

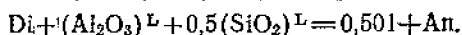
УДК 549.642:552.332.5

© 1990 г.

МАРТЫНОВ Ю. А.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПОЯВЛЕНИЕ НИЗКОКАЛЬЦИЕВЫХ ПИРОКСЕНОВ В БАЗАЛЬТОИДАХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СЕРИЙ

Анализ большого эмпирического материала показал, что появление низкокальциевых пироксенов (ортопироксен, пижонит) в базальтах островодужных серий в значительной степени определяется глиноземистостью родоначальных расплавов и, по-видимому, контролируется двумя конкурирующими реакциями:



Различия в парагенезисах минералов-вкрапленников базальтов энциалических и энсимантических островных дуг определяются, по-видимому, особенностями флюидного режима их формирования.

Породы основного состава, даже насыщенные в отношении кремнезема (т. е. нормативным кварцем или гиперстеном)¹, характеризуются, как правило, оливин-клинопироксеновым парагенезисом фемических минералов. Исключение составляют толеитовые и известковощелочные базальты, андезитобазальты островодужных серий, в основной массе и фенокристаллах которых часто присутствуют пижонит и ортопироксен. Породы этих серий достаточно хорошо изучены петрологически и экспериментально, что позволяет оценить основные параметры, определяющие их минеральный состав.

Появление ортопироксена в природных парагенезисах, учитывая его реакционные взаимоотношения с оливином, чаще всего связывают с реакцией



Поскольку в присутствии кварца оливин (за исключением фаялита) неустойчив при любых РТ-параметрах, направление реакции должно главным образом зависеть от активности кремнезема $(a_{SiO_2})^L$ в расплаве.

Расчеты величины $(a_{SiO_2})^L$, выполненные для различных петрографических типов основных пород (океанические толеиты, высокоглиноземистые базальты островных дуг и активных континентальных окраин), дают основание считать, что такая зависимость, хотя и существует, не всегда проявлена достаточно отчетливо, даже в пределах конкретных вулканических центров (таблица). Породы, близкие по расчетным значениям $(a_{SiO_2})^L$, часто различаются парагенезисами фемических минералов. Например, в высокоглиноземистых базальтах активных континентальных окраин, в отличие от эффузивов островодужных серий, низкокальциевые пироксены встречаются очень редко, хотя те и другие породы достаточно близки по составу. Пижонит и ортопироксен практически отсутствуют и в океанических толеитах несмотря на то, что в основной массе этих пород часто отмечается кислое вулканическое стекло и кварц [7].

Существенное влияние на состав и парагенезисы фемических минералов должна оказывать глиноземистость магматических расплавов [3—5]. Имеющийся фактический материал по базальтам островодужных серий подтверждает этот вывод. Для примера рассмотрим породы хорошо петрологически изученного вулкана Горелый, Южная Камчатка [6].

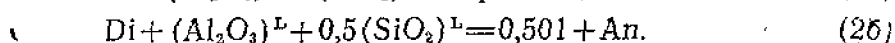
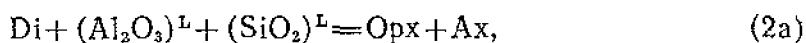
¹ Толеитовые базальты в понимании Г. Йодера и К. Тилли [2].

Химические анализы (% массы), петрохимические коэффициенты и расчетные значения $(a_{\text{SiO}_2})^L$ для базальтов вулкана Горелый (Камчатка) по [5]

Компоненты	Номер образца					
	1563*	1646*	1562	1568	1574	1638
SiO ₂	52,60	51,58	50,94	52,80	52,92	55,06
TiO ₂	1,16	1,00	0,98	1,07	1,11	0,99
Al ₂ O ₃	16,80	17,42	16,70	16,30	16,86	16,52
Fe ₂ O ₃	6,98	6,78	5,58	4,43	4,28	3,10
FeO	2,00	3,32	4,85	5,18	5,54	5,74
MnO	0,17	0,43	0,15	0,14	0,13	0,14
MgO	6,51	6,00	6,32	6,39	5,52	5,24
CaO	7,29	8,19	7,68	7,73	7,42	6,56
Na ₂ O	3,58	3,18	3,98	3,73	3,66	3,67
K ₂ O	1,40	1,06	1,53	1,54	2,09	2,02
H ₂ O ⁻	0,17	0,08	0,45	He обн.	He обн.	0,25
П.п.п.	1,17	0,75	0,36	»	»	0,08
P ₂ O ₅	0,43	0,39	0,45	0,45	0,46	0,44
Сумма	100,21	99,58	99,97	99,78	99,69	99,81
Ca, %	22,0	22,9	22,9	23,3	22,6	22,1
Al—(Na+K), %	31,2	33,1	27,9	28,2	29,9	30,8
Fe+Mg, %	46,8	44,0	49,2	48,4	47,5	47,1
lg $(a_{\text{SiO}_2})^L$	-0,509	-0,516	-0,785	-0,634	-0,654	-0,507

