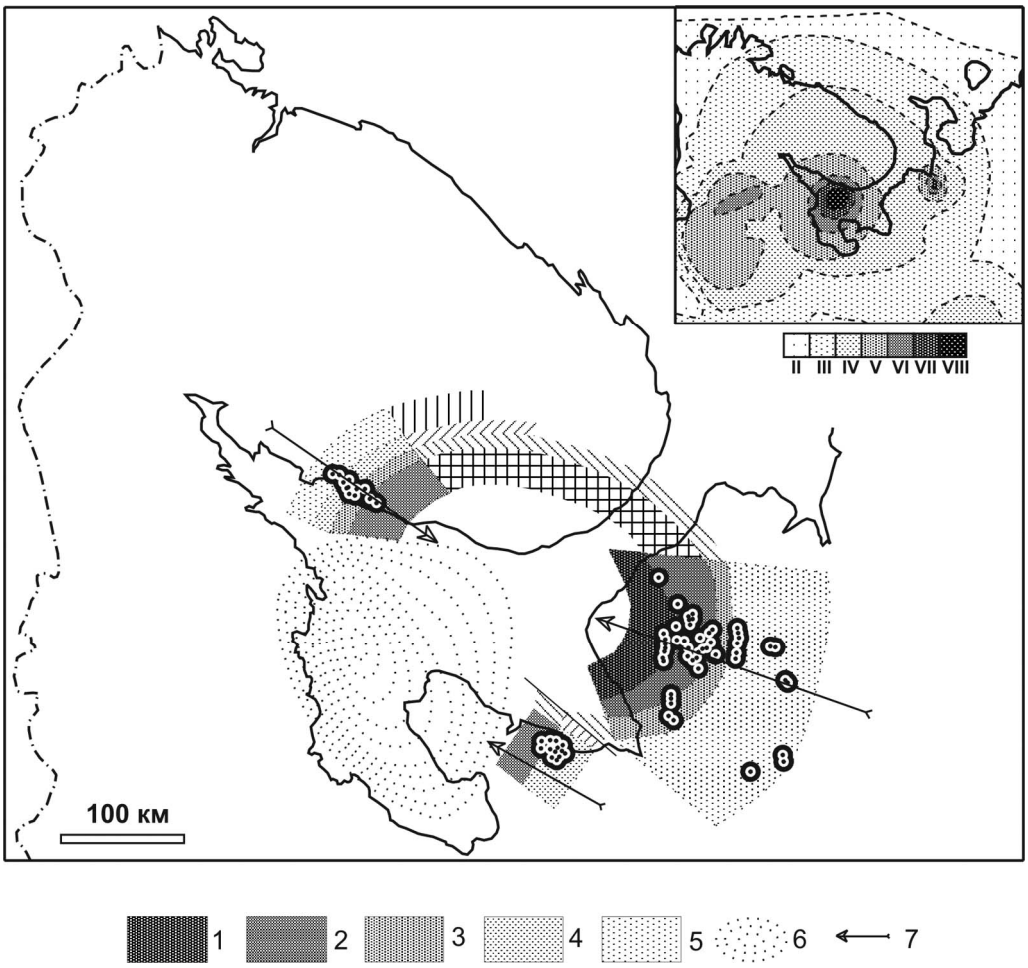

Рис.8. **Схема петрологической зональности раннегерцинского вулканизма Беломорского региона (по [28] с дополнениями).**

Примечания: зоны развития раннегерцинских вулканитов: 1 – алмазоносных кимберлитов; 2 – убогоалмазоносных кимберлитов, киммелилититов, кимпикритов; 3 – беспироксеновых оливиновых мелилититов; 4 – оливиновых мелилититов; 5 – базальтов и фоидитов. 6 – Беломорский гравитационный максимум dg; 7 – направление увеличения степени ультраосновности вулканитов. На врезке вверху – фрагмент карты макросейсмического поля Русской платформы [2] с распределением изосейст от II до VIII баллов.

симметрии (с плоскостью симметрии вдоль горла Белого моря) либо элементами симметрии центрального типа (с центром симметрии в юго-западном окончании горла Белого моря).

Обнаруженные в 2008-2009 гг. в западной части Нёнокского поля Онежского полуострова трубки Ан-G056 и Ан-G429, породы которых по составу приближаются к киммелилититам, вместе с другими трубками взрыва мелилититов Нёнокского поля образуют элементы петрологической зональности поля, имеющей тот же характер и то же направление повышение степени ультраосновности пород (восток-запад), что и трубки Зимнего Берега.

Трубки Нёнокского поля однотипны по возрасту, геологическому строению и составу с трубками Терского Берега и Зимнего Берега и не

нарушают общую картину зональности раннегерцинского вулканизма Беломорского региона. В центральной части Беломорского региона развиты алмазоносные и слабоалмазоносные кимберлиты, а в периферийной части - неалмазоносные мелилититы, фоидиты и базальты. Раннегерцинские трубки Терского поля, Нёнокского поля и Зимнебережного района расположены на северном и восточном обрамлении (склоне) Беломорского гравитационного максимума dg, связываемого с девонским мантийным диапиром, или «плюмом». Не исключено, что закономерности элементов петрологической зональности раннегерцинского вулканизма региона связаны с особенностями геометрии и процесса формирования Беломорского мантийного плюма.

Интересно отметить, что Беломорский максимум dg почти точно совпадает с весьма контрастным максимумом интенсивности землетрясений (изосейсты до VII-VIII баллов) в макросейсмическом поле Русской платформы [2] – цитируется по [38], то есть фактически совпадает с эпицентром современных землетрясений. Поэтому, возможно, существование девонского Беломорского мантийного диапира (плюма) до настоящего времени проявляется, в том числе и в интенсивной тектонической жизни региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работами компании ЗАО «Архангельские алмазы» в 2008-2009 гг. в крайней западной части Нёнокского поля открыты 3 новые трубки (Ан-G448, Ан-G056 и Ан-G429), особенности геологического строения и состава которых выделяют их на общем однородном фоне открытых ранее многочисленных (40!) трубок мелилититов этого поля и указывают на существование в Нёнокском поле более дифференцированного (разнообразного) магматизма, чем считалось ранее. Западная часть поля отличается и геологическим строением, на момент образования трубок здесь ещё существовали отложения кембрия-ордовика, эродированные до внедрения других трубок поля. Новые трубки иногда имеют сложное многофазное (5-тифазное!) строение, наряду с обычными для трубок вулканокластическими породами, в трубках впервые отмечено тело спёкшихся туффизитов киммелилититов. Для трубок Ан-G056 и Ан-G429 характерна повышенная степень ультраосновности, отсутствие фенокристов клинопироксена, присутствие тетраферрифлогопита и макрокристов «оливина первой генерации» (необходимого признака пород кимберлитового ряда), высокое содержание минералов и включений протомагматического этапа кристаллизации (хромшпинелида, клинопироксена, амфибола-паргасита, оливина, плеоната), а также признаки астеносферного влияния на мантийный источник пород (воздействие мантийного плюма).

Породы трубок Ан-G056 и Ан-G429, соответствуя беспироксеновым фельдшпатоидным оливиновым мелилититам, по совокупности особенностей

вещественного состава (петрографическим, минералогическим, геохимическим, изотопным) близки «киммелилититам» Чидвии и Верхотины глинозёмистой серии Зимнебережного района.

Обнаруженные в 2008-2209 гг. в западной части Нёнокского поля Онежского полуострова трубки Ан-G056 и Ан-G429, породы которых по составу приближаются к киммелилититам, вместе с другими трубками взрыва мелилититов Нёнокского поля образуют элементы петрологической зональности поля, имеющей тот же характер и то же направление повышение степени ультраосновности пород (восток-запад), что и трубки Зимнего Берега.

Трубки Нёнокского поля однотипны по возрасту, геологическому строению и составу с трубками Терского Берега и Зимнего Берега и не нарушают общую картину зональности раннегерцинского вулканизма Беломорского региона. В центральной части Беломорского региона развиты алмазоносные и слабоалмазоносные кимберлиты, а в периферийной части - неалмазоносные мелилититы, фоидиты и базальты. Раннегерцинские трубки Терского поля, Нёнокского поля и Зимнебережного района расположены на северном и восточном обрамлении (склоне) Беломорского максимума Δg, связываемого с мантийным диапиром, или «плюмом».

В породах трубки Ан-G056 не обнаружены типичные минералы-спутники алмаза ультраосновного парагенезиса (пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелид), однако в заметном количестве присутствуют минералы-спутники алмаза эклогитового парагенезиса - гранат и корунд из разнообразных эклогитовых пород (групп I«A», I«B», I«C», II«B», II«C»), в том числе и из алмазоносных эклогитов, включая эклогиты группы I«C» - индикаторы развития в регионе процессов субдукции на уровне алмазоносной мантии. Эти признаки указывают на глубинный характер магматических проявлений района, потенциальная алмазоносность которых может иметь чисто эклогитовую (субдукционную) природу, и, во всяком случае, на данном уровне исследований не является строго запрещённой.

Разнообразие состава алмазоносных магматических пород с каждым годом всё расширяется, и мы пока не знаем, как должны выглядеть и какой состав должны иметь вулканические породы, магматические очаги которых локализовались ***только в глубинных частях зон субдукции***, и могут ли такие вулканические породы быть алмазоносными (и промышленно алмазоносными).

Хочется надеяться, что обнаруженная трубка Ан-G056 (и Ан-G429) является лишь «первой ласточкой», которая показывает на новые, ещё не раскрытые возможности коренной алмазоносности и Нёнокского поля, и Онежского полуострова, и Беломорского региона в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Альбов Н.В., Розанова Н.А.** Граувакки Нёнокского района // В кн.: Геологические результаты глубокого бурения в Архангельской области. - Труды Сев. геол. упр., вып. 8, 1940, Архангельск, с. 47-54.
2. **Ананьин И.В.** Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями. //Современные движения земной коры. М., 1968. № 3.
3. **Варданянц Л.А.** Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы (масштаб 1:5000000). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1960.
4. **Веричев Е.М., Волкова Н.А., Пискун Л.В., Сиверцева И.А., Станковский А.Ф.** Акритархи ордовика Севера Русской плиты. // Изв. АН СССР. Сер.геол., 1990, № 7, с.152-155.
5. **Веричев Е.М., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Журавлев Д.З.** (1999) Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. РАН, т.368, № 2, с. 226-229.
6. **Выручаев В.А.** Термомагнитная характеристика брекчий Онежского полуострова. // В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера Русской платформы. Сборник трудов, 1987. с. 112-122.
7. **Гаранин В.К.** (1991) Минералогическая зональность кимберлитов // Известия ВУЗ., Геология и разведка, № 9, с.38-49.
8. **Гриб В.П., Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Добейко И.П., Константинов Ю.Г., Соболев В.К.**. Первая находка досреднекарбоновой эруптивной брекчии на севере Русской плиты // Труды ЦНИГРИ, 1981, вып.156, с.112-113.
9. **Данилов М.А, Мальков Б.А.** Трубки взрыва Онежского полуострова // В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-востока РСФСР, Сыктывкар, 1973.
10. **Данилов М.А.** Особенности строения Земной коры в районе Онежского полуострова в связи с прогнозированием кимберлитового вулканизма на Севере Русской платформы // В кн.: Тектоника Арктики, вып. 1, Л., 1975.
11. **Дю-Тойт А.Л.** Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
12. **Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В.** Кимберлиты и родственные породы Кольского региона.//Петрология, 1993, т. 1, № 2, с. 205-214.
13. **Каминский Ф.В., Клюев Ю.А., Константиновский А.А, Пиотровский С.В., Сочнева Э.Г., Южаков В.М.** Признаки алмазоносности щелочных базальтоидов Севера Русской платформы. // Докл.АН СССР, 1975, т.222, № 4, с. 939-941.
14. **Каминский Ф.В.** Щёлочно-базальтоидные брекчии Онежского полуострова.//Изв. АН СССР, Сер.геол., 1976, № 7, с.50-59.
15. **Классификация и номенклатура магматических горных пород**: Справочное пособие // Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. М. Недра. 1981. 160 с.
16. **Кольцов Н**.Ф. Следы вулканической деятельности на Онежском полуострове // Природа. 1937. № 7.
17. **Константинов Ю.Г.** Трубка взрыва Болванцы // В кн.: Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. Архангельск: Поморский Госуниверситет, 2000, с. 45-51.
18. **Малеев Е.Ф.** Вулканиты. Москва, Недра, 1980, 240 с.
19. **Милашев В.А.** Кимберлитовые провинции // Труды НИИГА, т.176., Л., Недра, 1974, 236 с.
20. **Петрографический кодекс.** Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, Изд. ВСЕГЕИ, 2009, 194 с.
21. **Ружицкий В.О.** О трубках взрыва на Русской платформе // ДАН СССР, 1963, т. 152,

№ 2, с. 404-407.

22. **Саблуков С.М., Дудар Л.П., Довжикова Е.Г., Фишман М.В.** Фазы формирования и возраст кимберлитовых трубок Среднего Тимана // Труды ЦНИГРИ, вып. 182, 1983, с.64-74.
23. **Саблуков С.М.** К вопросу о фазах формирования и возрасте трубок взрыва Онежского полуострова. // Доклады АН СССР, 1984, т.277, № 1, с.168-170.
24. **Саблуков С.М.** О возрасте трубок взрыва ультраосновных пород // Труды ЦНИГРИ, вып.218, 1987, с.24-27.
25. **Саблуков С.М.** О петрохимических сериях кимберлитовых пород. // Доклады АН СССР, 1990, т.313, № 4, с.935-939.
26. **Саблуков С.М.** Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазоносности кимберлитов: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, М., ЦНИГРИ, 1995. 24 с.
27. **Саблуков** С.М. Архангельская Алмазоносная провинция (ААП) // В кн.: Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. Архангельск, Поморский Госуниверситет, 2000, с. 75-84.
28. **Саблуков С.М.** Петрологическая зональность кимберлитовых районов Архангельской алмазоносной провинции. // Материалы Всероссийского совещания «Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона» - Сыктывкар, Геопринт, 2001, с. 127-129.
29. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Веричев Е.М.** (2002) Типы мантийного субстрата Зимнебережного района в связи с формированием кимберлитов с округлыми и плоскогранными алмазами (Архангельская алмазоносная провинция) // Труды II Международного Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов» (г. Владивосток). Изд. Института геохимии им. А.П. Виноградова РАН, Иркутск, с. 134-149.
30. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И.** (2004) Система раннегерцинского кимберлитового магматизма Севера Русской платформы как основа для диагностики пород и оценки их потенциальной алмазоносности. //Материалы научно-практической конференции, посвящённой 50-летию открытия первой алмазоносной кимберлитовой трубки «Зарница»: Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50)». МПР РФ, ВСЕГЕИ, «АЛРОСА», Изд. ВСЕГЕИ, с. 288-291.
31. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И.** (2006) Степень астеносферного влияния как один из определяющих факторов разнообразия кимберлитовых пород // Труды VI Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» (г. Мирный). Изд. Института географии СО РАН, Иркутск, с. 175-190.
32. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Карпенко М.А., Спиваков С.В.** (2008) Вулканические породы трубки Нюрбинская: отражение состояния верхней мантии региона от рифея до карбона, геодинамические следствия // Труды VIII Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» (г. Владивосток). Изд. Института географии СО РАН, Иркутск, с. 131-164.
33. **Синицын А.В., Станковский А.Ф., Данилов М.А.** Кимберлитоподобные эруптивные брекчии Нёноксы и перспективы алмазоносности севера Русской платформы // В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР, Л., Недра, 1973, с. 292-301.
34. **Соболев, В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.** (1972) Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геол. и Геофиз., №12, с.37-42.
35. **Станковский А.Ф., Данилов М.А., Гриб В.П., Синицын А.В.** Трубки взрыва Онежского полуострова // Сов.геол., 1973, № 8, с.69-79.

36. **Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Скрипниченко В.А., Соболев В.К.** Новый тип магматизма в венде севера Русской плиты // Докл.АН СССР, 1979, т.247, № 6, с. 1456-1460.
37. **Шутов Б.С., Смирнов Ю.Д., Лукьянова Л.И., Михайловская Л.Н.** Краткая минералого-петрографическая характеристика кимберлитов Среднего Тимана. // Зап. Всес. Мин. Об.-1983, ч.112, вып.4, с.436-443.
38. **Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.** Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003, 300 с.
39. **Beard A.D., Downes H., Htegner E., Sablukov S.M., Vetrin V.R., Balogh K.** Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberliyes and melilitites. (1998) Contrib.Mineral.Petrol. 130: p.288-303.
40. **Boynton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984, pp. 63-114.
41. **Coleman R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W.,** 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Bull. Geol. Soc. Amer. 76, 3, 483-508
42. **Sablukov S.M.** (1995) Petrochemical series of kimberlite rocks of Arkhangelsk Province // 6th IKC, Russia, Novosibirsk, Extended Abstracts, pp. 481-483.
43. **Schulze, D.J.** A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. In: Jones, A.G., Carlson, R.W. and Grutter, H. (Eds.), A Tale of Two Cratons: The Slave-Kaapvaal Workshop. Lithos, 2003. v. 71 (2-4), p. 195-213

УДК 551.22-552.11

Глубинные ксенолиты из глубинной флогопитсодержащей коричневой брекчии трубки Удачная.

Ащепков И.В.[1], Ntaflos T.[2], Владыкин Н.В.[3], Ионов Д.А.[4], Кулигин С.С.[1], Малыгина Л.В.[1], Митюхин С.И.[5], Палесский С.В.[1],

[1] *ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия;*
[2]*University of Vienna, Austria;*
[3] *Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия;*
[4]*Université J. Monnet & Umr-Cnrs 6524, 23 P. Michelon, 42023 Saint-Etienne, France;*
[5] *ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный, Россия.*

Коричневая брекчия из глубокой части (550м) карьера тр. Удачная-Восточная выносит наиболее глубинные и свежие ксенолиты, захваченные с глубин до 80 кбар и представляющие различные интервалы глубинности. Детальное изучение на микрозонде в шлифах 100 ксенолитов и еще 100 в шашках из этой порции кимберлитов дала возможность реконструировать структуру мантийной колонны. В наиболее глубинной части от 55 до 75 кбар развиты в основном ильменитовые клинопироксениты, глубинные метасоматиты, эклогиты, деформированные перидотиты и порфирокластические перидотиты, в том числе и гигантозернистые гранатовые перидотиты. В интервале 40-55 кбар присутствуют две линзы перидотитов и широко представлены разнообразные пироксениты. Несколько трендов просачивания расплавов отставлены просачиванием расплавов разной железистости и CaO в гранатах и пироксенах

Разогрев глубинных областей мантии колонн вызван взаимодействием с перидотитами расплавов как минимум двух стадий. Это привело к переплавлению эклогитов с образованием алмазоносных ассоциаций.

Высокоточные измерения CaO, Al, Ni, Ti, Mn, полученные для оливинов в Университете Вены на Cameca100SX для 64 ксенолитов показали закономерные вариации. Группа с более высокими содержаниями CaO, Al относится к деформированным и порфирокластическим разновидностям. Высоко Ni разновидности типичны для зернистых перидотитов, причем более высокие для последние гранатовых перидотитов.

Флогопитовый метасоматоз развит во всем интервале мантийной колонны. Рихтерит обнаружен в зернистых гранатовых перидотитах как реакционная фаза по ортопироксену. Метасоматиты, которые развиты в шпинелевой фации более титанисты и равновесны структурно и, вероятно, отвечают более древним стадиям взаимодействия, возможно, субдукционной или предкимберлитовой базальтовой стадии.

ВВЕДЕНИЕ

Глубинные ксенолиты из трубки Удачная описаны в нескольких публикациях [1, 4, 9, 20, 29, 30, 31, 36, 41,47, 48, 49, 51, 52, 54, 55, 56, 58, 61, 62, 63, 64, 65, 68]. Перидотитовые и пироксенитовые ксенолиты описаны не столь детально, как эклогитовые [8,34,45-47,58-62]. В данной статье представлены результаты изучения коллекции перидотитовых ксенолитов из коричневой брекчии с глубин ~ 550 м из карьера трубки, которая содержит наиболее крупные и свежие глубинные включения. Мы изучили коллекцию включений, которые достигали размеров от 70 до нескольких сантиметров в размере, сначала на микрозонде, главным образов в шлифах для детальных

термобарометрических исследований, в том числе и вторичных ассоциаций в некоторых ксенолитах, которые вероятно образовались на промежуточных уровнях при подъеме к поверхности. Ксенолиты из данной трубки наиболее свежие в Мире, это обстоятельство позволило изучить реакционные каймы на гранатах и некоторых пироксенах.

ОБРАЗЦЫ.

Образцы перидотитов обычно имеют эллипсоидальную форму, короткая ось которых перпендикулярна плоскости течения. Деформированные перидотиты обычно более удлиненные, чем зернистые гранатовые и тем более шпинелевые. Наиболее крупные ксенолиты относятся к деформированным или порфирокластическим перидотитам, хотя данные разновидности преобладают и среди мелких ксенолитов. Порфирокластические разновидности – это обычно гранатовые гарцбургиты, причем гранат часто образует цепочки и слагает жилоподобные образования. Пироксенитовые ксенолиты часто удлинены и округлые в сечении, и достигают размеров 10 - 15 см.

Несколько основных петрографических разновидностей выделяются среди изученной коллекции. Широко распространены деформированные перидотиты несколькими структурными разновидностями. Наиболее типичны сравнительно обогащенные пироксенами удлиненного или габитуса разности, содержащие крупные гранаты, которые часто являются реликтовыми и мелкозернистыми агрегатами идиоморфного оливина. Часто ортопироксен также является реликтовым и обнаруживает коррозионные отношения с новообразованным пироксеном или табулярным оливиновым агрегатом. Иногда наоборот - клинопироксен редок. Встречаются и реликтовые крупные зерна корродированного и облачно гаснущего оливина. В некоторых деформированных перидотитах розовые и красные гранаты обрастаются оранжевыми зернами во внешних зонах. Наблюдения в шлифах показывают, что деформации имели место в несколько стадий с разной ориентировкой зерен. Часто встречаются наложенные более мелкозернистые прослои, секущие предшествующие. В некоторых случаях в интерстициальных зонах можно обнаружить первичные мантийные флогопиты в равновесии с оливинами и образующие агрегаты в келифитовых агрегатах. Порфирокластические разности сложены в основном крупными зернами оливина, реже ортопироксена и граната и мелкозернистыми агрегатами, в которых в мелком деформированном оливине присутствуют цепочки зерен OPx, CPx и Gar, обнаруживающими признаки фертилизации.

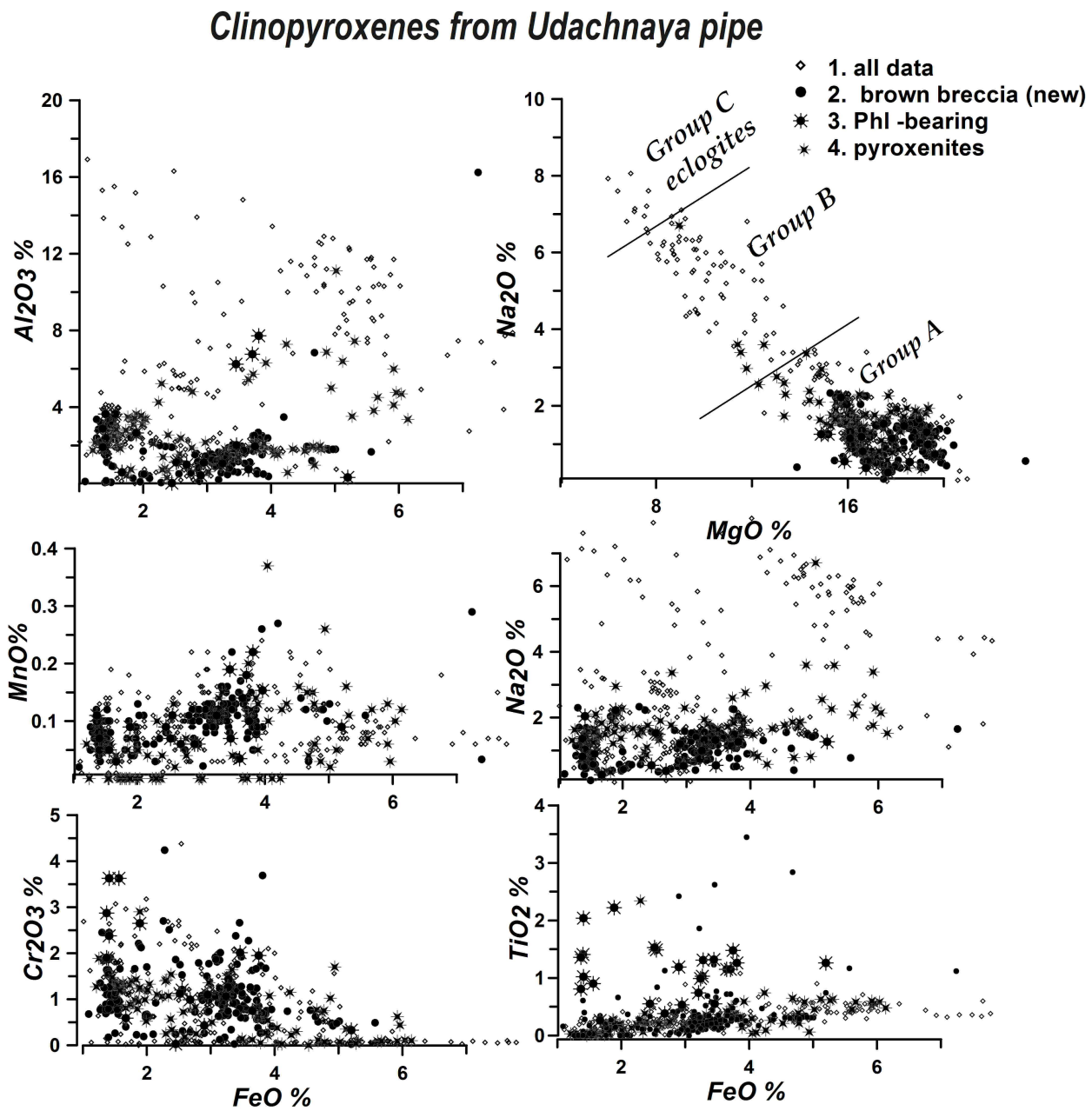

Рис.1. **Вариации состава клинопироксенов из перидотитовых ксенолитов коричневой брекчии кимберлитовой трубки Удачная в сравнении с ранее опубликованными данными. 1. опубликованные составы. 2. новые данные. 3. Phl содержащие ассоциации. 4. пироксениты.** Редкие гранатовые верлиты и гарцбургиты с зеленым гранатом относятся к порфирокластическому типу.

