

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Препринт № 3

И. М. Гайдамако, Г. Н. Ковалев

**ХАРАКТЕР ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ИЗВЕРЖЕНИЙ
И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА
МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ
В СВЯЗИ СО СТРУКТУРОЙ
МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ**

НОВОСИБИРСК 1988

Гайдамако И.М., Ковалев Г.Н. Характер вулканических извержений и эволюция состава минеральных фаз в связи со структурой магматических расплавов.- Новосибирск, 1988. 37 с. (Препр./Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР; № 3).

Рассмотрены влияние микрогетерогенной структуры магматических расплавов на характер вулканических извержений и процессы преобразования первичных минералов. Исследованы особенности кристаллизации вулканических стекол и их искусственных аналогов. Исходя из определяющей роли степени полимеризации алюмосиликатной составляющей, введен новый структурно-чувствительный параметр (P), который для всех химических составов магматических пород оказался равным $1 \pm 0,1$. Выявлен физический смысл границы при $P = 1 \pm 0,1$, делящей природные расплавы на две группы, отличающиеся по физическим свойствам (электропроводность, вязкость), в частности по поведению при вулканической деятельности (разный характер извержения) и интенсивности взаимодействия первичных кристаллических фаз с расплавом при изменении физико-химических условий в процессе извержения. Проведен сравнительный анализ эволюции минералов в ходе извержения базальтовой ($P=0,7$) и андезито-дацитовый ($P=0,95$) магм от наиболее закаленных пирокластических продуктов до материала лавовых потоков. Для базальтового извержения сопоставление шлака и лавы дало возможность авторам показать на эволюции хром-пикотитов большую роль обмена кристалл-остаточный расплав и тем самым высокую подвижность элементов в кристаллах при магматических температурах.

Для вулканологов, минералогов.

Введение

Цель данной работы – установление связи динамики вулканических извержений, характера и интенсивности процессов, формирующих определенный минеральный состав эффузивных пород со структурой магматических расплавов. Для объяснения характера извержений и процессов преобразования первичных минералов наиболее важным свойством расплава является его микрогетерогенность. Распределение химических элементов и тип связи между группировками определяют обратимость процессов деполимеризации, характер газотделения, подвижность отдельных компонентов, особенности фаз кристаллизующейся магмы. О форме нахождения и взаимоотношении компонентов в магматическом расплаве судят на основании экспериментальных исследований и изучения силикатных стекол. Поэтому для решения поставленных задач рассмотрим прежде всего кристаллизацию вулканических стекол разного химического состава и их искусственных аналогов.

I. Параметр ρ как индикатор динамики вулканических извержений

Изучение вулканических стекол представляет большой интерес в связи с вопросом о структуре и свойствах магматических расплавов, в свою очередь определяющих динамику вулканических извержений, так как в стекле замораживается структура, существовавшая в расплаве при температурах выше температуры стеклования. В отношении строения многокомпонентных расплавов и стекол, по составу близких к магматическим, для нас наибольший интерес в данной работе представляет их микрогетерогенность, т.е. вопрос о существовании и характере взаимодействия между собой структурных групп, имеющих состав будущих кристаллов.

При проведении экспериментов мы исходили из того предположения, что во время отжига стекла при относительно низких температурах в первую очередь возникают метастабильные для данной температуры кристаллические фазы, образование которых требует преодоления лишь минимальных энергетических барьеров и диффузии

на короткие расстояния. По структуре и составу такие кристаллы будут наиболее близкими к тем микронеоднородностям стекла, из которых развивается данная кристаллическая фаза.

Стекла приготавливались следующим образом. Платиновый тигель с навеской в 1 г шихты подвешивался на платиновой проволочке в вертикальной трубчатой печи. После расплавления шихты температура поднималась до 1550°C (в некоторых случаях – до 1650°C) и поддерживалась на таком уровне в течение часа, после чего тигель сбрасывался в воду. Скорость охлаждения составляла примерно 500°C/с. Состав стекол определялся на микроанализаторе "Самебах". Полученные стекла дважды подвергались дифференциальному термическому анализу (ДТА). Сначала записывалась полная кривая до температуры 1100°C, чтобы определить положение экзотермических максимумов. При повторном анализе нагрев образца прекращался сразу же по прохождении экзотермического максимума, после чего использовался для дальнейшего изучения. В качестве количественной меры кристаллизационной способности стекла мы приняли удельную теплоту кристаллизации ΔH , определяемую по площади экзотермических пиков на кривых ДТА. Таким образом, в данном случае кристаллизационная способность стекла представляет собой относительную величину для принятых стандартизованных условий термического эксперимента: нагрев с постоянной скоростью 8,5°C/мин, $t_0 = 0,14 - 0,08$ мм.

Закаленные стекла и фазовый состав образцов после нагрева изучались рентгенографическим методом. Всего выплавлено 17 стекол, среди них 6 композиций из химически чистых реактивов, относящихся к четверной системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, 5-переплавленные в магнезиальный и глиноземистые базальты, андезит, андезито-дацит и липарит, остальные 6 получены путем добавления Al_2O_3 и SiO_2 к естественным породам.

Состав изучавшихся образцов приведен в таблице I, где стекла в пределах двух групп расположены в порядке убывания величины K – структурного параметра Сосье-Каррона, характеризующего степень деполимеризации расплава.

$$K = \frac{2(O - 2T)}{T}$$

где O – общее количество грамм-атомов кислорода в расплаве, T – сумма грамм-ионов сеткообразователей, находящихся в расплаве в тетраэдрической координации по кислороду.

Таблица I

Характеристика экспериментальных образцов стекол

Пара- метры образцов	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	М-85	Т-1	Т-2	Д-85	Т-4	Т-7	С-1-85	Ю-1-85	Т-9	Т-3	Т-5	Б-7750	КС-85	Т-11	Т-10	Т-12	Т-6
SiO ₂	33,3	30,0	46,3	50,0	62,8	68,5	52,1	55,4	61,7	49,9	51,9	62,3	68,5	65,5	61,3	80,5	51,9
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,9	1,3	1,3	0,7	0,7	0,6	0,9	0,9	0,7	0,1	1,1
Al ₂ O ₃	-	12,0	6,7	-	9,8	10,6	8,1	12,3	9,9	16,5	16,7	11,9	10,6	13,2	14,8	8,6	24,2
FeO	-	-	-	-	-	-	8,3	8,2	7,0	7,4	6,3	5,8	4,4	4,3	5,2	1,8	7,1
MgO	33,3	25,0	22,0	25,0	15,2	10,9	15,3	7,6	6,4	12,4	11,9	6,7	3,8	3,7	5,6	0,5	4,6
CaO	33,3	33,0	25,0	25,0	12,2	10,0	12,1	10,1	8,9	10,2	10,1	8,6	5,9	6,7	8,7	1,6	7,6
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	2,5	1,9	3,5	2,1	1,9	3,3	4,7	4,5	2,8	4,7	2,3
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,7	0,5	1,3	0,7	0,5	0,8	1,2	1,2	0,9	2,2	1,2
ΔН	190	205	230	230	30	10	120	55	20	145	90	10	10	10	40	10	170
К	4,00	1,70	1,35	1,00	0,43	0,23	0,89	0,46	0,42	0,39	0,34	0,30	0,21	0,16	0,14	0,04	0,03
Р	-	0,4	0,3	-	0,8	1,1	0,5	0,8	0,7	1,3	1,3	0,9	0,9	1,1	1,2	1,0	2,2
Т _{закл.} ^{°С}	1650	1650	1550	1550	1650	1650	1550	1550	1550	1550	1650	1550	1550	1550	1550	1650	1650
Т _{крист.} ^{°С}	870	850	870	1010	950	-	830	840	690	950	1040	1040	940	860	950	-	-
	-	900	-	-	-	-	870	900	840	-	-	-	-	1070	-	-	-

Примечание. ΔН - удельная теплота кристаллизации, К - степень деполимеризации, Р - параметр.

* Содержание окислов в мол.%

Как показал Э.С.Персигов /II/, величина K является наиболее чувствительным структурно-химическим параметром расплава в ряду других, сходных по смыслу соотношений.

Рассмотрим
стеклах в результате нагрева.

Система $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. (обр. I-6)

По данным В.Н.Шарей и др./I6/, объемная кристаллизация стекол состава CaO-MgO-SiO_2 начинается при 950°C , а при введении в систему Al_2O_3 стекла не проявляют способности к кристаллизации даже при 1000°C . Предварительное измельчение стекла снижает температуру начала кристаллизации примерно на 100°C (см. табл. I). Удельные теплоты кристаллизации, измеренные для первых четырех образцов с высокими значениями K , близки к величинам $\Delta H_{\text{крист}}$ чистых минералов, что указывает на практически полный переход всей массы стекла в кристаллическое состояние. Стехиометрические стекла I и 4 дают соответственно монтичеллит и диопсид. Усложнение диопсидового расплава путем введения 6,6 мол.% глинозема не снижает кристаллизационной способности стекла, однако здесь наряду с фазой пироксена образуется также анортит, и вероятно, некоторое количество кальциевого алюмосиликата - галенита, о чем свидетельствует присутствие на дифрактограмме пиков с межплоскостными расстояниями $d = 3,71, 3,06, 2,85, 2,43, 2,40$ и $2,29$ А. При высоком содержании глинозема и дефиците кремнезема (обр. 2) основной кристаллической фазой, выпадающей при нагреве стекла, оказывается галенит, вслед за которым происходит кристаллизация фазы ортосиликата - монтичеллита.