* Породы, содержащие в основной массе низкокальциевые пироксены; для расчета активности кремнезема в расплаве использовалась модель регулярного раствора [10]: $RT \ln a_k = RT \ln X_k + \sum_{i=1}^n \left(x_i^2 + x_i \sum_{j=1}^n x_j \right) W_{ik} - \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} W_{ij} X_i X_j$; $i, j \neq k$; метод расчета x_k, x_i, x_j , значения W_{ij} и W_{ik} приведены в [10].

Оливин- и ортопироксенсодержащие базальты и андезитобазальты вулкана, даже при близких значениях $(a_{\text{SiO}_2})^L$ отчетливо различаются по величине относительной глиноземистости τ Al—(Na+K) (таблица). Последняя в первом приближении, согласно модели силикатного расплава И. Боттинга и Д. Уэйла [18], должна соответствовать активности глинозема в магматическом расплаве. На диаграмме Ca—(Al—Na—K)—(Fe—Mg) [3], фигуративные точки пород, содержащие в основной массе низкокальциевые пироксены, образуют самостоятельное поле, расположенное в глиноземистой области (рис. 1). Аналогичная зависимость наблюдается в островодужных высокоглиноземистых и толеитовых базальтах Аляски и Алеутской островной дуги [8, 16, 17], Курильских островов [1], Японии [19], Каскадных гор Северной Америки [20], Новых Гебрид [14], Марианской дуги [15] и дуги Тонга. Причем эмпирическая граница появления низкокальциевых пироксенов в основной массе пород различных вулканических центров практически совпадает с проекцией на данную плоскость экспериментальной оливин-ортопироксеновой границы, установленной Т. Гроувом с соавторами [11] для высокоглиноземистых известково-щелочных базальтов (рис. 1). Это дает основание считать, что появление низкокальциевых пироксенов в основной массе островодужных базальтов определяется прежде всего концентрационными факторами, причем в значительной степени — активностью глинозема в расплаве. Парагенезисы фемических минералов в этих породах, по-видимому, контролируются двумя конкурирующими реакциями:



При относительно высокой величине $(a_{\text{SiO}_2})^L$ образование низкокальциевого пироксена должно происходить по механизму реакции (2a), связы-

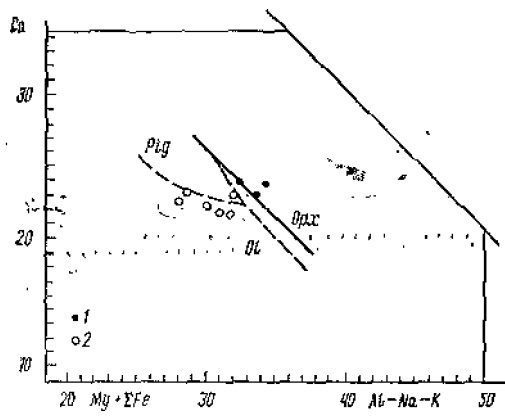


Рис. 1

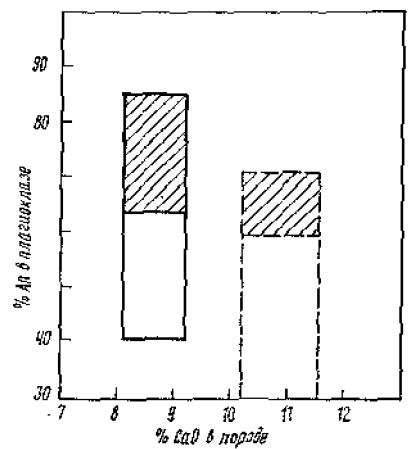


Рис. 2

Рис. 1. Минеральные ассоциации базальтов вулкана Горелый, Южная Камчатка по [6] 1, 2 — составы пород, соответственно содержащие (1) и не содержащие (2) в основной массе низкокальциевые пироксены. Сплошная линия — эмпирическая граница появления низкокальциевых пироксенов в основной массе островодужных базальтов; штриховые — экспериментально установленные границы ($P=1$ атм; f_{O_2} — буфер QFM) между полями кристаллизации оливина и плагиоклаза (Ol), оливина — пажонита — плагиоклаза (Plg) и оливина — ортопироксена — плагиоклаза (Orx) в известково-щелочных базальтах вулкана Медицина Лейк [11]