Обычные зернистые гранатовые перидотиты также варьируют по структурному рисунку. Некоторые содержат крупные зерна граната и ортопироксена и более мелкозернистые - оливина и CPx, а в других - крупные зерна оливина окружены гранат-пироксеновыми агрегатами интерстициального типа. Хотя встречаются и эквигранулярные разности с равновесными структурами. Шпинелевые перидотиты истощенного типа.

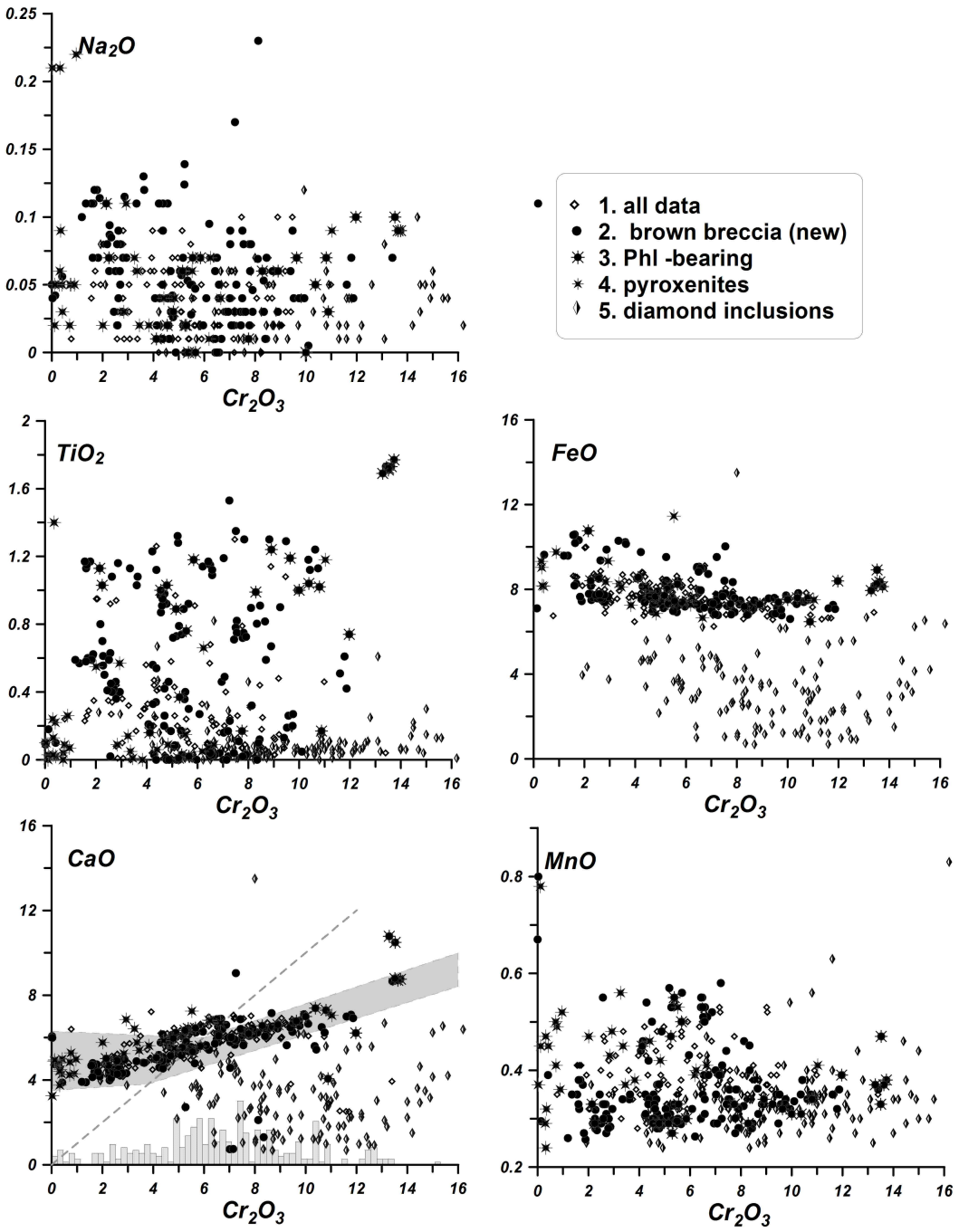

Рис.2.**Вариации состава гранатов из коричневой брекчии кимберлитовой тр.Удачная в сравнении с ранее опубликованными данными. Условные обозначения те же**

бывают очень грубозернистыми, однако более обогащенные пироксенами, разновидности принадлежат к средне- и даже мелкозернистому типу.

Наиболее крупнозернистым являются дуниты, которые бывают гранатовыми [45-48], хромитовыми и реже содержат очень светлый Орх. Дунитовые ксенолиты обычно мелких размеров и мелкозернистые, часто образуют жилообразные выделения в гацбургитовых ксенолитах.

Структуры пироксенитов варьируют от кумулятивных с идиоморфными зернами до магматических с заливообразными или даже зазубренными границами неправильных очертаний индивидами. В них часто встречаются эксолюционные выделения – обычно пироксенов. Гранаты идиоморфные или заполняют интерстиции.

Метасоматические ассоциации.

Флогопиты в интерстициях и в симплектитовых агрегатах совместно с пироксенами и шпинелями типичны в Sp перидотитах, возможно, иногда симплектиты образуются по гранатам. Железистые метасоматиты с медовым оливином и интерстициальным паргаситом и редким флогопитом также принадлежат Sp фации [61].

В гранатовых разностях встречены жилы, в которых помимо преобладающего флогопита встречается карбонат, апатит, рутил и Ti - содержащая шпинель, и пикроильменит, флогопитовый метасоматоз наблюдается и на удалении. Согласно оценкам Ф. Бойда [8] с коллегами флогопитовому метасоматозу подвержено 1/20 от общего количества ксенолитов, согласно нашим оценкам это число составляет не менее 1/3. Флогопитовые каймы на гранатах образуются почти во всех разновидностях перидотитов, в том числе в высокотемпературных порфирокластических и деформированных перидотитах. Во многих случаях он структурно равновесен с новообразованными перидотитовыми пироксенами. В пироксенитах флогопит сравнительно редок. Рихтеритовые амфиболы встречаются главным образом в гранатовой фации в каймах по ортопироксену.

Редкие и необычные ксенолиты флогопит-содержащей (до 30 %) брекчии представлены существенно оливиновым агрегатом, содержащим обломки микроксенолитов, в том числе м деформированных. В породе присутствуют два сорта оливиновых зерен: идиоморфные, со слабовыраженной прогрессивной зональностью по Fe и включениями ульвошпинели и ксенокристов, которые окружены железистыми каймами и не содержат макровключений. Интерстициальный агрегат представлен клинопироксеном и флогопитом нескольких генераций, двумя типами амфиболов – Na-K рихтеритом и паргаситом, а также щелочным полевым шпатом, апатитом, баритом, стронцианитом, сульфидами и ulvospinel. Порода содержит также идиоморфный пикроильменит (7% Cr_2O_3) и ксенокристы (10-11%Cr_2O_3).

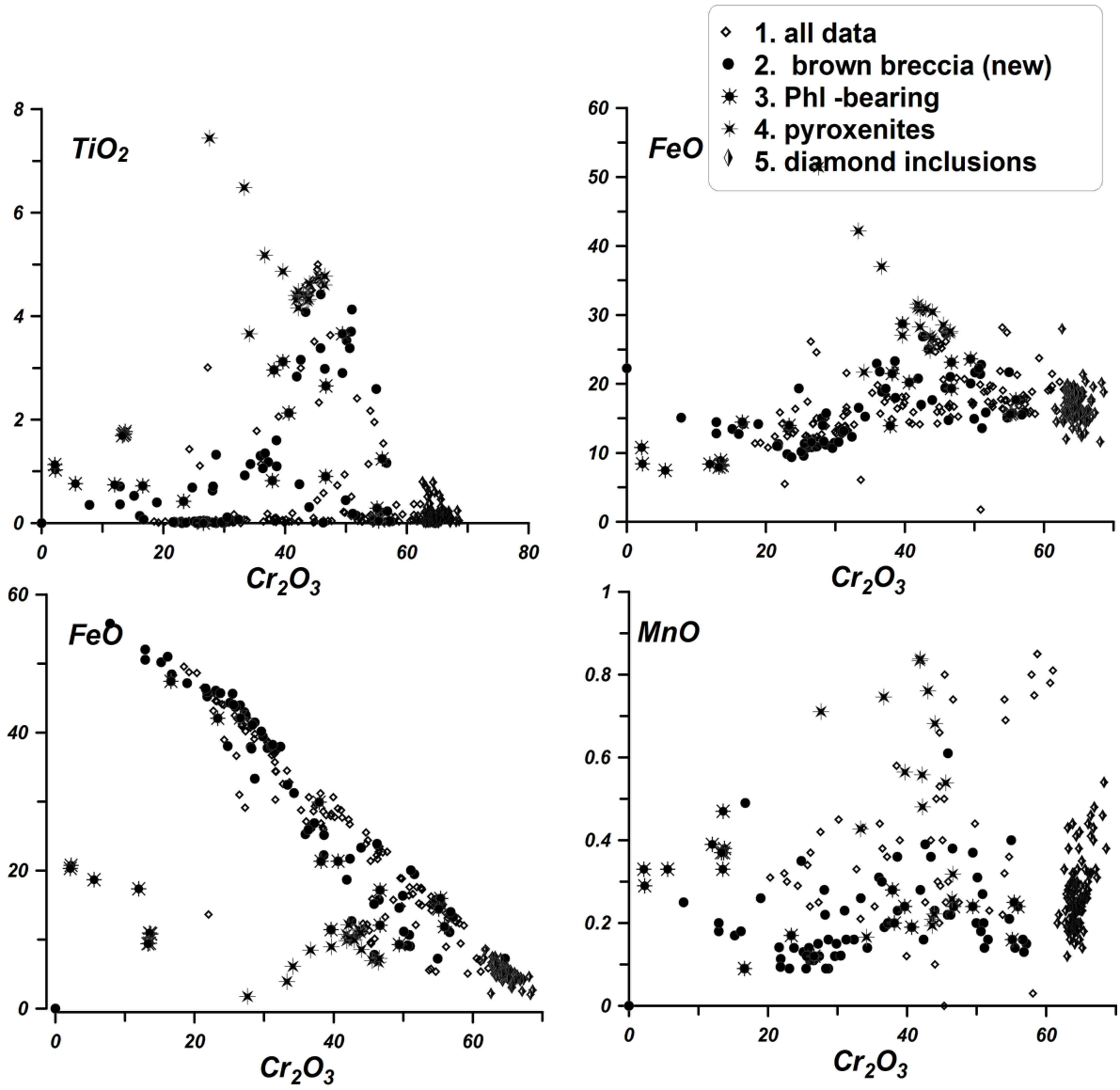

Рис.3 **Вариации состава хромитов из перидотитовых ксенолитов коричневой брекчии кимберлитовой трубки Удачная в сравнении с ранее опубликованными данными. Условные обозначения те же.**

Методы изучения.

Коллекция из 200 перидотитовых ксенолитов была проанализирована преимущественно в шлифах в Университете Вены на рентгеновском микроанализаторе Cameca100SX, в том числе оливины из 65 ксенолитов по 2 зерна в каждом были проанализированы с высокой точностью при ускоряющем напряжении 20 кв и токе 30 нампер и 12 минутах измерения с точностью 8 -15 ppm. Кроме того, были выполнены анализы на приборах

Camebax Micro и Jeol Superprobe с несколько меньшей точностью (~0.5-2% относительных) методами, разработанными Ю.Г. Лаврентьевым с соавторами [32].

Редкие элементы для перидотитов, пироксенитов и эклогитов на 30 компонентов были получены в аналитическом центре СО РАН на установке Finnigan Element ICP MS с UV Laser Probe лазерной приставкой и стандартами NIST 612 и NIST 614 SRM.

Вариации главных компонентов

Клинопироксены. Вариации главных компонентов в гранах их изученной коллекции представлены на диаграмме (Рис.1) в сравнении с полученными ранее данными. Спектр для изученных перидотитов обнаруживает вариации

Таблица.1

Составы минералов из ксенолита глубинной брекчии.

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
1	53.65	0.24	1.04	0.01	5.24	0.26	16.36	22.28	0.93	0.23	100.25
2	53.28	0.97	0.59		3.84	0.11	16.36	24.21	0.42	0.01	99.79
3	52.54	1.51	0.97		4.09	0.13	15.95	24.11	0.59	0.00	99.87
4	39.89	0.15	0.00	0.02	14.98	0.34	44.60	0.25	0.01	0.00	100.23
5	40.49	0.03	0.01	0.04	11.94	0.27	47.32	0.17			100.27
6	49.79	1.68	6.69	0.33	7.96	0.19	17.47	7.13	6.47	0.30	98.00
7	43.83	5.59	8.99		8.47	0.20	15.74	8.90	4.86	0.52	97.11
8	48.54	2.01	6.97		7.70	0.19	16.91	7.68	5.98	0.36	96.33
9	39.65	3.91	12.92		5.04	0.05	21.97	0.00	0.21	10.12	93.88
10	39.77	2.47	14.46	0.04	8.25	0.12	21.41	0.03	1.15	8.23	96.55
11	40.61	2.02	11.61	0.01	13.59	0.09	17.97	0.13	0.01	9.64	95.88
12	61.94	0.26	20.35	0.02	2.45	0.08	1.11	0.40	0.19	12.90	100.04
13	66.63	0.00	21.33	0.02	0.41	0.00	0.02	0.75	9.98	0.94	100.17
14	0.06	51.62	0.09	2.32	36.60	1.23	7.64	0.07		0.04	99.678
15	0.14	4.76	6.95	45.54	30.56	0.54	10.03	0.01			98.53
16	0.13	4.33	11.01	43.88	28.61	0.22	11.45	0.01	0.01		99.64
17	41.10	0.02	0.01	0.03	7.53	0.11	50.98	0.01			99.80
18	40.75	0.03	0.02	0.06	10.36	0.11	48.78	0.07	0.01		100.17
19	0.028	50.249	0.572	0.3	37.806	0.231	9.596	0.044			98.83
20	0.092	49.958	0.59	0.274	37.495	0.327	9.641	0.002			98.38

Примечания: 1 – клинопироксен мелкий, 2, 3 - клинопироксен; 4 – оливин идиом., 5-оливин, кайма; 6 – амфибол, Cl=0,007, F=0.006, 7 – амфибол, Cl=0.013, 8 – амфибол; 9 – слюда, 10 – слюда, край, Cl =0,04 и BaO=0,59; 11 – флогопит, Cl =0,15 и BaO=0,05; 12 – санидин, Cl =0,18 и BaO=0,18; 13 – альбит; 14 – ильменит идиом.; 15, 16 – хромит идиом.; 17, 18 – оливин ксеногенный; 19, 20 – ильменит ксеногенный.

от FeO 1-5%. Наименее обогащенные разновидности соответствуют шпинелевым перидотитам и порфирокластическим перидотитам с крупным

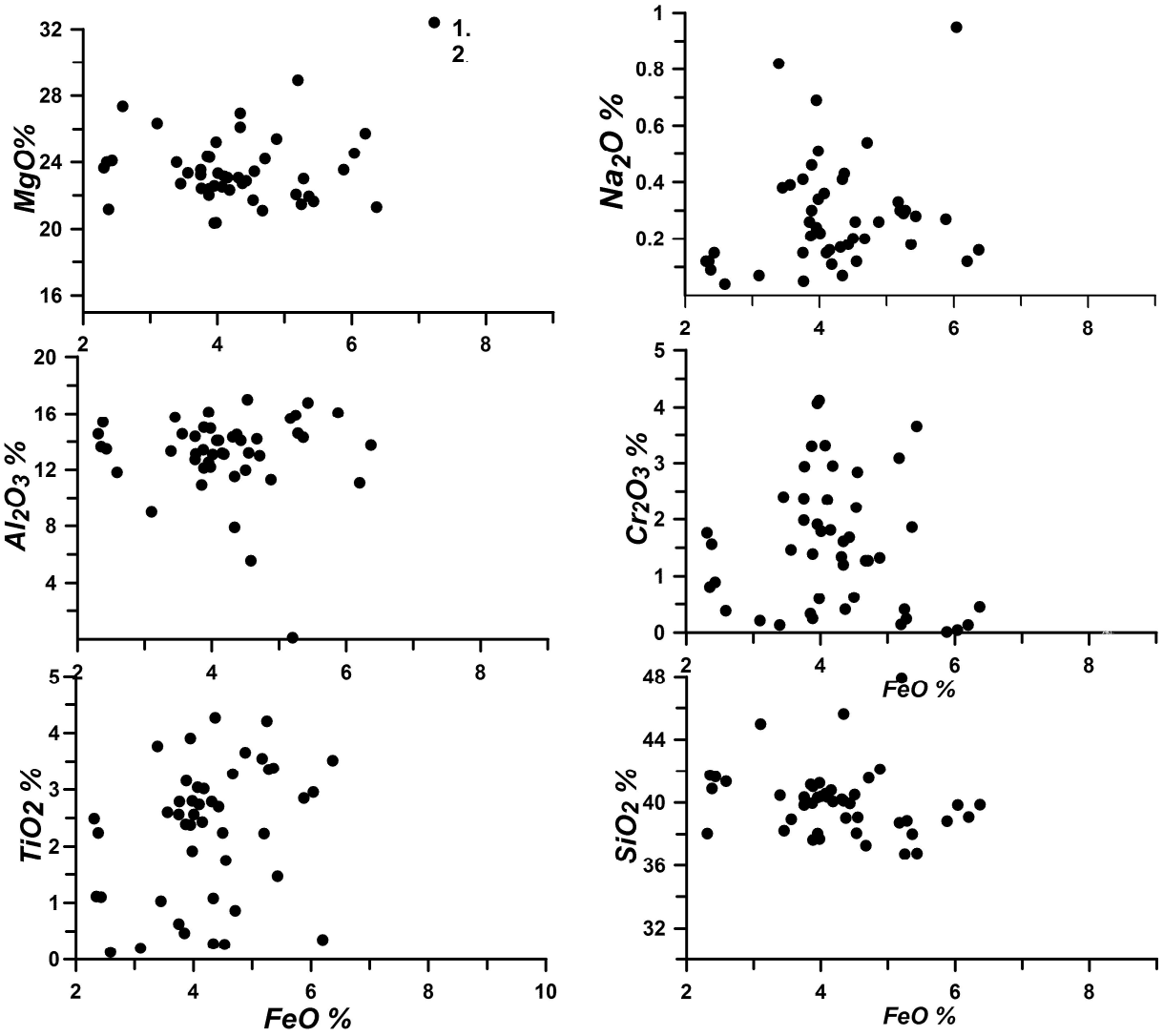

Рис.4 **Вариации состава хромитов из перидотитовых ксенолитов коричневой брекчии кимберлитовой трубки Удачная в сравнении с флогопитами лампроитоподобной брекчии. 1. флогопиты ксенолитов. 2. флогопитами лампроитоподобной брекчии.**

оливином. Вариации остальных компонентов довольно высоки: 1-4 % для Al_2O_3 и Cr_2O_3, 0.5-2 % для Na_2O и TiO_2. В клинопироксенах из зернистых перидотитов [34] вариации Na, Al , Ti ниже. Пироксенитовые клинопироксены несколько более обогащены всеми несовместимыми компонентами [47] Для деформированных перидотитов FeO в Cpx колеблется ~ 2.7-4 %. В большинстве перидотитов, содержащих в заметных количествах флогопит, содержание TiO_2 повышено, что говорит о первичной природе метасоматоза. Омфациты из эклогитов имеют широкие вариации FeO и высокие концентрации Al, Na.

Таблица.2.

Представительные составы минералов из ксенолитов коричневой брекчии тр. Удачная.

Образец	минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
Гранатовый лерцолит деформированный												
UAs216	**Opx**	57.63	0.16	0.82	0.36	6.14	0.14	33.63	1.19	0.22		100.30
UAs216	**Cpx**	54.99	0.25	1.68	1.12	4.19	0.15	19.50	16.49	1.47		99.84
UAs216	**Ol**	40.96	0.00	0.05	0.08	10.41	0.10	48.52	0.07	0.02		100.21
UAs216	**Chr**	0.09	3.51	12.19	44.79	26.15	0.29	11.19	0.10	0.00		98.31
UAs216	**Phl**	40.49	2.69	14.84	3.15	4.23	0.02	20.74	0.12	0.76	9.82	96.86
UAs216	**Ol**	40.98	1.35	16.16	7.22	8.53	0.30	19.75	6.05	0.09		100.43
Гранатовый лерцолит порфирокластический												
Uas318	**Opx**	57.35	0.18	0.66	0.23	7.22	0.14	33.34	0.98	0.21		100.30
Uas318	**Ol**	40.29	0.04	0.01	0.03	11.98	0.13	47.25	0.06	0.04		99.82
Uas318	**Ol**	41.29	0.12	17.58	7.50	7.14	0.38	19.86	6.07	0.21		100.13
Uas318R	**Gr**	41.38	1.24	18.41	4.42	10.07	0.37	19.64	5.39	0.12		101.04
Uas318	**Chr**	0.15	3.00	9.92	42.60	30.41	0.25	10.87	0.08	0.02		97.28
Uas318	**Cpx**	54.79	0.32	1.74	1.18	4.59	0.12	18.29	17.35	1.69		100.07
Гранатовый лерцолит зернистый												
Uas148	**Ol**	41.09				8.90	0.14	49.36				99.49
Uas148	**Opx**	58.26	0.16	0.64	0.25	5.45	0.15	34.55	0.88	0.18		100.37
Uas148	**Cpx**	55.85	0.32	1.61	0.67	3.24	0.14	18.74	18.25	1.32		100.00
Uas148	**Gr**	41.99	0.17	19.71	4.95	7.38	0.29	20.98	5.24			100.71
Uas148	**Ol**	41.15				9.07	0.12	48.78				99.12
Шпинелевй лерцолит												
UAs513		53.98	0.00	2.96	0.89	1.36	0.12	16.77	24.25	0.62		100.95
UAs513	**Chr**	0.01	0.04	42.95	27.17	10.88	0.15	17.42	0.00	0.00		98.62
UAs513	**Opx**	56.82	0.03	2.56	0.44	4.80	0.14	35.01	0.29	0.00		100.09
UAs513	**Ol**	41.55	0.00	0.00	0.00	7.67	0.09	50.80	0.01	0.00		100.12
Зеленый Верлит												
Uas915	**Ol**	41.48	0.02	0.01	0.05	7.21	0.09	51.22	0.04	0.03		100.15
Uas915	**Cpx**	54.96	0.23	1.04	2.38	3.39	0.13	18.46	17.71	1.54		99.84
Uas915	**Gr**	39.61	1.73	11.03	13.41	8.16	0.36	17.00	8.66	0.07		100.03
Uas915		0.10	2.98	15.76	46.53	21.01	0.38	12.68	0.08	0.00		99.52
Uas915	**Phl**	38.72	3.55	15.69	3.09	5.17	0.08	22.07	0.13	0.33	9.58	98.41
Uas915	**Chr**	0.11	2.90	14.58	49.44	20.07	0.37	12.56	0.13	0.01		100.17
Гранатовый вебстерит												
UAs997	**Opx**	57.89	0.00	0.34	0.17	5.70	0.14	34.77	0.39	0.02		99.42
UAs997	**Cpx**	54.31	0.25	2.38	0.78	3.95	0.26	18.33	19.47	0.90		100.63
UAs997	**Gr**	41.89	1.08	20.00	2.63	9.37	0.33	20.15	4.98	0.09		100.52
Шпинелевй лерцолит												
UAs918	**Ol**	41.250	0.000	0.000	0.033	7.760	0.087	50.680	0.005			99.82
UAs918	**Chr**	0.040	0.070	37.960	32.370	12.350	0.160	16.220	0.010			99.18
UAs918	**Cpx**	53.850	0.010	3.170	1.160	1.430	0.070	16.140	23.210	1.020	0.020	100.08
UAs918	**Opx**	57.090	0.030	2.420	0.520	5.080	0.140	34.850	0.360	0.020		100.51

Примечания: Opx-ортопироксен; Cpx-клинопироксен; Gr- гранат; Ol- оливин; Chr-хромит: Phl- флогопит.

