

УДК 552.313.2 : 552.321.6

ПЕТРОГРАФИЯ

С. А. ЩЕКА

О ЯВЛЕНИЯХ МЕТАМОРФИЗМА ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ДО ПОПАДАНИЯ В БАЗАЛЬТОВУЮ МАГМУ

(Представлено академиком Ю. А. Кузнецовым 24 III 1975)

При изучении гипербазитовых ксенолитов в щелочных базальтах Приморья и толеитовых базальтах Камчатки был обнаружен ряд признаков, свидетельствующих о метаморфизме ксенолитов еще до попадания в базальтовую магму. Подобные явления отмечались ранее (¹⁻⁴). В последние годы в связи с проблемами строения глубинных оболочек Земли они приобретают особый интерес, обуславливая необходимость пересмотра известного положения о соответствии состава по крайней мере части гипербазитовых включений в эффузивах составу первичного вещества мантии.

В Приморье гипербазитовые включения встречаются в раннечетвертичных щелочно-базальтовых вулканах, трассирующих протяженные региональные расколы Ханкайской платформы и ее обрамления (⁵⁻⁷). Базальтоиды, обогащенные включениями, часто имеют пикритовый облик (^{5, 6}), хотя исходная магма является щелочно-базальтовой (см. табл. 1). Включения представлены обычно среднезернистыми перцолитами. Состав минералов в них (табл. 1) обычен для подобных образований из других регионов.

Включения в телеитовых базальтах, как известно, редки. На Камчатке они обнаружены в крупных долгоживущих вулканических постройках (Авача, Ключевская, Шивелуч). Вмещающие туфолоавы имеют базальтовый состав (см. табл. 1); породы экструзивной фации представлены андезитами. Включения сложены главным образом диоксидовыми гарцбургитами и перцолитами, в меньшей степени верлитами, дунитами, оливиновыми

Таблица 1

Средние составы вмещающих базальтов и минералов включений (%)

Компонент	Базальты		Оливин		Ортопироксен		Клинопироксен		Шпинель	
	т(2)	щ(20)	т(5)	щ(20)	т(5)	щ(20)	т(5)	щ(20)	т(5)	щ(20)
SiO ₂	52,40	42,69	40,55	40,86	54,82	53,45	52,13	54,05		
TiO ₂	1,05	2,44	0,01	0,03	Сл.	0,14	Сл.	0,61	0,08	0,19
Al ₂ O ₃	18,82	13,32	0,38	0,32	1,76	4,99	1,94	6,84	22,09	55,70
Cr ₂ O ₃	0,03	0,08			0,49	0,34	0,71	0,78	44,91	10,72
Fe ₂ O ₃	4,43	5,38	0,60	0,70	1,06	0,92	0,60	1,34	3,37	13,09
FeO	4,40	7,63	8,67	9,26	5,22	5,78	2,71	2,13	14,65	
MnO	0,18	0,23	0,21	0,31	0,12	0,18	0,09	0,09	0,09	0,10
MgO	5,33	10,31	48,60	48,08	34,56	32,54	20,11	16,00	14,73	20,68
CaO	9,04	9,20	0,47	0,31	1,32	0,86	20,52	19,44	Сл.	
Na ₂ O	3,18	3,74	0,09	0,16	0,22	0,31	0,32	1,57		
K ₂ O	0,50	1,74	0,05	0,09	0,02	0,12	0,03	0,08		
f _{общ}	47,0	40,5	9,6	10,3	9,1	10,3	8,4	10,3	40,2	24,3
φ					8,8	3,4	14,9	6,1	55,2	10,2

Примечание. т — толеитовый, щ — щелочной, в скобках — число анализов. f = Fe · 100 / (Fe + Mg); φ = Cr · 100 / (Cr + Al + Fe³⁺), исходные данные при расчете обоих индексов в атомных процентах.

клинопироксенитами. Минералы гипербазитов из ксенолитов в толеитовых базальтах практически не отличимы от минералов из пород гипербазитовых интрузивов⁽⁸⁾.

