

УДК 552.3

ПЕТРОГРАФИЯ

В. К. РОТМАН, Б. А. МАРКОВСКИЙ

СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ РАЗНЫХ СТАДИЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

(Представлено академиком Ю. А. Кузнецовым 8 VII 1969)

На территории Западной Камчатки известны проявления базальтового вулканизма двух типов. С одной стороны, здесь распространена позднемеловая геосинклинальная формация, петрохимические особенности которой описаны в (1, 2). Выходы базальтовых вулканических и вулканогенно-осадочных пород этой формации приурочены к ядрам молодых складчатых структур и в общем образуют полосу северо-восточного простирания (рис. 1). С другой стороны, на этой же территории известна «россыпь»



Рис. 1. Схема размещения выходов базальтов в Западной Камчатке. 1 — область распространения геосинклинальных базальтов, 2 — разломы, 3 — щелочные базальтоиды

мелких интрузивных тел щелочных базальтоидов, которые прорывают фаунистически охарактеризованные палеоген-неогеновые осадочные толщи и представляют собой заключительные проявления магматизма в Западной Камчатке. Эти базальтоиды соответствуют переходу Западной Камчатки к платформенному тектоническому режиму и, таким образом, могут быть сопоставлены со щелочно-базальтоидной формацией по классификации Ю. А. Кузнецова (3).

И. С. Гузиев, давший детальную петрографическую и петрохимическую характеристику щелочных базальтоидов (4), пришел к выводу о том, что в повышении их калиевой щелочности ведущую роль играли процессы частичной ассимиляции вмещающих глинистых пород (5). Таким образом, сопоставление химизма геосинклинальной и посторогенной формаций представляет интерес, поскольку оно, во-первых, может показать, какие изменения вносит в состав базальтовой магмы образование осадочного чехла (в данном случае — осадочной толщи палеоген-неогенового возраста), и, во-вторых, позволит выявить черты сходства и различия первичного состава базальтовых магм начальной и конечной стадий геотектонического цикла.

Как показывают упоминавшиеся выше исследования (1, 2, 4), содержание кремнезема в породах обеих формаций варьирует в пределах от 42 до 60%; исключение составляют лишь плагиопорфиры геосинклинальной формации, образующие контрастную группу пород, происхождение которой не рассматривается в данной статье.

В указанных пределах наблюдается (рис. 2) в общем сходный характер распределения содержания SiO_2 в породах, свидетельствующий о преобладании среди них базальтов с содержанием 50% SiO_2 . Эволюция лейкократовых компонентов обеих базальтовых магм в ходе их дифференциации может быть лучше всего иллюстрирована модифицированной авторами вариационной диаграммой Торнтон — Таттла (6). На этой диаграмме (рис. 3) суммарное содержание щелочей в весовых процессах нанесено от-

носителем индекса дифференциации (DI), соответствующего сумме нормативных лейкократовых минералов породы (без анортита). Как следует из диаграммы, фигуративные точки обеих формаций образуют единую прямолинейную полосу, которая наклонена к оси абсцисс значительно круче, чем линия для средних составов известково-щелочных базальта, андезита, дацита и риолита по Нокколдсу. Отсюда следует вывод, что дифференциация базальтовых магм обеих формаций происходила сходным образом и характеризовалась более интенсивным накоплением щелочей, чем для пород известково-щелочной серии.

Наибольший интерес представляет сравнение эволюции фемических компонентов обеих магм при помощи вариационной диаграммы Полдерварта и Паркера (⁷). На этой диаграмме содержание окислов в породе наносится относительно кристаллизационного индекса (KI), который определяется как $KI = An + Di' + Fo'$, где An — нормативный анортит; Di' — маг-

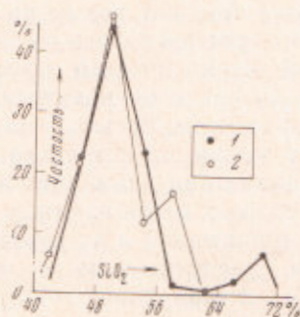


Рис. 2

Рис. 2. Распределение SiO_2 в анализах геосинклинальной (1) и щелочно-базальтоидной (2) формаций

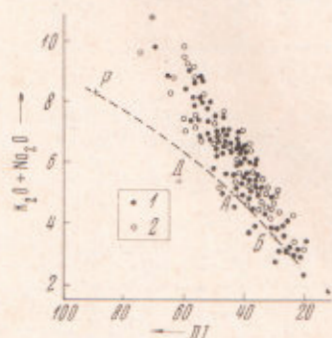


Рис. 3

Рис. 3. Вариационная диаграмма сумма щелочей — индекс дифференциации (DI). 1 — геосинклинальные базальты, 2 — щелочные базальтоиды. В, А, Д, Р — соответственно базальт, андезит, дацит и риолит по Нокколдсу

незиальный диопсид, вычисленный из нормативного диопсида; Fo' — нормативный форстерит плюс нормативный энстатит, пересчитанный на форстерит.