Таким образом, при отжиге слабополимеризованных стекол (с высокими значениями K) появляются кристаллические фазы, в общем соответствующие полям первичной кристаллизации на диаграмме состояний. Состав образцов 5 и 6 ложится в поле первичной кристаллизации кварца и псевдотройной системе "кварц-анортит-форстерит", однако, в результате нагрева стекла 5 кристаллизация идет с образованием только анортита, причем при сравнительно низкой температуре - 950°C . Невысокий тепловой эффект указывает на то, что основная масса образца осталась в стеклообразном состоянии. Появление метастабильной фазы анортита в данных условиях пред-

ставляет интерес в связи с тем, что стекла, структура которых образована непрерывной трехмерной сеткой, практически не кристаллизуются. Известны, например, результаты эксперимента, когда альбитовое стекло в течение трех лет выдерживалось при температуре всего на 100°C ниже точки плавления, после чего не было обнаружено каких-либо признаков кристаллизации /1/. Можно допустить, что кристаллизация анортита обусловлена наличием в закаленном стекле достаточно крупных изолированных друг от друга неоднородностей, имеющих состав, близкий к анортиту, которые, имея готовую поверхность раздела с вмещающей их основной массой, легко перестраиваются из неупорядоченного аморфного состояния в кристаллическое.

По рентгеновским данным средний размер кристалликов высокодисперсной кристаллической фазы можно оценить по уширению дифракционных пиков, используя соотношение из работы /14/ :

$$\varepsilon = \frac{\lambda}{\beta \cos \theta}$$
 , где ε - линейный размер кристаллика (в ангстремах), λ - длина волны рентгеновского излучения, θ - угол отражения, β - уширение пика на дифрактограмме образца по сравнению с пиком на дифрактограмме крупнокристаллического эталона с размером кристаллов 10^{-3} - 10^{-4} см. Для образца 5 получена величина $\varepsilon = 3 \cdot 10^{-6}$ см.

Учитывая условия эксперимента - короткое время отжига и сравнительно низкую температуру термического пика, - крайне неблагоприятные для роста кристалликов каркасного минерала при высокой вязкости окружающей их среды, это значение ε можно отнести к среднему размеру неоднородностей анортито-подобных блоков, существовавших в стекле до начала его нагрева.

Обр.6 содержит почти столько же компонентов, необходимых для образования анортитовых комплексов, сколько их в обр.5, отличаясь от последнего несколько более высоким содержанием SiO_2 за счет уменьшения MgO . Тем не менее при нагреве этого стекла до 1000°C кристаллизация практически не идет.

Обратим, однако, внимание на различие в отношениях глинозема к CaO в этих стеклах. В некристаллизующемся обр.6 содержится практически одинаковое количество Al_2O_3 и CaO , т.е. $R=1,06$. В обр.5 $R=0,8$, имеется избыток CaO над глиноземом, при этом стекло проявляет способность к кристаллизации.

Обр.7, представляющий собой переплавленный магнезиальный базальт, дает при нагреве три кристаллические фазы: моноклинный пироксен и фазу со структурой шпинели. Пик на дифрактограмме, который можно приписать рефлексу 040 плаггиоклаза ($d = 3,21 \text{ \AA}$), имеет малую интенсивность и уширен, что может свидетельствовать об относительно небольшом количестве и высокой дисперсности кристалликов плаггиоклаза.

Обр. 9 ведет себя при нагреве аналогично, проявляя более слабую кристаллизационную способность. На рис. 1* под номерами I и 2 приведены дифрактограммы базальтов Северного (магнезиального) и Южного (глиноземистого) прорывов Большого Толбачинского трещинного извержения (БТИ). При сравнении их с дифрактограммами соответствующих отожженных стекол видно, что в отношении темноцветных минеральных фаз нагревание закаленного стекла и кристаллизация в лавовом потоке дают сходные результаты, в то время как выделение плаггиоклаза из стекла сильно затруднено.

Стекло обр. 10 получено при добавке Al_2O_3 в магнезиальный базальт обр.7. Это вызвало значительное увеличение кристаллизационной способности стекла, т.е. четко выраженные рентгенографические фазы плаггиоклаза, пироксена и шпинелида. Состав следующего обр. II сформирован добавлением в магнезиальный базальт Al_2O_3 и SiO_2 . На дифрактограмме отожженного стекла наблюдаются сильные пики только плаггиоклаза, в области межплоскостных расстояний $d \approx 2,9$ и $2,5 \text{ \AA}$ находятся слабые размытые максимумы высокодисперсной шпинелевой фазы.

Стекло обр. 9 представляет собой глиноземистый базальт (обр.8) с добавкой SiO_2 . В сравнении с обр.8 добавка резко стимулировала образование плаггиоклаза и полностью подавила кристаллизацию темноцветных минералов при общем снижении кристаллизационной способности стекла.

Таким образом, при кристаллизации стекол обр.7-II по мере уменьшения величины K наблюдается непрерывное снижение количества выявляемой рентгенографически фазы темноцветных минералов. При переходе указанных расплавов в стеклообразное состояние в структуре стекол сохранились, очевидно, неоднородности, обогащенные

* Здесь и далее рисунки см. в приложении.

мафических компонентами. И если они достаточно велики, их кристаллизация легко осуществляется при невысоких температурах. Когда же размеры неоднородностей становятся меньше некоторого предела, за которым возможна спонтанная аморфизация кристалликов /15/, кристаллизация данной дисперсной фазы не происходит. Длительный отжиг образцов при температуре первого термического пика, обусловленного кристаллизацией темноцветных минералов, не приводит ни к усилению дифракционных пиков, ни к уменьшению их размытости. Это говорит об отсутствии коалесценции микронеоднородностей, обогащенных мафическими компонентами.

На рис. 2 представлена зависимость удельного теплового эффекта кристаллизации стекла ΔH от величины отношения:

$$P = \frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O}$$
. Минимум кривой приходится на $P=1$. Из данных табл. I следует, что на левую ветвь кривой ложатся те стекла, кристаллизация которых сопряжена с выделением как темноцветных фаз, так и плагиоклаза, на правой – стекла, тепловой эффект кристаллизации которых обусловлен выделением почти исключительно плагиоклаза. Вблизи минимума при $P=1$ расположились некристаллизующиеся стекла.

Наблюдаемая закономерность может быть объяснена следующим образом. В алюмосиликатном расплаве (стекле) алюминий находится в тетраэдрической координации по кислороду и, следовательно, входит в трехмерный каркас, если его локальный заряд компенсируется одно- и двухвалентными катионами, предпочитая при этом наиболее полимеризованные структурные единицы. Степень предпочтительности тем больше, чем меньше величина $\alpha = z/r^2$ компенсирующего катиона (z – заряд, r – ионный радиус) /25/. В ряду K, Na, Ca, Mg она равна соответственно 0,56, 1,04, 1,85 и 3,65. Значит, в построении трехмерного каркаса в первую очередь будут использованы K^+, Na^+, Ca^{2+} и лишь затем Mg^{2+} .

В случае $P > 1$ весь алюминий будет сбалансирован щелочными катионами и кальцием, которые окажутся связанными с ним в каркасной структуре. Однако остается избыток одно- и двухвалентных катионов, которые могут выполнять роль модификаторов каркаса, разделяя непрерывную полевошпатную структуру /3, 28/, на отдельные островки, блоки. При отжиге стекла такие островки, неупорядоченные по структуре, по составу, близкие к полевошпатной стехиометрии, способны перестраиваться и переходить в кристал-

лическое состояние при сравнительно низких температурах. Чем меньше P , тем в большей степени разорван каркас и тем легче идет кристаллизация плагиоклаза из стекла.

Выше приводился пример, нераскристаллизующегося стекла альбитового состава, где отношение $P=1,0$ точно. Совершенно также в тех образцах, в которых P близко к единице, а содержание SiO_2 допускает построение "полевошпатовых молекул" (обр.6,12,13,14,16), кристаллизация стекла практически не проявляется.

В природных магмах величина P не превышает единицы (с отклонением не более 10 %) и изменяется от 1,0 для гранитов и липаритов до 0,5–0,7 для габбро и базальтов. На правой ветви кривой рис. 2 оказались стекла, при выплавке которых в расплав добавлялись разные количества Al_2O_3 . При $P > 1$ весь алюминий не может быть сбалансирован кальцием и щелочными катионами, что приводит к понижению термической устойчивости стекла и в результате кристаллизации из него при отжиге каркасного алюмосиликата.

Достаточно четко проявляется тенденция увеличения кристаллизационной способности алюминия, избыточного по отношению к полевошпатовой стехиометрии. Во всех стеклах с $P > 1$, за исключением обр.17, содержится Mg^{2+} в количестве, достаточном для полного баланса алюминия в тетраэдрической координации совместно с остальными катионами. В ряде работ по структурной роли алюминия в алюмосиликатных расплавах не придается особого значения различию действия Ca^{2+} и Mg^{2+} в роли балансирующих заряд катионов /24/. Но из полученных данных следует, что различие это весьма велико, магний практически не участвует в построении каркасной структуры и концентрируется в высококатионной микрофазе.