Наряду с гипербазитовыми включениями как в щелочных, так и толеитовых базальтах обычно присутствуют ксенолиты габбро-норитов, амфиболовых габбро, горнблендитов и гиперстенитов. В некоторых лерцолитовых включениях названные породы слагают секущие прожилки мощностью от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Как прожилки,

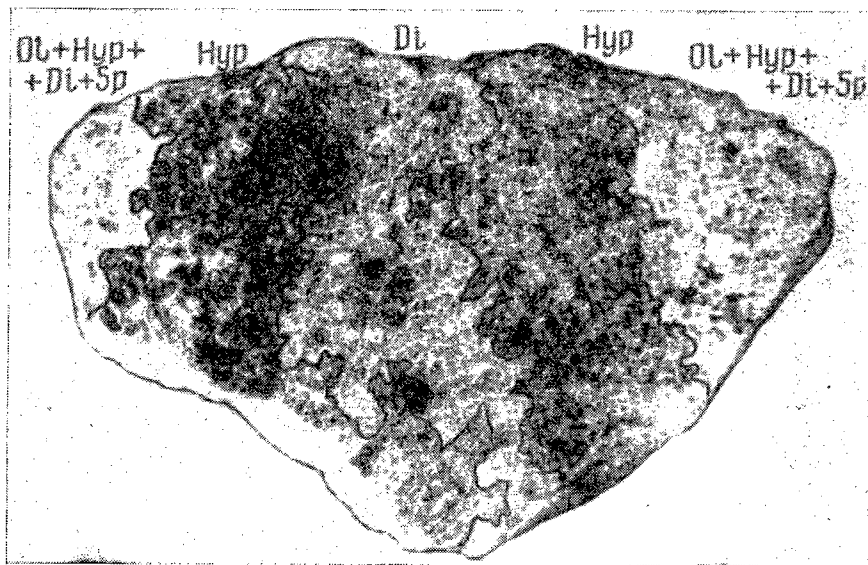


Рис. 1. Жила, сложенная пегматоидными агрегатами диопсида с оторочками пегматоидного агрегата энстатита (*Hyp*) в лерцолитах. Полир. штuff. 2×

так и контакты их с лерцолитами срезаются стекловатой основной массой базальта. Это говорит о том, что лерцолиты попадают в базальтовую магму, будучи уже прорванными прожилками габброидов. Офитовая структура габброидов в прожилках свидетельствует о внедрении исходной для них магмы в холодные породы на небольшой глубине. Образование габброидных прожилков в лерцолитовых ксенолитах невозможно объяснить внедрением вмещающей базальтовой магмы, поскольку: а) каждый из ксенолитов достаточно хорошо прогрет магмой; б) прожилки утыкаются в контакт с базальтом, рассекая включения на две части.

В лерцолитовых ксенолитах часто встречаются также метасоматические жилные образования. Обычно это — мономинеральные клинопироксеновые и биминеральные с примесью шпинели ортоклинопироксеновые жилки мощностью 5—20 мм, а также более мощные (до 80 мм) зональные жилы, во внутренней зоне которых располагается пегматоидный диопсидит (рис. 1), отделенный с обеих сторон от вмещающего лерцолита оторочками энстатита. В составе оторочек обнаружен, кроме того, высокомагнезиальный хромистый амфибол⁽⁹⁾. Метасоматические жилы, аналогичные описанным, весьма характерны для гипербазитовых интрузивов Карагинского, Кроноцкого и бухты Раковой, находящихся в одной структурной зоне с вулканами Авачинской группы.

Минералы метасоматических жил по составу близки минералам вмещающих лерцолитов, хотя состав их и подвержен некоторым вариациям (табл. 2). При этом, как и в породах гипербазитовых интрузий, шпинель в прожилках из ксенолитов в толеитовых базальтах обычно более хромистая. Метасоматические клинопироксены из ксенолитов несколько богаче

алюминием и беднее кальцием (табл. 2; обр. 912г); иногда среди них встречаются разности, менее хромистые, а также менее натровые и железистые (обр. 912в). Прожилки метасоматитов пегматоидной структуры образуются в среде высокой магнезиальности и хромистости, низкой титанистости и глиноземистости, т. е. без участия базальтового расплава.

