

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

---

ВУЛКАНОЛОГИЯ  
И  
СЕЙСМОЛОГИЯ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

3

---

МОСКВА · 1980

ФЛЕРОВ Г. Б., СОБОЛЕВ А. В., КОЛОСКОВ А. В.,  
ЩЕРБОВСКИЙ Е. Я., КОРОЛЮК В. И.

**ПИРОКСЕНЫ И ОЛИВИНЫ В ПОРОДАХ БОЛЬШОГО  
ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ  
1975—1976 гг.**

Большое трещинное Толбачинское извержение привело к образованию двух изолированных прорывов — Северного, действовавшего с 6.VII по 15.IX.1975 г., и Южного — с 18.IX.1975 г. по 10.XII.1976 г. (Федотов и др., 1977, 1978). Состав вулканических продуктов изменялся от оливин-пироксеновых высокомагнезиальных базальтов умеренной щелочности Северного прорыва через промежуточные разности к мегаплагиофировым субщелочным глиноземистым базальтам Южного прорыва (Волынец и др., 1977, 1978). Промежуточные по составу базальты характеризуют заключительную стадию Северного прорыва (с 11.IX по 15.IX.1975 г.) и начальную стадию Южного прорыва (с 18.IX по 30.XI.1975 г.).

Фено- и субфенокристаллы высокомагнезиальных базальтов Северного прорыва представлены клинопироксеном и оливином, редко плагиоклазом. Промежуточные базальты существенно оливиновые, с единичными крупными лейстами плагиоклаза. Размеры зерен клинопироксена и оливина в обоих типах базальтов 0,2—0,8 мм, иногда до 5—6 мм. Кристаллы идиоморфные и неправильных очертаний, корродированные. Клинопироксен светло-зеленоватый, оливин бесцветный, в промежуточных базальтах встречаются также минералы более густой окраски — до бутылочно-зеленых клинопироксенов и желтоватых оливинов. Микролитовая фаза в базальтах характеризуется преобладанием плагиоклаза.

Во всех базальтах Южного прорыва доминирующее значение приобретает плагиоклаз, представленный крупными мегакристаллами (10—40 мм) и более мелкими кристаллами. Среди темноцветных минералов преобладает оливин, менее развиты клинопироксен и ортопироксен. Фено- и субфенокристаллы клинопироксена и оливина идиоморфные и корродированные, размерами 0,2—0,3 мм. Характерно наличие округлых оплавленных зерен, иногда зерна встречаются в виде включений в мегакристаллах плагиоклаза. В субщелочных глиноземистых базальтах клинопироксен бутылочно-зеленый, оливин желтоватый, тогда как в промежуточных базальтах (в большей мере, чем на Северном прорыве) выделяются, кроме того, светло-зеленоватый клинопироксен и бесцветный оливин, реже их переходные разности.

Темноцветные минералы пород обоих прорывов содержат включения рудных минералов и стекла затвердевших расплавов.

Характеристика минералов дается на основе полных и частичных анализов, выполненных на микроанализаторах JXA-5A (ИГиГ СО АН СССР) и «Hitachi» (ГЕОХИ АН СССР). В табл. 1 и 3 приводятся представительные анализы. Их выборка проводилась из анализов, количество которых дано в табл. 2.

Таблица 1

## Представительные химические анализы пироксенов из базальтов БТТИ

Компо- ненты	Клинопироксен																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	Содержание окислов, вес. %																				
SiO <sub>2</sub>	50,20	52,90	49,53	51,23	49,77	50,89	51,56	51,03	51,09	50,44	49,94	48,75	50,83	49,45	48,44	50,50	50,40	51,21	52,65	55,60	52,19
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,41	0,30	0,20	0,34	0,24	0,50	0,31	0,79	0,74	0,77	1,30	0,46	1,45	0,90	0,95	1,32	0,48	0,37	0,28	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,69	4,32	3,71	3,03	3,59	3,30	3,97	3,40	3,42	3,04	4,01	4,36	3,51	3,73	3,25	2,59	4,15	2,70	1,82	1,32	2,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	4,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	6,80	4,38	7,70	6,36	8,27	6,69	5,27	6,71	8,46	9,77	10,11	10,71	5,27	9,37	10,90	10,03	10,20	15,10	16,33	15,50	16,47
MnO	—	—	—	—	—	—	0,47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	15,71	18,04	15,49	16,86	15,12	15,95	15,83	15,90	16,36	16,08	16,44	15,11	16,64	14,21	14,76	15,61	14,60	22,97	25,72	26,30	25,33
CaO	22,80	23,33	22,86	23,01	22,32	22,43	21,08	22,47	20,82	17,77	17,20	18,36	22,42	19,47	19,75	18,85	19,70	6,08	2,37	1,57	2,34
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,11	0,27	0,18	0,22	0,18	0,36	0,25	0,31	0,43	0,50	0,46	0,26	0,60	0,39	0,40	0,51	0,15	0,07	0,06	0,08
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—	0,023	—	—	—	—	—	0,006	—	—	—	—	—
NiO	0,046	0,007	0,002	0,009	0,010	0,008	—	0,019	0,007	0,017	0,044	—	0,046	—	—	0,020	—	0,009	0,046	—	0,047
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,43	0,12	0,44	0,06	0,38	—	0,31	0,25	0,04	0,23	—	0,54	0,11	0,12	0,13	0,14	0,09	0,05	0,04	0,09
Σ	100,06	100,63	99,95	104,32	99,70	100,07	100,47	100,41	100,19	98,35	99,21	99,06	99,95	98,60	98,57	99,08	101,02	98,78	99,40	100,67	99,06
	Содержание катионов, вес. %																				
Si	1,865	1,930	1,852	1,875	1,866	1,885	1,892	1,884	1,878	1,903	1,872	1,842	1,875	1,880	1,853	1,901	1,863	1,902	1,929	1,987	1,921
Ti <sup>IV</sup>	0,009	0,003	0,008	0,006	0,009	0,007	0,014	0,008	0,022	0,021	0,022	0,037	0,013	0,033	0,026	0,027	0,037	0,013	0,010	0,008	0,011
Al <sup>VI</sup>	0,435	0,057	0,448	0,425	0,434	0,445	0,408	0,416	0,422	0,097	0,128	0,158	0,125	0,120	0,147	0,099	0,137	0,098	0,071	0,043	0,79
Al <sup>VI</sup>	0,027	—	0,015	0,006	0,024	0,029	0,063	0,032	0,013	0,038	0,049	0,036	0,028	0,047	—	0,016	0,044	0,020	0,008	0,043	0,014
Fe <sup>+2</sup>	0,241	0,134	0,244	0,195	0,259	0,207	0,162	0,207	0,260	0,308	0,317	0,338	0,163	0,298	0,349	0,316	0,315	0,469	0,500	0,463	0,507
Fe <sup>+3</sup>	—	—	—	—	—	—	0,036	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	—	—	0,004	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,870	0,981	0,863	0,920	0,845	0,880	0,866	0,875	0,896	0,904	0,919	0,851	0,915	0,805	0,842	0,876	0,808	1,272	1,405	1,401	1,390
Ca	0,907	0,912	0,916	0,902	0,897	0,890	0,829	0,889	0,820	0,718	0,691	0,744	0,886	0,793	0,809	0,760	0,780	0,242	0,093	0,060	0,092
Na	0,023	0,008	0,019	0,013	0,016	0,013	0,026	0,018	0,022	0,031	0,036	0,034	0,019	0,044	0,029	0,029	0,037	0,011	0,005	0,004	0,006
K	—	—	—	—	—	—	0,002	—	—	0,001	—	—	—	—	0,005	—	—	—	—	—	—
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	—	0,004	0,000	0,001	0,000	—	0,001	0,003	0,004	0,001	0,004	0,000	0,001	—	—
Cr	0,006	0,012	0,003	0,013	0,002	0,011	—	0,009	0,007	0,001	0,006	—	0,016	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,002	0,001	0,003
Σ	4,055	4,037	4,036	4,055	4,053	4,037	4,001	4,039	4,040	4,023	4,040	4,040	4,039	3,024	4,063	4,029	4,025	4,030	4,024	3,980	4,023