Таким образом, алюмосиликатная часть сухого магмоподобного расплава при переходе в стеклообразное состояние может образовать непрерывную некристаллизующуюся матрицу, если $PI \approx 1$ при $K \leq 0,30$. Поскольку при кристаллизации базальтовых стекол ($P \approx 0,5-0,8$) происходит образование плагиоклаза больше, чем больше избыток $(CaO+Na_2O+K_2O)$ по отношению к алюминию, можно предположить, что неизрасходованные на локальный баланс алюминия в полимеризованной структуре катионы деполимеризуют алюмосиликатную матрицу, разделяя ее на блоки и обуславливая тем самым кристаллизацию каркасного минерала.

Если P близко к I , то структура алюмосиликатной матрицы может быть описана моделью непрерывной статистически неупорядоченной сетки (модель Захарисена) с включениями мифической компоненты. При существенном отклонении P от I в расплаве сосуществуют два типа структур – блоки с алюмокремниевой сеткой и разделяющая их пленка состава $M_2Si_2O_5$ (модель "айсбергов" Есина-Бокриса) /4,5,17,24,25/.

Экспериментальные данные по вязкости водосодержащих базальтового и гранитного расплавов подтверждают рассмотренное различие структур при разных P . Э.С.Персикиов /II/ указывает, что сильное различие на понижение вязкости производит растворение первых 5 мол. % H_2O в 5000 раз для гранитоидного расплава, в 10 раз для базальтового /IO/. При дальнейшем введении воды вязкость понижается соответственно в 10 и 3 раза. Резкое различие при растворении воды (аналогично другим летучим) дает основание предположить, что деполимеризующие летучие компоненты распределяются в расплаве не равномерно, а сначала преимущественно локализируются в отдельных участках, разделяя алюмосиликатную матрицу маловязкими прослойками на блоки, кластеры, способные сравнительно легко проскальзывать друг относительно друга. Подобная точка зрения на механизм деполимеризующего воздействия на расплав растворенных летучих компонентов приводится в работе /8/ при критическом анализе вероятных механизмов снижения вязкости силикатных расплавов под воздействием модификаторов.

Для объяснения динамики вулканических извержений необходимо знать, насколько обратим процесс деполимеризации магматического расплава, происходит ли при извержении деления сшивки "айсбергов", если они существовали в магме, в непрерывную матрицу.

Рассмотрим в связи с этим поведение при отжиге природного андезито-дацитового стекла. В ряду искусственно закаленных стекол этот состав представлен образцом I3, не проявившим практически способности к кристаллизации.

Материал для исследования взят из пемзовидных бомб Карымского вулкана, имеющих резко выраженную зональность в своем строении. Внешняя зона из светлого вспененного стекла. Мелкие поры образуют сплошную капиллярную систему. Черная стекловатая масса внутренних зон, грубая по структуре, образована сообщаю-

щились между собой крупными порами и полостями. По химическому составу внутренние и внешние зоны идентичны /6/. Образование их вызвано тем, что выделяющиеся из расплава газы через приповерхностные участки бомб быстро уходят по капиллярной сетке в атмосферу, т.е. происходит достаточно полная дегазация расплава. Из внутренних зон удаление газов затруднено, застывание расплава идет при избыточном давлении выделившихся газов: все бомбы вспучены и имеют на поверхности швы растяжения.

На кривых ДТА образцов из внешних оболочек экзотермические пики не появляются вплоть до полного расплавления материала при 1200°C. Черное стекло из внутренних зон дает небольшой, но вполне отчетливый экзотермический эффект при 920°C.

При термическом анализе, начиная примерно с 400°C, идет уменьшение веса образцов черного стекла за счет удаления структурно связанных летучих компонентов. Максимальная потеря веса составляет 0,5 % от общей массы образца. Скорость потери веса зависит от дисперсности пробы и от темпа нагрева. К моменту прохождения образцом температуры термического пика в материале пробы остается некоторое количество не успевших выделиться летучих компонентов, максимальное при грубодисперсной пробе и высокой скорости нагрева и минимальное при высокодисперсной пробе и низкой скорости нагрева. В табл.2 даны тепловые эффекты кристаллизации андезито-дацитового стекла, каждое значение – среднее из 3–4 измерений, в скобках приводится содержание летучих в пробе к моменту достижения температуры термического пика.

Таблица 2

Тепловые эффекты кристаллизации природного андезито-дацитового стекла и содержание в нем летучих компонентов при различных скоростях нагрева

Фракция, мм	ΔH , Дж/г		
	8,5°C/мин	4,3°C/мин	1,8°C/мин
1,0–0,5	17 (0,29)	14 (0,22)	14 (0,15)
0,5–0,25	14 (0,13)	14 (0,14)	13 (0,09)
0,25–0,14	15 (0,14)	12 (0,12)	10
0,14–0,08	14 (0,10)	9	9 (0,07)
0,08	7 (0,07)	6 (0,07)	6 (0,07)

Следует отметить, что инструментальный эффект увеличения дисперсности пробы при прочих равных условиях состоит в увеличении интенсивности термического пика.

Из приведенных данных следует, что кристаллизация андезито-дацитового стекла зависит от количества летучих компонентов, удерживающихся в нем ко времени начала кристаллизации. Чем больше потеря летучих, тем хуже кристаллизационная способность стекла.

На дифрактограммах образцов, давших наиболее высокий тепловой эффект кристаллизации, наблюдается увеличение интенсивности пиков плагиоклаза: на 20 % в результате отжига стекла оболочки бомбы, на 100 % - после отжига стекла из её центра. Отсюда можно сделать вывод, что в природном андезито-дацитовом расплаве, содержащем растворенные летучие компоненты, алюмосиликатная матрица состоит, по-видимому, из высокополимеризованных карбасных блоков, разделенных прослойками из менее полимеризованного материала. Удаление из расплава газов приводит к объединению блоков в непрерывную трехмерную структуру и соответственно скачкообразному увеличению вязкости.

В общем полученные нами данные о характере кристаллизации стекол находятся в рамках представлений о микрогетерогенности магматических расплавов в условиях эффузивной фации глубинности, получивших в последние годы многочисленные экспериментальные и теоретические обоснования. Тем не менее следует отметить ряд особенностей, которые могут оказаться существенными при изучении динамики вулканических извержений.

Поскольку на алюмосиликатные компоненты расплава в ряду "магнезиальный базальт-андезито-дацит" приходится примерно от 80 до 90 % объема, в большинстве случаев осуществляется, по-видимому, взаимоотношение между микрофазами типа "жидкость в жидкости", когда глобулы, обогащенные мафическими компонентами, рассеяны в более кислой алюмосиликатной матрице. Для некоторых расплавов основного состава можно допустить существование микрогетерогенности в виде двух непрерывных взаимопроникающих сеток.

Можно сделать вывод о первостепенной важности свойств непрерывной алюмосиликатной матрицы, в значительной степени определяющих макроскопические характеристики расплава и, в частности его реологические параметры. В дальнейшем под структурой

расплава будет подразумеваться структура именно алюмосиликатной матрицы.

По-видимому, для всех реальных магматических расплавов, определяющих проявления современного вулканизма Камчатки и поставляющих на земную поверхность изверженные породы от магнезиальных базальтов до дацитов, может быть принята структурная модель "айсбергов. В этом случае динамика извержения будет определяться природой и свойствами маловязких деполимеризованных прослоек между "айсбергами".

Разделим магматические расплавы на две группы по P : с $P < I$ и $P \approx I$. При подъёме этих магм к уровню начала газоотделения поведение их будет существенно различным. Если $P < I$, удаление из расплава летучих деполимеризующих компонентов вызовет повышение вязкости за счет частичной полимеризации расплава, уменьшения количества единиц течения, однако, в расплаве остаются нелетучие деполимеризаторы, способные поддерживать его текучесть на уровне, обеспечивающем коалесценцию газовых пузырьков и их опережающее движение сквозь расплав к поверхности.

При $P \approx I$ щелочи и кальций связаны в прочных полевошпатных структурных комплексах, материала для образования "дисиликатов" нет, и текучесть расплава обусловлена преимущественно разрывом мостиковых кислородных связей химически растворенными газами. При возникновении газового пузырька прилегающий к его поверхности слой расплава, обедняясь летучими, тотчас полимеризуется, и газовый пузырек оказывается заключенным в высоковязкую оболочку. В таких условиях рост и коалесценция пузырьков будут подавлены, а развитие процесса газоотделения в большой массе магматического расплава приведет к образованию мелкоячеистого стекловатого изверженного материала - пемзы.

Граница, разделяющая магматические расплавы на две группы по величине отношения P , находится между глиноземистым базальтом и андезитом, от андезитовых к более кислым расплавам значение $P = I \pm 0,1$. Хорошо известно, что выход на земную поверхность глиноземистой базальтовой магмы имеет существенно эффузивный характер, а андезитовой - существенно эксплозивный. Этот факт, с одной стороны, подтверждает правомерность разделения магматических расплавов по характеру воздействия на них модифицирующих компонентов, с другой - указывает на непосредственную связь между структурой магматического расплава и динамикой вулкани -

ческого извержения. Очевидно, что структура магматического расплава обуславливает интенсивность взаимодействия первичных кристаллических фаз с расплавом при изменении физико-химических условий. Представляется возможным проследить эволюцию минералов в процессе извержения базальтовой ($P=0,7$) и андезито-дацитово-вой ($P=0,95$) магм от наиболее закаленных пирокластических продуктов извержения до материала лавовых потоков.