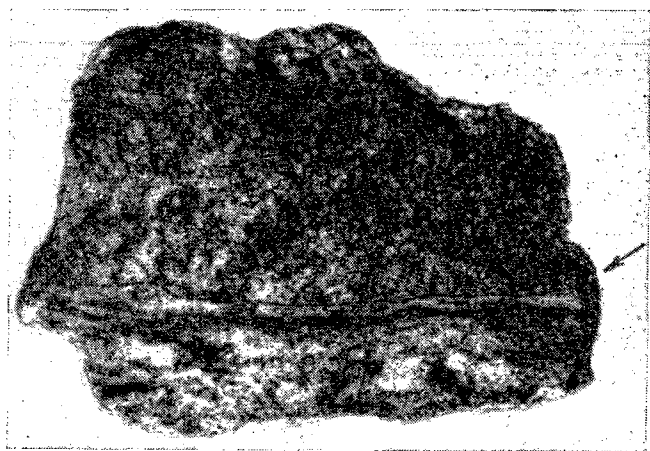


Рис. 2. Зона дробления в среднезернистом лерцолите, прерываемая контактом с вмещающим базальтом (см. стрелку). Полир. штупф. Нат. вел.

Значительную роль среди включений играют ксенолиты тонкозернистых роговикоподобных пород, состоящих из оливина или клинопироксена. В отдельных обломках видно, что такие роговики развиваются в зонах дробления (рис. 2) и, видимо, серпентинизации и амфиболизации перидотитов. В этих зонах порода состоит из крупных удлиненных субпараллельных призм энстатита и пылевидных скоплений бурой хромшпинели, пересекаемых взаимно параллельными струйчатыми выделениями

Таблица 2

Химический состав метаморфических минералов включений (%)

Компонент	Ортопироксены			Клинопироксены					Оливины		Шпинель				
	802в	801г	1091	802в	801г	802з	912в	912г	800	802к	801г	1091	802к	5702	912в
SiO ₂	55,26	57,15	54,64	53,10	54,17	53,10	51,40	52,50		42,44		Сл.	Сл.		
TiO ₂	Сл.	0,03	Сл.	Сл.	Сл.	0,10	0,61	0,29		0,02	Сл.	0,06	0,33	0,37	
Al ₂ O ₃	1,19	1,54	1,77	1,28	1,69	2,34	8,15	7,75		0,38	10,76	21,52	11,92	10,39	65,06
Cr ₂ O ₃	0,50	0,05	1,51	0,83	0,26	0,84	1,76	1,42	0,09	Сл.	18,65	3,28	13,48	14,90	10,39
Fe ₂ O ₃	0,39	0,42	0,48	0,56	0,72	0,04	0,24	0,78			58,56	46,60	45,18	45,03	2,94
FeO	6,20	5,10	4,67	2,83	2,08	2,97	3,18	1,56	8,58	6,78		14,66	16,70	20,12	
MnO	0,10	0,13	0,09	0,11	0,02	0,17	0,14	0,10	0,20	0,16	0,02	0,08	0,29	0,39	
MgO	33,57	34,33	34,36	19,57	20,91	17,21	15,82	15,32	48,68	50,13	13,75	13,72	11,51	8,63	20,81
CaO	1,82	0,21	1,56	20,41	19,67	22,25	17,17	18,63	0,20	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	
Na ₂ O	0,34	0,17	0,17	0,31	0,30	0,20	0,95	1,53		0,08					
K ₂ O	0,02	0,05	0,01	0,03	0,03	0,03	0,15	0,08		0,08					
f _{общ}	10,0	7,7	8,9	9,1	5,8	10,8	14,4	7,3	9,0	7,0	39,4	42,0	58,4	68,5	19,9
φ	14,3	15,8	7,0	16,3	21,8	0,8	1,8	5,7			74,9	56,9	59,7	60,0	3,3

Примечание. 802в, 801г — пегматоидные метасоматиты из зональных жил в лерцолитах 912в, г — пегматоидный клинопироксенит из жилы в лерцолите; 1091 — ортопироксен-шпинелевый метасоматит из прожилка в лерцолите; 802з — тонкозернистый мономинеральный клинопироксеновый роговик; 800 — толкозернистые металивиниты из микропрожилков в лерцолите; 802к, 5702 — тонкозернистые апосерпентинитовые хромит-оливиновые роговики. 912 — из щелочных базальтов. Остальные — из толентов вулканов Авача и Шивелуч (5702 — из коллекции О. Н. Вольфа). Аналитик — Ж. А. Щека.