Таким образом, кристаллизационный индекс включает все компоненты начальных этапов кристаллизации и хорошо отражает характер дифференциации основной магмы. Последнее особенно существенно, поскольку среди пород рассматриваемых формаций преобладают различия основного состава. Более высокие значения KI для вулканитов геосинклинальной формации (рис. 4) свидетельствуют о том, что они обогащены тугоплавкими компонентами «начальной петрогенетической системы анортит — диопсид — форстерит», по Полдерварту и Паркеру.

Из относительного положения вариационных линий на диаграмме следует, что геосинклинальная базальтовая магма по сравнению с посторогенной была богаче железом и кальцием и беднее магнием и титаном. Характер вариационных линий свидетельствует о закономерном уменьшении содержания всех перечисленных компонентов в ходе магматической эволюции, что соответствует процессу кристаллизационной дифференциации. Резкий наклон вариационной линии MgO для пород щелочно-базальтоидной формации отражает, по-видимому, интенсивную кристаллизацию магнезиального оливина, что подтверждается минералогическими данными (⁴).

При значениях $KI < 35$ магний входит преимущественно в состав клинопироксена; вариационная линия его выполаживается и идет параллельно

линии геосинклинальных базальтов, дифференциация которых управляется кристаллизацией клинопироксена и плагиоклаза.

Породы щелочно-базальтоидной формации обогащаются титаном при значениях $KI < 30$, что не может быть объяснено нормальным процессом кристаллизационной дифференциации исходной магмы, а видимо, как и разброс отдельных значений содержаний TiO_2 , определяется перераспределением или привносом титана

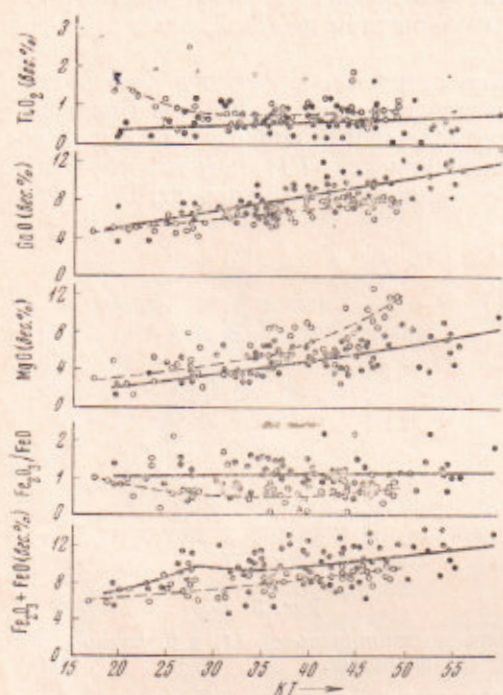


Рис. 4. Вариационные диаграммы $Fe_2O_3 + FeO$, $Fe_2O_3 : FeO$, MgO , CaO , TiO_2 относительно индекса кристаллизации (KI). Условные обозначения те же, что на рис. 3

на месте становления магматических тел в ходе их остывания и аутометасоматического преобразования. Это согласуется с данными о широком проявлении процессов аутометасоматоза при формировании наиболее лейкократовых пород щелочно-базальтоидной формации, а также со сменой авгита ранних стадий магматической кристаллизации позднемагматическим титан-авгитом. Весьма показательны также избирательная кристаллизация ильменита и сфена в породах с повышенным содержанием калия и их неравномерное распределение в породах (5). Увеличение содержания TiO_2 и значительный разброс значений других окислов при $KI < 30$ совпадает с возрастанием отношения $Fe_2O_3 : FeO$, что вместе с увеличением потерь при прокаливании (главным образом, за счет кристаллизационной воды) свидетельствует об увеличении роли летучих на этой стадии кристаллизации расплава (8). Отношение $Fe_2O_3 : FeO$ остается практически постоянным в процессе дифференциации геосинклинальной магмы, соответствующая постоянному давлению летучих в глубинных магматических очагах.

Для того чтобы сопоставить полученные результаты с современными экспериментальными данными, были вычислены средние составы базальтов обеих формаций, что оправдывается симметричным характером распределения SiO_2 и других окислов. Пересчет был произведен на безводную основу; при этом интересно подчеркнуть, что средние содержания кристаллизационной воды, составляющей основную часть потерь при прокаливании, равны в обеих формациях примерно 3%.