II. Эволюция минералов в процессе базальтового извержения 1941 года (Толбачинский дол, Камчатка)

Рассмотрим изменения минеральных ассоциаций в процессе базальтового извержения. Важно выяснить, какие минералы являются первичными (интрателлурическими), и на основе этих данных получить сведения о свойствах магматических расплавов. Авторы уделили особое внимание процессам, формирующим облик каждого минерала в продуктах извержения, так как превращения минералов отражают изменение физико-химических условий в расплаве во время извержения.

В качестве объекта исследования нами выбран шлаковый конус и лавовый поток прорыва 1941 г. на вулкане Толбачик. Это обусловлено сравнительно простой морфологией лавового поля, кратковременностью извержения (7 дней), наличием подробного описания прорыва, сделанного Б.И.Пийпом /12/, а также доступностью практически всех участков лавового потока.

Поток делится на четыре четко выраженные порции, длина двух главных рукавов достигает 5 км (рис. 3). Лава представляет собой базальт с характерными для большей части материала вкрапленниками желто-зеленого оливина (за исключением последней порции, застывшей в кратере шлакового конуса).

Содержания петрогенных оксидов в базальте (вес.%) следующие: SiO_2 -49,2-50,2; TiO_2 -1,2-1,6; Al_2O_3 -13,5-16,0; Fe_2O_3 -3,2-5,8; FeO -4,5-7,4; MgO -6,8-10,7; CaO -8,2-10,9; Na_2O -2,4-3,5; K_2O -1,2-1,7.

Наблюдается закономерное изменение состава изверженной породы. Так, лава северного рукава потока, излившегося, согласно Б.И.Пийпу /12/, первым содержит 9,7 вес.% MgO , последующие порции, сформировавшие южную ветвь потока (около половины всего объема лавы), содержат 8 вес.% MgO , а последняя вы-

жмячка лавы в кратере - 6,8 вес.% MgO . При этом повышается содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) и концентрация P_2O_5 , а также появляется тенденция роста количества TiO_2 . Отношение мольных долей MgO и Al_2O_3 от первой порции лавы к последней составляет 1,7; 1,3 и 1,1.

Отбор образцов лавы производился вдоль потока из осевой части, с интервалами около 400 м. Особое внимание было уделено процедуре отбора мелкого пирокластического материала из шлакового конуса. Чтобы избежать засорения образцов перетолженным материалом, пробы отбирались из-под вулканических бомб, слагающих шлаковый конус.

Путем тщательной сортировки под биноклем из шлаковых проб выделялись частицы (лапыли), представляющие собой вспененный ажурный (зеленый) шлак. Он образуется в результате закалки магматического расплава при быстром подъеме вспененной жидкости по подводящему каналу /7/ с последующим разбрызгиванием пены взрывами в кратере. Тепловой эффект кристаллизации зеленого шлака такой как у стекла аналогичного состава. Экзотермический эффект более темных и уплотненных разновидностей шлака во много раз меньше или отсутствует. Поэтому можно считать, что в зеленом шлаке сохранились фазовые соотношения, наиболее близкие к магматическим. Количество кристаллов в нем по рентгеновским и термографическим данным ~ 5-12 вес.%, представлены они в основном оливином и хромистой шпинелью. Химический состав зеленого шлака идентичен лаве северного рукава.

Эволюция состава темноцветных минералов

Мы рассмотрели изменения темноцветных минералов в процессе извержения. При этом состояние кристаллических фаз в шлаке было сходное. Наиболее детально исследовано поведение оливина и хромистой шпинели как основных минералов шлака. Оливин изучен морфологически, микронзондовым и рентгеновским методами; шпинелиды - морфологически и с помощью микронзонда; даны также некоторые и микронзондовые и рентгеновские данные по пироксенам лавы. При рассмотрении черт поведения оливина и шпинелидов авторы придерживались последовательности: от шлака к лаве. Затем

выявлялись основные процессы и факторы, приводящие к формированию окончательного облика этих минералов в продуктах извержения.

О л и в и н. Его мономинеральная фракция, выделенная из шлака, состоит из кристаллов двух видов. Более крупные (1-3 мм) отличаются корродированной поверхностью, в некоторых из них находятся редкие включения шпинелидов. Мелкие (около 0,1 мм) кристаллики оливина имеют совершенную окраску, близкую к равновесному габитусу, со множеством включений шпинелидов размером 5-20 мкм. Последние чаще всего представляют собой правильные отдельные октаэдры, или линейные срастания по грани {111}. Нередки случаи, когда ряды сросшихся кристалликов шпинелида располагаются в уступах ступеней роста на поверхности кристалла оливина, что указывает на одновременную кристаллизацию этих двух минералов.

Микроскопическим анализом (54 кристалла) установлено, что крупные корродированные кристаллы представляют собой высокомагнезиальный оливин ($F_0 = 90$ мол.%). В краевых зонах кристаллов толщиной около 30 мкм происходит плавное снижение магнезиальности до $F_0 = 86,6 \pm 0,8$ мол.% у поверхности. Мелкие, хорошо ограненные кристаллики оливина краевых зон не имеют и однородны по составу. Содержание форстеритовой молекулы почти такое же, как и на краях крупных кристаллов ($F_0 = 85,8 \pm 0,7$ мол.%).

Таким образом, в магматическом расплаве последовательно образуется две генерации оливинов. После кристаллизации первой генерации состояние магматического расплава изменяется так, что высокомагнезиальный оливин становится неравновесным по отношению к расплаву. Его кристаллы преобразовываются, в них образуются более железистые краевые зоны, и вместе с тем растут кристаллы оливина второй генерации с более низкой магнезиальностью. Наблюдаемые соотношения указывают на уменьшение активности MgO в расплаве.

Во время движения лавового потока кристаллы оливина сильно изменяются. Так, среди оливинов из образца лавы, взятого в 2,5 км от конуса, уже нет кристаллов с совершенной огранкой, они превратились в округлые зерна с рельефной поверхностью. В середине мелких зерен $F_0 = 84,3 \pm 1,7$, а в краевых зонах $F_0 = 78,8 \pm 3,9$ мол.%. Высокая магнезиальность сохраняется в центральных зонах крупных вкрапленников: $F_0 = 88-89$ мол.%. Таким образом, анализ

отдельных кристаллов оливинов показывает, что изменение этого минерала в процессе извержения состоит в образовании каёмок с более железистым составом.

Рентгеновский метод применялся для определения по положению дифракционных пиков I3I /3/ и O62 /2I/. В качестве эталона использовался чистый германий (установка ДРОН-2,0; излучение CoK_{α} , $V = 36 \text{ кВ}$, $I = 20 \text{ мА}$).

Результаты рентгеновских и микронзондовых измерений представлены в табл.3. Из приведенных данных видно, что обе методики дают согласующиеся величины и что в выделенных монофракциях на протяжении всего потока сохраняются две генерации оливинов, $f_0 = 86-90$ и $f_0 = 78-80 \text{ мол.}\%$. Вместе с тем магнезиальность оливинов, определенная непосредственно в образцах породы, всегда меньше, чем в монофракциях.

В последней порции лавы вкрапленники представлены в основном мегакристаллами плагиоклаза и пироксена. Кристаллы оливина размером около 0,1 мм содержат $f_0 = 73 \pm 4 \text{ мол.}\%$, в краевых зонах f_0 снижается до 55 - 65 мол.%. Рентгеновский метод дает для породы значение $f_0 = 64 \text{ мол.}\%$. Встречены неоднородные кристаллы оливина с характерной структурой распада в виде пластинчатых выделений, по составу соответствующих железистому оливину. Высокая дисперсность продуктов распада ограничивает возможности микронзондовой диагностики. Для шести таллов, в которых поперечник выделений превышал 3 мкм, получены следующие результаты: для матрицы $f_0 = 82, 78, 76, 66, 70, 66 \text{ мол.}\%$, а для дендритов соответственно 49, 58, 67, 46 мол.%.
Изменения оливиновой фазы в магматическом расплаве при подъеме магмы по каналу и в лавовых потоках, состоят в постепенном увеличении доли железистого компонента. Согласно У.Нитсану /26/, в равновесных условиях повышение фугитивности кислорода делает устойчивыми фазы с более высоким f_0 . Например, по данным /18,23/, в базальтовых лавах при высокотемпературном окислении оливинов увеличиваются отношения MgO/MgO+FeO и $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, что выражается в увеличении доли форстеритовой или энстатитовой компоненты в минералах, а также окислов железа.

Наблюдаемый распад оливинов, вероятно, связан с результатом роста f_{O_2} , что обуславливает образование более магнезиального оливина, наряду с железистыми продуктами распада. Возмож-

Таблица 3

Магнезиальность оливинов из продуктов прорыва 1941 г.

Номер об- разца	Характеристика пробы	Мономинеральные фракции				Повола	
		Микронзондовый анализ		Рентгеновский метод		Рентгеновский метод	
		Содержание MgO, вес. %	По, мол. %	$d_{131, A}$	По, мол. %	$d_{131, A}$	По, мол. %
Ш-84а	Корродированные кристал- лы 1-2 мм из шлака	<u>48,9</u> 48,5-49,6	90(20)	2,7747	88	-	-
Ш-84б	Совершенные кристаллы 0,1 мм из шлака	<u>46,0</u> 45,5-48,0	86(12)	2,7765	86	-	-
Ш-8	Лава	-	-	-	-	2,7804	78
4-8а	Вкрапленники 2 мм	<u>46,6</u> 46,1-46,9	88(9)	2,7747	88	-	-
4-8б	"- 0,1 мм	<u>42,0</u> 38,8-42,5	78(7)	2,7804	78	-	-
4-1	"- 1-2 мм	<u>46,5</u> 46,0-46,6	87(II)	2,7740	88	2,7797	79
4-2	"- 1-2 мм	<u>46,3</u> 45,6-46,7	87(6)	2,7740	88	2,7811	78
4-6	Лава	-	-	-	-	2,7797	79
4-7	Лава	-	-	-	-	2,7882	67
4-7а	Вкрапленники 1-2 мм	<u>48,9</u> 48,0-49,5	90(18)	2,7736	89	-	-
4-7б	"- 0,1 мм	<u>30,0</u> 27,0-36,1	66(25)	-	-	-	-
3-6	Лава	<u>36,5</u> 26,5-40,0	73(17)	-	-	2,7904	64

Примечание. d_{131} - межплоскостное расстояние; в скобках - количество проанализированных кристаллов.
Над чертой - среднее содержание MgO, под чертой - колебание состава.