## Клинопироксены

		Характеристики, %																			
		45,6	45,0	45,3	44,7	44,8	45,0	44,6	45,1	41,5	37,2	35,9	38,5	45,1	41,8	40,5	38,9	41,0	12,2	4,7	3,1
Са	43,8	48,4	43,7	45,6	42,2	44,5	46,6	44,4	45,4	44,0	47,7	44,0	46,6	42,5	42,1	44,9	42,5	64,1	70,3	72,8	69,9
	10,6	6,6	11,9	9,7	13,9	10,5	8,7	10,5	13,2	16,5	16,5	17,5	8,3	15,7	17,5	16,2	16,5	23,7	25,0	24,1	25,5
Fe	19,5	12,0	21,8	17,5	23,5	19,0	15,8	19,1	22,6	25,4	25,6	28,4	15,1	27,0	29,3	26,5	28,0	26,9	26,2	24,8	26,7
$f_{\text{общ}}$																					

Примечание. 1—10 — клинопироксены из разных базальтов Северного прорыва; 11—21 — промежуточные; 8—10 — высокомагнезиальных, 8—10 — промежуточных; 11—21 — клинопироксены из разных базальтов Южного прорыва; 11—13, 19 — промежуточные; 14—18, 20, 21 — субщелочных глиноземистых; (1, 6, 9, 10—13, 16, 17, 19, 20, 21 — зерна из протолочных проб); 2—5, 8 — анализы из штафа; 14, 15 — из сростка клинопироксена с округлым оливином (18 — пиконит). В графах 2 и 14 — анализы из центра зерна, в графах 3, 15 — из края зерна. Для графы 7 анализ выполнен химическим методом, анализик Ж. А. Шека (ДВИГИ ДВНЦ АН СССР).

Клинопироксены делятся по составу на два типа, характеризующие крайние разности базальтов Северного и Южного прорывов: тип 1 — диопсиды  $\text{Ca}_{42-45}\text{Mg}_{44-50}\text{Fe}_{7-11}$  с  $f_{\text{общ}}^* = 12-20\%$ ; тип 2 — авгиты  $\text{Ca}_{36-43}\text{Mg}_{41-48}\text{Fe}_{15-18}$  с  $f_{\text{общ}} = 25-30\%$  (рис. 1; табл. 1 и 2). Оба типа связаны дискретно переходными разностями, которые занимают в количественном отношении подчиненное положение и распространены в базальтах промежуточного состава. Различие клинопироксенов выражается дифференциацией их состава по двум субпараллельным направлениям, соответствующим линии Mg—Ca. В процессе извержения при переходе от высокомагнезиальных базальтов Северного прорыва к субщелочным глиноземистым Южного возрастает роль  $\text{Fe}^{+2}$ . Сходная тенденция развития характерна для гавайских лав (Evans, Moore, 1968).

На рис. 2 показана корреляция для разных компонентов и железистости клинопироксенов. Для Ti, Na она значимая положительная, для Al,  $\text{Al}^{\text{IV}}$  — положительная, для Ca, Mg, Sr — отрицательная. В составе клинопироксенов от типа 1 к типу 2 увеличивается содержание Ti, Na,  $\text{Fe}^{+2}$ , в меньшей степени — Al и  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ; уменьшается содержание Ca, Sr, Mg. При этом максимальные изменения содержания катионов приходятся на Ti и Sr в области переходной железистости клинопироксенов. Исследования распределений этих элементов в клинопироксенах (Рябов, 1978) показывают, что повышение концентраций Ti и понижение Sr соответствует рядам эволюции пород переменной щелочности, что согласуется с нашими данными о повышении щелочности расплавов (Вольнец и др., 1978).