Из табл. 1, в которой приведены также нормативные минералы пород, следует, что главное различие средних составов базальтов геосинклинальной и посторогенной стадий развития Западной Камчатки заключается в большем содержании в первых моноклинного пироксена и магнетита, а во вторых — оливина и гиперстена. Обращает на себя внимание тот факт, что нормативные пироксены и оливин в обоих случаях имеют практически одинаковый состав, а варьируют только их количественные соотношения. Если исходить из опытов Д. Грина и А. Рингвуда (9), то можно высказать предположение, что эти различия могут объясняться различной степенью плавления исходного вещества мантии (пиролита) при высоком (свыше

13 кбар) давления, необходимом для образования щелочной базальтовой магмы. По мнению Д. Грина и А. Рингвуда, при относительно низкой степени частичного плавления (~20%) пиролита остаточные кристаллы состоят из оливина, глиноземистого энстатита и глиноземистого клинопироксена, а расплав имеет состав богатого оливином щелочного базальта. При увеличении температуры степень частичного плавления увеличивается; клинопироксен, а также большая часть глиноземистого ортопироксена переходят в жидкое состояние, меняя состав расплава к оливиновому толеиту, примерно при 30% частичного плавления. Таким образом, геосинклинальная базальтовая магма Западной Камчатки могла выплавляться при более полном плавлении вещества мантии и при более высокой температуре, чем посторогенная магма. Как мы видели, это находит свое отражение и на вариационных диаграммах (рис. 4).

Существенно калиевый характер магмы обеих формаций (см. табл. 1) и сходный характер их дифференциации (рис. 3) противоречат какому бы то ни было влиянию образовавшегося в период между их извержением осадочного чехла на состав пород щелочно-базальтоидной формации. Следовательно, вслед за Д. С. Коржинским⁽¹⁰⁾ можно предполагать глубинное происхождение калия в породах. По данным Оксбурга⁽¹¹⁾, Кусиро и др.⁽¹²⁾, калиевые базальты могут образоваться в результате частичного плавления флоготит- и амфиболсодержащих веществ мантии, что может объяснить, в частности, также высокое содержание воды в базальтах обеих формаций. Альтернативой является предположение Грина и Рингвуда⁽⁸⁾ об обогащении магмы калием в результате ее реакции с «боковыми породами» мантии.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Поступило
20 VI 1969

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. К. Ротман, Сборн. Петрохим. особенности молодого вулканизма, 1963.
² В. К. Ротман, Б. А. Марковский, ДАН, 165, № 1 (1965). ³ Ю. А. Кузнецов, Главные типы магматических формаций, М., 1964. ⁴ И. С. Гузиев, Сборн. Вулканизм и геохимия его продуктов, 1966. ⁵ И. С. Гузиев, Автореф. диссертации, Владивосток, 1968. ⁶ С. P. Thornton, O. F. Tuttle, Am. J. Sci., 258, № 9 (1960). ⁷ A. Poldervaart, A. B. Parker, Am. J. Sci., 262, № 3 (1964). ⁸ E. F. Osborn, Am. J. Sci., 257, № 9 (1959). ⁹ D. H. Green, A. E. Ringwood, Contributions Min., Petrology, 15, № 2 (1967). ¹⁰ Д. С. Коржинский, Сборн. Кора и верхняя мантия, Междунаро. геол. конгресс, XXIII сессия, 1968. ¹¹ E. R. Oxburgh, Geol. Mag., 101, № 1 (1964). ¹² J. Kushiro, Y. Syono, S. Akimoto, Earth and Planet Sci., Letters, 3, № 3 (1967).

Таблица 1

Средний химический состав базальтов
Западной Камчатки и их
нормативно-минеральный состав

Компонент	1	2	
Химический состав			
SiO ₂	51,39	51,53	
TiO ₂	0,70	1,11	
Al ₂ O ₃	16,89	16,62	
Fe ₂ O ₃	5,02	3,15	
FeO	5,25	5,55	
MnO	0,18	0,14	
MgO	5,65	8,32	
CaO	9,07	7,28	
Na ₂ O	3,03	2,17	
K ₂ O	2,82	4,13	
Сумма	100,00	100,00	
Минеральный состав			
Or	16,71	19,53	
Ab	25,19	23,13	
An	24,50	23,42	
Wo	8,59	5,35	
Di {	En	5,92	3,82
{	Fs	1,98	1,06
Hу {	En	1,91	3,52
{	Of	0,66	1,06
O {	Fo	4,36	9,38
{	Fa	1,63	2,97
{	Jl	1,37	2,42
{	Mt	7,48	4,64
Сумма	100,00	100,00	
Состав темноцветных минералов			
Di {	Wo	52,3	52,3
{	En	36,3	37,3
{	Fs	12,3	10,3
Hу {	En	78,0	77,0
{	Of	22,0	23,0
Ol {	Fo	73,0	76,0
{	Fa	27,0	24,0

Примечание. 1 — геосинклинальные базальты (87 анализов), 2 — посторогенные базальты (38)