Рис. 2. Поля вариации составов плагиоклазов в голоценовых базальтах северо-востока Аляски, содержащих (штриховая линия) и не содержащих (сплошная линия) в основной массе низкокальциевые пироксены по [16]. Заштрихованы области вариации составов центральных частей фенокристаллов

вающей между собой все основные породообразующие минералы базальтовых расплавов. Для пород вулкана Горелого независимым подтверждением предложенного механизма служат реакционные клинопироксеновые оторочки вокруг кристаллов ортопироксена, а также более высокая основность плагиоклаза в ортопироксеносодержащих эффузивах [6]. Последняя особенность характерна для эффузивов многих других вулканических центров (рис. 2).

Учитывая полученные результаты, рассмотрим некоторые особенности парагенезисов фемических минералов в базальтах энсиалических и энсиматических островных дуг, заложенных соответственно на коре континентального и океанического типов.

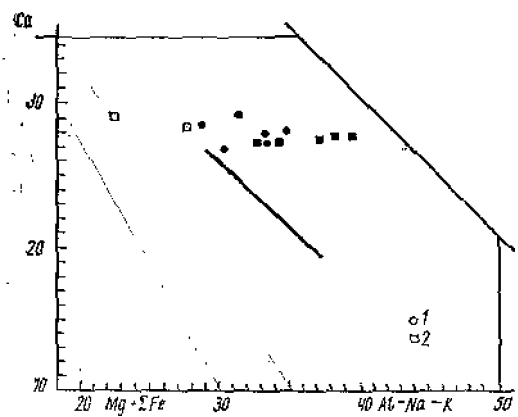


Рис. 3. Минеральные ассоциации фенокристаллов базальтов энсиматических островных дуг. Составы пород: 1 — острова Сарриган; Марианская дуга по [15], 2 — дуги Тонга (неодублированные данные С. В. Высоккого). Залитые знаки — ортопироксеносодержащие эффузивы. Сплошная линия — эмпирическая граница появления низкокальциевых пироксенов в основной массе островодужных базальтов

В базальтах энсиматических островных дуг ассоциации минералов вкрапленников и основной массы практически совпадают (ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз), причем появление фенокристаллов ортопироксена контролируется низкобарической оливин-ортопироксеновой границей (рис. 3). В базальтах энсиалических островных дуг картина иная — низкокальциевые пироксены присутствуют главным образом в основной массе эффузивов, а в виде фенокристаллов встречаются очень

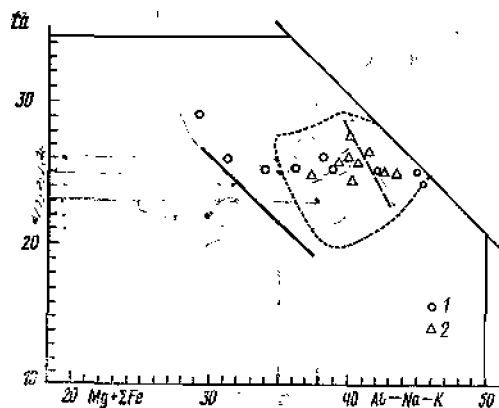


Рис. 4

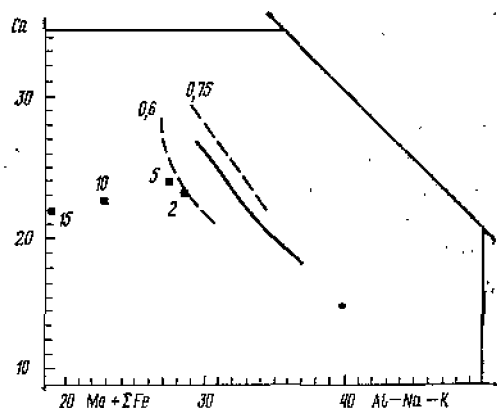


Рис. 5

Рис. 4. Минеральные ассоциации фенокристаллов в базальтах и андезитобазальтах энсиалических островных дуг