микрозернистого оливина. От выделений такого оливина отходят нередко прожилковидные ответвления в прилегающие более крупные (первичные) зерна оливина. Вторичные минералы (см. табл. 2) в сравнении с первичными имеют несколько иной состав: оливин является магнезиальным, клинопироксен — более кальциевым и железистым, шпинель — более железистой и окисленной. Описанные роговики, по мнению автора, являются продуктом перекристаллизации первичных гипербазитов, раздробленных, серпентинизированных и амфиболизированных еще до захвата их базальтовой магмой. Подобные случаи перекристаллизации гипербазитов отмечены в Японии ⁽³⁾ и воспроизведены экспериментально ⁽¹⁰⁾.

Зонки дробления и прожилки мелкозернистого оливина в подавляющей своей массе не могут быть результатом дробления включений под воздействием магматического расплава. Этому противоречит, с одной стороны, их морфологический рисунок (значительная мощность, линейный характер, сложность ветвления и т. п.) и, с другой, более высокая магнезиальность новообразованного оливина. Более вероятно в рассматриваемом случае простая дегидратация лерцолитов, серпентинизированных до попадания в базальтовую магму. Кстати, для включений Авачи это подтверждается и особым составом газово-жидких включений ⁽¹¹⁾.

Таким образом, приведенные выше признаки метаморфизма гипербазитовых включений в эффузивах позволяют утверждать, что еще до попадания в базальтовую магму они подвергались дроблению, испытали замещение водусодержащими минералами и были пересечены прожилками габбро на небольшой глубине. В трещинах включений формировались метасоматические жилы пегматоидных пироксенитов. Эти явления невозможны на глубинах мантии, но, напротив, весьма характерны для гипербазитовых интрузивов. Что касается включений в толеитовых базальтах, то их принадлежность к отторженцам пород из альпинотипных интрузивов ⁽⁸⁾ несомненна. Гипербазиты из включений в щелочных базальтах сравнимы по составу с гранатовыми перидотитами докембрийских тел, локализованных в гранулитах. Присутствие шпинели, а не граната, в описываемых включениях вполне объяснимо расходом граната на шпинель и пироксены при температурах базальтовой магмы. Все стадии этого процесса описаны недавно ⁽¹²⁾. На возможность такой перекристаллизации гипербазитов в щелочно-базальтовой магме указывает также их более щелочной характер (высокие натровость и титанистость клинопироксена) в сравнении, например, с альпинотипными гипербазитами.

Автор признателен А. Г. Репину за помощь в проведении полевых работ и И. М. Волохову за обсуждение статьи и ценные советы.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
Владивосток

Поступило
2 II 1975

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Б. И. Пуйн, Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, в. 11 (1956). ² R. N. Brothers, Intern. Geol. Congr., 21 Sess. Proc. Sec., Part 13, Copenhagen, 1960, p. 68. ³ M. Yamaguchi, Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., v. 15, № 1 (1960). ⁴ И. М. Волохов, Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии?, Новосибирск, «Наука», 1972. ⁵ Г. М. Ганеева, Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 21 (1957). ⁶ Г. М. Ганеева, Геол. и геофиз., № 4 (1964). ⁷ В. Г. Сазно, Е. П. Денисов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 8 (1963). ⁸ С. А. Щека, В. Г. Сазно и др., В сб.: Вопр. геол., геохим. и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, Владивосток, изд. ДВФ СО АН СССР, 1970. ⁹ С. А. Щека, Ж. А. Щека, ДАН, т. 211, № 4 (1973). ¹⁰ В. Ф. Морковкина, С. Н. Гаврилова и др., В сб.: Актуальные вопросы современной петрографии, М., «Наука», 1973. ¹¹ И. Т. Бакуменко, В. С. Соболев, ДАН, т. 218, № 6 (1974). ¹² Ken-ichiro Aoki, M. Prinz, Chromian Spinels in Lherzolite Inclusions from Itinomegata, Japan, Contr. Miner. Petrol., v. 46, 249 (1974).