Гранаты из изученных перидотитов имеют более широкие вариации Cr_2O_3 [34, 66], достигая 13.5% в зеленых гранатах, которые отвечают пироксеновому полю. Однако зеленые гарцбургитовые гранаты отвечают лерцолитовому полю, что вероятно говорит о наложенном процессе

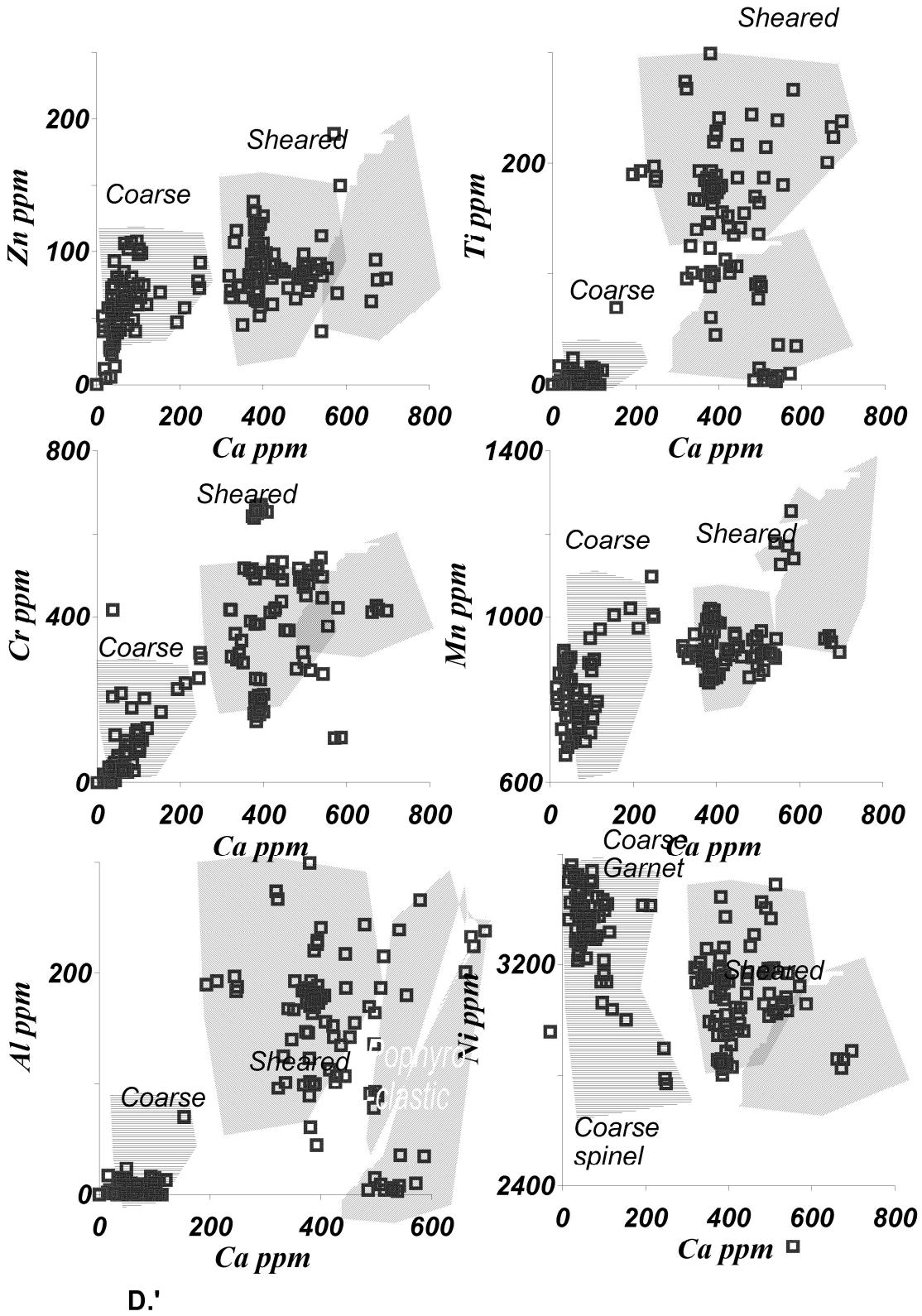

Рис.5. **Вариации примесей в оливинах определенными высокоточными измерениями на рентгеновском микроанализаторе Cameca100SX.**

регенерации, как и высокие содержания TiO_2. Редкие гранатовые дуниты и гарцбургиты обнаруживают субкальциевые составы, типичные для

включений в алмазах [66]. Составы флогопитовых ассоциаций также обогащены TiO_2.

Хромиты имеют вариации составов от 10 до 60 % Cr_2O_3. Хромиты из пироксенитов более обогащены Al. Многие хромиты, содержащие >40 Cr_2O_3 are enriched in TiO_2 and FeO. Это особенно типично для ассоциаций с флогопитом.

Флогопиты из перидотитов имеют FeO от 2 до 4,5:%, достигая 6.5% для контактовых ассоциаций. Phl из полимиктовых брекчий более железисты - FeO от 5 до 8.5%. Они обеднены Cr_2O_3, в целом обогащены Na_2O.

Оливины. Высокоточные данные [56] были получены для оливинов 64 ассоциаций. Вариации отвечают петрографическому составу. Наиболее высококальциевые составы отвечают некоторым из порфирокластических перидотитов. Они содержат мало Ti, но много Cr. Для перидотитов с деформированными перидотитами характерны содержания Ca около 4000 ppm. Все они богаче Ti, Cr и Al. Ol из зернистых Sp перидотитов содержат

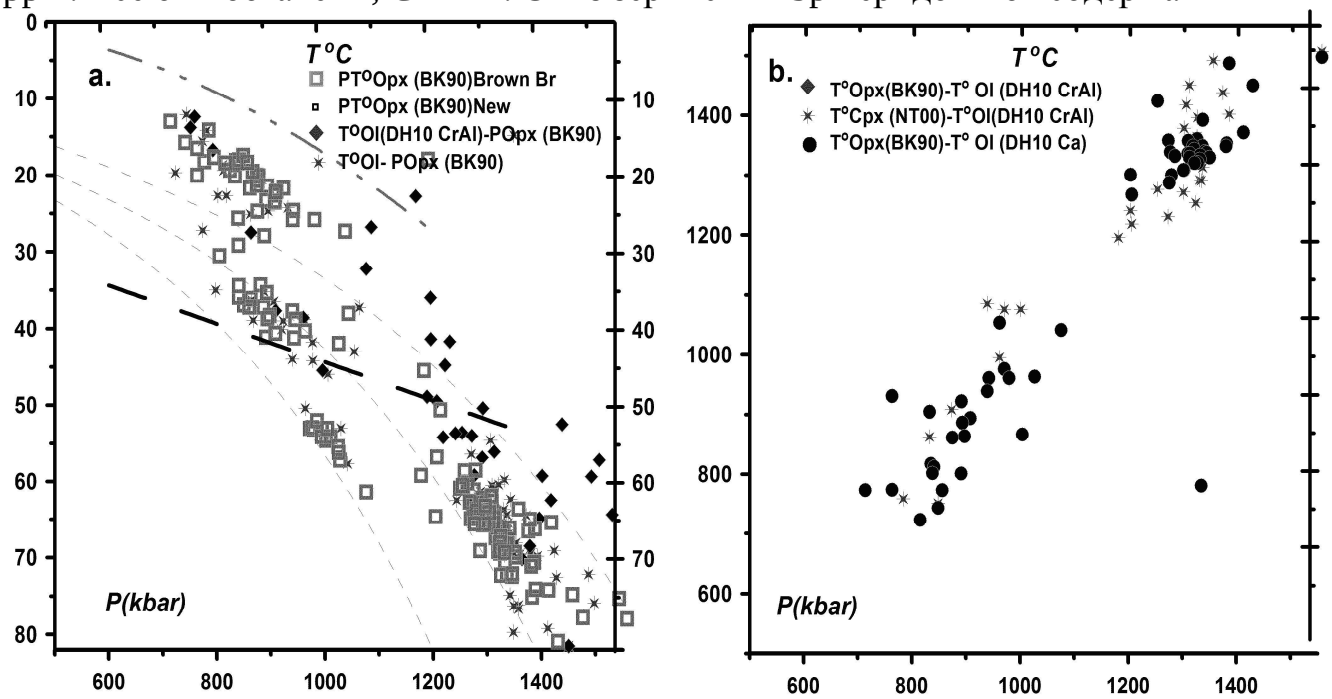

Рис.6. **PT условия определенные для перидотитов из коричневой кимберлитовой брекчии трубки Удачная. В. Корреляции T° по [12] и Opx T°.**

мало Ca, но который, в целом, коррелирует с температурами и заметно выше Ni, и меньше Cr по сравнению с гранатовыми.

Термобарометрия

Термометрия для оливинов

В работе Де Хуга [12] по высокоточным составам, полученным методом LAM ICP MS для оливинов, приведены три новых мономинеральных

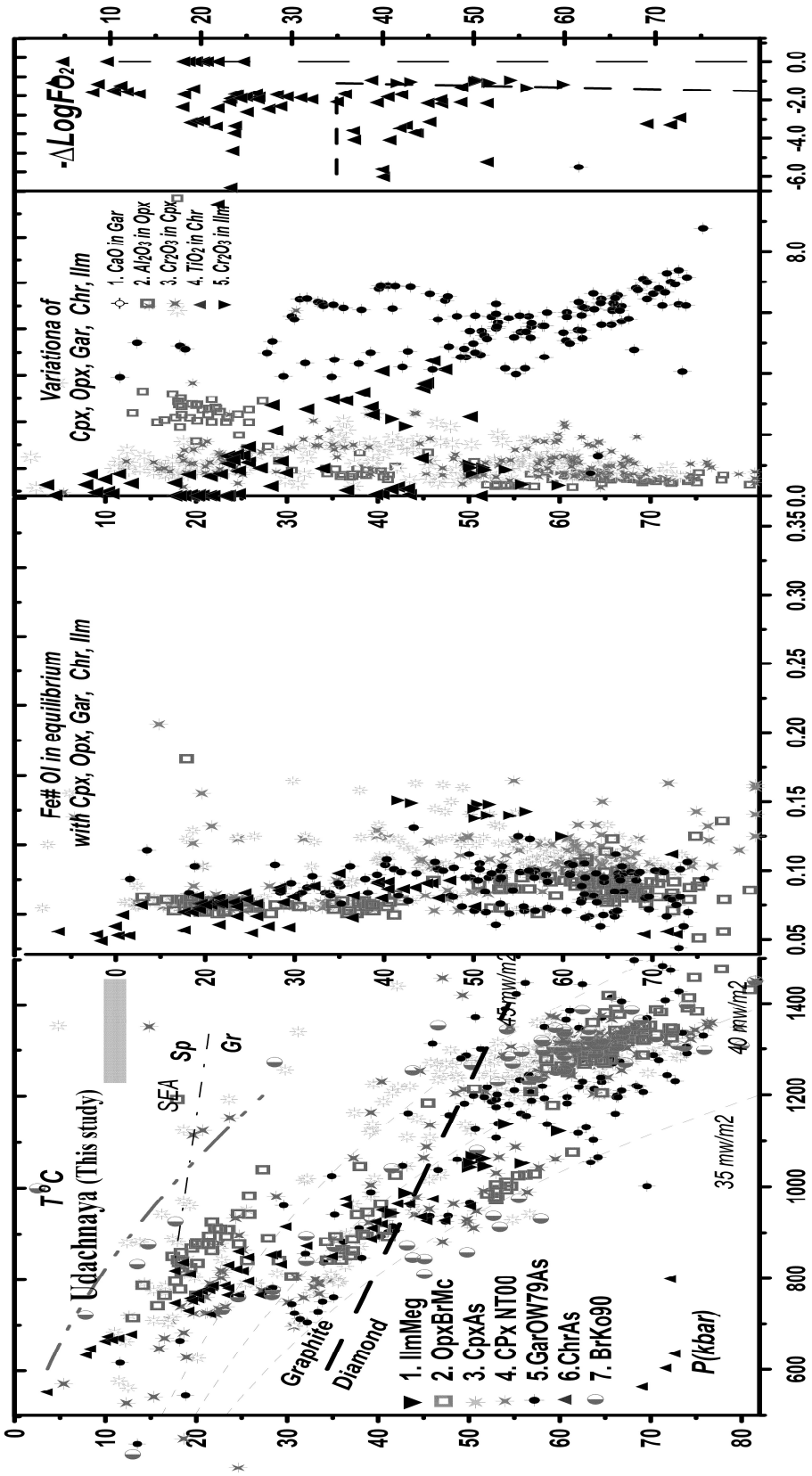

Рис.7. **PTXF диаграмма для ксенолитов из коричневой брекчии перидотитовой трубки Удачная.** Условные обозначения см. рис 8. Звездочки- флогопитовые ассоциации.

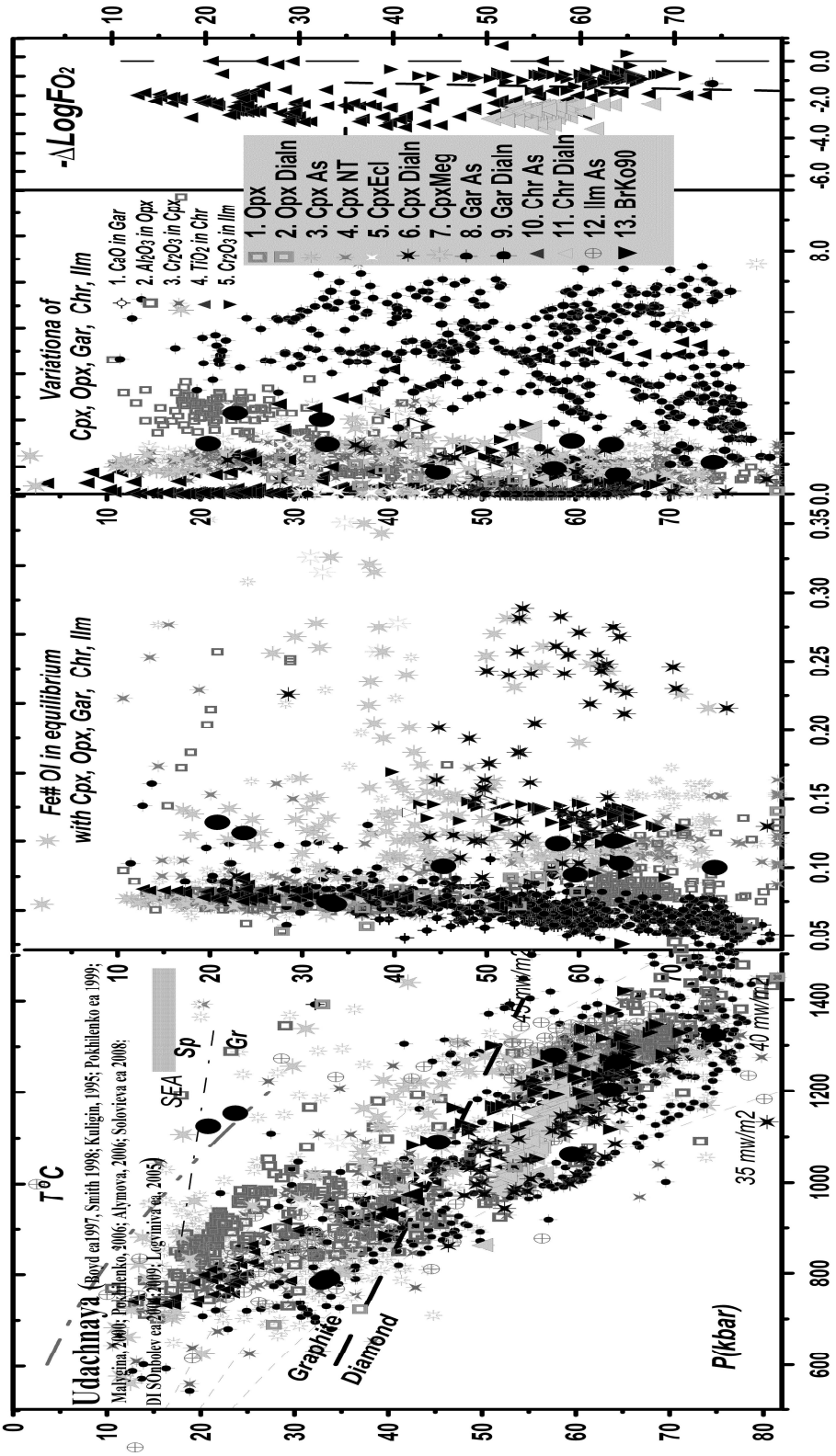

Рис.8**. PT диаграмма для всех данных по тр. Удачная.**

Условные обозначения: 1. Орх T°C[13]- P(кбар) [33], 2. тоже для включений в алмазы 3. Срх: T°C [4]– P(кбар) [4]; 4.TP [37], 5. T°C [37]– P(кбар) [4] для эклогитов; 6. тоже для включений в алмазы; 7. тоже для пироксенитов. Gar (mono)- 8. ToC [40]-P(кбар) [4] , 9. - тоже для включений в алмазы, 10. Хромит T°C [41]- P(кбар) [4]; 11. тоже для включений в алмазы; 12. Ильменит [65]- P(кбар) [4]. 13. T°C[14] -P(кбар); [9]

оливиновых термометра. Мы проверили их применимость по нашим данным, полученным методом EPMA в Университете Вены. Лучшим оказался термометр с использованием Cr-Al обмена, хотя Ca- и Al отдельно также дают неплохие результаты, но меньшую точность. С использованием Al - Opx барометрии получены практически идентичные геотермы с ортопироксеновыми. Де Хуг с коллегами сообщили, что инверсия их уравнений относительно P(кбар) может также дать вполне приличные оценки давления. Однако, ни эти барометры, ни Ol-Cpx барометр [27] не дали оценок давления, близких к полученным пироксеновым методом. Тем не менее, остается перспектива комбинирования компонентов для получения точного оливинового барометра.

Пироксен – гранатовая барометрия

Барометрия, основанная на Al в ортопироксене [9, 33] для включений из коричневой брекчии дает PT диаграмму, похожую, но с меньшим разбросом, чем та, которая получена для всего набора данных по трубке Удачная [4] и с добавлением данных по пироксенитам и эклогитам [28-30, 43-46] и включениям в алмазах [32, 45, 53, 58]. Главное различие в глубинной конвективной ветви диаграммы, которая достигает значений 80 кбар и имеет более крутой наклон. В целом же, глубинный интервал и диаграмма разделяется на несколько ветвей с разными градиентами и наклоном [6, 7, 8]. Клинопироксеновая термобарометрия для некоторых первичных и для большинства вторичных клинопироксеновых зерен. Cpx термобарометрия дает также большое количество точек, соответствующих основанию литосферной мантии. Холодная ветвь определяется по большому количеству гранатовых PT оценок и для эклогитов вероятного субдукционного генезиса, вплоть до 80 кбар. Присутствует реликтовый (34-36 мвтм-2) градиент, обнаруженный в интервале 60-30 кбар и, напротив, в глубинном интервале - глубже 65кбар. Наибольшее количество точек соответствует 40 мвтм-2 геотерме, которая была опубликована ранее [8, 36] и получена [13, 33] или [37] методами. Конвективная ветвь в интервале 60-65 кбар, отвечающая деформированным перидотитам и полученная по большинству барометрических методов располагается между 40 и 45 мвтм - 2 геотермами и также отвечает PT определениям для хромитов из включений в алмазах и ильменитовым клинопироксенитам. Начинающаяся от этого изгиба [4, 9, 37] адвективная ветвь далее следует вверх, пересекая 45 мвтм-2 кондуктивную геотерму с субадиабатическим наклоном поднимаясь с уровня 60- 65 кбар до 35 кбар. Это получило подтверждение по методу Брая и Колера [9] по данным, полученным в шлифах. Средняя часть диаграммы вблизи 40 кбар неравномерно разогрета и отвечает неравномерно разогретому пироксенитовому уровню, где присутствуют как наиболее высокотемпературные так и низкотемпературные определения. Верхняя часть диаграммы в интервале 10-30 кбар отвечает 60 мвтм-2 и соответствует

уровню генерации базальтов. Таким образом, все три ловушки для расплавов [64] присутствуют в мантийной колонне под трубкой Удачная и соответствуют высокотемпературным ассоциациям.

Геохимия редких элементов для минералов.

Спектры перидотитовых минералов широко варьируют для перидотитов, пироксенитов и эклогитов.

Клинопироксены из перидотитов обычно имеют сильно наклоненные спектры $(La/Yb)_n$ с небольшим горбиком, сдвинутым в сторону LREE. Спайдердиаграммы TRE имеют сложную конфигурацию. У большинства глубокая депрессия по Zr, иногда и по Hf, часто присутствует и заметное обеднение Nb, Ta. Небольшой пик U присутствует у большинства образцов. Существенный пик по Pb может быть результатом загрязнения, так как в близких по составу образцах из работы [20] этих пиков нет. Спайдердиаграммы для Cpx из пироксенитов обнаруживают обогащенный состав источника, близкий по составу к примитивной мантии и степенями плавления близкими к 1%. Только два из них с очень низкими HREE вероятно указывают на высокое содержание граната в источнике. Однако спайдердиаграммы показывают, что они были истощены по большинству HFSE, главным образом по Zr, вероятно в результате образования фосфатов. Рутил и ильменит возможно контролировали другие компоненты. Pb минимумы образованы в результате отделения сульфидов.

Клинопироксены из эклогитов делятся на две группы, отличающиеся по уровню TRE. Te, что имеют низкий уровень и высокие Eu, U, Sr – приближаются по составу к эклогитам субдукционно типа. Для других - характерны высокий уровень и TRE и наклонные, почти прямые REE спектры, флуктуации Ta, повышенные концентрации LILE. Вероятнее всего, они являются производными плюмовых расплавов, вероятнее всего, протокимберлитов, контаминированных метасоматитами.

Гранаты из перидотитовых ассоциаций в нашей коллекции имеют более правильные спектры, чем из работы [20], хотя некоторые из них имеют S – или даже U спектры, что типично для истощенных составов с низкими концентрациями TRE компонентов. Они также имеют глубокие минимумы Sr, а также Zr, Hf так же, как и для Ba, Th, но флуктуации Nb, Ta (рис. 9). Гранаты из пироксенитов демонстрируют почти прямые спектры с обратным наклоном и флуктуации по Ce, вероятно из–за высокого окислительного потенциала. Для них характерны высокие Pb пики и приподнятые Ta, Nb, что характерно для переплавленных метасоматических ассоциаций и небольшие

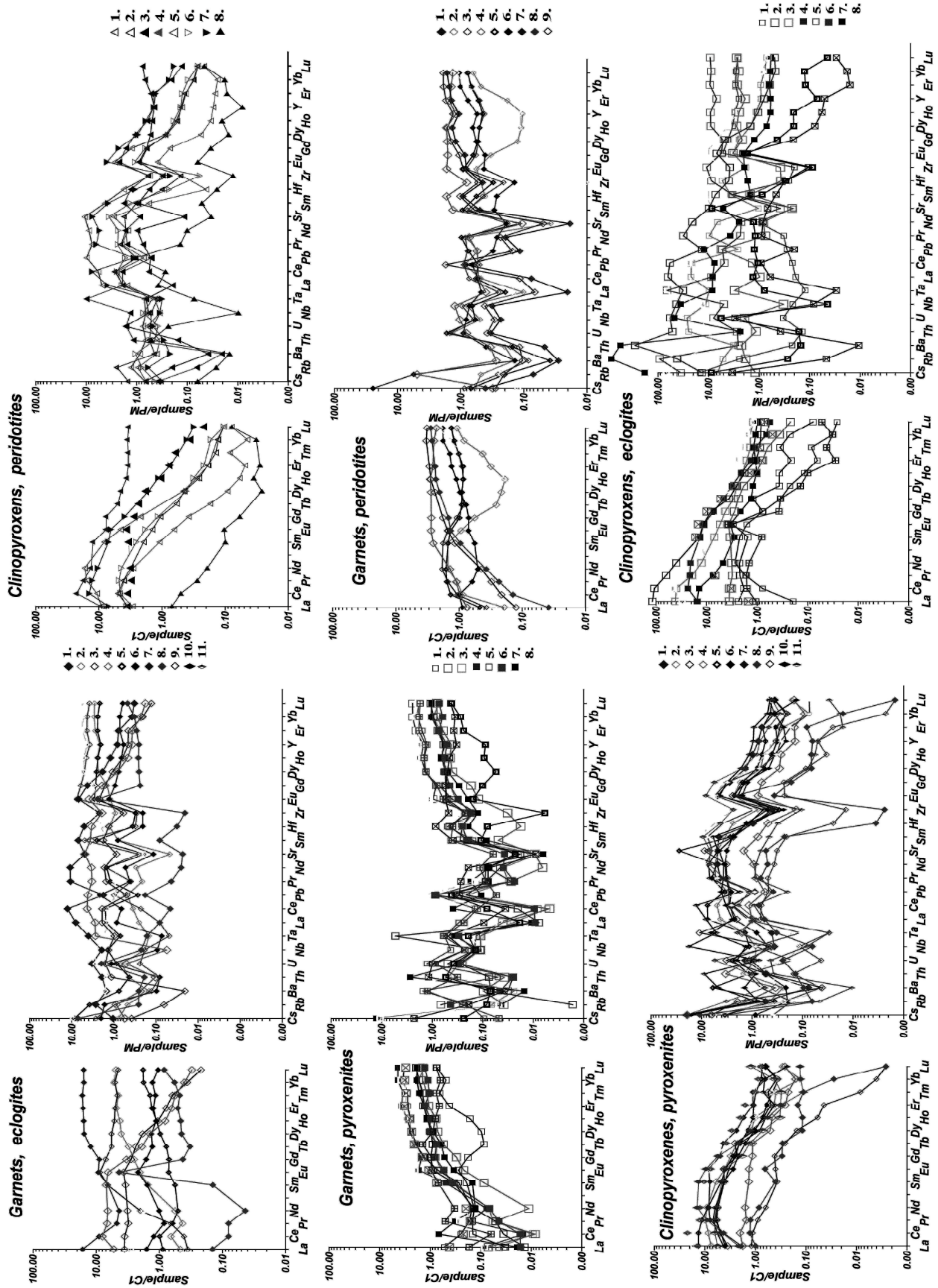

Рис. 9.**TRE спектры для минералов из глубинных включений из тр. Удачная.**

депрессии по Sr. Эклогитовые гранаты обогащены La, Ce. Спектры с низкими уровнями REE демонстрируют обеднение HFSE. Ортопироксены, в основном, имеют уплощенные спектры с низким уровнем и небольшим наклоном, TRE обнаруживают La/Yb>1.