ный ход этого процесса описан в работе /9/ и состоит в том, что на ранних стадиях окислительного распада образуются правильно ориентированные пластинки оливиноподобной фазы, обогащенной Fe^{3+} , которая на более поздней стадии распадается на магнетит и пироксен.

В противоположность магнезиальным оливинам, состав железистых участков отклоняется от стехиометрического оливина в сторону увеличения SiO_2 : измеренные на микрозонде отношения $MgO+FeO/SiO_2 < 2$ и колеблются в пределах 1,5-1,8, это служит косвенным подтверждением того, что пластинчатые выделения в кристаллах оливина представляют собой, вероятно, эвтектоидные сростания магнетита и пироксена. По предлагаемой схеме распадаются лишь достаточно железистые оливины. Именно поэтому пластинчатые образования встречаются в последней, наименее магнезиальной порции лавы, где у оливинов $Fo = 73$ мол. %.

При извержении каждая порция лавы доставляет на земную поверхность кристаллы оливина, состав которых отражает условия равновесной кристаллизации из магматического расплава (концентрационные профили Mg и Fe в виде плато).

В поверхностных условиях оливин становится неравновесным. Снижение во вмещающем расплаве активности MgO в результате кристаллизации пироксенов (в остаточном стекле 0,5-0,8 вес. % MgO) приводит к выносу Mg из кристалла в расплав. При таком характере взаимодействия кристалла с расплавом повышение железистости оливина в породе будет зависеть от относительной поверхности кристаллов, т.е. от дисперсности минеральной фазы. Проработка мелких кристаллов проходит более полно и поэтому, чем выше дисперсность оливина, тем более он железист в лавовом потоке. Это подтверждается специальными измерениями: при подготовке образцов из лавы удалялись видимые (до 0,1 мм) кристаллы оливина, и чем тщательнее проводилась операция, тем более сильным получался сдвиг в сторону железистости (данные рентгеновского анализа).

Отметим, что в результате влияния поверхностных условий происходят изменения количественных соотношений между темноцветными минералами. Так, по результатам полуколичественного рентгеновского анализа серии образцов /13/ наблюдается тенденция к уменьшению количества оливина и увеличению пироксена в южном рукаве потока от истока к фронту.

Оценка соотношений производилась по интенсивности пиков на дифрактограммах: I30, I31, II2 для оливина и 6I0, I3I для пироксена. Для выявления зависимости интенсивности пиков от содержания минерала в образце, согласно рекомендациям /22/, были приготовлены две смеси базальтового стекла с 5, 15 и 30 % оливина или пироксена и с одинаковым содержанием германия в качестве эталона (измерения проводились при навеске образцов и эталонных смесей 20 мг). Вдоль по потоку общее количество оливина уменьшается примерно на 20 %, а пироксена увеличивается на 15 %.

Данные рентгеновского анализа хорошо согласуются с нашим предположением о распаде оливинов, начальные стадии которого отмечены в последней порции лавы. Конечно, возможно уменьшение количества магния в поступающем на поверхность расплаве. Однако приведенные результаты относятся к серии образцов, отобранных в той части потока, где нет выраженного изменения химического состава лавы.

Таким образом, изменения оливиновой фазы в лавовых потоках определяются в основном двумя процессами: 1) увеличением железистости оливина за счет выноса магния и развитием железистых каемок в кристаллах, вследствие понижения активности магния в расплаве, 2) окислительным распадом оливина, уменьшением его общего количества при росте фазы пироксенов.

Шпинелиды. В табл.4 приведены данные по составу основных групп шпинелидов в продуктах прорыва I94I года на вулкане Толбские кристаллы размером до 1 мм, находящиеся в стекле или заключенные в кристаллы оливина.

На микрозонде было проанализировано 62 кристалла из шлака, которые оказались хромпикотитами с содержанием Cr_2O_3 от 32 до 54 вес.%. Зональность в них не наблюдается. По данным табл. 4 в зависимости от локализации кристаллов их можно было бы по содержанию Cr_2O_3 разделить на три группы. Однако статистическая обработка материала приводит к заключению, что хромшпинели, представленные свободными кристаллами и включениями в корродированные зерна оливина с $f_0 = 90$ мол.%, образуют одну группу, в пределах которой содержание хрома непрерывно уменьшается от свободных кристалликов к включениям, а более мелкие включения в кристаллах оливина с $f_0 = 86$ мол.% обособляются в отдельную

Таблица 4

Состав хромшпинелей и титаномагнетитов
в продуктах прорыва 1941 г. на вулкане Толбачик, вес.%

Компоненты	1	2	3	4	5
TiO ₂	0,6 0,3-0,8	0,8 0,5-1,3	1,2 0,7-1,4	1,1 0,8-1,9	9,2 5,0-14,0
Al ₂ O ₃	14,1 11,3-16,8	14,1 12,2-16,6	14,9 13,9-16,9	11,6 7,0-14,6	3,3 2,3-4,6
Fe ₂ O ₃	7,8 5,0-10,6	11,6 9,5-13,9	14,1 10,9-19,1	22,8 18,2-33,5	44,6 41,5-45,4
FeO	13,6 10,4-19,0	15,0 12,3-18,7	16,8 15,0-17,7	16,3 11,8-21,9	34,1 31,2-37,6
MgO	13,2 9,8-14,6	12,1 10,9-13,1	11,1 10,3-11,9	10,6 7,0-14,1	4,1 2,0-4,9
CaO	-	-	-	-	0,5 0,2-1,7
Cr ₂ O ₃	48,4 46,5-54,4	42,4 36,5-47,3	37,9 35,2-44,2	32,2 29,7-35,8	-
Fe ²⁺ /ΣFe	0,63	0,56	0,54	0,42	0,44
n	29	17	16	19	101

Примечание. 1-свободные кристаллы хромшпинели в зеленом шлаке; 2 - включения в оливине $F_0 = 88-90$ мол.% (шлак); 3 - то же $F_0 = 86$ мол.% (шлак); 4 - то же $F_0 = 78$ мол.% (лава); 5-бесхромистые титаномагнетиты в сростках с клинопироксеном (лава).

Над чертой - среднее содержание окисла из анализов n-кристаллов, под чертой - колебание состава; отношение $Fe^{2+}/\Sigma Fe$ дано по стехиометрии; прочерк - содержание окисла менее 0,1 %.

генерацию. На гистограммах (рис. 4а, б, в) приведено частное распределение содержания хрома в хромпикотитах. Обращает на себя внимание полное отсутствие в зеленых шлаках шпинелидов титаномагнетитового ряда.

По-видимому, появление на интрателлурической стадии двух генераций хромшпинелей обусловлено перерывом в их кристаллизации. По данным работы /20/, он может быть связан с началом появления фазы хромсодержащих клинопироксенов или с перитекти-

ческим реакционным взаимодействием плагиоклаза, пироксена, шпинели и расплава. Частичная резорбция кристаллов более магнезиального оливина служит подтверждением факта перерыва в ходе кристаллизации.

В лавовом потоке кристаллы хромистых шпинелей весьма существенно изменились, если они находились в непосредственном контакте с расплавом. При этом возникла зональность: от центра к периферии содержание хрома падало, а титана увеличивалось.

На рис. 5 показано изменение состава по концентрационным профилям двух кристаллов хромистого титаномагнетита, типичных для лавы. На рис. 5а лишь одна часть кристалла взаимодействовала непосредственно с расплавом, а другая была включена в оливине $F_0 = 80$ мол.%; на рис. 5б кристалл хромистого титаномагнетита полностью окружен расплавом. Следует отметить, что хромистые титаномагнетиты в образцах лавы в подавляющем большинстве встречаются в виде свободных кристаллов, наблюдается изменение составов от малохромистых титаномагнетитов вблизи поверхности, контактирующей с расплавом, до высокохромистых в центре.

Был также проведен микросондовый анализ 89 кристаллов (от 10 до 40 мкм) из лавы (см. рис. 4г), который показал, что содержание Cr_2O_3 в их центральных частях варьирует в пределах 0,5–10 вес.%. Совокупность этих кристаллов образует непрерывную последовательность.

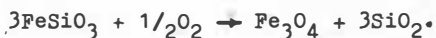
В работе /20/ приводятся доказательства существования непрерывного ряда твердых растворов между малохромистыми титаномагнетитами и хромшпинелью. Поэтому ряд промежуточных фаз также может быть непрерывным. Если взаимодействие между кристаллом и расплавом сводится к диффузионному обмену компонентами, то малая частота встречаемости промежуточных фаз в проведенной выборке может быть обусловлена большими градиентами химического потенциала при излиянии лавы, когда магматические хромшпинели становятся неравновесной фазой по отношению к окружающему их расплаву.