Полученные данные показывают, что высокомагнезиальным базальтам умеренной щелочности Северного прорыва свойственны только клинопироксены типа 1. Они имеют в ряде случаев зональное строение, которое выражено в изменении состава в интервале  $f_{\text{общ}}^* 12-22\%$ ; ядра кристаллов более магнезиальны, внешние зоны — более железисты. При этом сохраняется тенденция повышения содержания Ti, Na, Al и понижения Ca, Sr. Субщелочным глиноземистым базальтам свойственны клинопироксены типа 2. В то же время в промежуточных базальтах (особенно Южного прорыва) присутствуют оба типа клинопироксенов. Для клинопироксенов Северного прорыва характерен переменный ряд железистости в интервале  $f_{\text{общ}}^* 12,1-25,4\%$ , для Южного — в более широком интервале  $f_{\text{общ}}^* 14-28\%$ . В последнем случае основная масса клинопироксенов (9 определений из 11) также распределяется по двум типам и только два определения дают переходные разности. Отличие клинопироксенов типа

$$*f_{\text{общ}}^* = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \cdot 100, \text{ ат. \%}.$$

Средние химические составы пироксенов и оливинов из базальтов БТИ

Компоненты	Клинопироксен				Ортопироксен (бронзит)	Оливин		
	переходные разновидности		2-й тип	1-й тип		переходные разновидности		2-й тип
	1-й тип	2-й тип				1-й тип	2-й тип	
SiO <sub>2</sub>	51,01 (14) 47,6—52,5	51,1 (1)	49,4 (9) 44,4—52,2	53,9 (6) 52,2—55,8	40,5 (21) 36,9—41,9	39,4 (9) 37,8—41,2	37,9 (12) 36,1—39,5	
TiO <sub>2</sub>	0,3 (11) 0,2—0,5	0,8 (1)	0,9 (9) 0,4—1,3	0,4 (6) 0,2—0,5	—	—	—	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,9 (10) 1,4—4,0	3,1 (1)	3,5 (9) 2,6—4,4	4,97 (6) 4,3—2,7	—	—	—	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	
FeO	5,7 (17) 4,6—7,2	8,3 (3) 7,8—8,7	10,1 (11) 6,0—10,8	16,2 (9) 15,5—16,7	11,8 (37) 9,4—13,8	18,5 (9) 16,1—21,4	23,62 (13) 21,7—26,0	
MgO	16,9 (17) 15,7—18,0	16,5 (3) 16,2—16,9	15,5 (11) 14,21—16,44	25,8 (9) 23,6—27,6	48,2 (37) 45,2—49,2	41,5 (9) 38,9—44,0	39,4 (13) 35,5—43,0	
CaO	22,0 (17) 20,8—23,5	21,2 (3) 20,7—22,2	19,2 (11) 17,2—21,2	2,3 (9) 1,6—3,3	0,22 (37) 0,04—0,8	0,20 (9) 0,16—0,24	0,22 (13) 0,2—0,3	
Na <sub>2</sub> O	0,2 (10) 0,1—0,4	0,28 (2) 0,26—0,3	0,52 (7) 0,3—0,59	0,07 (6) 0,06—0,08	—	—	—	
K <sub>2</sub> O	0,04 (5) 0,01—0,1	—	0,26 (2) 0,01—0,5	—	—	—	—	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,4 (9) 0,08—0,5	0,4 (2) 0,25—0,54	0,17 (5) 0,11—0,23	0,05 (6) 0,02—0,09	0,05 (11) 0,03—0,07	0,04 (8) 0,02—0,06	0,097 (11) 0,05—0,23	
NiO	0,04 (5) 15,9 (17)	0,007 (1) 23,0 (3)	0,017 (3) 26,7	0,02 (3) 26,1	0,17 (17) 11,9	0,17 (9) 18,7	0,10 (6) 25,1	
f <sub>общ</sub>	11,8—20,0	21,8—23,5	25,4—29,1	24,06—26,09	9,9—14,5	17,0—23,9	24,1—28,6	

Примечание. Бронзит — из базальтов Южного прорыва; в дробях числитель — содержание окислов; знаменатель — интервалы содержания окислов; в скобках — количество анализов.

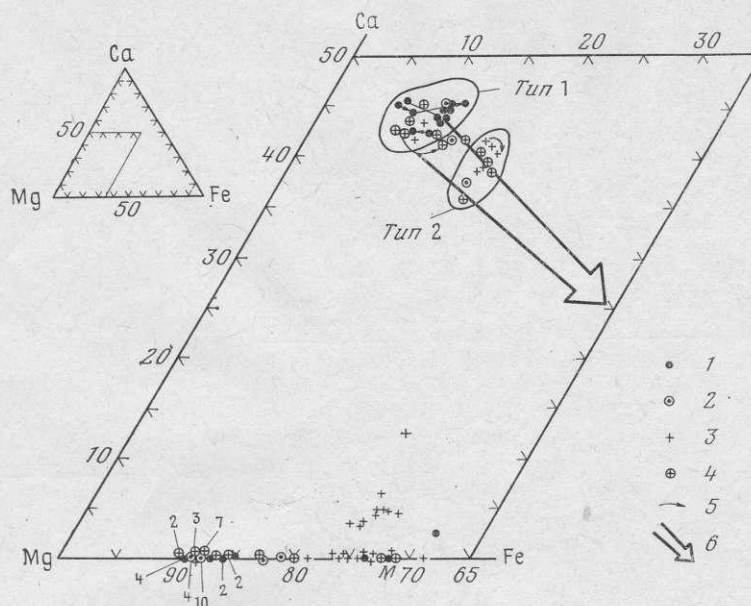


Рис. 1. Соотношение Ca—Mg—Fe (атомные проценты) в пироксенах и оливинах базальтов БТТИ.

Оливины и пироксены разных базальтов Северного прорыва: 1 — высокомагнезиальных умеренной щелочности, 2 — промежуточного состава; оливины и пироксены разных базальтов Южного прорыва: 3 — субщелочных глиноземистых, 4 — промежуточного состава. Цифры на графике — количество анализов одинакового состава; м — микролит; околонуены группы клинопироксенов 1-го и 2-го типов. 5 — направление изменения состава минералов от центра к краю зерна, 6 — направление эволюции пироксенов гавайских лав (Evans, Moore, 1968)

1 Южного прорыва от клинопироксенов Северного заключается в повышенном содержании Na и Ti. Это можно объяснить кинетикой процесса переуравновешивания клинопироксенов в контакте с более щелочным расплавом подобно явлению диффузии легкоподвижных компонентов расплава (Na, K, Ca), обнаруженному в петруггическом производстве (Хан и др., 1969) при исследовании растворения различных присадок в базальтовом расплаве.

