

**Мантийные
КСЕНОЛИТЫ**

**и ПРОБЛЕМА
ультраосновных
МАГМ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ И ПРОБЛЕМА УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ

3912



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1983



УДК 552.32 + 549.51 + 552.321.6 + 552.11

Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

В сборнике обобщен материал последних лет по двум актуальным проблемам петрологии: глубинным ксенолитам и строению верхней мантии; по проблеме образования и эволюции ультраосновных магм. Приводится новый фактический материал по вещественному составу, геохимии и изотопии глубинных ксенолитов и ультраосновных пород. Делаются теоретические выводы и даются практические рекомендации.

Сборник представляет интерес для геологов, геохимиков, петрологов, петрографов и минералогов, занимающихся вопросами глубинной петрологии.

Редколлегия:

акад. В. С. Соболев, канд. геол.-мин. наук Ю. Р. Васильев (ответственный редактор), д-р геол.-мин. наук В. В. Кепежинская.

**МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ
И ПРОБЛЕМА УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ**

Ответственный редактор
Юрий Романович Васильев

Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *И. С. Цитович*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. И. Смирнов*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректор *Л. А. Щербакова*

ИБ № 23095

Сдано в набор 17.03.82. Подписано к печати 14.03.83. МП-07512. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,9+1 вкл. на мел. бум. Усл. кр.-отт. 19,3. Уч.-изд. л. 19,8. Тираж 1000 экз. Заказ № 110. Цена 3 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

М 1904020000—785
042 (02)—83 195 — 83 — II

© Издательство «Наука», 1983 г.



ВЛАДИМИР СТЕПАНОВИЧ СОБОЛЕВ
(30.05.1908—01.09.1982)

1 сентября 1982 года ушел из жизни выдающийся советский геолог, один из крупнейших петрологов и минералогов, Герой Социалистического Труда, лауреат Ленинской премии и Государственной премии СССР, Заслуженный деятель науки Якутской АССР академик Владимир Степанович Соболев.

Владимир Степанович более 20 лет руководил важнейшими исследованиями Института геологии и геофизики СО АН СССР, связанными с проблемами физико-химической петрологии магматических и метаморфических пород, кристаллохимии силикатов, строения и вещественного состава глубин Земли. Его научная деятельность, получившая широкое признание у нас в стране и за рубежом, всегда была тесно связана с практикой.

Много сил и энергии ученый отдавал организационной работе. По его инициативе и под его непосредственным руководством в октябре 1980 г. в Новосибирске был проведен 1-й Всесоюзный симпозиум «Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм». Труды этого симпозиума мы посвящаем светлой памяти Владимира Степановича.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одна из актуальных проблем современной глобальной петрологии — изучение состава глубинных зон земной коры и верхней мантии, с которой связано решение не только различных теоретических вопросов науки, но и конкретных практических задач, в частности выяснение генезиса алмазов, Cu—Ni, Cr, Ti, Au и Pt оруденения. Основой для такого рода фундаментальных исследований является изучение ксенолитов несомненно мантийного происхождения, а также продуктов высокой степени плавления мантии, представленных ультраосновными расплавами. В докладах симпозиума, публикуемых в сборнике, представлен оригинальный, в значительной части новый в рамках этой проблемы материал, что отражает быстрый рост интереса исследователей разных направлений к изучению, с одной стороны, глубинных ксенолитов, с другой — производных ультраосновных магм.

Ряд докладов посвящен минералогии, петрохимии и распределению редких и рудных элементов в глубинных ксенолитах из кимберлитов и базальтоидов. Они содержат результаты экспериментального изучения систем, моделирующих условия глубинного минералообразования, а также данные теоретического термодинамического анализа и термобарометрических расчетов по глубинным ксенолитам. На этой базе построены различные петрологические модели верхней мантии, установлена ее петрографическая и геохимическая неоднородность, *P-T*-условия глубинного минералообразования вплоть до уровней алмазообразования, а также обсуждены проблемы генезиса вмещающих пород — производных кимберлитовой и щелочно-базальтоидной магм. Большой интерес представляют материалы о приуроченности алмазов к ультраосновному эколгитовому типу парагенезисов, позволившие разработать конкретные методы поисков кимберлитовых трубок.