Можно сделать вывод, что хромистые и малохромистые титаномагнетиты в лаве прорыва 1941 г. не представляют собой самостоятельных генераций, а, являясь неравновесными фазами, в каждом конкретном случае отвечают большей или меньшей степени изменения первичных хромшпинелитов. При этом контрастность в зональ-

ности каждого кристаллика будет зависеть от его размера и времени, в течение которого сохраняются благоприятные условия для диффузионных процессов.

Удельная магнитная восприимчивость лавы увеличивается более чем в четыре раза в направлении от шлакового конуса к фронту потока. Этот факт сопоставим с развитием в лавовом потоке фазы бесхромистых титаномagnetитов. Это мелкие (15 мкм и менее), бесформенные зерна, характерные для образцов, отобранных в начале потока. Ниже по течению к ним добавляются дендритообразные кристаллы, причем наблюдается тенденция к увеличению их количества и размеров по мере приближения к фронту потока.

Малохромистые титаномagnetиты содержат менее 0,1 вес.% Cr_2O_3 и от 9 до 14 вес.% TiO_2 (см. табл. 4). На рис. 5 д показано частотное распределение содержания TiO_2 в IOI кристалле титаномagnetита. Его особенность состоит в том, что подавляющее большинство кристаллов образуют вкрапления либо оторочки по краям кристаллов пироксена. В отличие от хромистых титаномagnetитов здесь всегда обнаруживается примесь CaO , около 0,3–0,5 вес.%. Железистость $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ пироксенов в лаве находится в пределах 0,25–0,30 против 0,18 для пироксенов в шлаке. Поэтому можно предположить, что главный источник титаномagnetитов – это процесс распада пироксенов по схеме:



Приведенные результаты изучения минеральных ассоциаций свидетельствуют о непрерывной эволюции главных породообразующих минералов, происходящей во время извержения. Изменения химического состава минералов обусловлены изменениями физико-химических условий при подъеме магмы по подводящему каналу и во время движения лавовых потоков, причем изменение активности компонентов в расплаве может оказывать более сильное действие, чем рост фугитивности кислорода. В частности, эволюция исходных хромпикотитов до малохромистых титаномagnetитов определяется диффузионным обменом компонентами между кристаллом и остаточным расплавом, что указывает на высокую подвижность элементов в кристаллической фазе при магматических температурах /19, 27/.

На основании полученных данных нами указаны наиболее вероятные причины ожелезнения кристаллов оливина, происхождение из зональности, выделены их отдельные генерации. Очевидно, что обнаруживаемые различия между минеральными ассоциациями разных по хронологии и генезису продуктов извержения отражают лишь разные стадии одного исходного магматического расплава.

Наблюдаемое по простиранию лавового потока непрерывное смещение валового состава базальта в сторону уменьшения содержания магния обусловлено, вероятно, соответствующим распределением этого компонента в магме, которое устанавливается до извержения /2/.

III. Эволюция магнитных фаз в продуктах извержения Карымского вулкана (Камчатка)

Образование и изменение магнитных минералов в процессе вулканического извержения представляется важным по ряду причин. Помимо вопросов, связанных с интерпретацией геофизических палеомагнитных данных, изучение последовательности фазовых превращений минералов, ответственных за магнитные свойства изверженных пород, может дать важные сведения об изменении свойств магматического расплава в ходе извержения.

Вулкан Карымский, около двух десятилетий находившийся в стадии высокой эксплозивно-эффузивной активности, представляет собой весьма привлекательный объект для исследования в силу высокой стабильности петрохимических характеристик изверженного материала. Детальное описание геолого-петрохимических особенностей современной активности вулканов дано в монографии Б.В.Иванова /6/. Для Карымского вулкана характерны периодически повторяющиеся параксизмальные извержения, во время которых выбрасывается большое количество пирокластического материала, в том числе в виде пемзы. Этот вид пирокластики, представляющий собой фрагменты быстро вспенившегося и отвердевшего магматического расплава, содержит в себе в виде закаленных фаз минералы в соотношениях, близких к тем, которые существовали в магматическом расплаве непосредственно перед выбросом.

В плотных осевых зонах лавовых потоков изверженный материал находился в разогретом состоянии длительное время, вероятно,

несколько месяцев, что должно приводить к изменению фазовых соотношений в результате процессов кристаллизации и реакционных взаимодействий между минералами. Поэтому, рассматривая определенный этап процесса извержения, от начала интенсивной дегазации магматического расплава в подводящем канале и до полного остывания излившихся лавовых потоков, минеральные соотношения в пирокластическом материале можно принять за исходное состояние, а в лавах — за конечное, так же, как и в разобранном выше примере прорыва 1941 года.

В данном разделе мы остановимся лишь на поведении магнитных минералов, поскольку они являются весьма чувствительными индикаторами изменения окислительно-восстановительной обстановки в окружающей их среде, а измерение магнитных характеристик образцов породы по своей сути имеет интегральный, усредняющий характер.

В табл.5 представлены магнитные характеристики изверженного материала Карымского вулкана, а также постоянной кристаллической решетки магнитных линз. Величина магнитной восприимчивости отражает общее содержание магнитных фаз в породе. Остаточная намагниченность насыщения I_{rs} , помимо состава и количества магнитных минералов, зависит также от размера частиц и структурного состояния минерала, степени искаженности его кристаллической решетки и обусловлена, таким образом, присутствием в породе магнито жестких фаз.

Как видно из табл.5, содержание магнитных минералов в изверженном материале, если судить об этом по величине χ , в течение двух последних десятилетий сохраняется примерно на одном уровне. Удельная магнитная восприимчивость лав всего на 25 % в среднем, превосходит таковую величину для пирокластического материала. Это, с одной стороны, говорит об очень малой скорости процессов кристаллизации в лавовых потоках. С другой — существенное, в 6-7 раз, увеличение I_{rs} лав по сравнению с пирокластической указывает на определенные изменения, которые претерпевают сами магнитные минералы в процессе извержения.

На рис. 6 представлены кривые дифференциального термомангнитного анализа (ДТМА) магнитных фракций из образцов, перечисленных в табл.5. Кривые ДТМА представляют собой запись спектров температур Кюри магнитных фаз (одной либо нескольких), присутствующих в образце /17/. Кривая 908, полученная от магнитной

Таблица 5

Магнитные характеристики образцов изверженных пород
 Карымского вулкана и параметр кристаллической решетки
 магнитных минералов

Номер по порядку	Номер образца	Порода	$a, \text{Å}$	10^3сгс/г	10^3сгс/г
1	908	Пемза извержения 1963г, отложения в 1,5 км от кратера вулкана	$8,426 \pm 0,005$	0,62	12,0
2	909	-	-	0,76	8,6
3	915	Пемзовидная бомба, наружный слой	-	0,72	16,7
4	914	Промежуточные слои пемзовидной бомбы, 5 и 10 см от поверхности	-	0,80	10,0
5	913	-	-	0,71	7,0
6	912	Центральная часть пемзовидной бомбы	$8,425 \pm 0,016$	0,82	4,8
7	911	Бомба "хлебная корка", наружный слой	$8,430 \pm 0,005$	0,77	4,2
8	910	Бомба "хлебная корка", центральная зона	-	0,83	23,8
9	973	Лава 1964 г.	$8,423 \pm 0,002$	0,93	77,8
10	917	Лава 1970 г.	$8,424 \pm 0,012$	0,91	72,5
11	918	Лава 1971 г.	-	0,95	59,6
12	919	Лава 1976 г., пористая	$8,405 \pm 0,010$	0,82	24,0
13	920	Лава 1976 г., плотная	$8,414 \pm 0,004$	1,18	65,5
14	921	Лава 1979 г.	-	1,28	54,9

фракции из пемзового материала мощного эксплозивного извержения 1963 г., характеризуется единственным острым пиком при $t = 300^\circ\text{C}$, что означает присутствие в данной фракции лишь одного магнитного минерала, с температурой Кюри $t = 300^\circ\text{C}$. Острота и симметричность пика свидетельствуют о высокой степени однородности этого минерала. Состав минерала был определен методом микрорентгеноспектрального анализа на установке "Самебах".

Для микрозондового анализа была использована усредненная проба из магнитных фракций образцов пирокластического материала

ла мощных взрывных извержений 1962–1963 гг. В табл.6 приведен состав магнитной фазы, средний из анализов одиннадцати случайным образом выбранных зерен усредненной пробы, в пересчете на 24 катиона в элементарной ячейке шпинелевой структуры. В скобках даны стандартные отклонения.

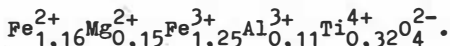
Таблица 6

Состав гомогенного титаномагнетита из пирокластического материала Карымского вулкана

Катион	Количество	δ
Si ⁴⁺	0,007	0,007
Ti ⁴⁺	2,579	0,014
Al ³⁺	0,866	0,016
Fe ²⁺	9,273	0,022
Fe ³⁺	9,858	0,016
Mn ²⁺	0,139	0,006
Na ⁺	0,001	—
K ⁺	0,008	—
Cr ³⁺	0,007	—
	24,000	—

Примечание. Пересчет на 24 катиона в формульной единице.