В субщелочных глиноземистых базальтах Южного прорыва встречено одно зерно пижонита — *Pig* (см. табл. 1) в сростке с ортопироксеном и клинопироксеном типа 2.

### Ортопироксены

Ортопироксен представлен бронзитом и гиперстеном. Бронзит относится к высококальциевым разновидностям (см. табл. 1 и 2; рис. 1) и встречается в промежуточных и субщелочных глиноземистых базальтах Южного прорыва. Он образует корродированные кристаллы, обрастающие каймой гранулированного оливина. Установлен также в сростке: *Орх* (CaO=3,3%, Mg=25,7%, FeO=16,3%) + *Pig* + *Срх* (CaO=17,3%, MgO=18,5%, FeO=10,3%,  $f_{\text{общ}}=23,7\%$ ). Бронзит нередко содержит включения стекла и рудных минералов. Гиперстен встречен в высокомагнезиальных базальтах Северного прорыва в сростке с оливином ( $f_{\text{общ}} \text{ оливина}=31,2\%$ ) и отличается от бронзита повышенной железистостью и пониженной кальциевостью (FeO=20%, MgO=23,7%, CaO=1,3%,  $f_{\text{общ}}=32,1\%$ ). Гиперстен, вероятнее всего, относится к ксеногенной фазе. Не исключена возможность такого происхождения и для бронзита с пониженной концентрацией CaO (табл. 1, графа 20).

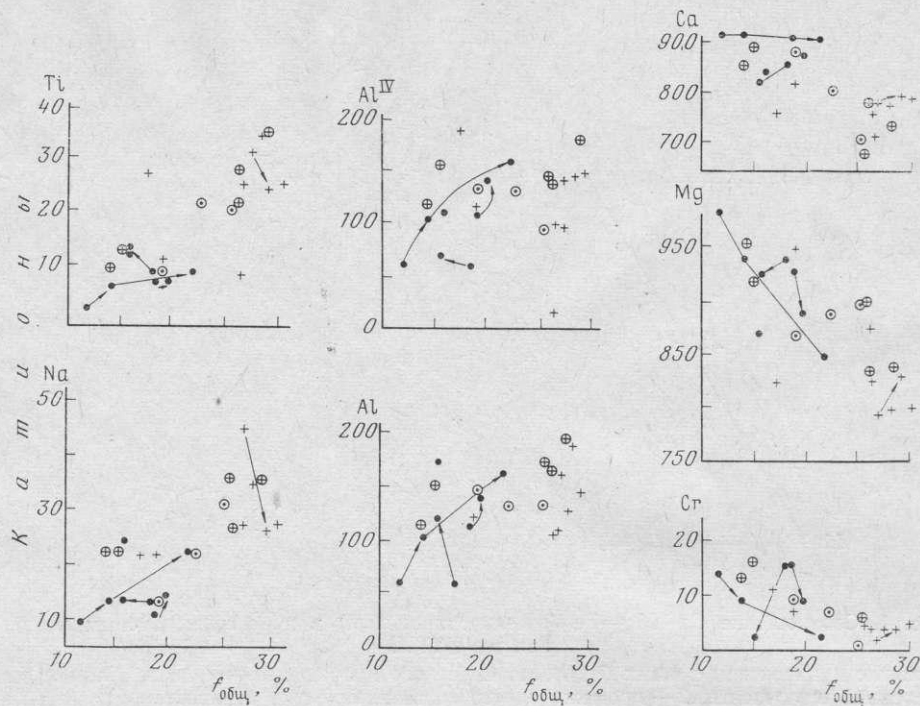


Рис. 2. Корреляционные диаграммы зависимости содержания разных компонентов от железистости клинопироксенов базальтов БТТИ.

Условные обозначения см. в подписи к рис. 1

### Оливины

Оливины по составу разделяются на два типа: тип 1 —  $Fo_{85-90}$ , свойственный высокомагнезиальным базальтам Северного прорыва, и тип 2 —  $Fo_{72-76}$ , отвечающий субщелочным глиноземистым базальтам Южного прорыва (рис. 1; табл. 2 и 3).

Оливины типа 1 преобладают также и в промежуточных базальтах Северного (15 определений из 17) и Южного прорывов (15 определений из 18) и менее характерны для субщелочных глиноземистых базальтов (1 определение из 16). Это отчетливо видно на рис. 3, А—Г, где они образуют максимум на кривой распределения, отвечающий составу  $Fo_{86-88}$ . Для промежуточных базальтов они являются «сквозной» генерацией. Оливины переходного состава (максимум, отвечающий  $Fo_{80-83}$ ) являются более представительными в промежуточных базальтах и имеют подчиненное значение в высокомагнезиальных базальтах. В последних переходные разности оливинов, а также более железистые разности  $Fo_{73-77}$  и  $Fo_{72-74}$  характеризуют краевые зоны кристаллов, мелкие зерна и микролиты (Колосков, Флеров, 1979). По мере смещения составов базальтов в направлении субщелочных глиноземистых разностей (рис. 3, Д—И) железистость оливинов увеличивается (серия сменяющихся максимумов), достигая значений, соответствующих оливинам типа 2 (выраженный максимум на кривых распределения рис. 3, Ж—И отвечает составу  $Fo_{72-74}$ ). При этом более магнезиальные составы характерны для центральных, а железистые — для краевых зон кристаллов.