Дискуссия.

Структура мантийной колонны.

Детальная термобарометрия для воссоздания структуры мантийной колонны под тр.Удачная с привлечения данных по структурам и петрографическому составу, полученными в шлифах, позволяют реконструировать набор пород на каждом уровне мантийной колонны. Самый верхний горизонт от 10 до 20 кбар состоит из крупнозернистых, относительно истощенных лерцолитов и гарцбургитов. Пироксениты редки, но они часто встречаются вблизи границы гранат-шпинелевой фации ~ 20 кбар. Они относятся как Cr- диопсидовой серии, так и к Fe-Ti – кумулатам. Флогопиты в основном встречаются в симлектитовых сростках с пироксенами и шпинелями. Перидотитовые ксенолиты в интервале 20-30 кбар содержат сравнительно немного граната, в основном интерстициального типа, но он становится обильным в интервале 30-40 кбар. Клинопироксены пироксенитовых и перидотитовых ксенолитов содержат сравнительно мало Cr, но много Al. Уровень вблизи 30 кбар снова насыщен пироксенитами и Fe-эклогитами [21, 22, 35, 49, и 50] так же, как и гацбургитами и дунитами и, вероятно, является границей двух пластин первичного субдукционного генезиса или фазовой границей, которая является областью кристаллизации и плавления расплавов. Относительное обогащение Ti хром-шпинелидов является доказательством взаимодействия с расплавами. Граница между 37-42 кбар вероятно самая резкая в мантийном разрезе и гетерогенная по железистости. Множество пироксенитов и эклогитов и истощенных, по-видимому жильных пород, развито в этом интервале. Горизонт между 57 и 42 кбар также очень гетерогенен. Гранаты из Cr – пироксенитов обнаруживают возрастание Cr при снижении давления. Дуниты и гарцбургиты, судя по субкальциевым гранатам и эклогиты и пироксениты, судя по оценкам для омфацитов и бес-Cr-пироксенов совпадают по давлению. Уровень между 50 и 40 килобарами вероятно представляет коллаж из 4 пластин, обнаруживающих тренды роста CaO в гранатах с давлением. Первый - для дунитов, второй - для гарцбургитов и далее для лерцолитов и пироксенитов. Флогопитовый метасоматоз развит в камках по гранту. Также существуют 4 тренда роста Fe# для бесхромитых пироксенов при снижении давления. Наиболее Fe# совпадает с ильменитовым трендом и, таким образом, отражает несколько стадий просачивания протокимберлитовх расплавов в мантии. Последний, наиболее железистый, отвечает еще и алмазоносным эклогитам

[21, 22, 35, 49, 50]. Многие исследователи считают, что протокимберлитовые расплавы вблизи уровня 40 кбар являюся существенно карбонатитовыми [64, 69]. Наиболе Fe- обогащенные элогиты, которые также содержат эклогиты, вероятно субдукционные. Cr- шпинель содержащие гранатовые относительно обогащенные лерцолиты с цепочками и прожилками Gar, Cpx и Chr вероятно маркируют пути просачивания расплавов и рефертилизации судя по относительно высоким содержаниям Ti в хромитах. Высокие содержания Cr в клинопироксенах отражают уровни истощения и специфические жилы Na-Cr метасоматоза, который наиболее типичен для трубок Алакитского поля [4]. В этом горизонте присутствуют гранатовые гарцбургиты.

Граница 48-50 кбар характеризуется обильным присутствием низкотемпературных элогитов. Они алмазоносны и различаются по железистости [21, 22, 35, 49, 50], разделяясь на 3 группы. Две ильментсодержащих вероятно являются кумулатами или протокимберлитов. Наиболее железистые 20-30% вероятно субдукционного происхождения, промежуточные могут соответствовать подплавленным разновидностям [49]. Горизонт между 50-65 кбар представляет собой так называемый излом геотермы. Уровень 1200 - 1000° совпадает для эклогитов [53-56], Chr включений в алмазы и гарцбургитов, также как и для некоторых ильменитовых пироксенитов. Многие из перидотитовых пород, включая гарцбургиты, обнаруживают разброс в Fe# 5-12%, увеличивающийся при уменьшении давления. Подобный разброс Fe# 8- 12% демонстрируют железистые перидотиты [25, 38]. Содержания CaO в гранате растет при увеличении давления, но и количество субкальциевых гранатов также растет с глубиной. Вероятно, субкальциевые гранаты отражают древние этапы истощения при просачивании специфических восстановленных, вероятно метановых флюидов, формирующих мегакристаллические дуниты, которые изучены также и в нашей коллекции [45-46]. Это также уровень появления специфических мегакристаллических ильменитовых пироксенитов [1, 2], которые вероятно присутствуют в контактовых зонах деформированных перидотитов.

Подобные линзы между 65-75 кбар характеризуются широким развитием ильменитовых пироксенитов Гранатовые дуниты менее распространены, но становятся более истощенными с глубиной. Деформированные перидотиты более высокотемпературны и обнаруживают жилы Cpx, Opx и даже новообразованного граната. Они совпадают по глубине с появлением порфирокластических разновидностей. Ti – верлиты и гарбургиты с новообразованными Ti (1.5-0.8%) зелеными гранатами – результат просачивания расплавов, которые привел к образования цепочек гранатов и клинопироксенов (верлитизация). Метасоматичекий

алмазоносный Ilm лерцолит [48] с очень высоким содержанием Cr в клинопироксенах [48] также приурочен к этому уровню. Некоторые эклогиты субдукционного типа [21, 22, 53] отвечают низкотемпературным условиям.

Наиболее низкие из диагностируемых по ксенолитам и ксенокристам уровням отвечают наиболее обогащенным Cr гранатам, которые обнаружены среди ксенокристов и в качестве включений в гранаты с высоким разбросом CaO, который уменьшается с давлением. Наиболее Fe# составы отвечают кумулятивным пироксенитам, вероятно оставленными протокимберлитовыми расплавами, и высокотемпературным алмазоносным эклогитам, а также некоторым порфирокластическим перидотитам.

Флогопитовый и амфиболовый метасоматоз.

Природа флогопитового метасоматоза дискуссионна. Согласно литературным данным он имеет место в самых глубинных областях, соответствующих областям существования алмаза согласно Cr- пироповым и флогопитовым включениям в алмазах [61]. Те, которые содержат FeO >4.5%, вероятно, образовались за счет влияния протокимберлитовых расплавов. Этот тип флогопитов отличается также высоким содержанием Na_2O. Они близки к флогопитам, найденным в глубинной флогопитовой брекчии. Существует как минимум два типа согласно содержанию Ti, который может быть индикатором взаимодействия с расплавами, просачивающимися в мантии. Флогопитовые зерна равновесного структурного типа с низким содержанием Ti в работе [63] считаются равновесными, а те, которые обогащены Ti , Cr – вторичными, однако согласно нашим данным выскокотитанисыте разновидности типичны для симмлектитов из шпинелевых лерцолитов и крупных жил в гранатовых лерцолитах и скорее являются показателем высокой степени окисления. Низко – Ti разновидности, образующие микрожилки в интерстициальном пространстве совместно с относительно низконатровым клинопироксеном, которые, вероятно, возникли под влиянием флюида или карбонатитового расплава, отделившегося от кимберлитов при подъеме.

Флогопиты из лампроитоподобной брекчии имеют повышенные содержания Na, Ti, но практически не содержат Cl и F, так же как и Ba. Можно полагать, что данная порода не имеет отношения с субдукции, что часто предполагается для образования лампроитов. Однако интерстициальный материл в брекчии содержит барит и стронцианит так же, как апатит и сульфиды, амфиболы, относящиеся к Na рихтеритам и керсутитам, а также пикроильменты (MgO~7%). Все это наряду с присутствием обломков деформированных перидотитов и высокомагнезиальных ильменитов (MgO~11%) свидетельствует о глубинном образовании и полибарическом фракционировании расплавов. Таким образом, область вблизи каналов очагов магмаобразования протомагматической системы была подвергнута воздействию высоководных

флюидов на уровне 80 кбар и глубже. Таким образом К- флюиды, найденные также и в алмазах, были широко распространены в мантии до извержения кимберлитов. Многие порфирокластические, а также и деформированные перидотиты, содержат флогопитовые интерстициальные флогопиты, особенно в каемках по гранатам. В настоящее времени нет серьезных геохимических характеристик – по редким элементам и изотопных данных этих флогопитовых лапроитоподобных пород. Можно предположить, что они появились в Далдынском поле как результат влияния кимберлитов II, которые возможно отделились от 410 границы в мантии [26]. Другая вероятность - плавление субдуктированного материала под влиянием обычных кимберлитов.

Плавление и захват включений.

Распределение определений давления для ксенолитов из коричневой брекчии по интервалам (5) (Рис. 6-7) вероятно отвечает флуктуациям скоростей движения кимберлитов при подъеме к поверхности. Их маркируют также и вторичные ассоциации, которые маркирует на PT диаграммах адвективная ветвь. Возможно, существовали отдельные очаги плавления или магматические камеры, которые трассируют ильмениты и ильменитовые ассоциации. Вероятно, они образовывались на границах первичной слоистости в мантии.

Генетические свидетельства на основании редких элементов

Содержание TRE пород и минералов обычно используют для определения генетических признаков и генетических связей изученных пород так же, как степеней плавления или дифференциации, контаминации и характеристик плавящихся источников. Редкие элементы для ксенолитов мантийных перидотитов из трубки Удачная [20] свидетельствуют о доминировании вклада CPX в валовый состав пород. Деформированные перидотитов более обогащенные HREE вероятно свидетельствуют о взаимодействие расплавами [19] TRE, распределение которых менее наклонно, чем протокимберлитов. Cpx и Gar являются главными концентратором TRE в перидотитах. Распределение TRE Cpx отвечает разным уровням REE, которые увеличиваются с давлением, определенным для ксенолитов, так же как и отношения La/Yb_n благодаря увеличению Gar/Cpx и уменьшать степени плавления мантийной колонне с глубиной. Степени плавления достигали < 0.1% согласно коэффициентам La/Ce, Ba/La и тп исходных расплавов. Низкие степени плавления обычно связывают с флюидным плавлением. Присутствие спектров S - типа [51] возможно отражает также процессы фильтрации флюидонасыщенных расплавов,

обогащенных LREE. Сложные формы распределений REE и TRE с изломами и локальными депрессиями MREE и MHREE в частях спектров возможно свидетельствуют о нескольких стадиях просачивания расплава или флюидов, особенно в нижних частях мантийной колонны и изменениях в концентрации CO_2 и/или H_2O или H_2. Постоянные минимумы Zr могут также означать, что породы мантии были расславлены при высокой активности фосфора, что привело к образованию апатитов и цирконов. Высокотитанистые ассоциации, характерные в нижней части колонны, свидетельствуют о протокимберлитовом расплавом метасоматозе с повышением HFSE [16-17].

Выводы.

1. Коричневая брекчия самого глубокого уровня карьера кимберлита Udachnaya содержит самые глубокие и самые свежие ксенолиты в трубке, захваченные от уровней около 80 кбар и представляя отдельные интервалы (5) захвата.
2. Флогопитовый метасоматоз развит во всем интервале мантийной колонки под трубкой Удачная. Обогащенные Ti флогопиты Sp и Gar перидотитов связанному с расплавами от вероятно отнесены к древних этапов просачиванию как в Алакитском поле или к базальтовым этапам, предшествующим кимберлитовому магматизм. Более глубокие уровни вероятно взаимодействовали с водонасыщенными расплавами, близкими к кимберлиту II, что проявилось в самых глубоких уровнях мантии. Глубинная –флогопитовая лапроитоподобная брекчия была сформирована на глубоком уровне мантийной колонны при взаимодействия богатой H_2O жидкостью.
3. Взаимодействие протокимберлитового расплава с глубинным уровнем мантийной колонны было ответственно за образование дефомированных перидотитов и широкое взаимодействие и плавление глубинных эклогитов, и, возможно, образованию определенного типа алмазов. Метасоматоз с образованием флогопита сопровождал это взаимодействие.

Грант РФИИ 05-05-64718а

Литература

1. **Alymova, N.A**. Peculiarities of ilmenites and ilmenite – bearing association from kimberlites of Yakutian province. PHD dissertation thesis. Irkutsk. // Istitute of Geochmistry SB RAS. 2006. p.175.
2. **Alymova, N.A., Kostrovitsky, S. I., Ivanov, A.S., Serov, V. P.** Picroilmenites from kimberlites of Daldyn field, Yakutia. //Transactions of the Russian Academy of Sciences Earth Science Sections, 2004. v.395, pp.444-447.
3. **Artemieva, I. M.** The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. 2009.// Lithos v109 (1), pp.23-46
4. **Ashchepkov, I. V., Pokhilenko, N. P., Vladykin, N.V., Rotman, A.Y., Afanasiev, V.P., Logvinova, A.M., Kostrovitsky, S.I., Pokhilenko, L.N., Karpenko, M.A., Kuligin, S.S., Malygina, E.V., Stegnitsky, Y.B., Alymova, N.A., Khmelnikova, O.S.** Reconstruction of mantle sections beneath Yakutian kimberlite pipes using monomineral thermobarometry. // Geological Society, London, Special Publications, 2008. v.293. pp.335 – 352.

5. **Ashchepkov, I.V., Vladykin, N.V., Logvinova, A.M., Kuligin, S.S., Malygina, L.V., Pokhilenko, L.N., Alymova, N.V., Mityukhin, S.I.** Using of the monomineral thermobarometers for the reconstruction of the mantle lithosphere structure.// Vestn. Otd.nauk o Zemle RAN. № 1(27)'2009.
6. **Ashchepkov, I.V., Pokhilenko, N.P., Vladykin, N.V., Logvinova, A.M., Kostrovitsky, S.I., Afanasiev, V.P., Pokhilenko, L.N., , Kuligin, S.S., Malygina, L.V., Alymova, N.V., Khmelnikova, O.S., Palessky, S.V., Nikolaeva, I.V., Karpenko, M.A., Stagnitsky, Y.B.** Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. //Tectonophysics. 2010. v. 485, pp.17-41.
7. **Ave Lallement, H.L.,Carter, N.L.,Mercier, J.C., Ross, J.V.** Rheology of the uppermost mantle: inferences from peridotite xenoliths. //Tectonophysics. 1980. v.70, pp.221–234.
8. **Boyd, F.R., Pokhilenko, N.P., Pearson, D.G., Mertzman, S.A., Sobolev, N.V., Finger, L.W.** 1997. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. //Contrib. Mineral. and Petrol. 1997, V. 128. N 2-3. P. 228-246.
9. **Brey, G.P., Kohler, T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermo-barometers, and practical assessment of existing thermobarometers. //Journal of Petrology, 1990. v.31, pp.1353-1378.
10. **Burgess, S.R., Harte, B.** Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry. //J. Petrol. 2004. V. 45. Iss. 3. P. 609-634.
11. **Dawson, J.B.** Kimberlites and their xenoliths. 1980. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
12. **De Hoog, J.C.M., Gall, G., Cornell, D.H.** Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. Chemical Geology 2010.
13. **Finnerty, A.A., Boyd, F.R.** 1987. Thermobarometry for garnet peridotites: basis for the determination of thermal and compositional structure of the upper mantle. /In: Nixon PH (ed) Mantle xenoliths. John Wiley and Sons, Chichester pp 381±402.
14. **Gaul, O.F., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J.** Mapping olivine composition in the lithospheric mantle.//Earth Planet. Sci. Lett. 2000. v.182, pp.223–235.
15. **Gregoire, M., Bell, D.R., Le Roex, A.P.** 2003. Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history. //J. Petrol.2003. v.44, pp.629–657.
16. **Griffin, W.L., Cousens, D.R., Ryan, C.G., Suter G.F.** Ni inchrome garnet: a new geothermometer. //Contrib. Mineral. Petrol.1989. v.103, pp.199–202.
17. **Griffin, W.L., Ryan, C.G., Kaminsky, F.V., O'Reilly, S.Y., Natapov, L.M., Win, T.T., Kinny, P.D., Ilupin, I.P.** The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. //Tectonophysics, 1999. v.310, pp.1–35.
18. **Griffin, W.L., Sobolev, N.V., Ryan, C.G., Pokhilenko, N.P., Win, T.T., Yefimova, E.S.** (1993) Trace elements in garnets and chromites: diamond formation in the Siberian lithosphere.// Lithos 1993. v.29, pp. 235±256
19. **Griffin, W.L., Smith, D., Boyd, F.R., Cousens, D.R., Ryan, C.G., Se, S.H., Suter, G.F.** Trace element zoning in garnets from sheared mantle xenoliths. Geochim Cosmochim Acta v.53, pp. 56±567.
20. **Ionov, D.A., Doucet, L.S., Ashchepkov, I.V.** Composition of the Lithospheric Mantle in the Siberian Craton: New Constraints from Fresh Peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite. //J. Petrology. 2010. (in press, accepted)
21. **Jacob, D., Jagoutz, E., Lowry, D., Mattey, D., Kudrjavtseva, G.** Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust.// Geochim. Cosmochim. Acta 1994. v.58, pp.5191-5207.
22. **Jagoutz, E., Lowry, D., Mattey, D., Kudrjavtseva, G.** Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust. .Geochim. Cosmochim. Acta 14. v.58, pp.5195-5207.
23. **Kamenetsky, V. S., Kamenetsky, M. B, Weiss Ya, Oded Navon O., Nielsen T.F.D., Mernagh T.P.** How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland.// Lithos 2009. v.112.S2. pp.
24. **Kamenetsky, V. S., Kamenetsky, M. B., Sobolev, A. V., Golovin, A. V., Demouchy, S., Faure, K., Sharygin, V. V. & Kuzmin, D. V.** Olivine in the Udachnaya-East Kimberlite (Yakutia, Russia): Types, Compositions and Origin.// Journal of Petrology, 2008. v.49,pp.823-839.

25. **Katayama, I., Suyama, Y., Ando, S., Komiya, T.** Mineral chemistry and P–T condition of granular and sheared peridotite xenoliths from Kimberley, South Africa: Origin of the textural variation in the cratonic mantle. //Lithos. 2009. v.109 (3), pp.333-340.
26. **Kawamoto, T., Herig, R.L., Holloway, J.R.** Experimental evidence for a hydrous transition zone in the early Earth's mantle. //Earth Planet. Sci. Lett. 1996. v.142, pp. 587–592.
27. **Kohler, T, Brey, G.P.** 1990. Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. Geochim Cosmochim Acta 54: 2375 2388.
28. **Kostrovitsky, S.I., Morikiyo, T., Serov, I.V., Yakovlev, D.A., Amirzhanov, A.A.** Isotope-geochemical systematics of kimberlites and related rocks from the Siberian Platform. //Russian Geol. Geophys. 2007.V.48/3, pp.272-290.
29. **Kuligin, S.S.** 1997. Complex of pyroxenite xenoliths in kimberlites from different regions of Siberian platform. /PhD thesis, United Institute of Geology Geophysics and Mineralogy, Novosibirsk. 220p..
30. **Kuligin, S.S., Malkovets, V.G., Pokhilenko, N.P., Vavilov, M.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y.** Mineralogical and Geochemical Characteristics of a Unique Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe. //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0114.
31. **Kuligin, S.S., Pokhilenko, N.P.** Mineralogy of xenoliths of garnet pyroxenites from kimberlite pipes of Siberian platform. //Extended Abstracts 7IKC. Cape Town. 1998. P. 480- 482.
32. **Lavrent'ev, Yu. G., Usova, L.V.** New version of KARAT program for quantitative X-ray spectral microanalysis. //Zhurnal Analiticheskoi Khimii, 1994, v.5, pp.462–468.
33. **Logvinova, A.M., Taylor, L.A., Floss, C., Sobolev, N.V.** Geochemistry of multiple diamond inclusions of harzburgitic garnets as examined in-situ. //International Geology Review. - 2005. - Vol. 47. - № 12. - P. 1223-1233.
34. **MacGregor, I.D.** 1974. The system MgO-Al2O3-SiO2: solubility of Al2O3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions.//Am Mineral. 1974. v.59. pp. 110±119.
35. **Malygina, E.V.** 2000. Xenoliths of granular mantle peridotites in Udachnaya pipe. /PhD thesis, United Institute of Geology Geophysics & Mineralogy, Novosibirsk.187 p.
36. **Misra, K.C., Anand, M.; Taylor, L.A., Sobolev, N.V.** Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia. //Contrib Mineral Petrol. 2004. v. 146/6. p. 696-714
37. **Nimis, P., Zanetti, A., Dencker, D., Sobolev, N.V.** Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential. //Lithos 112, S2. pp.112 S1.
38. **Nimis, P. Taylor, W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. //Contrib. Mineral. Petrol. , 2000. v.139 (5), pp.541-554.
39. **Nixon, P.H., Boyd, F.R.**1973. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites./ In: Nixon PH (ed) Lesotho kimberlites. Lesotho Nat Dev Corp Maseru, Lesotho, pp 48-56.
40. **O'Neill, H. St. C. & Wall, V. J.** 1987. The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. //Journal of Petrology, 1987. v. 28, pp.1169-1191.
41. **O'Neill, H.St.C, Wood, B.J.** 1979. An experimental study of Fe-Mg- partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. //Contrib. Mineral. Petrol. 70, 5970.
42. **Pearson, D.G.** The age of continental roots., 1999.// Lithos, 1979. v.48, pp.171-194.
43. **Pokhilenko, N.P., Boyd, F.R., Ashchepkov, I.V., Kuligin, S.S., Malygina, E.V.** Layered mantle beneath Udachnaya pipe: OPX thermobarometry. //Geophysical Research Abstracts, 2000, v.2, p.154.
44. **Pokhilenko, N.P., Sobolev, N.V., Boyd, F.R., Pearson, D.G., Shimizu, N.** 1993. Megacrystalline pyrope peridotites i9,33n the lithosphere of the Siberian platform: mineralogy, geochemical peculiarities, and the problem of their origin. //Russian J Geol Geophys 34 (1): 50-62.
45. **Pokhilenko, L.N.** 2006. Volatile composition and oxidation state of mantle xenoliths from Siberian kimberlites. /PhD thesis, United Institute of Geology Geophysics and Mineralogy, Novosibirsk. 225 p.
46. **Pokhilenko, N. P., Pearson, D. G., Boyd, F. R. & Sobolev, N. V.** Megacrystalline dunites: sources of Siberian diamonds. /Carnegie Inst. Washington Yearbook, 1991. pp.11-18.