Как видно из табл.5, в соответствии с результатами терромагнитных измерений, в магнитной фракции пирокластического материала содержится один весьма гомогенный титаномагнетит состава



Для титаномагнетитов зависимость точки Кюри от катионного распределения в кристаллической структуре может быть представлена следующим соотношением (из работы /17/):

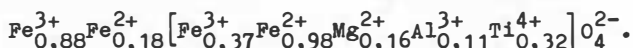
$$T = 700 \left(\frac{8,4}{a} \right)^{13} \left(D - \frac{\Delta}{D} \right)^{0,5}, \quad \text{где } a - \text{параметр кристаллической решетки } \Delta = 0,0583 m_A m_B n_A n_B; \quad D = m_A m_B + 0,451 x$$

$$x (m_A n_B + n_A m_B) + 0,0438 n_A n_B.$$

Через m и n с соответствующими индексами обозначены доли ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} в формульной единице, находящихся в тетраэдрической координации в А-подрешетке и в октаэдрической координации в В-подрешетке.

Используя измеренную величину $a=8,425 \text{ \AA}$ и учитывая, что Al^{3+} изоморфно замещая Fe^{3+} , располагается в В-подрешетке,

получаем путем последовательных корректировок катионное распределение в титаномагнетите с расчетной точкой Кюри $T = 301^{\circ}\text{C}$:



Этот гомогенный титаномагнетит из пирокластического материала (пемзы) Карымского вулкана можно рассматривать как первичную, основную магнитную фазу, сформировавшуюся в магматическом расплаве до момента извержения и отвечающую условиям равновесия в верхней части периферического магматического очага.

В процессе извержения, в зависимости от локальных условий, в которые попадает та или иная порция извергнутого магматического расплава, магнитная фаза претерпевает изменения, отражающиеся на виде кривых ДТМА и значениях величин a , χ и I_{rs} . Далее желательно установить, при каких конкретных условиях происходят изменения кристаллов магнитной фазы.

Для магнитной фракции плотной лавы из осевых зон лавовых потоков характерны кривые ДТМА 917 и 920, на которых наблюдается один острый пик при $T = 300^{\circ}\text{C}$.

Существенное отличие пика 920 от кривой 908 состоит в асимметричном уширении, причем основание пика выполаживается со стороны низких температур Кюри. Это говорит о том, что при сохранении общей структуры титаномагнетита, имеет место искажение его кристаллической решетки и вместе с тем образуется незначительное количество новых высокодисперсных магнитных минералов.

Изменения в состоянии титаномагнетитов из плотных лав по сравнению с исходным выражаются в пятикратном увеличении I_{rs} и сравнительно небольшом, в среднем около 30 %, возрастании χ . Так как материал образцов находился в лавовых потоках в разогретом состоянии в течение года и более, здесь можно видеть проявление своего рода инертности титаномагнетитов, которые, находясь в контакте с дегазированным вязким расплавом, способны длительное время существовать в качестве метастабильной фазы, подвергаясь лишь незначительным изменениям. В отношении магнитных фаз базальтовые лавы составляют резкий контраст с андезито-дацитовыми: как отмечалось в разделе II настоящей работы, удельная магнитная восприимчивость породы в лавовом потоке возрастает более чем в 4 раза в направлении от потока к его фронту.

Лавы 1976 г. при излиянии были несколько более газонасыщен-

ными, чем остальные лавовые потоки последних лет. На фронтальной части потока 1976 г., наряду с плотной лавой, имеется значительное количество грубопористого материала. Спектр температур Кюри титаномagnetитов, извлеченных из пористой лавы, характеризуется появлением дополнительного пика при 180°C. Кривая 9I9 соответствует образцу с пористостью 60 %.

Кривые 9I0 и 9II представляют собой спектры T магнитных фаз в вулканической корке типа "хлебная корка" поперечником около метра. Бомбы этого типа представляют интерес из-за своеобразия их строения. Внешняя стекловатая оболочка толщиной 3-5 см заключает в себе однородную мелкопористую пемзовидную массу. Благодаря оболочке сердцевина бомбы остывает в атмосфере собственных вулканических газов, причем ее капиллярно-пористая структура способствует полноте взаимодействия титаномagnetита с газовой средой.

При сравнении кривых 9I9 и 9II видно, что изменение титаномagnetита в пористой лаве и в оболочке пемзовидной бомбы в общем сходно: в обоих случаях появляется фаза с более низкой T.

Основной вывод, который можно сделать при анализе данных по титаномagnetитам Карымского вулкана, состоит в том, что дегазация кислой магмы действительно приводит к такому преобразованию ее структуры, которое блокирует изменения содержащихся в расплаве минеральных фаз. Наблюдавшиеся существенные изменения магнитных минералов всегда были сопряжены с пористыми разностями, где в условиях развитой поверхности при повышенных температурах активно идет окисление лавы воздухом.

Рассмотренные примеры эволюции минералов двух типов вулканических извержений иллюстрируют существенное влияние структурных особенностей магматических расплавов на ход процессов, формирующих окончательный

особенностью вулканических пород является их формирование в неравновесных условиях при низком общем давлении и возрастающем в процессе извержения окислительном потенциале. Низкое давление обуславливает нахождение Al^{3+} исключительно в группировках AlO_4^{5-} , связанных через вершины с SiO_4 -тетраэдром. Компенсаторами заряда Al^{3+} являются согласно экспериментальным исследованиям Na^+ , K^+ , Ca^{2+} . Степень соответствия количества атомов Al и компенсаторов является определяющей характе-

ристикой расплава при рассмотрении механизма извержения и формирования его продуктов. Подвижность компонентов в расплаве, а следовательно, взаимоотношение кристаллов и расплава, находятся в прямой зависимости от распределения Na^+ , K^+ , Ca^{2+} между кластерами, т.е. от параметра P . В андезито-дацитовом расплаве в процессе извержения (при газоотделении) существующие кристаллы остаются без изменений, так как алюмосиликатные кластеры образуют непрерывный каркас. В базальтовом расплаве эти кластеры расчленены, и темноцветные минералы находятся в постоянном контакте с расплавом до окончательного застывания породы.

Соотношение Al и компенсаторов является структурно-чувствительным параметром диффузивной фации глубинности.

Литература

1. Безбородов М.А. Самопроизвольная кристаллизация силикатных стекол. Минск: Наука и техника, 1981. 246 с.
2. Безмен Н.Н. Экспериментальное изучение жидкостной дифференциации базит-гипербазитовых расплавов // 27^й Междунар. геол. конгресс: Тез. докл. Т.4. Секция 08-09. М., 1984. С.264-265.
3. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.1.-М., 1965.-С.18, 370.
4. Есин О.А. Расплавленные силикаты как микрогетерогенные экстракты // Изв. АН СССР. Отдел. хим. наук. 1948. № 6. 561 с.
5. Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пиromеталлургических процессов. Т.2. М.: Металлургия. 1966. - 703 с.
6. Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962-1963 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука. 1970. 134 с.
7. Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б. Структура базальтовых шлаков и состав железистых минералов (Южный прорыв Толбачинского извержения) // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С.22-23.
8. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука. 1981. 125 с.
9. Патнис А., Масс-Конелл Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир. 1983. 267 с.
10. Персиков Э.С. Экспериментальное исследование вязкости базальтовых расплавов // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С.70-77.

11. Персигов Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.:Наука. 1984. 159 с.
12. Пийп Б.И. Новый побочный кратер вулкана Толбачик//Бюлл. вулканол. станций на Камчатке. 1946. № 13. С. 10-21.
13. Руководство по рентгеновскому исследованию минералов. Л.: Недра. 1975. 397 с.
14. Тейлер А. Рентгеновская металлография. М.:Металлургия. 1965. 663 с.
15. Филиппович В.Н., Калинина А.М. О критическом радиусе аморфизации кристалликов//Структурные превращения в стеклах при повышенных температурах. М-Л.: Наука. 1965. С.44-49.
16. Шарей В.Н., Жунина А.А., Мазуренко В.Д., Лукьянова Т.Т. О закономерностях в кристаллизации стекол системы//Эксперимент в технической минералогии и петрографии. М., 1966. С.161-164.
17. Bockris J.O.M., Tomlinson J.W., White J.L. The structure of the liquid silicates. Part II: molar volumes and expansiveness// Trans.Faraday.Soc. 1956. Vol.52. P.299-310.
18. Haggerty S.F., Baker I. The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Part I. High temperature alteration // Contrib. Mineral. Petrol. 1967. Vol.16, N^o 3. P.235-257.
19. Hermeling J., Schmalzzeit H. Trasserdiffusion of the Fecations in olivine $(\text{Fe}_x\text{Mg}_{1-x})_2\text{SiO}_4$ (III) // Phys. and Chem.Mineral. 1984. V.11, N^o 4. P.161-166.
20. Hill P., Roeder P.L. The crystallization of spinel from basaltic liquids as a function of oxygen fugacity // J. Geol., 1974. V.82, N 6. P.709-731.
21. Jackson E.D. X-ray determinative curve for natural olivine of composition Fo_{80-90} // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. - 1960. N 400-B. P.432-434.
22. Kennard P., Speakman J.C., Donnay J. Principal crystallographic data // Acta Crystallogr. 1967. Vol.22. P.445-449.
23. Moseley D. Symplectic exsolution in olivine // Amer. Mineral. 1984. V.69, N 1-2. P.139-153.
24. Mysen B.O., Virgo D., Kushiro I. Distribution of aluminium between structural units in silicate melts // An.Rep.Dir. Geophys.Lab.Carnegie Inst., 1980-1981. P.304-305.