Состав округлых (оплавленных) зерен оливина в породах Южного прорыва соответствует железистым разностям (типу 2). Такой же состав имеет идиоморфный кристалл оливина, находящийся в сростке с «оплавленным» оливином. Это наводит на мысль, что кристаллизация оливина

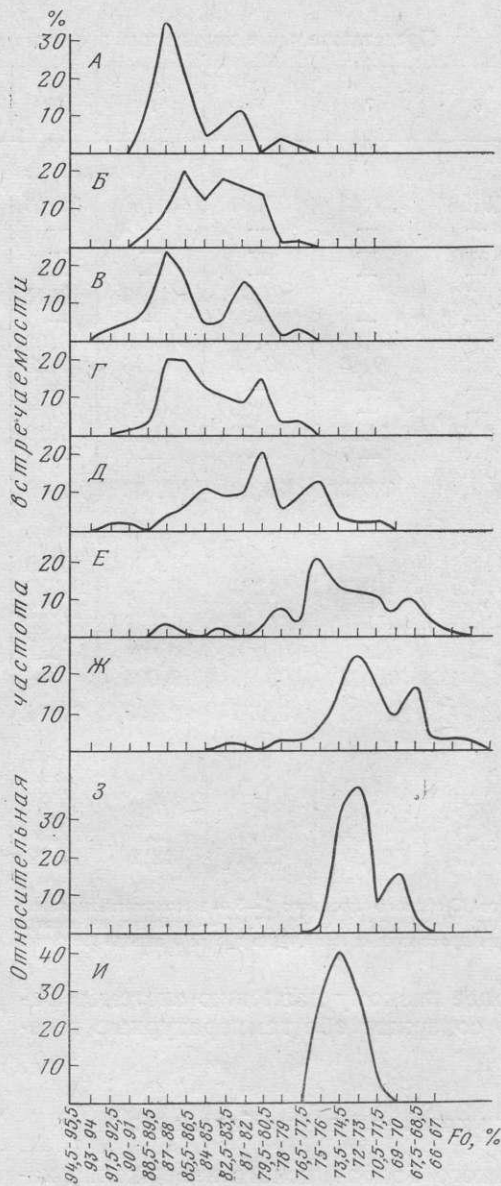


Рис. 3

Рис. 3. Кривые распределения состава оливинов базальтов БТТИ. А — оливины высокомагнезиальных базальтов умеренной щелочности Северного прорыва, июль-август 1975 г. (51 замер), Б — базальтов промежуточного состава Северного прорыва, 12—15.IX 1975 г. (54 замера); В—Е — базальтов промежуточного состава Южного прорыва: В—18.IX 1975 г. (67 замеров), Г—25.IX 1975 г. (59 замеров), Д—7.X 1975 г. (53 замера), Е—22.X 1975 г. (52 замера); Ж—И — субщелочных глиноземистых базальтов Южного прорыва: Ж—19.XII 1975 г. (48 замеров), З—июль 1976 г. (52 замера), И—декабрь 1976 г. (58 замеров); по оси абсцисс—состав оливина ( $F_o$ , %)

Рис. 4. Корреляционная диаграмма зависимости содержания Ni от железистости оливинов базальтов БТТИ. Условные обозначения см. в подписи к рис. 1

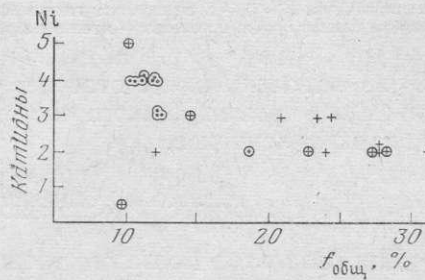


Рис. 4

проходила в условиях повышающихся температур расплава в магматической камере или резкого спада общего давления.

Различие двух типов оливинов подчеркивается отсутствием линейной корреляции железистости оливина с содержанием в нем Ni (рис. 4).

Полученные данные по оливинам и клинопироксенам согласуются с результатами термометрических исследований расплавных включений в минералах-вкрапленниках (Романчев, Флеров, 1980). Согласно этим исследованиям, кристаллизация ранних оливинов и клинопироксенов высокомагнезиальных базальтов Северного прорыва проходила, по-видимому, в условиях повышенного давления (наличие высокоплотного  $CO_2$  в составе включений) в интервале температур 1260—1180°С. Оливины и клинопироксены субщелочных глиноземистых базальтов Южного прорыва, кристаллизуются при температуре 1190—1140°С и не содержат



Представительные химические анализы

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Содержание										
SiO <sub>2</sub>	39,37	37,48	36,90	37,39	40,80	40,98	39,43	39,89	41,86	41,16
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,034	0,022	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,81	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	5,13	—	—	—	—	—
FeO	13,75	25,40	11,18	23,95	6,90	10,97	17,25	10,93	11,80	16,17
MnO	—	—	—	—	0,19	—	—	—	—	—
MgO	45,29	26,02	49,29	37,81	45,24	48,29	41,39	47,70	48,23	43,62
CaO	0,04	0,25	0,22	0,28	0,79	0,21	0,16	0,15	0,16	0,23
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0,01	0,13	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,07	0,05	0,05	—	—	—	0,05	0,07	0,02
NiO	—	0,06	—	—	—	0,19	0,11	0,20	0,21	0,19
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,02	0,12	—	—	—	—	—
Σ	98,50	99,28	97,67	99,53	100,11	100,4	98,23	98,90	102,33	101,39
Содержание										
Si	0,998	0,998	0,940	0,987	1,028	1,002	1,015	0,995	1,009	1,020
Fe <sup>+2</sup>	0,291	0,565	0,238	0,529	0,242	0,225	0,372	0,228	0,238	0,336
Mg	1,711	1,430	1,872	1,488	1,700	1,762	1,529	1,774	1,734	1,612
Ca	0,001	0,007	0,006	0,008	0,021	0,005	0,004	0,004	0,004	0,0060
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001	—	—	—	0,001	0,001	—
Ni	—	—	—	—	—	0,004	0,002	0,004	0,004	—
Σ	3,003	3,002	3,059	3,013	2,991	2,997	2,983	3,005	2,990	2,974
Характе										
Ca	0,1	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
Mg	85,4	71,4	88,5	73,5	86,4	88,5	88,9	88,4	87,8	82,5
Fe	14,5	28,2	11,2	26,7	13,4	11,3	18,9	11,4	12,0	17,2
f <sub>общ</sub>	14,5	28,3	11,3	26,2	12,54	11,3	18,9	11,4	12,1	17,22

Примечание. Оливины из разных базальтов Северного прорыва: 1—5 — высокомагнезиальных промежуточных, 17—21 — субщелочных глиноземистых. В графах 1, 3, 13, 17, 19 — анализы из центра мономинеральная проба; остальные — анализы зерен из протоочных проб. Для графы 5 анализ выполнен

CO<sub>2</sub> во включениях, что отвечает более низкому давлению системы. Базальты же промежуточного состава содержат обе температурные генерации вкрапленников.