47. **Pokhilenko, N. P., Sobolev, N. V., Boyd, F. R., Pearson, D. G. & Shimizu, N.** Megacrystalline pyrope peridotites in the lithosphere of the Siberian platform: mineralogy, geochemical peculiarities and the problem of their origin. //Russian Geology and Geophysics 1993. v.34, pp. 56-67.
48. **Pokhilenko, N. P., Sobolev, N.V., Kuligin, S. S., Shimizu, N.** 1999. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis gamets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolu-tion of the Siberian craton lithospheric mantle.// Proceedings of the VII International Kim-berlite Conference. The P.H. Nixon volume. P. 690-707.
49. **Pokhilenko, N.P., Sobolev, N.V., Sobolev, V.S., Lavrentiev, Yu.G.** Xenolith of diamond bearing ilmenite-pyrope lherzolite from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia.// Doklady AN SSSR, 1976, v.231, pp.149-151.
50. **Shatsky, V., Ragozin, A., Zedgenizov, D., Mityukhin, S.** 2008. Evidence for multistage evolution in a xenolith of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe.// Lithos 2008, v.105, pp. 289–300.
51. **Shatsky, V. S., Buzlukova, L.V., Jagoutz, E., Koz'menko, O. A. & Mityukhin, S. I.** Structureand evolution of the lower crust of the Daldyn-Alakit district in the Yakutian Diamond Province (from data on xenoliths). //Russian Geology and Geophysics, 2005. v.46, pp.1252-1270.
52. **Shimizu, N., Pokhilenko, N. P., Boyd, F. R. & Pearson, D. G.** Geochemical characteristics of mantle xenoiliths from the Udachnaya kimberlite pipe.// Russian Geology and Geophysics 1997. v.38, pp. 205-217.
53. **Shimizu, N., Sobolev, N.V., Yefimova, E.S.** *1997b*. Chemical heterogeneities of inclusion gamets and juvenile character of peridotitic diamonds from Siberia. //Russ. Geol. Geophys. V.38-2, pp.356– 372.
54. **Snyder, G.A., Taylor, L.A., Crozaz, G., Halliday, A.N., Beard, B.L., Sobolev, V.N.** 1997. The Origins of Yakunan Eclogite Xenoliths.// J. Petrol., 1997. v.38, pp.85-113.
55. **Sobolev, N.V., Logvinova, A.M., Zedgenizov, D.A., Pokhilenko, N.P., Malygina, E.V., Kuzmin, D.V., Sobolev, A.V.** Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia.// Lithos, 2009. v112 S1 pp.
56. **Sobolev, V.N., Sobolev, N.V.** Nd and Sr isotopes from diamondiferous eclogites, Udachnaya kimberlitepipe, Yakutia, Siberia: evidence of differentiation in the early Earth? //Earth.Planet. Sci.Lett. 1993. v.118 , pp.91–100.
57. **Sobolev, V.N., Taylor, L.A., Snyder, G.A., Sobolev, N.V.** Diamondiferous eclogites from the Udachnaya pipe, Yakutia .// International Geology Review, 1994, v. 36, N 1, pp. 42-64.
58. **Sobolev, N. V., Logvinova, M., Zedgenizov, D. A., et al.** Mineral inclusions in microdia-monds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study. //Lithos, 2004. v. 77, pp.225–242.
59. **Sobolev, N. V., Pokhilenko, N. V. & Efimova, E.S.** Xenoliths of diamond bearing peri-dotites in kimberlites and problem of the diamond origin. //Russian Geol. Geophys. 1984, V.25/12, pp.63-80.
60. **Sobolev, N.V.** 1977. Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Mantle./Amer. Geophys.Union, Washington, DC. 279 p.
61. **Sobolev, N.V., Logvinova, A.M., Efimova, E.S.** Syngenetic phlogopite inclusions in kimberlite-hosted diamonds implications for role of volatiles in diamond formation. Russian.// Geology and Geophysics 2009..v.50 pp.1234–1248.
62. **Solovjeva, L.V., Egorov, K.N., Markova, M.E., Kharkiv, A.D., Popolitov,K.E., Barankevich, V.G.,** *1997*. Mantle metasomatism and melting in mantle-derived xenoliths from the Udachnaya kimberlite; their possible relationship with diamond and kimberlite formation.// Russian Geology and Geophysics 38 (1), pp.172–193.
63. **Solov'eva, L.V., Lavrent'ev, Yu.G., Egorov, K.N., Kostrovitskii S.I., Korolyuk V.N., Suvorova L.F.** 2008. The genetic relationship of the deformed peridotites and garnet megacrysts from kimberlites with asthenospheric melts. //Russian Geology and Geophysics. 2008. v.49, pp. 207–224.
64. **Spetsius, Z. V. & Serenko, V. P.** Composition of the continental upper mantle and lower crust beneath the Siberian Platform. 272 (in Russian) p. /Moscow: Nauka. 1990, 200 p .
65. **Tappe, S., Foley, S. F., Stracke, A., Romer, R.L., Kjarsgaard, B.A. Heaman, L.M., Joyce, N.** Craton reactivation on the Labrador Sea margins: 40 Ar/39 Ar age and Sr-Nd-Hf-Pb isotope constraints from alkaline and carbonatite intrusives.// Earth and Planetary Science Letters. 2007. v. 256. pp. 433-454.
66. **Taylor, W.L., Kamperman, M., Hamilton, R.** New thermometer and oxygen fugacity sen-sor calibration for ilmenite and Cr-spinel- bearing peridotite assemblage. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.)//7th International Kimberlite Con-ference. In: Red Roof Design, Capetown, 1998. pp.986–988.

67. **Turkin, A.I., Sobolev, N.V.** Pyrope–knorringite garnets: overview of experimental data and natural parageneses. //Russian Geology and Geophysics 50 (2009) pp.1169–1182.
68. **Zedgenizov, D.A., Kagi, H., Shatsky, V.S., Sobolev N.V.** Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy. //Miner. Magazine 2004 v.68, pp.61-73.
69. **Zinchuk, N. N., Spetsius, Z. V., Zuenko, V. V. & Zuev, V. M.** Kimberlite Pipe Udachnaya. 46 (in Russian) /Novosibirsk: Novosibirsk University. 1993, 185 p.

УДК 38.33.17 (476)

Щелочные лампрофиры палеозойского магматического комплекса Беларуси

Н.Д. Михайлов[1], А. Г. Лапцевич[1], Н. В. Владыкин[2]

[1]*Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт*
[2]*Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН*

В пределах верхнедевонской рифтогенной щелочной магматической формации лампрофиры, являющиеся представителями наиболее ранней фазы магматизма (D_{3rch}), установлены в двух областях: Припятском грабене и Северо- Припятской области магматизма, включающей южную часть Жлобинской седловины и северную зону Гомельской структурной перемычки. Среди щелочных пород лампрофирового семейства диагностировано несколько подсемейств: фельдшпатоидное, полевошпатовое и мелилитовое. Лампрофиры имеют калиевую направленность; в мелилитовых лампрофирах отмечается небольшое повышение натриевой составляющей. По глиноземистости полевошпатовые лампрофиры относятся к среднеглиноземистым, в то время как альнеиты являются низкоглиноземистыми. Но все лампрофиры имеют миаскитовый характер. Установлено, что для полевошпатовых лампрофиров характерны повышенные концентрации Nd, Zr, Sm, Eu, Hf, Yb и пониженные Ni, Co, Cr, Pb, Nb. Милилитовым лампрофирам присущи более высокие содержания Cr, Ni, Nb и пониженные Nd, Sm, Eu. Для альнеитов отличие в спектре элементов проявляется по максимуму Cr, Ni, La, Ba.

ВВЕДЕНИЕ

Среди довольно большого петрографического разнообразия щелочных магматических пород территории Беларуси до настоящего времени достаточно редкими являлись породы лампрофирового семейства, характеризующиеся наличием в их минеральном составе наряду со значительным количеством рудных минералов слюд – биотита и флогопита. Данная группа пород принадлежит в основном к гипабиссальным образованиям, которые практически не имеют аналогов среди вулканитов и плутонитов. Щелочные породы, относимые к этой группе, выявлены как отдельные образования в виде небольших силлов, мелких даек и штоков в Припятском грабене и Северо-Припятской области магматизма [1,2].

В Припятском грабене лампрофиры установлены среди пород палеовулканов Васильевский (скв. Артуковская 3), Ветхинский (скв. Ветхинская 1), Днепровский (скв. Днепровская 1). В Северо-Припятской области магматизма лампрофировые породы установлены в южной части Лучинского куста Жлобинского поля диатрем, северной окраине Гомельской структурной перемычки (скв. Урицкая 63д).

ТИПЫ ЛАМПРОФИРОВ

По минеральному составу среди изученных щелочных лампрофиров территории Беларуси установлено несколько подсемейств: полевошпатовые, мелилитовые, фельдшпатоидные.

К полевошпатовым лампрофирам относятся породы, входящие в состав магматического комплекса Припятского грабена. Так в скважине Ветхинская 1 лампрофиры (вогезиты по В. П. Корзуну) вскрыты в отложениях семилукского горизонта (гл.4565-4582 м), где они образуют небольшую дайку мощностью около 20м. Порода – мелко-среднезернистая. Структура лампрофировая, вызванная порфирами роговой обманки, замещенной кальцитом и хлоритом (пеннином). Основная масса породы сложена лейстами калиево-натриевого полевого шпата иногда с трахитоидным расположением. Вся порода усеяна мелкими чешуйками биотита, заключенными как в лейстах полевых шпатов, так и в виде микропорфиров. Наблюдается обильная вкрапленность рудных минералов: титаномагнетита и магнетита с преобладанием первого. Соотношение в породе фемических, салических минералов и полевых шпатов в целом равновеликое.

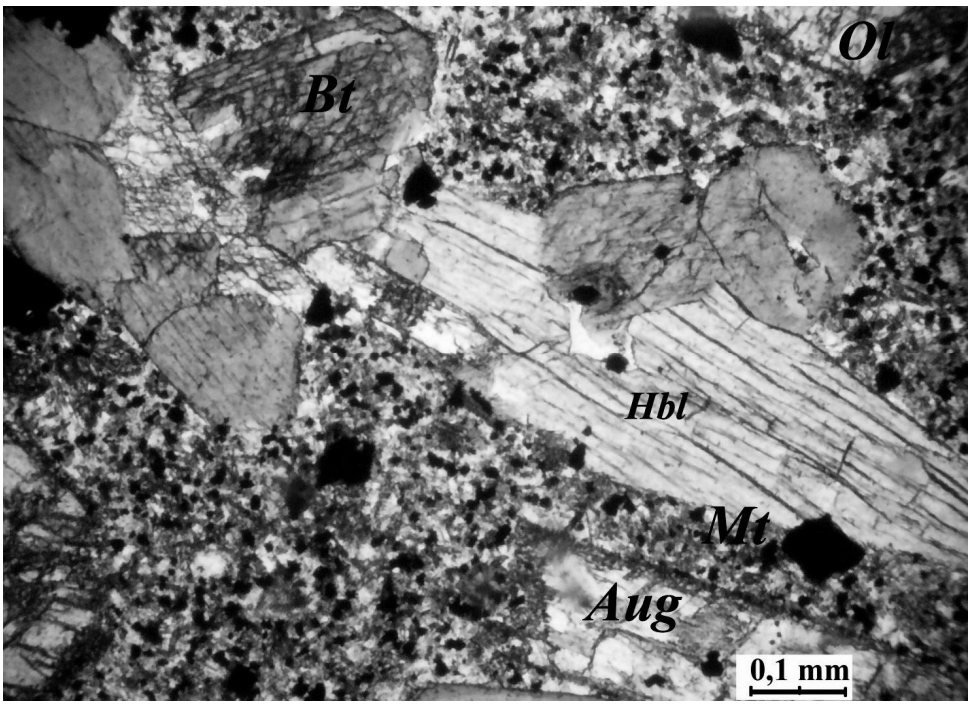

Рис. 1а. **Полевошпатовый лампрфир Припятского грабена. Скв. Артуковская 3, гл. 4514-4518 м.**

Сходное положение в геологическом разрезе занимают лампрофиры скв. Артуковская 3, примыкающей с севера к Ветхинскому палеовулкану (скв. Артуковская 3, гл. 4514-4518 м), где лампрофиры образуют жильную породу

небольшой мощности (около 2 м) в семилукских отложениях. По своему минеральному составу они схожи с полевошпатовыми лампрофирам Ветхинского палеовулкана, при относительно большей размерности порфиров цветных минералов и более явно выраженной их идиоморфности (рис. 1А). Лампрофиры установлены и на северо-западной окраине области распространения магматизма Припятского грабена в породах Днепровского палеовулкана (скв. Днепровская 1, гл. 3564м), где они слагают дайку мощностью около 5 м в кварцитовидных песчаниках. Порода представляет собой тонкокристаллическую полевошпатовую матрицу, в которой цветные минералы формируют лампрофировую структуру, количество фемических минералов, представленных роговой обманкой, биотитом и рядом рудных составляет около 60%. При этом буровато-коричневый плеохроирующий от светло желтого до темно-коричневого цвета биотит наряду с порфирами и ассоциацией рудных минералов образует густую точечную вкрапленность. В породе нередко отмечаются порфиры сильно измененного оливина и пироксена (рис. 1Б).

Второй район, где установлены лампрофиры – Северо-Припятская область магматизма, где породы обнаружены в южной части Жлобинского поля диатрем и северной окраине Гомельской структурной перемычки. На Жлобинской седловине лампрофиры вскрыты в скважинах аномалии, получившей название Шлях Селянина. По своему минеральному составу они соответствуют мелилитовому подсемейству лампрофирового семейства и представлены двумя разновидностями. Встречены они в двух скважинах выше

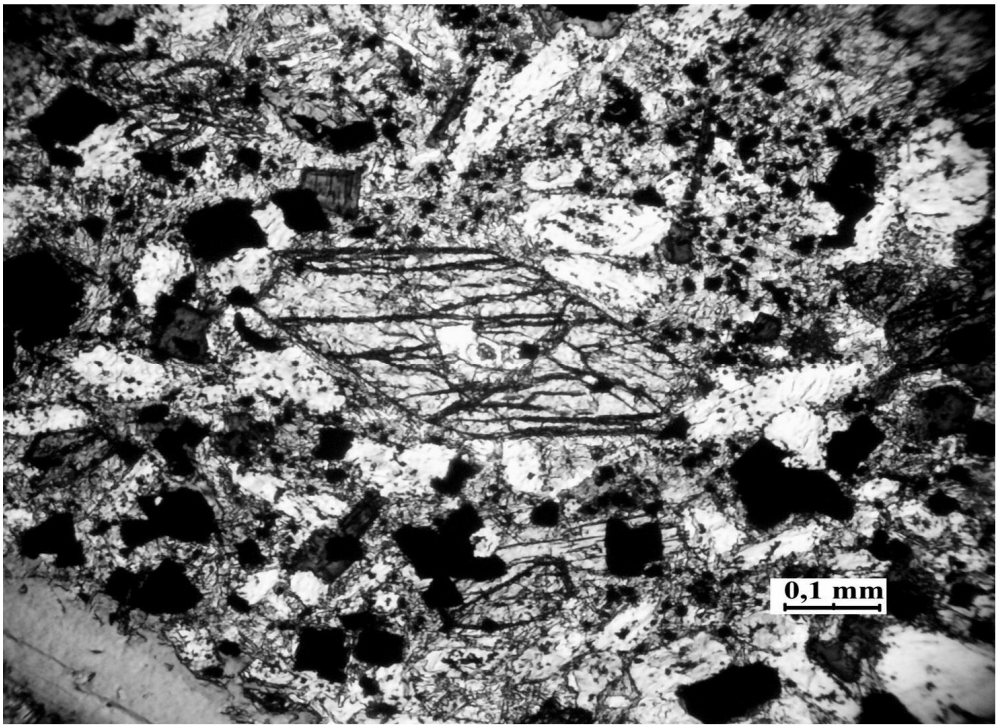

Рис. 1б. **Полевошпатовый лампрофир Припятского грабена с порфирами оливина и пироксена.Скв. Днепровская 1, гл. 3564**

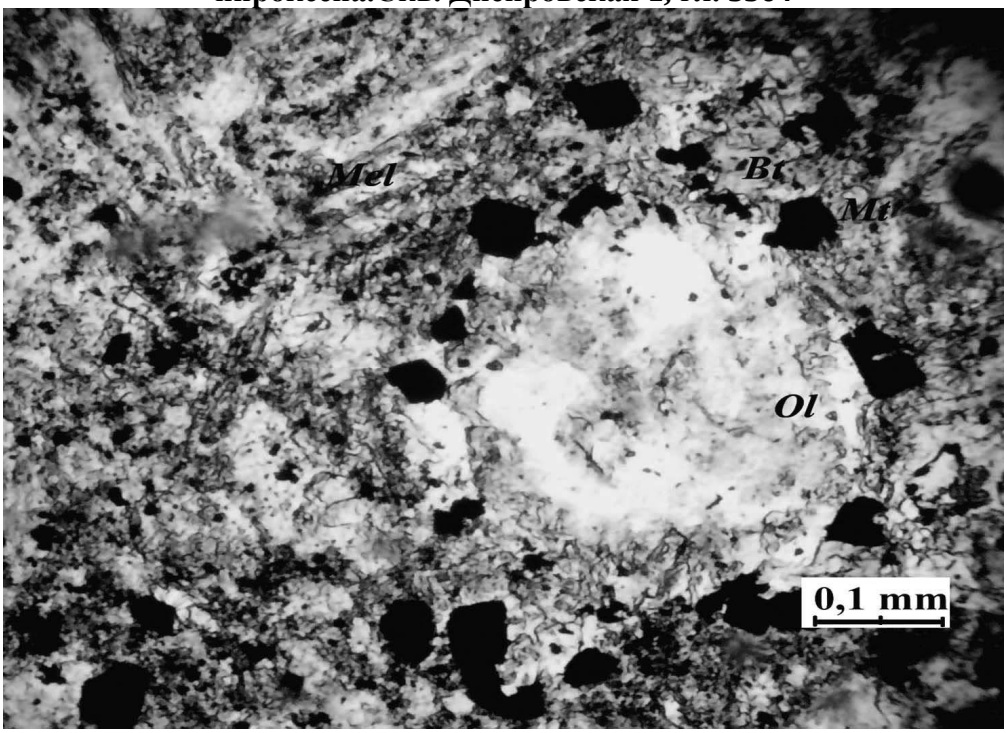

Рис. 2а. **Мелилититовый лампрофир с трахитоидной текстурой. Скв. Лучин 761, гл. 194 м.**

названной аномалии: 761 (интервал 194-196 м; 229-243м) и 763 (225-233 м). В скважине 763 лампрофиры (альнеиты) подстилаются и перекрываются

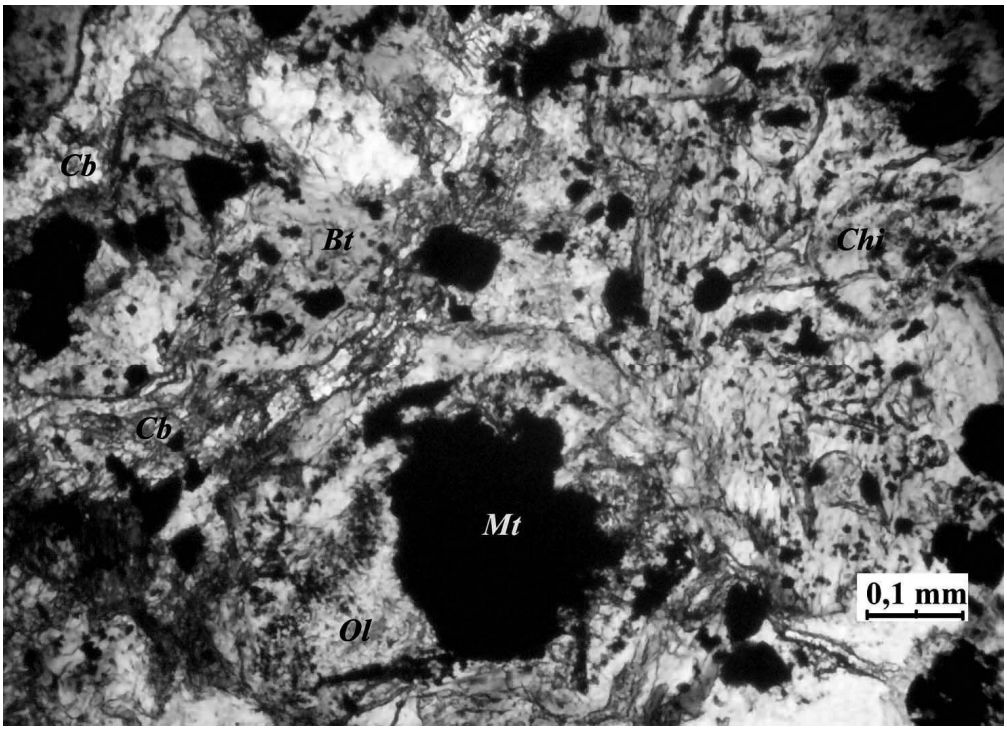

Рис. 2б. **Альнеитовый лампрофир. Скв. Лучин 761, гл. 237,5 м**

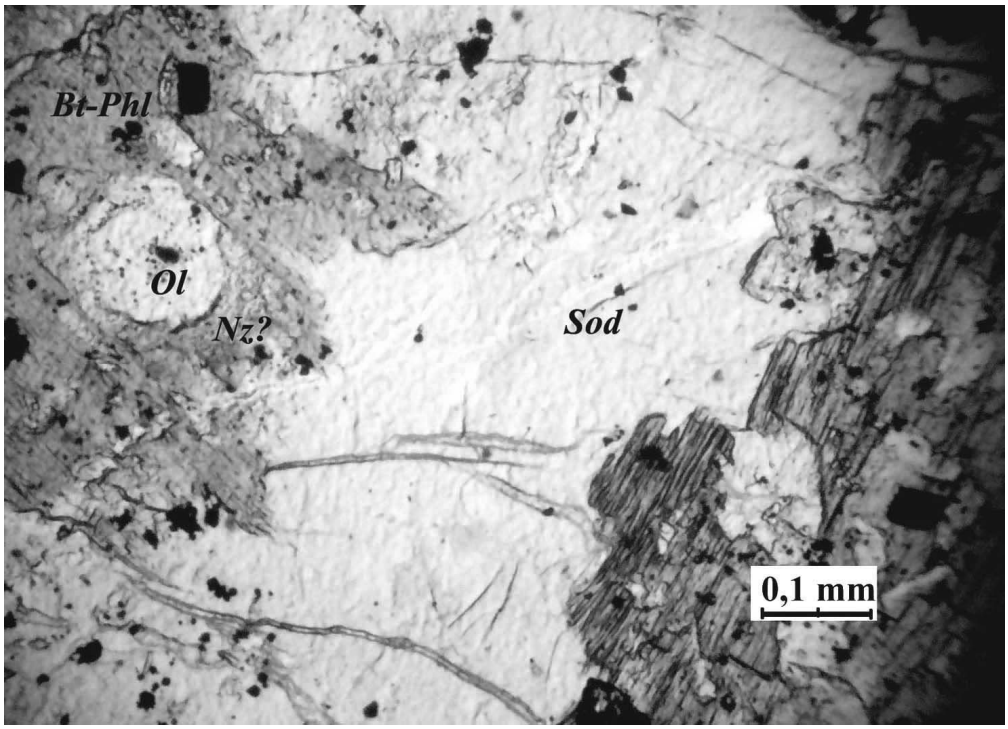

Рис. 2в. **Линзовидный прожилок содалита в альнеитовом лампрофире. Скв. Лучин 761, гл. 231 м.**

брекчиями этих же пород. К первой разновидности мелилитового подсемейства лампрофиров (польценит) можно отнести магматические породы,

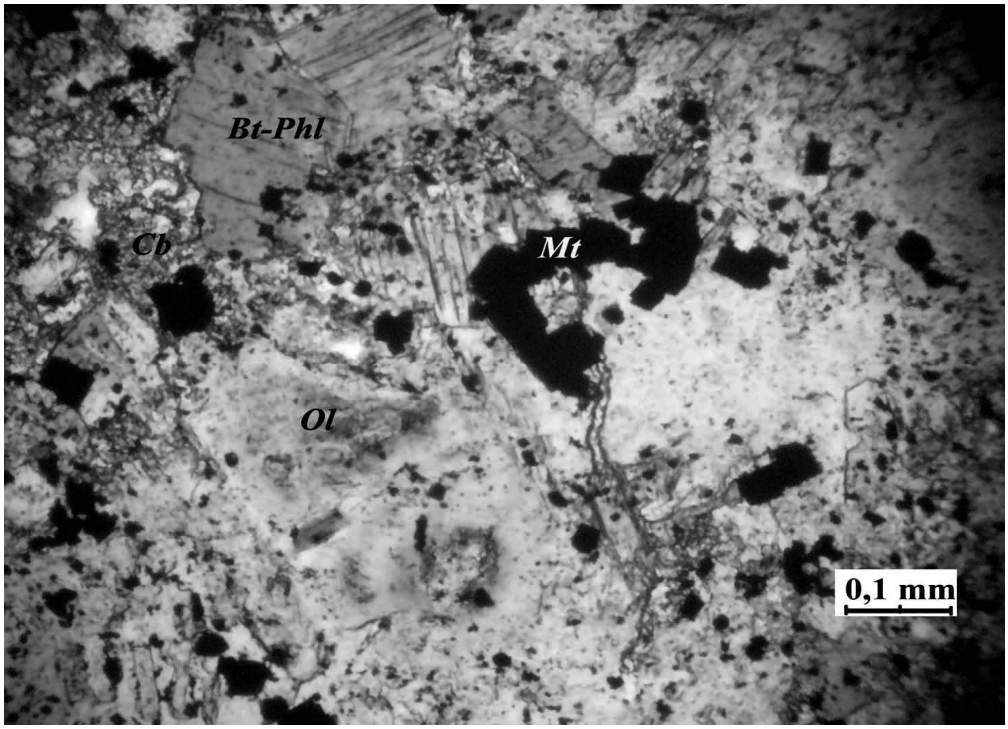

Рис. 2г. **Фенокристаллы оливина в альнеитовом лампрофире. Скв. Лучин 763, гл. 229 м**

вскрытые скважиной 761 на глубине 194 м [3]. Основная масса породы состоит из удлиненно-таблитчатых, сильно измененных (в основном до