Серия докладов, посвященных ультраосновным магмам, показала, что хотя исследования ультраосновных вулканитов не приняли в стране большого размаха, уже накоплен оригинальный фактический материал по проявлениям ультраосновного вулканизма и магматизма в различных регионах вообще, в том числе и по такой актуальной теме, как проблема коматиитов. Успешно разрабатываются классификация и номенклатура вулканогенных пород мафических и ультрамафических серий, представлены результаты экспериментального исследования ультраосновных расплавов с определением вязкости и температур их кристаллизации. Детальное геохимическое изучение серий мафических и ультрамафических вулканогенных пород наряду с петрологическими экспериментами послужили основой для разработки новых моделей происхождения и эволюции ультраосновных магм.

Материалы симпозиума представляют интерес для широкого круга специалистов, разрабатывающих различные проблемы петрологии, тектоники и металлогении.

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ И ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Н. В. СОБОЛЕВ, Э. С. ЕФИМОВА, Л. В. УСОВА

ЭКЛОГИТОВЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС АЛМАЗОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «МИР»

Уже в начальные стадии изучения состава минералов, сосуществующих с алмазами в ксенолитах, включениях и сростках с поликристаллическими агрегатами алмаза, было акцентировано внимание на необходимость проведения таких исследований для отдельно взятых кимберлитовых трубок. Конкретные работы такого типа были начаты для трубки «Мир» [Соболев и др., 1971, 1976].

Такая попытка принесла интересные результаты, позволившие выявить в одной кимберлитовой трубке все разнообразие состава минералов, сосуществующих с алмазами, характерное для общей выборки всех алмазных месторождений мира.

Как показали исследования состава кристаллических включений в алмазах и минералов алмазоносных ксенолитов для различных месторождений, все разнообразие минералов, сосуществующих с алмазами, можно отнести только к двум типам парагенезиса: ультраосновному и эклогитовому [Соболев, 1974; Meyer, Boyd, 1972]. Ультраосновной парагенезис в общем преобладает в большинстве кимберлитовых трубок и россыпей, но в отдельных случаях роль эклогитового парагенезиса достаточно высока. Раздельное исследование минеральных ассоциаций, относящихся к разным типам парагенезиса, позволяет получить оценки температуры и давления их равновесия по разным минералам и разными методами, что повышает их достоверность.

Предпосылкой для постановки специальных исследований эклогитового парагенезиса алмазов трубки «Мир» послужили уже многочисленные находки ксенолитов алмазоносных эклогитов, общее количество которых, учитывая обобщение по 17 образцам [Соболев, 1974], более новые находки [Сафронов и др., 1980], а также новые данные авторов, достигло 38 образцов. Это самая представительная выборка алмазоносных эклогитов из одной кимберлитовой трубки. Ранее попытка сопоставить данные по минералогии эклогитов с алмазами и включений в алмазах из одной трубки была предпринята только для трубки «Орапа» по нескольким образцам с установлением значимых различий по железистости гранатов [Shee, Gurney, 1979].

Значительный интерес представляют предварительные результаты обобщения данных по эклогитовому типу парагенезиса алмазов трубки «Мир» [Sobolev et al., 1979]. Несмотря на то, что к эклогитовому типу парагенезиса в общей выборке алмазов с включениями из трубки «Мир» относится менее 1% алмазов [Ефимова, Соболев, 1977], целенаправленные поиски привели к установлению большой серии алмазоносных эклогитов, алмазов с эклогитовыми включениями и сростков пироп-альмандиновых гранатов и рутилов с поликристаллическими агрегатами алмазов. В результате получены данные по составу более 150 минералов эклогитового типа.