Петрологические особенности кристаллизации базальтов

Для базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения характерны две главные минеральные ассоциации фено- и субфенокристаллов, фиксирующие некоторый интервал изменения условий кристаллизации расплавов «чистой линии»:

1)  $For_{90-85} + Crx_{f_{общ}=12-20} \pm An_{82-54}$ , свойственная высокомагнезиальным базальтам умеренной щелочности Северного прорыва.

2)  $For_{76-72} + Crx_{f_{общ}=25-30} + An_{80-52} \pm Opx_{f_{общ}=24-28} \pm Pig$ , типичная для субщелочных глиноземистых базальтов Южного прорыва\*.

Наиболее ранним минералом ассоциации можно считать  $For_{90}$ , к которому впоследствии присоединяется  $Crx_{f_{общ}=12}$  и, по-видимому,  $An_{82}$ . Используя температурные оценки кристаллизации этих минералов — 1260—1200°С (Романчев, Флеров, 1980) и составы наиболее магнезиальных оливинов и пироксенов, можно оценить  $f_{O_2}$  в начальные стадии кри-

\* Составы плагиноклазов за весь интервал кристаллизации взяты из работы О. Н. Волынца и др. (1977).

Таблица 3

## оливинов из пород БТТИ

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
окислов, вес. %										
40,81	37,85	38,86	41,21	37,92	39,616	37,91	38,36	37,55	38,77	37,7
—	—	—	—	—	—	—	—	0,044	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9,84	25,0	16,11	9,70	20,59	10,949	24,01	23,76	23,46	21,92	26,00
48,85	35,03	44,02	49,35	39,52	48,09	36,46	36,32	38,10	38,68	37,31
0,2	0,29	0,18	0,19	0,22	0,185	0,24	0,25	0,26	0,19	0,29
—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
—	—	0,05	—	—	0,04	0,09	0,23	0,07	0,06	0,097
0,20	0,10	0,16	0,221	0,112	0,14	—	—	—	0,10	0,105
—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
99,90	98,27	99,22	100,67	98,37	99,01	98,70	98,82	99,54	99,72	101,50
катионов, вес. %										
1,000	1,014	0,990	1,001	0,995	0,998	1,007	1,016	0,998	1,008	0,987
0,202	0,560	0,343	0,197	0,453	0,228	0,533	0,53	0,516	0,488	0,568
1,786	1,400	1,671	1,790	1,547	1,789	1,443	1,434	1,495	1,499	1,452
0,005	0,008	0,005	0,005	0,006	0,005	0,007	0,007	0,007	0,005	0,008
—	—	0,001	—	—	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002
0,005	0,002	—	0,005	0,02	—	—	—	—	0,002	0,002
2,999	2,984	3,010	2,999	3,004	3,04	2,992	2,986	3,010	2,992	3,017
ристки, %										
0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4
89,6	71,1	82,8	89,9	77,1	88,5	72,8	72,9	74,1	75,7	76,2
10,1	28,5	16,9	9,8	22,6	11,3	26,9	26,7	25,6	24,0	23,5
10,2	28,6	17,0	9,9	22,7	11,3	26,9	26,8	25,7	24,1	28,1

умеренной щелочности, 6—10 — промежуточных; оливины из разных базальтов Южного прорыва: 11—16 — зерна, в графах 2, 4, 16, 18 — из края зерна; 1—4, 17—19 — анализы кристаллов в шлифах; 5 — валовая химическим методом, аналитик Ж. А. Щёка (ДВГИ ДВНЦ АН СССР).

сталлизации высокомагнезиального базальта. Расчет по методу М. Пауэлла (Powell, 1978) с использованием модели для пироксеновых твердых растворов (Saxena, 1976) дает величину  $f_{O_2} = 10^{-6} - 10^{-6,5}$ , являющуюся весьма высокой для высокомагнезиальных базальтов (Thompson, 1975).

С другой стороны, основываясь на среднем составе высокомагнезиального базальта (Вольнец и др., 1978) и известном  $f_{O_2}$ , по данным П. Родера, Р. Эмсли (Roeder, Emslie, 1970), рассчитанный состав ликвидусного оливина соответствует  $Fo_{89}$ , а его  $T_{\text{крист}}^{\circ} = 1250^{\circ} \text{C}$ . Полученные результаты совпадают с данными минералогии и термометрии включений. Исходя из наличия плотных углекислотных включений и низкой глиноземистости клинопироксенов типа 1, общее давление при кристаллизации составило 2—3 кбар, что отвечает коровым условиям ( $\sim 10$  км).

При дальнейшей кристаллизации магнезиального расплава, падении температуры и изменении состава остаточного расплава железистость оливина и кринопироксена последовательно возрастает. На последних этапах кристаллизации появляются минералы состава:  $For_{85}$ ,  $Crpx_{\text{общ}} = 23,5$  и  $For_{74-72}$  в микролитовой фазе и краевой зоне фенокристаллов. Рассчитанные значения  $f_{O_2} = 10^{-5,5} - 10^{-6}$  для этого парагенезиса с учетом  $T_{\text{крист}}^{\circ} = 1180^{\circ}$  клинопироксена указывают на существенное окисление системы. Эти данные позволяют предположить кристаллизацию части расплава в условиях приповерхностного резервуара. Совместное нахождение в породах минералов всего кристаллизационного ряда можно объ-

яснить смешением в процессе извержения порций высокомагнезиального базальта, кристаллизовавшихся на разных глубинах (от 0 до 10 км).