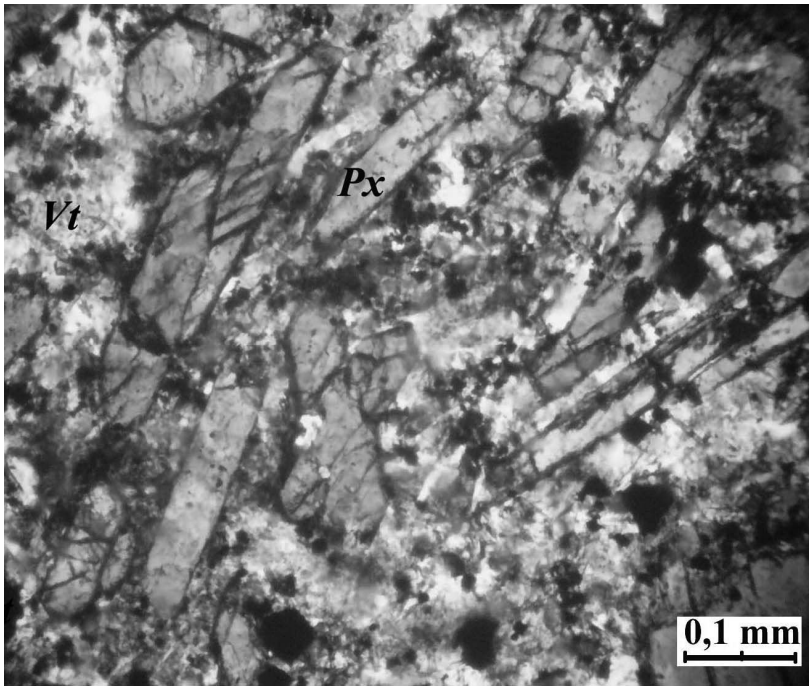

Рис. 3а. **Витрофир-пироксеновый состав основной массы мончикита . Скв. Урицкая 63д, гл.260м**

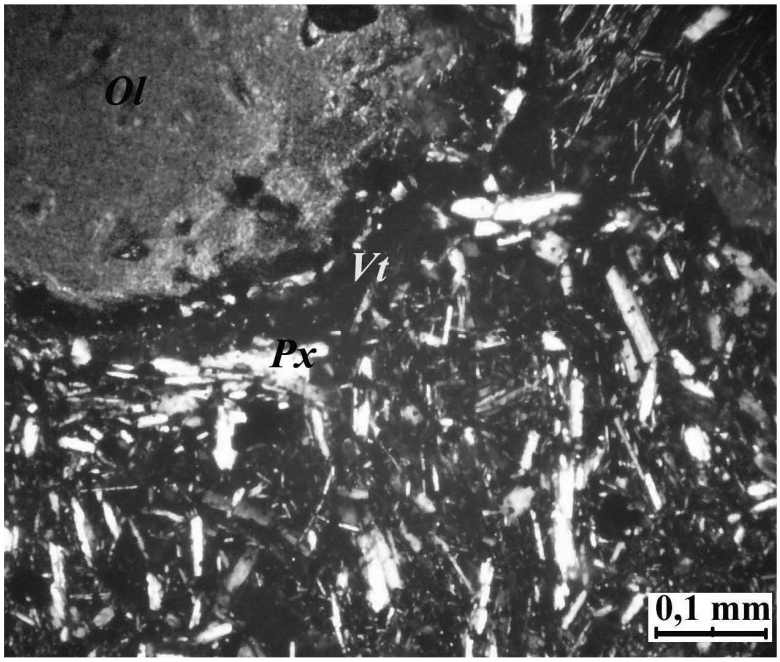

Рис. 3б. **Трахитовидная структура мончикита –камптонита вокруг оливиновых нодулей Скв.Урицкая 63д, гл.260м**

карбоната) кристаллов мелилита, а также таблитчатых, часто удлиненных слюдистых кристаллов желто-коричневого – бледно-коричневого цвета, часто с

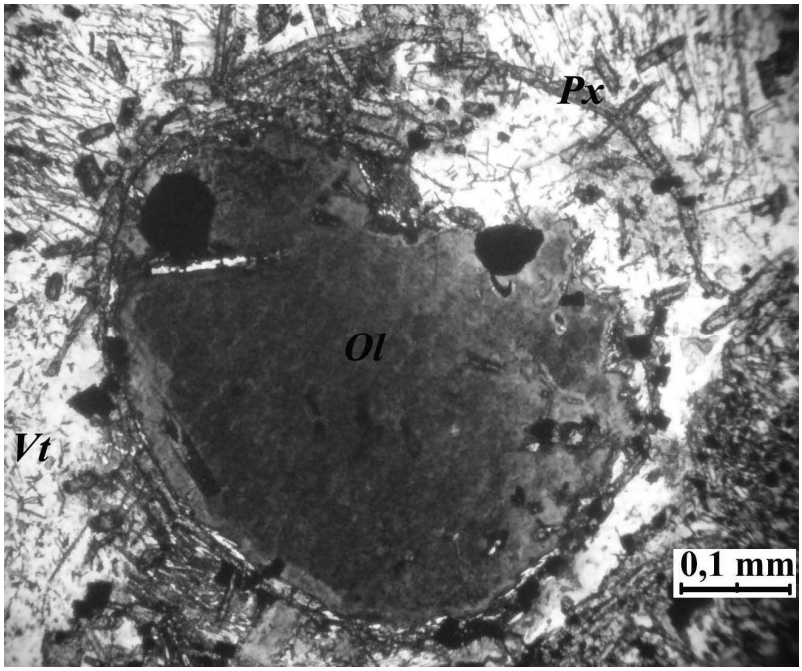

Рис 3в. **Мончикит с оливиновыми нодулями. Нодуль оливина изменен и оторочен кристаллами пироксена и магнетита Скв.Урицкая 63д, гл.260м**

зональностью, что характерно для слюд, входящих в лампрофиры, либо флогопитов [4]. Зерна магнетита «рассыпаны» по породе, образуя неравномер-

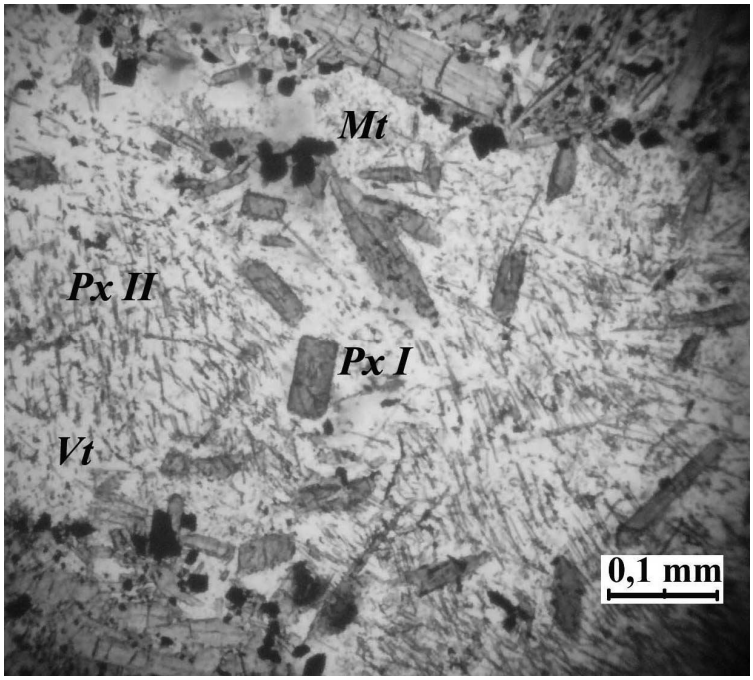

Рис. 3г. **Две генерации пироксена (игольчатые и короткопризматические – ромбические) в «остаточных» ксенолитах стекла в мончиките. Скв.Урицкая 63д, гл.260м**

ную вкрапленность, и окаймляют по периферии псевдоморфозы по оливину. Следует отметить слегка «трахитоидную» текстуру породы, когда мелилит и флогопит обтекают порфиры оливина (рис. 2А).

Второй разновидностью лампрофиров мелилитового подсемейства скв. 761 являются альнеиты, вскрытые в нижней части разреза (227-233 м.).

Эти породы имеют серый, темно-серый до черного цвет, в основном массивной текстуры микрокристаллической, часто афанитовой, структуры. Основная масса породы состоит из глинизированного до гидрослюды стекла, серпенитизированного оливина, хлорита, карбоната. Порфировые вкрапленники представлены флогопитом (биотитом), магнетитом (рис. 2Б). В интервале 231-232 м отмечается наличие в породе бледно-желтовато-зеленого изотропного минерала с низким показателем преломления, который по оптическим показателям можно отнести к содалиту. Часто этот минерал образует неправильной формы линзовидные прожилки и «обломки» в ассоциации с флогопитом и близким по показателям голубоватым минералом (нозеан?) развитие, которого, по-видимому, идет по щелочному стеклу (рис. 2В).

Как отмечалось ранее в скв. 763 лампрофиры подстилаются и перекрываются брекчиями мелилит–лампрофирового состава. В верхней части разреза в лампрофирах (польценит) псевдоморфозы по мелилиту выполнены зеленоватым хлоритом. Основную массу породы составляет карбонат с псевдоморфозами мелилита, гидрослюда и хлорит. Фемические минералы представлены флогопитом (биотитом), магнетитом. В нижней части разреза лампрофиры имеют альнеитовый состав с оливином, содалитом, встречаются порфиры пироксена (рис. 2Г). Значительную часть основной массы алнеитов составляет карбонат, что и характерно для этих типов пород [5]. Характерной особенность всех магматических пород аномалии Шлях Селянина является достаточно интенсивная их карбонатизация.

Лампрофиры, фельдшпатоидного подсемейства, представленные мончикитом, установлены на территории Гомельской структурной перемычки в скважине 63д. По определению Х. Вильямса [5] мончикиты отличаются от фельдшпатоидных камптонитов отсутствием полевого шпата, взамен которого в фельзической связующей массе появляется бесцветный изотропный минерал либо натровое стекло, либо анальцим. Лампрофир, вскрытый скважиной 63д представлен породой черного цвета порфировой структуры. Основная масса породы сложена слегка раскристаллизованным стеклом и удлиненно призматическими зеленовато-желтыми кристаллами щелочного пироксена с вкрапленностью анальцима, апатита (Рис. 3а). Изредка встречается порфиры ромбического пироксена, но они короткопризматические и имеют меньший размер. Порода характеризуется обильной вкрапленностью магнетита, реже ильменита и отвечает по минеральному и химическому составу пироксен-магнетитовому мончикиту.

Второй разновидностью, либо переходной разностью ламрофиров, вскрытых скважиной 63д, ниже пироксен-магнетитовых мончикитов являются мончи киты с витрофир-оливин-пироксеновыми нодулями. Основной состав данной

Таблица 1

Химический состав щелочных лампрофировых пород (масс.%)

Оксиды	Полевошпатовые лампрофиры Припятского грабена				Фельдшпатоидные	Мелилитовые лампрофиры							
						Безпироксеновые мелилитовые				Мелилитовые лампрофиры (альнеиты)			
	1	2	3	4	5а	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	39.23	38.69	39.6	44.53	44.56	34.9	34.75	37.03	36.7	35.76	35.16	34.58	35.72
TiO_2	2.09	3.55	2.77	3.11	3.32	2.12	2.03	2.06	2.19	1.84	2.1	2.14	2.23
Al_2O_3	8.17	9.83	11.16	9.85	13.07	5.1	5.24	4.4	4.4	3.9	4.6	4.3	4.31
Fe_2O_3	10.12	16.12	13.99	10.97	12.89	15.57	16.05	15.46	16.12	14.4	15.15	14.49	13.92
MnO	0.12	0.13	0.09	0.08	0.12	0.19	0.13	0.17	0.17	0.2	0.24	0.23	0.24
MgO	12.65	9.16	15.18	10.73	4.98	18.86	15.31	22.87	23.51	26.52	21.7	21.74	18.55
CaO	12.37	10.67	2.94	5.74	8.36	7.21	10.97	1.63	2.13	2.44	6.0	7.52	9.45
SrO	0.05	0.09	0.04		0.17	0.14	0.14	0.08	0.1	0.11	0.1	0.12	0.09
BaO	0.25	0.09	0.13		0.13	0.1	1.0	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.10
Na_2O	0.36	1.08	0.59	1.89	4.11	0.49	0.78	0.5	0.55	0.23	0.39	0.3	0.35
K_2O	2.76	3.00	3.46	6.67	2.72	2.29	0.87	2.19	1.99	1.99	2.63	2.58	2.20
P_2O_5	0.45	0.74	0.61	0.61	0.79	0.73	0.61	0.6	0.6	0.55	0.61	0.6	0.58
H_2O	4.65	3.76	6.76	0.00	4.56	6.50	6.98	11.35	9.53	9.59	6.43	6.17	
CO_2	6.13	2.83	2.55		0.05	5.01	4.22	1.02	1.14	1.61	4.04	4.85	
F	0.34	0.26	0.23	0.07	0.09	0.35	0.23	0.31	0.32	0.35	0.34	0.32	
п,п,п	10.48	6.11	8.83		4.12	11.51	11.20	12.37	10.67	11.20	10.47	11.02	12.11
сумма	99.77	100.04	100.11	94.25	99.92	99.62	99.46	99.76	99.50	99.50	99.60	100.02	99.85
Na_2O+K_2	3.12	4.08	4.05	8.56	6.83	2.78	1.65	2.69	2.54	2.22	3.02	2.88	2.55
Na_2O/K_2	0.13	0.36	0.17	0.28	1.51	0.21	0.90	0.23	0.28	0.12	0.15	0.12	0.16
al'	0.36	0.39	0.38	0.45	0.73	0.15	0.17	0.11	0.11	0.10	0.12	0.12	0.13
Ka	0.38	0.42	0.36	0.87	0.52	0.55	0.31	0.61	0.58	0.57	0.66	0.67	0.59

Примечание 1) номера анализов 1–4 полевошпатовые лампрофиры Припятского грабена: 1–скв. Артуковская 3, обр. 27, гл. 4384м, 2–скв. Артуковская 3, обр. 40-а, гл. 4518м, 3–скв. Днепровская 1, обр. 1д, гл. 3564-3567м, 4–скв. Ветхинская 1, обр. 85б, гл. 4565м; 5а–5–скв. Уваровичи 63д, гл.250-260м; 5,6–мелилитовые лампрофиры южной части Жлобинской седловины; 6–скв. Лучин 761, обр. 9, гл. 194м., 6-скв. Лучин 761, обр. 8, гл. 193 м.;7–12–альнеиты южной части Жлобинской седловины: 7–скв. Лучин 761, обр. 20, гл. 231м; 8–скв. Лучин 761, обр. 20а, гл. 232м; 9–скв. Лучин 761, обр. 21, гл. 236м; 10–скв. Лучин 761, обр. 23, гл. 238м; 11–скв. Лучин 761, обр. 24, гл. 241м; 12–скв. Лучин 763, обр.12, гл.. 228 м.

2) определения породообразующих оксидов выполнены методом РФА в Институте геохимии им, А, П, Виноградова, г, Иркутск;

3) под индексом Fe_2O_3–сумма оксидов железа.

Таблица 2.

Содержание микроэлементов в щелочных лампрофировых породах Беларуси (г/т).

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Be	2,9	3,7	6,2	7,5	9,1	7,3	5,7	4,5	4,8	7,5	8,3	7,5	9,0	5,6
V	436,1	259,0	288,5	288,8	284,6	245,9	243,4	244,4	163,7	266,9	228,8	228,7	270,3	366,6
Cr	60,8	121,4	606,5	286,8	316,8	679,4	669,2	673,3	434,7	947,7	887,3	871,6	867,9	985,6
Co	59,0	33,6	67,1	49,5	55,5	69,9	65,3	73,7	51,5	75,5	73,0	63,8	76,9	82,1
Ni	49,5	63,9	295,8	117,6	124,7	332,2	271,9	332,5	199,9	400,7	366,5	301,4	354,2	368,1
Cu	253,1	21,7	358,7	399,6	429,5	368,7	368,0	421,0	282,3	403,3	389,6	354,5	401,6	409,3
Zn	181,3	31,2	71,4	146,0	131,4	77,0	146,4	119,1	80,2	96,6	100,5	118,9	138,2	105,9
Ga	20,9	21,7	12,9	12,1	12,8	12,1	12,5	13,6	9,4	11,7	11,7	10,7	11,2	13,0
Rb	49,0	51,5	68,2	28,0	41,8	52,9	48,2	51,4	44,7	41,9	37,9	46,0	43,1	47,3
Sr	1179	481	1276	1722	1296	859	887	804	815	778	895	1000	788	1173
Y	23,8	30,4	13,6	13,8	16,9	11,8	12,4	13,2	9,7	13,6	13,1	12,8	12,4	15,2
Zr	231,0	250,7	161,9	117,1	116,7	139,8	128,1	128,0	92,2	104,8	116,1	112,3	118,1	110,6
Nb	54,9	75,5	81,4	85,1	87,5	80,7	78,2	82,2	55,2	79,0	79,2	72,0	82,3	82,5
Ba	914	1103	1131	10971	1882	2154	899	967	647	986	887	893	1127	1164
La	57,4	66,2	42,4	115,4	106,2	71,5	82,2	95,9	65,9	72,2	69,7	60,7	116,3	96,2
Ce	123,1	131,4	75,4	174,8	171,1	129,5	142,7	161,8	115,1	108,3	139,2	104,7	168,1	137,3
Pr	13,9	11,9	7,3	17,2	16,3	11,8	12,7	14,7	10,3	10,7	13,4	10,5	16,3	14,6
Nd	60,0	58,4	25,3	52,1	49,5	41,1	44,1	50,8	34,8	32,3	41,6	31,6	46,8	46,7
Sm	10,6	9,8	3,9	7,4	7,2	5,7	6,0	6,8	4,6	5,0	5,9	4,3	5,8	7,0
Eu	3,0	3,4	1,1	2,5	1,9	1,7	1,6	1,9	1,2	1,5	1,7	1,5	1,7	2,1
Gd	9,4	8,0	4,1	7,0	6,3	6,0	6,0	6,9	4,6	4,5	5,3	5,2	5,8	6,8
Tb	1,1	0,9	0,5	0,8	0,9	0,6	0,6	0,6	0,4	0,7	0,7	0,6	0,7	0,8
Dy	5,7	4,9	3,0	3,6	4,5	3,1	3,2	3,3	2,2	3,3	3,3	3,2	3,5	4,0
Ho	1,0	1,0	0,6	0,6	0,8	0,5	0,5	0,5	0,4	0,6	0,6	0,5	0,5	0,7
Er	2,3	2,1	1,6	1,5	2,0	1,6	1,6	1,4	1,1	1,6	1,5	1,5	1,1	1,6
Tm	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,7	2,0	1,3	1,3	1,7	1,1	1,0	0,9	0,7	1,2	0,9	1,3	1,0	1,4
Lu	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2
Hf	5,2	6,3	3,9	3,5	3,1	3,3	3,1	3,2	2,2	2,8	2,9	3,0	3,0	2,6
Ta	3,9	4,7	4,6	4,6	4,5	5,0	4,9	5,2	3,6	4,0	4,1	4,0	4,3	3,6
Pb	4,1	3,2	5,1	4,8	12,4	5,5	169,5	14,8	4,3	6,3	7,8	16,0	9,3	14,4
Th	6,2	8,3	8,5	11,4	11,8	8,4	8,5	8,3	6,6	9,3	8,6	9,8	11,4	7,5
U	1,2	1,7	1,8	2,3	2,4	2,3	1,4	1,4	0,7	2,2	1,9	1,6	1,8	1,6

Примечания: 1) 1,2- полевошпатовый лампрофир: 1—скв. Артуковская 3 –обр. 40а, гл. 4518 м.; 2—7- скв. Ветхинская 1- обр 85б, гл 4565 м.; 3-5- мелилитовый лампрофир:3 — скв. Лучин 763, обр. 8, гл. 225 м; 4—скв. Лучин 761, обр. 8, гл. 193 м.; 5— скв. Лучин 761, обр. 9, гл.194 м.; 6— карбонатный альнеит, скв. Лучин 763, обр. 9, гл. 227; 7-14 альнеит:7— скв. Лучин 763, обр.13, гл. 229 м.; 8— скв. Лучин 763, обр.15 гл. 231м.; 9— скв. Лучин 763, обр.17 гл. 232м.; 10— скв. Лучин 761, обр. 20 гл. 231 м.; 11— скв. Лучин

761, обр. 20а гл. 232 м.; 12— скв. Лучин 761, обр. 21,гл. 236 м.; 13— скв. Лучин 761, обр. 23, гл. 238 м.; 14— скв. Лучин 761, обр.24, гл. 241 м.
2) определения элементов-примесей выполнены методом ICP-MS в Институте геохимии им. А. П. Виноградова, г.Иркутск, Россия

породы близок к составу вышеописанных мончикитов, но пироксен и магнетит образуют субтрахитовую структуру вокруг нодулей (рис. 3б). Сами нодули, по-видимому, по первичному составу оливиновые, изменены до оранжево-бурого цвета (по Лодочникову иддингсит-биотитовидный минерал) и образуется венчиковая микро структура нодулей, когда основная их часть выполнена иддингситом окруженным оболочкой пироксена и магнетита (рис. 3в). Кроме нодулей в породе отмечаются линзовидные, каплевидные «остаточные ксенолиты» стекла (как и в нефелинитах скв. Центролит 2), в них отмечается вкрапленность двух генераций пироксенов— игольчатые, по всей массе и фенокристы призматических клино- и ортопироксенов (рис. 3г).

ЭЛЕМЕНТЫ ПРИМЕСИ И ИЗОТОПЫ

Полученные аналитические данные по составу лампрофиров и распределения малых элементов показывают, что каждая из разновидностей лампрофиров имеет свои геохимические особенности (таблица 1.2). Общими для них являются повышенная титанистость, железистость и щелочность.. При этом наиболее щелочными являются полевошпатовые лампрофиры Припятского грабена (Na_2O+K_2O= 3,12–8,56мас.%) и мончикиты (Na_2O+K_2O=6,9 мас.%). В целом лампрофиры в основном имеют калиевую направленность (Na/K=0,2–0,4); в мелилитовых лампрофирах отмечается небольшое повышение натриевой составляющей (до Na/K =0,94), в то же время фельдшпатоидные лампрфиры отличаются преимущественно натриевым составом. Выявлено отличие по коэффициенту глиноземистости различных подгрупп лампрофиров. Так фельдшпатоидные лампрофиры являются высокоглиноземистыми (al'=0,73) полевошпатовые лампрофиры (Припятский грабен) можно отнести к среднеглиноземистым (al'≈0,4), в то время как мелилитовые лампрофиры (альнеиты) являются низкоглиноземистыми (al'≈0,1). Но все лампрофиры имеют миаскитовый характер (Ка<1), иногда с незначительным уклоном в сторону агпаитового (скв. Ветхинская 1, Ка=0,7). В целом для полевошпатовых лампрофиров характерно повышенное содержание SiO2, TiO2, Al2O3 и пониженное Fe2O3, MgO. Фельдшпатоидные лампрофиры имеют самые высокие концентрации

SiO2, Al2O3 и самые низкие MgO. и повышенными содержаниями алюминия. Мелилититовые лампрофиры самые магнезиальные и самые низко глиноземистые. Все эти особенности химического состава различных подгрупп лампрофиров объясняются их минеральным составом.

Геохимические особенности лампрофиров отражены на спайдер-

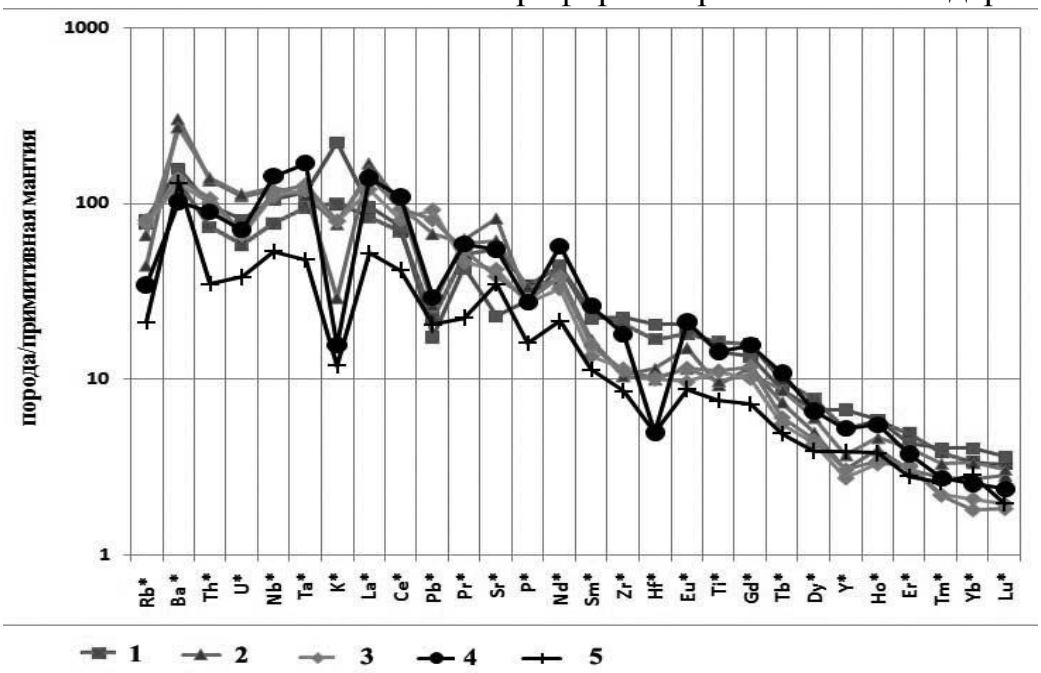

Рис. 4. **Спайдердиаграммы нормированного по примитивной мантии распределения редких элементов в лампрофирах палеозойского щелочного комплекса Беларуси.**

Примечания: 1-полевошпатовый лампрофир, 2-мелилитовый лампрофир, 3-карбонатный альнеит, 4-альнеит, 5-щелочной пироксеновый пикрит Припятского грабена, 6-щелочной биотит-пироксеновый пикрит Жлобинской седловины

диаграмме распределения элементов-примесей, нормированных по примитивной мантии. При достаточно сходном спектре распределения элементов-примесей для полевошпатовых лампрофиров Припятского грабена характерны максимумы K, Nd, Ba и минимумы U, Th, Pb; милилитовым лампрофирам присущи максимумы Th, Ce, P при минимумах U, Ba, La (рис. 4). Для альнеитов отличие в спектре элементов проявляется по максимуму Ba (особенно в карбонатизированных альнеитах, где концентрации бария в породе приближаются к 1%), La при минимумах U, Pb Zr, Hf, Для сравнения на рисунке 7также приведены спектры распределения элементов-примесей в щелочных пикритах Припятского грабена и Жлобинской седловины, для которых характерно наличие двух четко выраженных минимумов – K, Hf. Сравнительный анализ распределения элементов-примесей в щелочных пикритах и лампрофирах свидетельствует об определенной геохимической специфике лампрофиров.