Сами парагенезисы эклогитового типа с алмазами для трубки «Мир» оказались исключительно разнообразными (табл. 1). Преобладают биминеральные эклогиты, среди которых в подчиненном количестве установлены рутилсодержащие разновидности. Установлены единичные образцы дистенового и корундового эклогитов, а особо редкий тип эклогитового парагенезиса — ильменитовый эклогит — выявлен в виде сростка пиропальмандинового граната и пикроильменита в алмазе. Коэсит, обнаруженный в алмазе трубки «Мир» (рис. 1, *г*), стал первой находкой такого включения, достоверно привязанной к конкретной кимберлитовой трубке [Ефимова, Соболев, 1977], а также парагенезис гранат + омфацил + кварц в алмазе подтверждают определенную роль кремнеземсодержащих эклогитов в этой трубке. Сам кварц в указанной ассоциации, в трещиноватом алмазе технического качества, вероятнее всего, имеет вторичный характер, по коэситу.

Алмазоносные эклогиты сложены главным образом гранатом и омфацилом. Отдельные образцы содержат рутил, графит, дистен, корунд.

Подавляющее большинство образцов представлено равномернозернистыми разновидностями с отчетливо выраженным идиоморфизмом граната. В отдельных случаях фиксируются признаки катаклаза, проявляющиеся в полосчатом распределении пироксена. Для граната характерны широкие вариации железистости (от 34,2 до 62%), с содержанием от 8,7 до 38,4% кальциевого компонента. Омфацилы разнообразной железистости (13,2—33,2%) содержат от 4,76 до 10,7% Na_2O , что соответствует содержанию от 30 до 71% жадеита, а также до 0,15% K_2O .

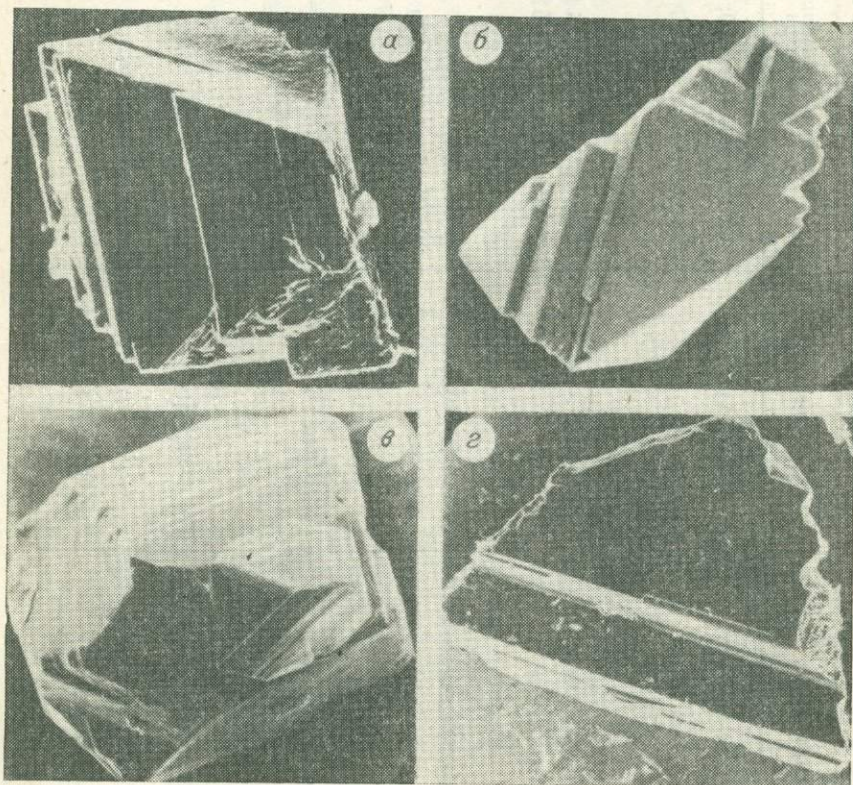


Рис. 1. Морфологические особенности кристаллов минералов эклогитового типа парагенезиса, включенных в алмазы трубки «Мир».

а — октаэдрический кристалл омфацила; *б* — гранат-октаэдрический кристаллы с полициклически растущими гранями; *в* — сросток омфацила (основная часть) с гранатом; *г* — коэсит с вростком сульфида.