Ранней (ликвидусной) ассоциацией субщелочного глиноземистого базальта Южного прорыва, по-видимому, является парагенезис  $Fo_{76} + Crx_{f_{общ}=26} + An_{82-78}$ . Более поздний парагенезис двуминерального сростка —  $Fo_{73} + Crx_{f_{общ}=27-29}$  (см. табл. 3, графы 17, 18 и табл. 1, графы 14, 15); впоследствии к ним присоединяются бронзит и пижонит. По данным природных минеральных ассоциаций и экспериментальных исследований часть бронзитов можно рассматривать в качестве равновесной фазы с поздними клинопироксенами. Реакцию ортопироксена с расплавом можно объяснить, исходя из предположения, что он кристаллизовался при «сухом» давлении 2—3 кбар, т. е. в условиях котектических соотношений оливина и ортопироксена (Boyd et al., 1964). При подъеме расплава и соответственно понижении давления такой ортопироксен реагирует с расплавом с образованием оливиновой каймы. Оценка температуры равновесия по данным дупироксенового геотермометра (Wells, 1977) составляет  $1140^\circ\text{C}$ , что соответствует минимальным  $T^\circ_{\text{крист}}$  оливина и клинопироксена типа 2 (Романчев, Флеров, 1980). Рассчитанный для этих условий  $f_{\text{O}_2} = 10^{-7} - 10^{-7,5}$  характеризует более восстановительную обстановку кристаллизации субщелочного глиноземистого базальта по сравнению с высокомагнезиальным. Такие условия мешают возможности перехода типичной ассоциации вкрапленников высокомагнезиального расплава к таковой субщелочного глиноземистого, что является важным аргументом против генетической связи этих расплавов. На основе известного  $f_{\text{O}_2}$  и состава субщелочного глиноземистого базальта оценены состав и температура кристаллизации ликвидусного оливина в базальте:  $Fo_{77-78}$ ,  $T^\circ_{\text{крист}} = 1150^\circ\text{C}$ . Общее давление при кристаллизации фенокристаллов типичных базальтов Южного прорыва составляло порядка 2—3 кбар.

Этап кристаллизации микролитовой фазы сходен у обоих типов базальтов и характеризуется образованием более железистых минералов.

Из рис. 5 видно, что железистость минералов слабо зависит от содержания кремнекислоты, но тесно коррелируется с железистостью и щелочностью пород.

Железистость клинопироксенов и оливинов возрастает с увеличением железистости и щелочности пород от высокомагнезиальных базальтов умеренной щелочности к субщелочным глиноземистым базальтам. Такая зависимость обусловлена понижением температуры ликвидуса расплава и возрастанием железистости и общей щелочности его. Повышение щелочности ведет к увеличению в клинопироксене содержания Na, Ti,  $Al^{IV}$ , что по данным изучения природных ассоциаций и экспериментальным данным прямо коррелируется со щелочностью (Соболев, 1949; Добрецов и др., 1971; Перчук, 1966, и др.). Возможно, что повышение режима щелочности вместе со снижением температур кристаллизации также способствовало расширению поля кристаллизации оливина и пироксенов.

С повышением железистости и щелочности пород ряд клинопироксенов и оливинов в промежуточных базальтах сохраняет состав минералов типа 1:  $Fo_{85-90}$  и  $Crx_{f_{общ}=12-20}$ . Единичные зерна такого состава были встречены и в субщелочных глиноземистых базальтах. Подобное распределение минералов типа 1, выражающееся в резком несоответствии их составов с составом базальта, позволяет считать, что эти более высокотемпературные минеральные фазы были неравновесны с расплавом и представляют реликтовые минералы, присущие высокомагнезиальным базальтам. В то же время клинопироксены и оливины типа 2, по-видимому, являются неравновесными в базальтовом расплаве промежуточного состава на Северном прорыве. В какой-то мере подтверждает сказанное состав раскристаллизованного расплавного включения, встречен-

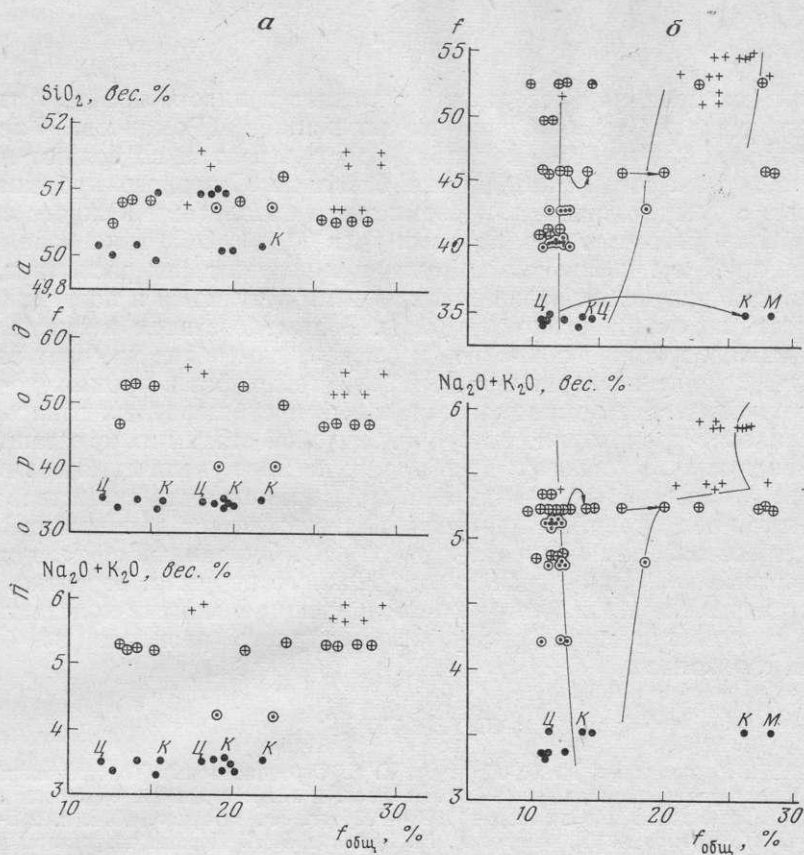


Рис. 5. Корреляционная диаграмма зависимости железистости клинопироксенов (а) и оливинов (б) от железистости (f) базальтов и содержания в них кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ) и щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ).