Изотопные соотношения распределения Sr – Nd в исследуемых образцах палеозойских лампрофиров (табл. 3) располагают исследуемые породы в области, расположенное между изотопными характеристиками преобладающей мантии (PREMA) и обогащенного мантийного источника EM 1. При этом наиболее тяжелым изотопным составом стронция отличаются полевошпатовые лампрофиры Ветхинской структуры Припятского грабена (εSr=21,2), а менее радиогенным Sr отличаются

альнеиты. В то же время они также различаются за счет распределения изотопного состава Nd. εNd изменяется в них в диапозоне значений от -2,2 (полево-шпатовый лампрофир Ветхинской структуры) до +2, 1—+2,4 (альнеит, мончикит). Модельный Sm-Nd возраст источников лампрофироых пород отвечает возрастному интервалу T_{DM}=0.79–1.15, T_{DM2}= 0.95–1.31 млрд. лет и отражает возраст метасоматического обогащения мантийного источника для этих пород. Обращает на себя внимание зависимость модельного возраста от различного типа εNd – более древний возраст имеет лампрофир с отрицательным εNd.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установленное, практически в большинстве районов развития магматизма проявлений трех подсемейств лампрофировых разностей щелочных пород преимущественно гипабиссальной фации магматизма свидетельствуют о том, что процесс дифференциации магматического источника этих пород проходил достаточно масштабно. Данное обстоятельство, в комплексе с ранее полученными данными [7,8] не исключает возможность проявлений кимберлитового и лампроитового магматизма сходного по составу с Архангельской провинцией в составе палеозойской щелочной магматической формации Беларуси.

Работа выполнена при поддержке совместного фонда БРФФИ – РФФИ (грант № X08P-087)

ЛИТЕРАТУРА

1. **Корзун В.П., Махнач А.С.** Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Мн.: Наука и техника. 1977. 164 с.
2. **Веретенников Н.В., Лапцевич А.Г., Владыкин Н.В., Михайлов Н.Д.** Ассоциация щелочных лампрофиров и карбонатитов Лучинского куста диатрем – положитель ный магматический критерий прогнозирования и поиска потенциально алмазоносных кимберлитов // Инновационное развитие геологической науки-путь к эффективному и комплексному освоению ресурсов недр. Минск 2007. С. 55-58.
3. Петрографический кодекс России магматические, метаморфические, метосоматические, импактные образования. Санкт-Петербург, 2008, 200 с.
4. **Лодочников В. Н.** Главнейшие породообразующие минералы. М. 1974. 248 с.
5. **Вильямс Х, Тернер Ф., Гилберт Ч.** Петрография Т. 1. М. 1985. 301 с.
6. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ.–1989.–Vol. 42.– P. 313-346.
7. **Mikhailov N. D., Vladykin N.V., Laptsevich A.G.** Geochemical features of alkali rocks of Palaeozoic magmatism of Belarus // Deep-seated magmatism, its sources and plumes Vladivostok, Irkutsk 2008. P.169-180.
8. **Михайлов Н .Д., Лапцевич А. Г**. Распределение радиоактивных элементов (U, Th) в девонских щелочных магматических породах Беларуси. Літасфера №1 (30), 2009, С 126-133
9.

УДК 552. 332. 4

Лампрофиры Южного Сихотэ-Алиня

Петухова Л.Л., Приходько В.С.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

В статье приводится петрогеохимическая и минералогическая характеристика пород, слагающих дайки и трубки взрыва среди юрских терригенных отложений вулканогенно-осадочной толщи ариадненской свиты (Южный Сихотэ-Алинь). Изотопный возраст магматических пород, определенный с помощью K-Ar метода, находится в интервале – 152 – 159 млн. лет. Рассматриваемые магматические образования представляют собой серовато-зеленоватые породы порфировой структуры и глобулярной текстуры. Вкрапленниками являются амфибол, слюда, клинопироксен, основная масса сложена спутанноволокнистым агрегатом керсутита, флогопита, клинопироксена, ильменита и магматического кальцита. Оливин в этих породах не обнаружен. Рассматриваемые породы, которые первоначально были отнесены к представителям меймечит-пикритового комплекса, имеют ряд минералогических особенностей, таких как: а) наличие магматического флогопита; б) обогащение слюдой и амфиболом; в) отсутствие оливина среди вкрапленников; г) наличие порфировой структуры, что позволяет отнести их к лампрофирам. Они обнаруживают большое сходство с лампрофирами косвожского комплекса Полярного Урала. Описываемые породы по минералогическим и геохимическим свойствам наиболее близки щелочному ряду семейства лампрофиров типа альнеитов, а возможно, его карбонатизированной разновидности – айлликиту.

ВВЕДЕНИЕ

Находки алмазов в россыпях и породах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса [1, 8] вызывают повышенный интерес исследователей к этим достаточно редким магматическим образованиям и, естественно, стимулируют поиски потенциально алмазоносных пород (кимберлитов, лампроитов и лампрофиров) в регионе. Породы, обнаруженные в составе даек и трубок взрыва вблизи с. Ариадное (Приморский край), первоначально были отнесены к пикритам [7]. Комплексное изучение выявило определенные специфические особенности этих пород, что позволило отнести их к лампрофирам. Близкие по составу и структуре породы были обнаружены одним из авторов в аллювии р. Кедровка.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Южный Сихотэ-Алинь является сложным гетерогенным сооружением, представляющим собой коллаж различных по строению и природе террейнов - фрагментов аккреционных призм. Последние сложены линзовидными пакетами терригенно-вулканогенно-кремнистых комплексов триасово-юрского возраста, включенными в позднеюрско-раннемеловой турбидитовый

матрикс [2]. В Бикинской и Самаркинской аккреционных призмах Сихотэ-Алиня известны выходы небольших по размерам тел экзотических мафит-ультрамафитовых пород, близких по петрогеохимическим и минералогическим особенностям к кимберлитам, меймечитам, лампроитам и лампрофирам. Вблизи с. Ариадное слюдистые мафит-ультрамафиты слагают серию мелких даек довольно выдержанных по простиранию (близширотное) при ширине 8-10 м, протяженностью – 100-300 м. Нами такие породы были исследованы на левом борту долины р. Малиновка, между руч. Падь Малая Пожига и Падь Тодохова, где они выполняют маломощную субвертикальную дайку и небольшую трубку взрыва среди юрских терригенных отложений (песчаники и алевролиты) вулканогенно-осадочной толщи ариадненской свиты. Изотопный возраст сосуществующих керсутита и Ti-биотита из этих пород, обнажающихся вблизи с. Ариадное, определенный с помощью K-Ar метода, показывает узкий временной интервал 152 – 159 млн лет [10]. Изученная дайка (левый борт р. Малиновки) имеет следующее строение. Вблизи контакта с вмещающими породами развиты брекчиевые разности пикритов, в которых обломки представлены преимущественно песчаниками. Центральная часть тела сложена относительно массивными породами с крупными (иногда гигантозернистыми) вкрапленниками амфибола и слюды и карбонатными глобулями. Породы биотитизированы, окварцованы, карбонатизированы и пронизаны маломощными баритовыми прожилками. Трубка взрыва выполнена измененными и выветренными породами, поэтому трудно судить о ее внутреннем строении.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Химические анализы пород были выполнены в Центральной лаборатории ПО «Дальгеология» методом «мокрой» химии; измерения содержаний редкоземельных и редких элементов проведены в Хабаровском инновационно-аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (г. Хабаровск) методом ISP-MS (аналитики - Зазулина В.Е., Авдеев Д.В.). Определение химического состава породообразующих и акцессорных минералов осуществлено на рентгеноспектральном микроанализаторе JX-50 (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик В.М. Чубаров).

ПЕТРОГЕОХИМИЯ ПОРОД

Рассматриваемые магматические образования, названные пикритами [7], представляют собой серовато-зеленоватые породы порфировой структуры и глобулярной текстуры (рис. 1). Вкрапленниками являются керсутит, флогопит, клинопироксен, основная масса сложена спутанноволокнистым

агрегатом керсутита, флогопита, клинопироксена, ильменита и магматического карбоната. Оливин в этих породах не обнаружен.

По химическому составу (табл.1) они принадлежат ультраосновной группе (SiO_2 – 31,19 – 37,6 вес. %), характеризуются довольно высоким

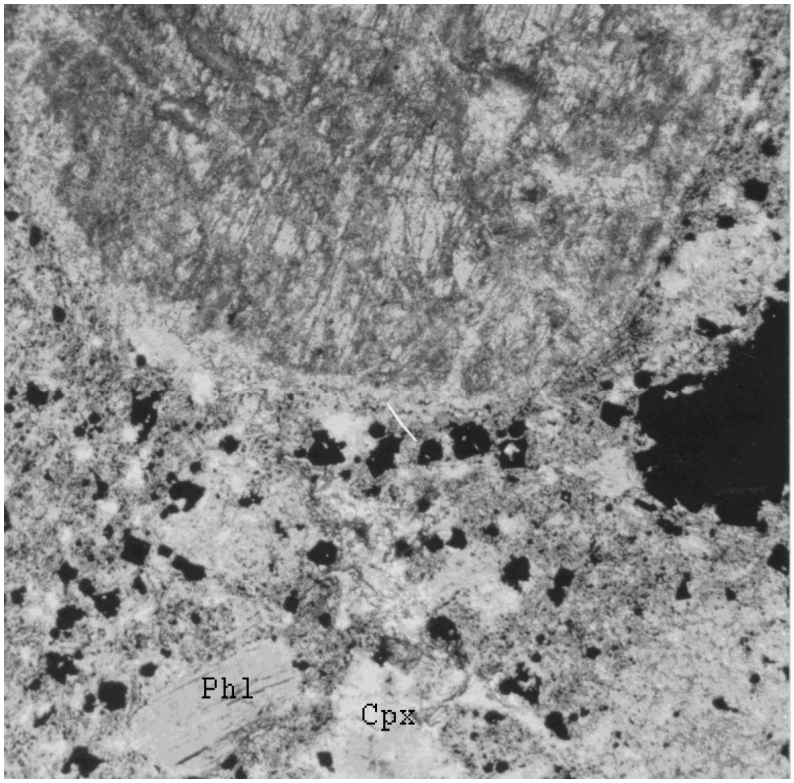

Рис.1. **Глобулярная структура лампрофира. Ув.54.**

содержанием суммы щелочей, диапазон которой колеблется от 0,7 вес.% до 3,3 вес.% и относятся к калиевой серии (Na_2O/ K_2O = 0.48 – 1,04). Содержания TiO_2 составляют от 2.8 до 5.0 вес. %, FeO общ. - 11,4 – 20,8 вес.%, CaO - 6,9 – 13,5 вес. %, Al_2O_3 - 4,6 – 9,1 вес.% и MgO от 10,9 до 17,11 вес.%. Для сопоставления химизма изучаемых пород и других типов ультрамафитов использовалась известная диаграмма Барсукова В.А. и Дмитриева Л.В. (рис. 2), из которой следует, что фигуративные точки составов описываемых пород тяготеют к полю лампрофиров косвожского комплекса Полярного Урала и значительно дистанцируются от поля пикритов [6]. На треугольной диаграмме в координатах MgO – Al_2O_3 – FeO (рис.3) слюдистые породы вместе с полярноуральскими лампрофирами попадают в поле развития альнеитов и айлликитов [9]. Первичный химический состав изученных пород мог быть искажен вследствие вторичных преобразований, однако этот процесс вряд-ли существенно нарушил петрогеохимическую структуру пород, поскольку отношения циркония и гафния и других элементов (Zr/Hf, Ni/Co и Cr/V) достаточно стабильны.

Содержания когерентных элементов (Cr, Co, Ni) в этих породах занимают промежуточное положение между ультрабазитами и базитами.

Таблица 1.

Химические составы (вес.%) и содержания микрокомпонентов (г/т) лампрофиров

Ком понент	АР 02-01	АР02-02	АР02-04	АР 02-05	АР 02-06	АР 02-08	АР 02-09	АР 02-13	АР02-15	АР 02-17
SiO_2	36,9	37,29	35,21	36,10	36,57	37,6	36,00	33,86	31,19	33,03
TiO_2	3,49	3,30	3,35	3,58	3,38	3,25	3,37	3,83	3,46	3,26
Al_2O_3	7,23	7,13	6,62	7,14	7,59	8,97	7,04	7,61	8,55	7,25
Fe_2O_3	8,59	8,73	7,79	7,87	7,00	5,67	7,24	3,97	4,10	5,54
FeO	8,10	7,76	7,53	7,85	8,11	8,50	7,77	10,12	11,95	7,52
MnO	0,26	0,28	0,26	0,26	0,24	0,22	0,28	0,19	0,20	0,30
MgO	16,17	16,31	17,11	16,98	15,07	15,15	15,72	12,82	13,04	10,75
CaO	10,10	9,42	11,35	10,23	11,23	9,97	11,22	8,43	8,61	13,26
Na_2O	1,39	1,44	1,34	1,25	0,98	1,44	1,25	0,30	0,26	0,44
K_2O	1,39	1,38	1,30	1,26	1,77	1,71	1,34	0,55	0,54	0,88
P_2O_3	0,53	0,20	1,11	1,35	1,59	1,05	1,25	1,76	1,83	2,37
SO_3	<0,1	<0,1	<0,10	0,23	<0,10	0,10	0,29	0,44	1,23	0,49
CO_2	3,06	2,75	4,34	2,06	3,03	1,77	2,80	9,10	8,19	9,36
N_2O^x	2,64	2,91	2,89	3,13	3,27	3,21	3,27	5,83	5,55	4,27
п.п.п.	4,95	4,66	6,06	4,18	5,01	3,69	4,84	12,65	12,12	11,87
Sc	30,71	33,21	32,95	32,29	31,26	29,83	32,15	31,23	35,10	26,72
Ti	24338	23784	24230	24612	24949	23466	26070	27773	28731	21135
V	254,20	258,76	249,33	254,20	269,65	299,01	274,94	464,19	430,95	336,91
Cr	587,08	649,60	620,90	558,29	509,88	455,29	579,83	510,81	497,58	363,38
Mn	2407,2	2533,2	2639,4	2283,05	2337,76	1906,22	2573,56	1711,24	1771,0	2492,38
Co	71,22	70,08	69,29	68,86	63,67	65,81	73,05	59,48	72,74	52,65
Ni	469,09	474,36	433,22	408,44	369,49	434,59	453,67	387,81	438,88	320,01
Cu	45,24	50,56	48,57	45,34	50,76	83,54	49,24	66,15	84,06	70,84
Zr	435,22	443,57	424,97	423,00	453,49	486,99	434,34	315,40	447,12	265,00
Nb	113,40	119,40	110,83	129,39	184,22	116,87	135,34	222,07	379,89	182,42
La	159,31	139,72	147,41	180,84	182,11	99,96	176,00	150,93	139,79	211,62
Ce	390,31	343,60	366,21	406,13	409,47	228,88	413,95	325,59	301,86	467,16
Pr	45,04	39,00	41,13	45,87	47,01	27,31	47,51	38,05	34,87	52,28
Nd	169,39	144,01	157,43	173,76	181,64	110,61	183,71	153,18	140,32	207,05
Sm	27,59	22,76	26,60	30,52	34,10	22,52	32,84	30,72	29,92	40,49
Eu	7,41	6,23	7,46	8,75	9,93	6,81	9,22	9,17	9,06	11,32
Gd	24,73	20,89	24,84	29,10	32,35	21,09	30,08	28,52	29,83	37,99
Tb	2,65	2,22	2,73	3,25	3,77	2,66	3,41	3,75	4,43	4,47
Dy	10,28	8,64	10,83	13,38	15,73	11,16	13,74	17,88	23,33	19,48
Ho	1,69	1,42	1,77	2,20	2,54	1,83	2,21	3,18	4,25	3,40
Er	4,26	3,69	4,46	5,30	6,00	4,22	5,22	7,89	10,38	8,36
Tm	0,51	0,44	0,51	0,59	0,73	0,54	0,57	0,87	1,20	0,92
Yb	2,73	2,50	2,83	3,13	3,71	2,80	3,08	4,50	6,27	4,88
Lu	0,41	0,39	0,40	0,43	0,56	0,43	0,42	0,58	0,83	0,60
Hf	9,31	9,22	9,18	9,72	10,46	11,76	9,99	6,74	9,89	5,97

Примечания: хим. анализы выполнены в ЦЛ «Дальгеология», определения микроэлементов проведены методом ISP-MS в ХИАТЦ ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск).

Отношение Ni/Co варьирует в интервале 4,7 - 6,5, тогда как в гипербазитах отношения средних содержаний никеля и кобальта колеблятся в гораздо большем диапазоне 10-25, а в лампроитах –6-16 [3]. Отношение

Cr/V изменяется незначительно - от 1 до 2,4, что свойственно лампрофирам Полярного Урала и альнеитам [6].

Слюдистые пикриты из с. Ариадного демонстрируют высокую обогащенность легкими РЗЭ при несколько пониженном уровне накопления

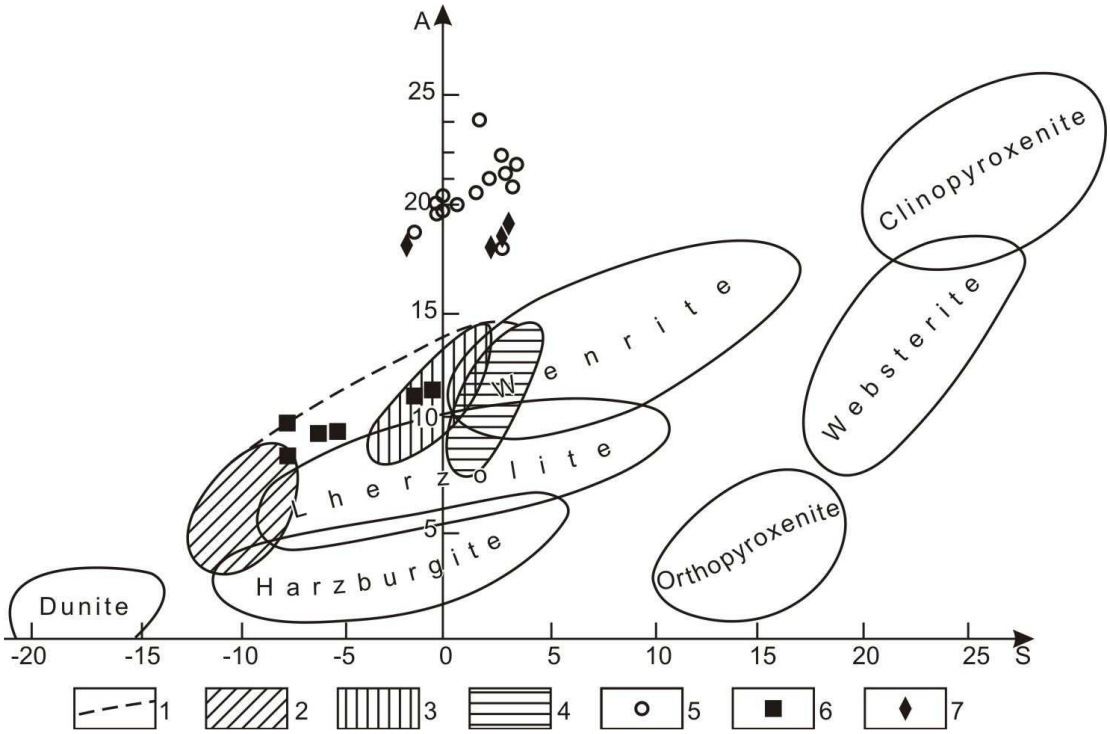

Рис.2. **Положение фигуративных точек составов лампрофиров Приморья на диаграмме в координатах $A=Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$ и $S= SiO_2-(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2)$. масс.%.**

Примечания: 1- поле составов вулканических и гипабиссальных пород семейства пикритов; 2- меймечиты; 3- пикриты; 4-перидотитовые коматииты; 5- точки составов лампрофиров Приморья; 6- точки составов меймечитов Сихотэ-Алиня; 7- точки составов лампрофиров Полярного Урала.

тяжелых элементов (рис. 4) Значения параметра La/Yb варьирует в пределах 33-58. Редкоземельный спектр этих пород имеет пологий отрицательный наклон при слабо выраженной аномалии Gd. Суммарные содержания РЗЭ в изученных породах очень высокие (775-1017 г/т) и соизмеримы с суммарными содержаниями в лампрофирах косвожского комплекса Полярного Урала [6], и, как правило, в десятки раз выше, чем в типичных пикритах и меймечитах. На рис.4. отчетливо видны существенные различия в распределении РЗЭ в меймечитах и слюдистых пикритах Сихотэ-Алиня. По соотношениям Sm и La/Yb рассматриваемые породы, как и лампрофиры косвожского комплекса Полярного Урала, попадают в поле ультрамафических лампрофиров (рис 5) [9].

Геохимической особенностью рассматриваемых пород являются также повышенные концентрации высокозарядных литофильных элементамов -Ti,

Sc, Ta, Nb, Zr, Hf и высокие значения отношений Zr/Hf (43-47), Nb/Ta (14-22), что характерно для щелочных пород и кимберлитов.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД

Химические анализы (табл.2) минералов изученных пород дают определенные представления об особенностях их составов.

Таблица 2.

Представительные анализы минералов лампрофиров

Пироксены

оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	50,85	51,48	50,42	51,28	51,01	51,64	52,82	50,72	53,39	53,55	52,86	52,51
TiO_2	1,78	1,16	1,17	1,26	1,03	1,15	1,30	1,93	1,08	0,65	0,69	0,68
Al_2O_3	2,91	2,17	3,47	2,81	3,42	3,63	2,08	3,12	0,97	3,61	3,75	3,50
FeO	4,95	5,69	6,39	5,66	6,56	6,26	6,22	6,74	9,73	6,21	5,67	6,06
Cr_2O_3	0,00	0,10	0,15	0,12	0,16	0,19	0,00	0,00	0,00	0,60	0,68	0,64
MgO	14,71	15,79	16,09	14,56	15,18	15,37	14,97	13,74	11,84	16,38	16,46	16,18
CaO	22,92	22,31	21,11	22,01	21,04	19,29	20,99	23,49	20,12	18,88	18,61	18,56
Na_2O	0,93	0,59	0,97	0,81	0,66	0,96	0,77	1,07	2,74	0,98	1,05	1,39
K_2O	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,05	0,04	0,04
MnO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,08	0,12	0,32	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,06	99,33	99,79	98,52	99,08	98,59	99,25	100,95	100,21	100,91	99,81	99,56

Слюды

оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	37,71	37,73	38,43	38,91	37,32	38,89	37,82	37,56	38,04	38,47	36,99	35,63
TiO_2	6.00	5,79	3,57	2,76	4,55	3,43	3,78	5,42	5,68	3,71	6,08	5.00
Al_2O_3	15,39	15,31	13,17	12,47	15,47	15,89	15,55	15,7	16,02	15,05	15,34	15,38
FeO	9,31	9,05	12,87	14,13	9,29	7,39	7,41	9,35	8,81	8,04	9,13	12,86
Cr_2O_3	0,21	0,28	0.00	0,01	0,10	0.00	0.00	0,51	0,90	0.00	0,43	0,52
MgO	17,76	17,91	18,49	17,44	18,94	20,76	20,18	18,53	19.00	20,53	18,42	17,26
CaO	0,04	0,03	0,26	0,13	0,02	0.00	0.00	0,01	0.00	0,03	0.00	0,04
Na_2O	0,4	0,72	0,29	0,06	0,71	0,6	1,05	0,65	0,54	0,59	0,48	0,19
K_2O	9,67	9,77	8,97	9,09	9,19	8,82	8,99	9,48	8,81	7,99	9,79	7,91
MnO	0,03	0,02	0,23	0,25	0,01	0,01	0.00	0.00	0,03	0,05	0,02	0,01
Сумма	96,52	96,61	96,28	95,25	95,6	95,79	94,78	97,21	97,83	94,46	96,68	94,8

	Амфиболы			Шпинель
оксиды	1	2	3	4
SiO_2	41,30	42,40	45,80	37,90
TiO_2	4,70	3,10	2,90	3,60
Al_2O_3	12,10	11,10	8,40	15,60
FeO	9,70	14,50	10,00	7,30
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	14,50	12,20	16,30	21,40
CaO	11,60	10,80	9,90	0,10
Na_2O	3,00	3,00	4,60	0,80
K_2O	1,70	1,90	0,90	9,00
MnO	0,00	0,10	0,20	0,00
Сумма	98,60	99,10	99,00	95,70

Примечания: анализы выполнены на микроанализаторе «Камебакс», аналитик В.М. Чубаров (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский).