Эклогитовый тип парагенезиса алмазов из кимберлитовой трубки «Мир»

Парагенезис	Минерал	Главные особенности состава минералов	Ксенолиты	Включения	Сростки
Биминеральные эклогиты	Гр+Омф(±Грф)	Гр(Са-комп.=7,4—45,0; $f=13,7-63,2\%$); Mn(Na ₂ O=2,8—9,0; Жд=21—62%)	Гр+Омф	Гр+Омф	Гр
Рутильовые эклогиты	Гр+Омф+Ру	Гр(Са-комп.=12—37%; $f^*=45-61\%$) Омф(Na ₂ O=4,32—9,0%; Жд= =34—62%)	Гр+Омф+Ру	Гр+Омф+Ру	Гр+Ру
Кремнеземсодержащие эклогиты	Гр+Омф(+Кв+Кс)	Гр(Са-комп.=31,2%; $f=55\%$) Омф(Na ₂ O=4,32%; Жд=34%)	—	<u>Гр+Омф+Кв**</u> Кс	—
Ильменитовый эклогит	Гр+Ильм(+Омф+Ру)	Гр(Са-комп.=24,4%; $f=51\%$) Ильм(MgO=6,0%)	—	Гр+Ильм	Ильм+Ру
Диптеновый эклогит	Гр+Омф+Дипт	—	Гр+Омф+Дипт	—	—
Корундовый эклогит	Гр+Омф+Кор(±Грф)	—	Гр+Омф+Кор+ +Грф	—	—

* Fe/Fe+Mg.

** Вторичный.

Таблица 2

Химический состав проп-альмандиновых гранатов, сосуществующих с омфацитами из включений в алмазах трубки «Мир»

Компонент	Мр-734	Мр-746	Мр-414	Мр-742	Мр-636	Мр-682	Мр-740	Мр-748	Мр-408	Мр-425	Мр-422	Мр-590	Мр-742	Мр-747	Мр-423	Мр-406 +Кв	Мр-743
SiO ₂	41,4	42,1	41,4	40,6	40,4	39,9	40,2	40,4	40,3	40,2	40,4	40,0	40,4	39,5	39,9	39,9	40,0
TiO ₂	0,46	1,02	0,36	0,43	0,44	0,30	0,42	0,51	1,25	0,89	0,89	0,91	0,71	1,25	0,89	1,12	0,70
Al ₂ O ₃	22,6	22,0	21,8	21,8	21,3	22,9	23,6	22,1	20,5	21,1	21,6	20,9	22,0	20,7	21,7	20,2	22,2
Cr ₂ O ₃	He обн.	0,03	0,07			He обн.			0,05				He обн.				
FeO	15,9	13,1	18,5	17,9	20,3	20,9	17,5	18,1	19,4	18,2	18,2	19,1	17,9	20,1	17,9	18,0	17,3
MnO	0,27	0,24	0,35	0,32	0,37	0,35	0,31	0,33	0,35	0,32	0,30	0,35	0,31	0,39	0,29	0,31	0,35
MgO	15,9	17,7	12,6	13,0	11,6	8,79	11,3	10,7	10,5	10,4	10,2	9,84	10,1	8,00	9,96	8,34	8,95
CaO	4,28	4,94	5,65	6,07	6,14	6,58	7,67	8,36	8,57	8,95	9,37	9,38	9,60	9,75	9,81	11,6	12,1
Na ₂ O	0,15	0,23	0,11	0,18	0,11	0,09	0,17	0,18	0,20	0,28	0,27	0,17	0,23	0,25	0,28	0,20	0,13
Сумма ...	100,96	101,36	100,84	100,30	100,66	99,81	101,17	100,68	101,12	100,34	101,23	100,65	100,85	99,94	100,73	99,67	101,73
Si	3,004	3,012	3,054	3,013	3,023	3,016	2,960	3,009	2,016	3,017	3,005	3,010	2,986	3,014	2,986	3,039	2,972
Ti	0,025	0,055	0,020	0,024	0,025	0,017	0,023	0,028	0,070	0,050	0,050	0,051	0,040	0,072	0,050	0,064	0,039
Al	1,933	1,855	1,895	1,907	1,878	2,040	2,052	1,940	1,808	1,866	1,894	1,854	1,936	1,862	1,914	1,813	1,944
Cr	—	0,002	0,004	—	—	—	—	—	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,042	0,088	0,080	0,069	0,097	—	—	0,032	0,118	0,083	0,056	0,095	0,024	0,066	0,036	0,122	0,016
Fe ²⁺	0,922	0,696	1,061	1,042	1,173	1,321	1,080	1,096	1,096	1,059	1,076	1,107	1,093	1,217	1,084	1,024	1,058
Mn	0,016	0,014	0,022	0,020	0,023	0,022	0,019	0,021	0,022	0,020	0,019	0,022	0,020	0,025	0,018	0,020	0,022
Mg	1,719	1,887	1,385	1,438	1,293	0,990	1,241	1,188	1,171	1,163	1,131	1,104	1,124	0,910	1,111	0,946	0,991
Ca	0,333	0,379	0,447	0,483	0,492	0,533	0,605	0,667	0,687	0,720	0,747	0,756	0,768	0,797	0,787	0,946	0,963
Na	0,021	0,032	0,016	0,026	0,016	0,013	0,024	0,026	0,029	0,041	0,039	0,025	0,033	0,037	0,040	0,030	0,019
Mg-комп.	57,5	63,4	47,5	48,2	43,4	34,5	41,8	40,0	39,3	39,3	38,0	36,9	37,4	30,8	37,0	32,2	32,6
Ca-комп.	11,1	12,7	15,3	16,2	16,5	18,6	21,1	22,4	23,1	24,3	25,1	25,3	25,6	27,0	26,2	32,2	31,7
f	35,9	29,3	43,2	43,6	49,5	57,2	46,5	48,7	50,9	49,5	50,0	52,1	49,9	58,5	50,2	54,8	52,0