Составы пород: 1 — острова Эрромандо (Новые Гебриды) по [14]; 2 — северо-востока Аляски по [16]. Залитые знаки — ортопироксеносодержащие породы. Сплошная линия — эмпирическая граница появления низкокальциевых пироксенов в островной массе островодужных базальтов; штриховая — условная граница появления фенокристаллов ортопироксена в базальтах о-ва Эрромандо, пунктир — поле составов ортопироксеносодержащих базальтов Курильской островной дуги по [1]

Рис. 5. Экспериментальные данные по влиянию общего давления (P_s) и магнезиальности пород ($Mg/Mg+Fe$) на появление низкокальциевых пироксенов в основных и ультраосновных породах

Залитые квадраты — составы закалочных стекол, находящихся в ассоциации с оливином (Ol), ортопироксеном (Orx), клинопироксеном (Cpx) и шпинелью (Sp) в экспериментах по плавлению пиролита [12]. Цифры — величина P_s в кбарах. Сплошная линия — составы закалочных стекол известково-щелочных базальтов, находящихся в ассоциации с Pl, Ol и Orx при $P_s=1$ атм и f_{O_2} буфер QFM [11]; штриховая — тоже для модельных базальтовых систем с различной магнезиальностью при $P_s=1$ атм и f_{O_2} — ниже буфера Fe-FeO [13]; цифры — величина отношения $Mg/Mg+Fe$ в исходных смесях

редко. Например, фигуративные точки голоценовых базальтов и андезитобазальтов северо-востока Аляски [16] на диаграмме Ca—(Al—Na—K)—(Fe+Mg) (рис. 4) попадают в поле кристаллизации низкокальциевых пироксенов, но ассоциация минералов-вкрапленников представлена оливином, клинопироксеном и плагиоклазом. В четвертичных базальтах о-ва Эрромандо (Новые Гебриды) [14] фенокристаллы ортопироксена появляются при относительной глиноземистости вулканитов выше 44%. Аналогичная картина наблюдается для молодых эффузивов Курильской островной дуги [1], Каскадных гор Северной Америки [20] и Камчатки. Другими словами, граница, отражающая появление фенокристаллов ортопироксена в породах энсиалических островных дуг, по сравнению с минералами основной массы, как правило, смещена в более глиноземистую область.

Если не предполагать, что после кристаллизации фенокристаллов глиноземистость расплавов существенно возрастала (например в результате коровой контаминации²), то причины различия парагенезисов минералов-вкрапленников базальтов энсиалических и энсиматических островных дуг следует искать в особенностях флюидного режима формирования пород. Рассмотрим этот вопрос подробнее. Помимо кремнекислотности и глиноземистости, на парагенезисы минералов основных эффузивов должны оказывать влияние магнезиальность породы, величины общего (P_s) и водного (P_{H_2O}) давлений. На рис. 5 вынесены данные экспериментов Д. Лонгхи и В. Пана [13] по исследованию влияния магнезиальности на парагенезисы минералов модельных базальтовых

² По мнению ряда авторов [9], процессы контаминации играли важную роль в происхождении известково-щелочных магм. Но мы рассматриваем сравнительно узкий временной интервал (после кристаллизации фенокристаллов), в котором влияние этого фактора не должно быть значительным.

систем. Отчетливо видно, что с падением величины $Mg/Mg+Fe$ кристаллизация низкокальциевых пироксенов происходит при все менее глиноземистых составах расплава. Но в природных условиях влияние этого фактора, по-видимому, не столь значительно, поскольку, как показывают расчеты, величина отношения $Mg/Mg+Fe$ в базальтах различных геохимических типов колеблется в одних пределах, а их поля на диаграмме $Mg/Mg+Fe-SiO_2$ практически совпадают. Кроме того, даже в пределах конкретных вулканических центров отсутствует сколько-нибудь ясно выраженная корреляция между магнезиальностью пород и появлением в них низкокальциевого пироксена.