25. Mysen B.O., Virgo D., Seifert F.A. The structure of silicate melts: implications for chemical and physical properties of natural magma // Rev. Geophys. and Space Phys., 1980. V.20, N 3. P.353-383.
26. Nitsan U. Stability field of olivine with respect to oxidation and reduction // J.Geophys. Res. 1974. V.79, N 5. P.706-711.
27. Ozava K. Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V.82. P.52-65.
28. Taylor M., Bromn G.E. Structure of mineral glasses. I. The feldspar glasses $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, KAlSi_3O_8 and $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ // Geochim. and Cosmochim. Acta. 1979. V. 43. P.61-76.

ПРИЛОЖЕНИЕ

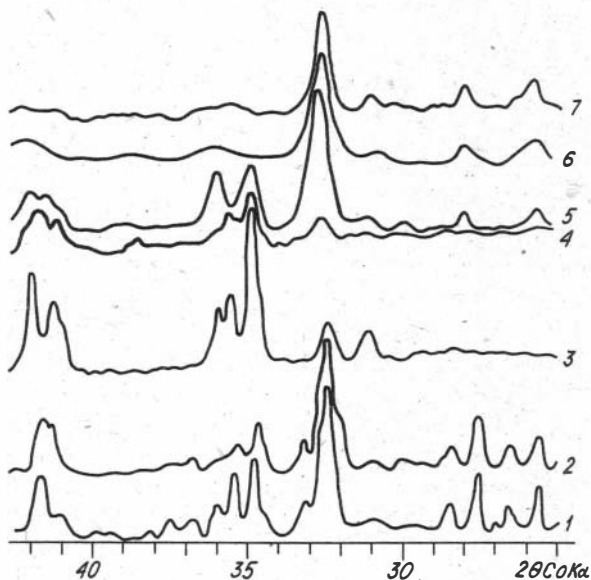


Рис. I. Дифрактограммы образцов лав и отожженных стекол.

I - магнезиальный базальт Северного прорыва БТИ; 2 - глиноземистый базальт Южного прорыва БТИ; 3 - обр. - 7 (С-I-85); 4 - обр. 8 (Ю-I-85); 5 - обр. 10 (Т-3); магнезиальный базальт с добавкой Al_2O_3 ; 6 - обр. II (Т-5), магнезиальный базальт с добавками Al_2O_3 и SiO_2 ; 7 - обр. 9 (Т-9), глиноземистый базальт с добавкой SiO_2 .

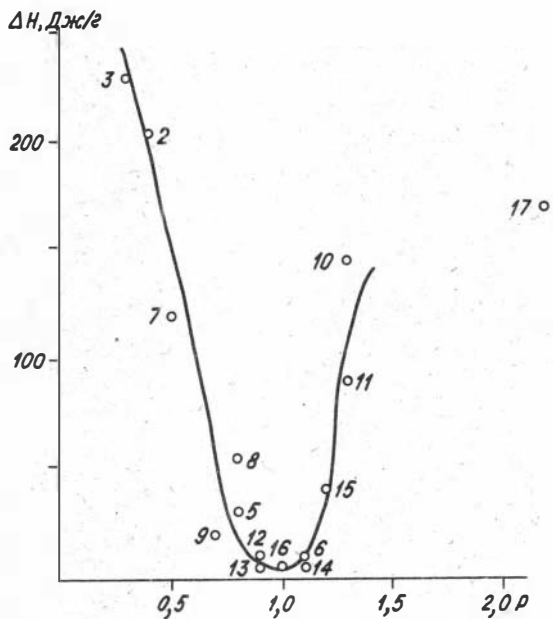


Рис.2. Зависимость удельной теплоты кристаллизации стекол ΔH от отношения R .

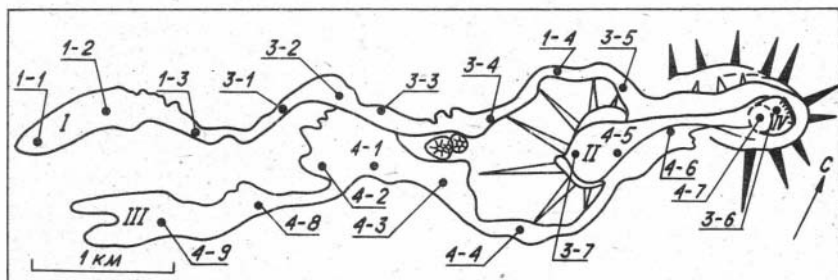


Рис.3. Схема отбора образцов на лавовом поле прорыва 1941 г. (I, II, III, IV - порции лавы, IV - последняя).

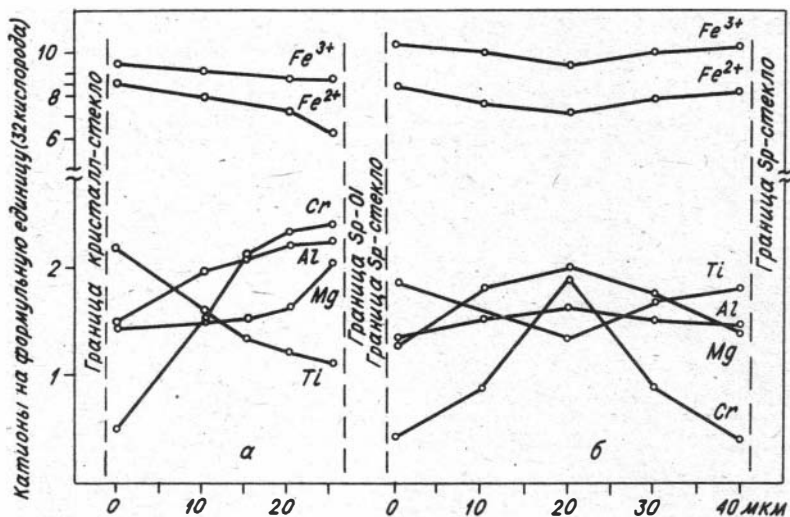


Рис. 4. Концентрационные профили через два кристалла хромистого титаномагнетита (по данным микрозондового анализа): а - титаномагнетит заключен в кристалл оливина, с расплавом контактирует одна его грань; б - свободный кристалл хромистого титаномагнетита.

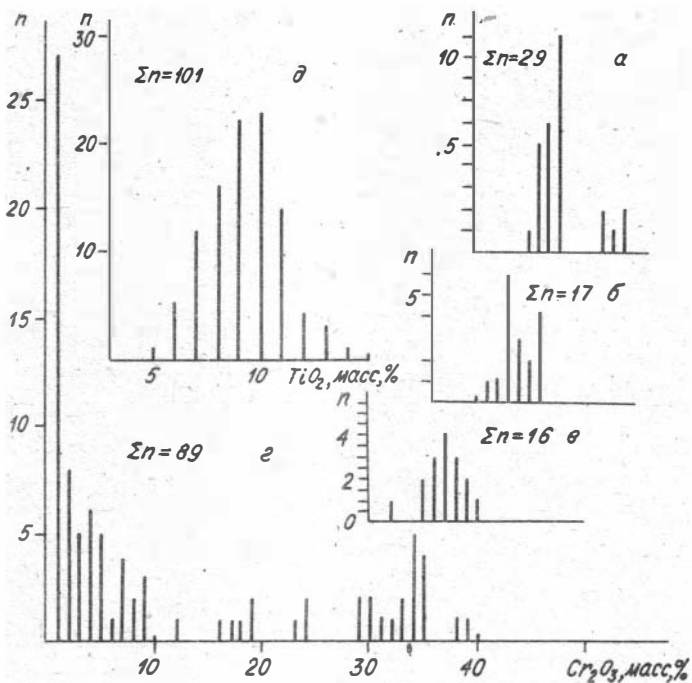


Рис.5. Частное распределение Cr_2O_3 (а, б, в, г - горизонтальная ось общая) TiO_2 (д) в шпинелидах прорыва 1941 г.

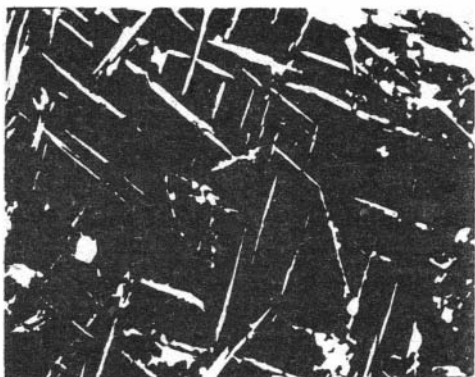


Рис.6. Распад кристалла оливина из обр.3-6.Снимок в отраженных электронах (x 800). Светлые ламеллы - выделения железистой фазы.

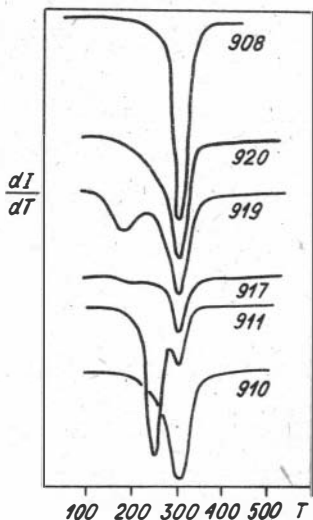


Рис.7. Кривые дифференциального термомагнитного анализа титаномагнетитов Крымского вулкана.

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 24.02.88. МН 09 117.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 2,25. Уч.-изд.л. 2,0.
Тираж 200. Заказ 125. Бесплатно.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.