Клинопироксены, представленные низкоглиноземистыми диопсид-авгитами, частично попадают в область распространения пироксенов из ультрамафических лампрофиров и пироксенов из лампрофиров Полярного Урала (рис.6) [6]. На рис. 7 показаны вариации основных оксидов (Ti, Fe, Ca,

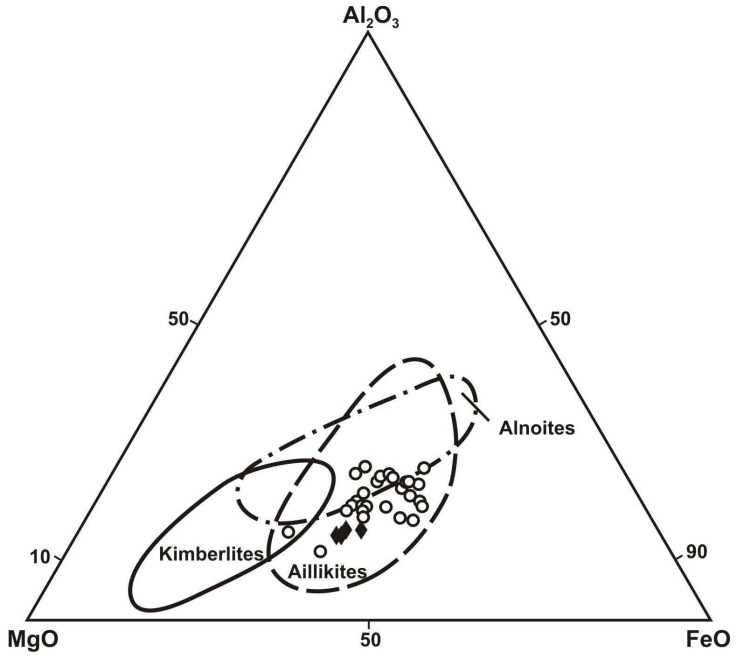

Рис.3. **Области составов ультрамафических лампрофиров, кимберлитов по (9) и вариации составов лампрофиров Полярного Урала и Приморья**

Примечания: усл. обозначения на рис. 2.

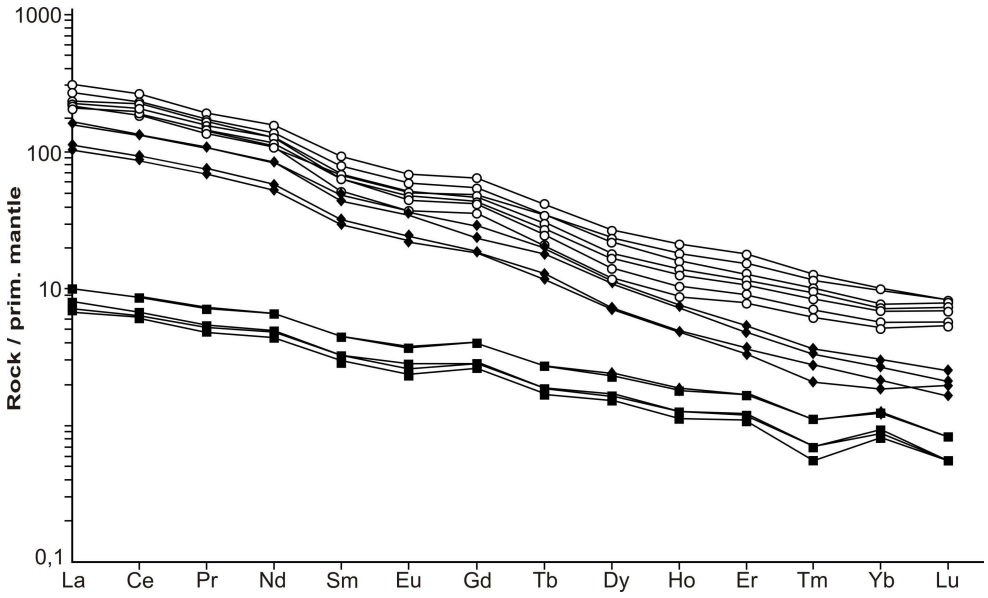

Рис.4. **Редкоземельные спектры ультраосновных лампрофиров Полярного Урала и Приморья, меймечитов Сихотэ-Алиня**

Примечания: усл. обозначения на рис. 2.

Si, Al, Na) в диопсид - авгитах в зависимости от содержаний MgO. Наиболее простые отношения демонстрируют пара MgO – CAO, тогда как другие пары ($MgO – TiO_2$, $MgO – FeO$, $MgO – SiO_2$, $MgO – Al_2O_3$) иллюстрируют наличие двух групп клинопироксенов с разным характером вариационных трендов. Крупные фенокристаллы пироксенов являются наиболее магнезиальными, а мелкие зерна клинопироксена (иголки в основной массе) характеризуются высокими содержаниями железа и титана. В пироксенах не обнаружен эгириновый компонент, содержание Na_2O только в одном образце достигает 2,74%.

Кальциевые амфиболы в породах представлены титанистыми паргаситмагнезиогастингситами (рис.8), входящими в состав первичных минералов (от фенокристов до микролитов основной массы) а также магнезиально-железистыми и актинолитовыми роговыми обманками. Последние развиваются по клинопироксену и паргаситу. Установлена химическая зональность в крупных зернах амфибола: от центра к краям возрастают содержания титана, магния и уменьшается – алюминия, железа и калия. В паргаситах выявлена устойчивая отрицательная корреляция содержаний натрия с алюминием и калием.

Слюда является одним из главных породообразующих минералов и встречается как в виде крупных фенокристов, так и мелких лейст в основной массе. Их отдельные экземпляры достигают нескольких см. По химическому составу слюды (рис. 9) попадает в поле распространения слюд из лампрофиров по [10]. Флогопит обогащен титаном от 1,84 до 6 вес.%, в среднем - 4,43 вес.%, диапазон содержаний Al_2O_3 - 12,4 – 16 вес.%. В слюдах обнаружена химическая зональность, имеющая иной характер, чем у амфиболов. В ядерных участках зерен слюды установлены более высокие содержания титана, магния и алюминия и более низкие железа и калия. На рис. 10 показаны тренды изменения составов флогопита из кимберлитов, лампроитов и минетт по [4]. Концентрационные точки составов изученных слюд и слюд из лампрофиров Полярного Урала располагаются вблизи тренда минетт, где на фоне увеличения TiO_2 происходит слабое возрастание Al_2O_3 и, очень значительно, отличаются от трендов слюд из кимберлитов и лампроитов.

Хромшпинель встречается в двух модификациях: высокотитанистая и высокохромистая низкотитанистая. Точки составов титансодержащих хромшпинелидов располагаются вблизи тренда хромшпинелидов меймечитов Сихотэ-Алиня. *Ильмениты* основной массы пород содержат незначительные количества магния, алюминия и хрома (< 0,25 вес. %) при высоком содержании пирофанитовой молекулы (MnO = 5,86 вес.%). *Рудные минералы* представлены пиритом, халькопиритом, пентландитом, а акцессорные – апатитом, сфеном, монацитом, ортитом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассматриваемые породы, которые первоначально были отнесены к представителям меймечит-пикритового магматизма, имеют ряд минералогических особенностей, таких как:

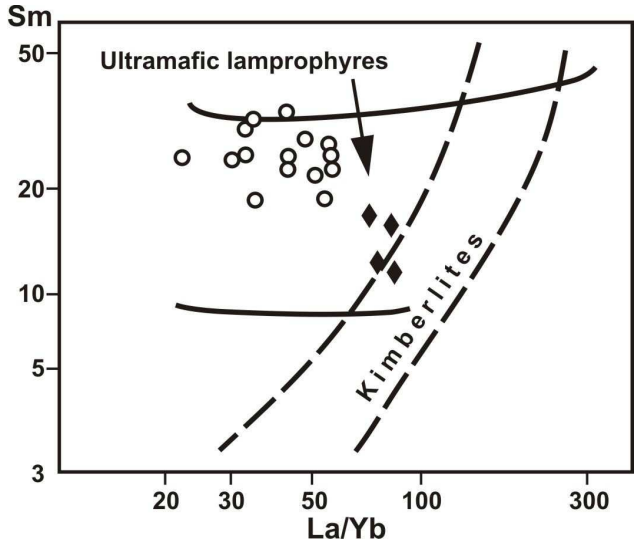

Рис. 5. **Соотношения Sm и La/Yb для кимберлитов и ультрамафических лампрофиров**

Примечания: усл. обозначения на рис. 2.

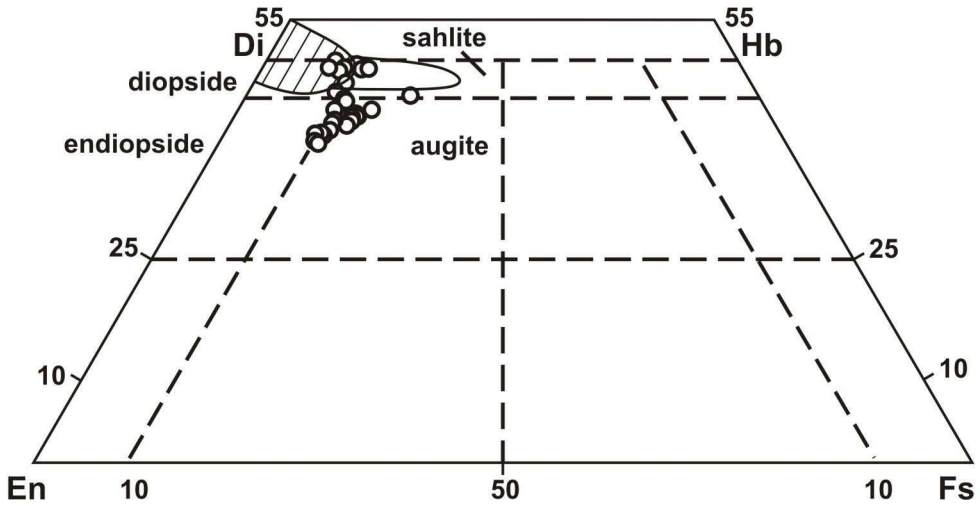

Рис.6. **Составы моноклинных пиросенов из лампрофиров Полярного Урала (заштрихованная область) и Приморья (усл. обозначения на рис. 2), ультрамафитовых лампрофиров (не заштрихованная область) (9).**

а) наличие магматического флогопита; б) обогащение слюдой и амфиболом; в) отсутствие оливина среди вкрапленников; г) наличие порфировой структуры, что приближает их к лампрофирам. На диаграммах (рис. 3 и 4)

точки их составов тяготеют к полю развития лампрофиров Полярного Урала, а вместе с полярноуральскими породами они попадают в поле развития альнеитов и айлликитов. Изученные породы нельзя считать лампроитами, поскольку от последних они отличаются пониженным содержанием калия, отсутствием калиевых фаз, повышенным содержанием железа и кальция, более низкими концентраций Zr, Sr, Ni [11]. Данные породы обладают некоторыми чертами геохимического сходства (близкий уровень содержания и характер распределения РЗЭ) с кимберлитами, но отличаются от них отсутствием оливина, барофильных акцессорных минералов, а также высокими содержаниями титана, железа, кальция, при пониженных содержаниях MgO, Cr, Ni.

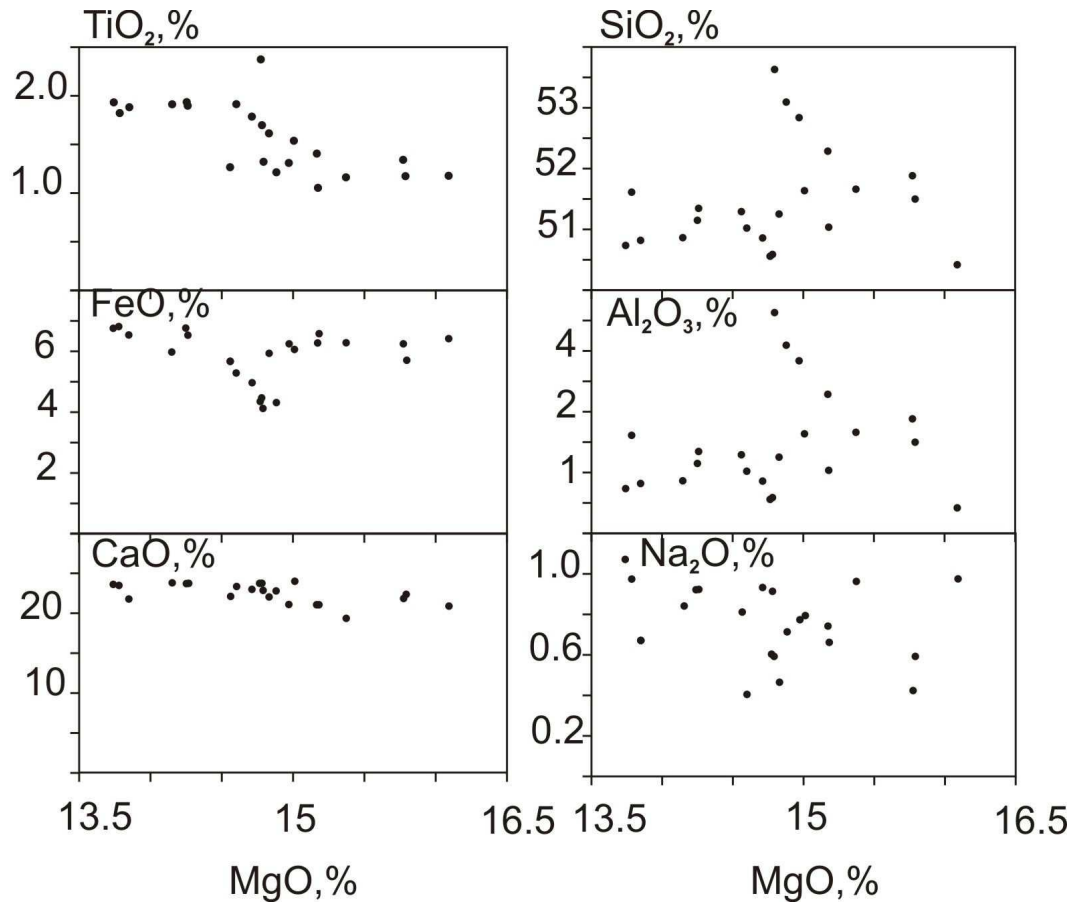

Рис.7. **Вариации основных оксидов (Ti, Fe, Ca, Si, Al, Na) в клинопироксенах из лампрофиров Приморья в зависимости от MgO.**

Как выше отмечалось, эти породы обнаруживают большое сходство с лампрофирами косвожского комплекса Полярного Урала. Близкий характер кривых распределения РЗЭ в лампрофирах южного Сихотэ-Алиня и Полярного Урала, особенно средних и легких, может указывать на схожесть геохимических мантийных источников родоначальных магм. Описываемые породы по минералогическим и геохимическим свойствам наиболее близки

щелочному ряду семейства лампрофиров типа альнеитов, а возможно его карбонатизированной разновидности – айлликиту.

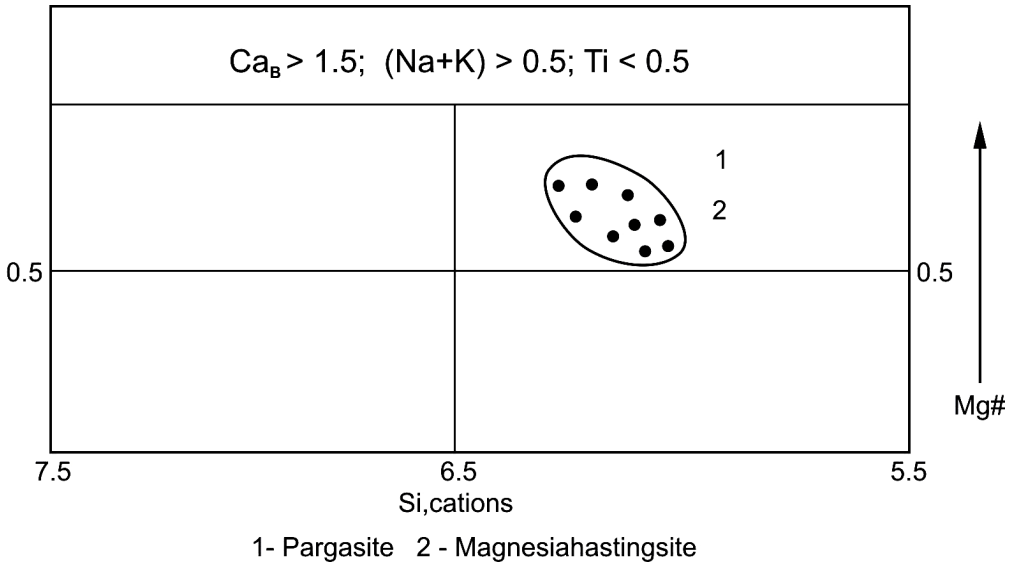

Рис.8. **Точки составов амфиболов из лампрофиров Приморья в координатах Si (катионы) и Mg#.**

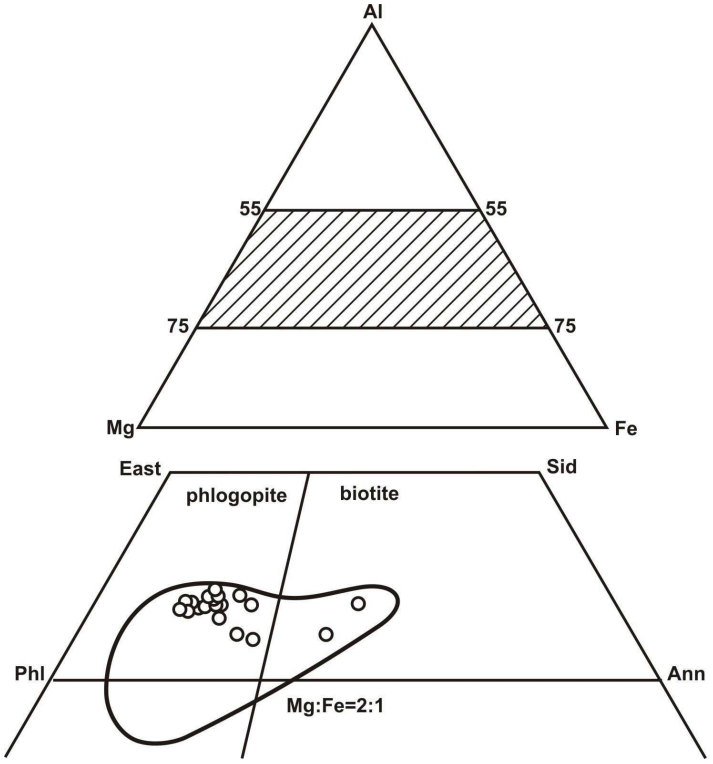

Рис.9. **Составы слюд из ультрамафитовых лампрофиров (не заштрихованная область) (9) и лампрофиров Приморья.**

Выходы лампрофиров вблизи с Ариадного, как и местонахождения подобных пород из аллювия р. Кедровка располагаются вдоль одной линии северо-восточного простирания с известными проявлениями меймечитового магматизма [7]. Близкие по составу и структуре породы есть и севернее, на территории Хабаровского края, где, судя по результатам съемочных работ, встречаются дайки камптонитов, лимбургитов, мончикитов, авгититов и других экзотических пород. Возраст лампрофиров с. Ариадное составляет 152-159 млн лет, а дайковых авгититов из северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса (K – Ar метод) - 151 млн лет. Возраст меймечитов из Барахтинского разреза, выполненный K – Ar методом, дает значение 134,4 млн лет [5]. Можно предположить, что в Сихотэ-Алине аккреционные процессы сопровождались длительным периодом мафит-ультрамафитового магматизма: вначале был лампрофировый, который сменился меймечит-пикритовым.

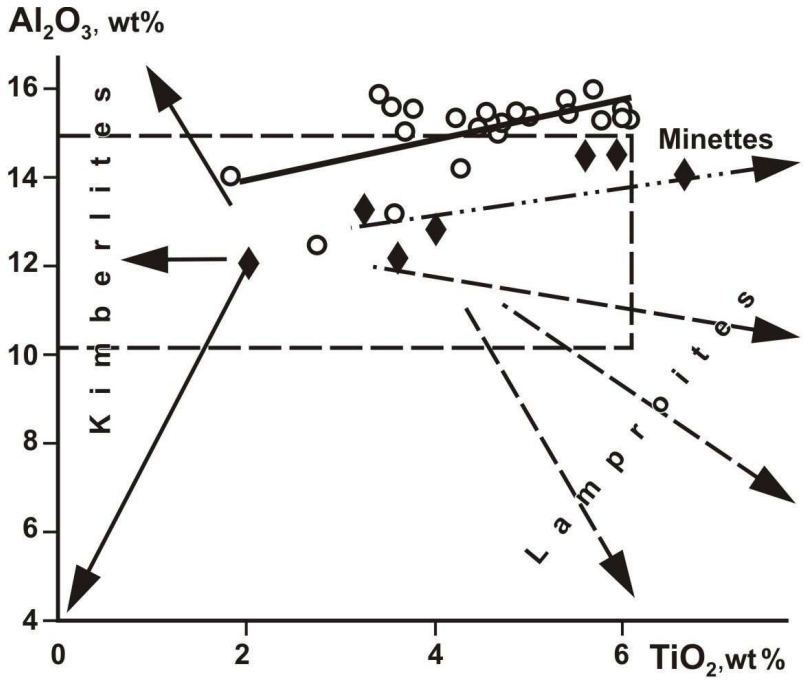

Рис.10. **Вариации составов флогопита из лампрофиров Приморья и Полярного Урала.**

Примечания: усл. обозначения на рис. 2.

Представленные петро-геохимические данные показывают, что изученные лампрофиры обогащены K, Ti, Nb, Zr, & REE, поэтому могут рассматриваться в качестве продуктов калийсодержащих ультрамафитовых расплавов, образованных из метасоматически измененного (водного, карбонатизированного) деплетированного мантийного источника.

ВЫВОДЫ

Установлено, что изученные породы с. Ариадного по своим минералогическим, петрохимическим и геохимическим характеристикам не принадлежат представителям меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня и отвечают лампрофирам семейства альнеитов или айлликитов.

Исследования выполнены в рамках интеграционного проекта № 09-II-УО-08-004.

ЛИТЕРАТУРА

1. **В.В. Иванов, Л.Г. Колесова, А.И. Ханчук, В.Н. Акаткин, Г.Б. Молчанова, В.П. Нечаев.** Находка алмазов в юрских породах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса //Доклады Академии Наук, 2005, том 404, №1, с. 72-75.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока Росси. (2006) Книга 1. Под редакцией А.И. Ханчука. Владивосток. Дальнаука. 572 с.
3. **Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. М.**: Наука. 302 с. Лампроиты. (1991).
4. **Митчелл Р.Х.** Лампроиты-семейство щелочных горных пород, Записки ВМО 1988. Ч.CXVII. Вып. 5. с.575-586.
5. **Приходько В.С., Петухова Л.Л., Солдатов А.И.** Меймечиты Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы: область распространения, возраст, мантийные источники.// Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского Симпозиума пл вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВС ДВО, т. 2, с. 467-470.
6. **Соболева А.А., Шишкин М.А., Романова Н.В,Филиппов В.Н., Котельникова Е.А.** Ультраосновные лампрофиры западного склона Полярного Урала. Вестник, Институт геологии Коми НЦ Уро РАН, №3, 2007, с. 2-7.
7. **Щека С.А.** Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983.
8. **Щека С.А., Игнатьев А.В., Нечаев В.П.,Зверева В.П.** Первые находки алмазов в россыпях Приморья.// Петрология, 2006, том 14, № 3, с. 319-336.
9. **Rock N. M. S.** The Natura and Origin of Ultramafic Lamprophyres: Alnoites and Allied Rocks. Journal of Petrology.1986. V.27. Part 1. p.155-196.
10. **Shcheka S.A., Vrzhosek A.A., Vysotskiy S.V.** Jurassic meymechite-picrite complexes of Primorye, Russia comparative study with komatite and Japanese picrite suites.// In : Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism. Khabarovsk, 2003, c.184-200.
11. **Woolley A.R., Bergman S.C., Edgar A.D. et al** Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, and leucitic rocks. The Canadian Mineralogist. 1996, v.34, p.175-186.