Возрастание общего давления, как и падение магнезиальности, должно, согласно экспериментальным данным, приводить к появлению низкокальциевых пироксенов при все меньшей глиноземистости расплавов. На рис. 5 вынесены экспериментальные данные по плавлению пиролита в условиях высоких давлений [12]. Отчетливо видно, что с ростом величины P_s от 2 до 15 кбар составы стекол, находящихся в равновесии с OI , Srx , Orx и Sp , закономерно смещаются в менее глиноземистую область. Поскольку трудно предположить, чтобы кристаллизация фенокристаллов происходила при более низком давлении, чем минералов из основной массы, есть основание считать, что общее давление, по-видимому, не оказывало существенного влияния на парагенезисы минералов-вкрапленников базальтов энсиалических островных дуг.

Из трех рассмотренных факторов только высокое водное давление, и, как следствие, расширение поля кристаллизации оливина в состоянии обеспечить смещение оливин-ортопироксеновой границы в область высокоглиноземистых составов. Следовательно, различие парагенезисов минералов-вкрапленников базальтов энсиалических и энсиматических островных дуг связано с тем, что кристаллизация первых происходила при сравнительно высоком водном давлении, вторых — в относительно «сухих» условиях.

Выводы

1. Появление низкокальциевых пироксенов в островодужных базальтах в значительной степени определяется глиноземистостью их родоначальных расплавов.

2. Кристаллизация базальтов энсиалических и энсиматических островных дуг происходила, по-видимому, при существенно отличном флюидном режиме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пискунов Б. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.
2. Подер Г., Тилли К. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
3. Коренбаум С. А. Типоморфизм слюд магматических пород. М.: Наука, 1987. 143 с.
4. Куно Х. Серии изверженных пород//Химия земной коры. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 107—121.
5. Мартынов Ю. А. Тренды пироксенов в базальтоидах толеитовых серий//Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 30—35.
6. Мартынов Ю. А., Чащин А. А. Пороодообразующие минералы основных эффузивов Мутновского геотермального района//Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 112—123.
7. Щека С. А., Кулинич Р. Г., Высоцкий С. В. и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море//Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 2. С. 417—421.
8. Brophy J. G. The Cold bay volcanic center Aleutian volcanic arc: I. Implications for the origin of hi-alumina arc basalt//Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 93. № 3. P. 368—380.
9. Fifth International conference on geochronology, cosmochronology and isotope geochemistry (abstract). Tokyo, 1982. 582 p.
10. Ghiorso M. S., Carmichael I. S. E. A regular solution model for met-aluminous silicate liquids: application to geothermometry, immiscibility and the source regions of basaltic magma//Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 71. N 4. P. 323—342.
11. Grove T. L., Gerlach D. C., Sando T. W. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine lake volcano by fractionation assimilation and mixing//Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. № 2. P. 160—182.

12. *Jagnes A. L., Green D. H.* Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiite basalts//Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. № 3. P. 287—310.
13. *Longhi I., Pan V.* A reconnaissance study of phase boundaries in low-alkali basaltic liquids//J. Petrology. 1988. V. 29. № 1. P. 118—147.
14. *Marcelot G., Maury R. C., Lefeve C.* Mineralogy of Erromando lavas (New Hebrides): evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts//Lithos. 1983. № 2. P. 135—150.
15. *Meijer A., Reagan M.* Petrology and Geochemistry of the island of Sarigan in the Mariana arc; calc-alkaline volcanism in an oceanic setting//Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 77. № 3. P. 337—354.
16. *Myers I. D., Marsh B. D.* Geology and petrogenesis of the Edgecumbe volcanic field., SE Alaska: The interaction of basalt and sialic crust//Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 77. № 3. P. 272—287.
17. *Myers I. D., Marsh B. D., Sinha A. K.* Geochemical and strontium iso isotopic characteristics of parent Alentian arc magmas: evidence from the basaltic lavas of Atka//Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 94. № 1. P. 1—11.
18. *Nielsen R. L., Drake M. J.* Pyroxene melt equilibria//Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. V. 43. № 8. P. 1259—1273.
19. *Sakuyama M.* Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanos, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing//J. Petrology. 1981. V. 22. № 4. P. 553—583.
20. *Smith A. L., Carmichael J. S. E.* Guaternary lavas from the southern Cascades, western U. S. A.//Contrib. Mineral. Petrol. 1968. V. 19. № 3. P. 212—238.

Геологический институт
ДВО АН СССР,
Владивосток

Поступила в редакцию
08.12.88