Условные обозначения см. в подписи к рис. 1. Линии вариации составов на диаграмме оливинов приводятся по данным оптических определений (Колосков, Флеров, 1979): ц — центр, к — край зерна минерала, м — микролит

ного в оливине типа 1 из промежуточного базальта Южного прорыва. Включение было предварительно гомогенизировано и затем проанализировано на микрозонде. Состав включения ( $\text{SiO}_2=49,59$ ;  $\text{TiO}_2=1,09$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3=15,52$ ;  $\text{FeO}=8,93$ ;  $\text{MgO}=10,33$ ;  $\text{CaO}=9,04$ ;  $\text{Na}_2\text{O}=2,66$ ;  $\text{K}_2\text{O}=1,75$ ;  $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,05$ ;  $\Sigma=98,96\%$ ) находится в равновесии с составом оливина и оказывается наиболее приближенным к составу высокомагнезиального базальта.

Резкое изменение состава оливинов и клинопироксенов фиксируется именно в области промежуточных базальтов (обоих прорывов), появление которых сопряжено с заключительной стадией извержения Северного прорыва. При этом относительные изменения их составов в эту стадию в последние 5 дней извержения значительно превышают таковые в базальтах высокомагнезиального типа, поступающих на поверхность в течение предыдущих 67 дней.

Аналогичная картина наблюдается и при сравнении вариаций составов минералов в начальный и основной периоды извержения Южного прорыва. Подобные соотношения указывают на существенную и быструю смену физико-химических параметров расплава в заключительный этап извержения Северного прорыва.

## Выводы

Анализ минеральных ассоциаций оливинов и пироксенов двух типов базальтов, данные термометрии вкрапленников (Романчев, Флеров, 1980) и предложенные выше условия кристаллизации позволяют предположить, что высокомагнезиальные базальты Северного прорыва по сравнению с субщелочными глиноземистыми базальтами Южного отличаются более высокими параметрами  $f_{O_2}$  и  $T_{крст.}^{\circ}$ . Оба типа базальтов являются продуктами кристаллизации двух независимых расплавов, которые характеризуются разными флюидными режимами и поступили на поверхность из очагов разной глубины. Взаимодействием и смешением таких расплавов можно объяснить и быстрое изменение химизма минералов при сохранении неравновесных реликтовых фаз в промежуточных базальтах. Смещение высокомагнезиальных и субщелочных глиноземистых расплавов происходило на субликвидусной стадии их кристаллизации, по-видимому, в периферическом очаге по мере увеличения доли субщелочной глиноземистой магмы. Реальная возможность существования таких очагов под Северным прорывом подтверждается данными сейсмического просвечивания (Балеста и др., 1978). Описанный эффект пирометаморфизма минералов в базальтах Южного прорыва, вероятно, связан либо с резким снижением общего давления в момент кристаллизации, либо с поступлением высокотемпературного расплава из более глубоких горизонтов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Балеста С. Т., Каргапольцев А. А., Григорян Г. Б. Строение новых Толбачинских вулканов по сейсмическим данным.— В кн.: Геол. и геофиз. данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М., «Наука», 1978, с. 225—232.
- Волынец О. Н., Хренов А. П., Флеров Г. Б., Ермаков В. А. Первые результаты изучения вещественного состава пород трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.— Бюл. вулканол. ст., 1977, № 53, с. 13—26.
- Волынец О. Н., Флеров Г. Б., Андреев В. Н., Пополитов Э. И., Абрамов В. А., Петров Л. Л., Щека С. А., Селиванова Г. И. Петрогеохимические особенности пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. в связи с вопросами петрогенезиса.— В кн.: Геол. и геофиз. данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг., М., «Наука», 1978, с. 86—105.
- Добрецов И. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971, 453 с.
- Колосков А. В., Флеров Г. Б. Оливины в лавах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.— Бюл. вулканол. ст. 1979, № 56, с. 103—107.
- Перчук Л. Л. Исследование некоторых минеральных равновесий в связи с проблемой фаций щелочности и глубинности нефелиновых сиенитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 7, с. 48—63.
- Романчев Б. П., Флеров Г. Б. Температуры лав Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. (Камчатка).— Геохимия, 1980, № 2.
- Рябов В. В. О некоторых особенностях поведения хрома и титана в магматических клинопироксенах различных формаций.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1978, № 395, с. 119—133.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949, 331 с.
- Федотов С. А., Чирков А. М., Андреев В. Н., Гусев Н. А., Разина А. А., Хренов А. П. Краткое описание хода трещинного Толбачинского извержения в 1975 году.— Бюл. вулканол. ст., 1977, № 53, с. 3—12.
- Федотов С. А., Ковалев Г. Н., Мархинин Е. К., Слезин Ю. Б., Цюрупа А. И., Гусев Н. А., Андреев В. И., Леонов В. Л., Овсянников А. А. Хронология и особенности Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.— В кн.: Геол. и геофиз. данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М., «Наука», 1978, с. 11—22.
- Хан Б. Х., Быков И. И., Кораблин В. П., Ладохин С. В. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Boyd F. R., England J. L., Davis B. T. C. Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite,  $MgSiO_3$ .— J. Geophys. Res., 1964, v. 69, № 10, p. 2101—2110.
- Evans B. W., Moore I. G. Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii.— Contrib. Mineral. Petrol., 1968, v. 17, № 2, p. 85—115.
- Powell M. Crystallisation conditions of low-pressure cumulate nodules from the Lesser Antilles island arc.— Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 39, № 1, p. 162—172.

- Roeder P. L., Emslie R. F.* Olivine-liquid equilibrium.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 29, p. 275—289.
- Saxena S. K.* Two-pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution.— *Amer. Min.*, 1976, v. 61, № 7—8, p. 643—652.
- Thompson R. N.* The 1-atmosphere liquidus oxygen fugacities of some tholeiitic intermediate, alkalic and ultra-alkalic lavas.— *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275, № 9, p. 1049—1072.
- Wells P. R. A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 62, № 2, p. 129—139.

Институт вулканологии  
ДВНЦ АН СССР  
ГЕОХИ АН СССР  
Институт геологии и геофизики  
СО АН СССР

Поступила  
3.X.1979 г.