Таблица 3

Химический состав пироп-альмандиновых гранатов, включенных в алмазы трубки «Мир»

Компонент	Мр-496	Мр-739	Мр-576	Мр-426	Мр-736	Мр-666 +СФ	Мр-418	Мр-732	Мр-737 +Рут	Мр-738	Мр-665	Мр-574 +Рут	Мр-733	Мр-735	Мр-369 +Ильм	Мр-749 +Ильм
SiO ₂	41,6	41,2	42,5	41,0	41,1	39,4	41,5	40,3	40,1	40,2	40,4	40,2	39,9	39,8	40,3	42,2
TiO ₂	0,38	0,53	0,48	0,24	0,39	0,52	0,84	0,68	0,96	0,38	0,48	0,52	0,98	1,09	0,66	0,36
Al ₂ O ₃	22,2	22,4	23,7	22,3	22,9	21,1	20,3	22,7	21,4	22,2	21,5	21,5	22,2	22,6	21,3	23,2
Cr ₂ O ₃		He обн.			0,04											
FeO	16,2	16,7	10,3	18,3	15,0	22,5	15,6	17,2	18,5	18,8	17,8	15,3	16,2	17,3	18,5	12,4
MnO	0,35	0,31	0,30	0,35	0,27	0,53	0,25	0,26	0,34	0,25	0,27	0,26	0,26	0,27	0,30	0,29
MgO	16,7	15,2	19,8	14,0	16,3	9,52	15,4	11,1	11,9	10,5	10,3	11,6	8,91	7,44	10,1	19,2
CaO	3,51	4,48	4,62	4,62	4,82	5,57	5,88	7,02	7,45	7,92	9,35	9,84	12,2	12,4	9,19	3,62
Na ₂ O	0,14	0,18	0,06	0,08	0,09	0,14	0,14	0,23	0,19	0,12	0,14	0,11	0,35	0,26	0,16	0,09
Сумма ...	101,08	101,0	101,76	100,89	100,91	99,28	99,93	99,49	100,84	100,37	100,24	99,33	101,00	101,16	100,47	101,48
Si	3,014	3,002	2,982	3,013	2,978	3,022	3,058	3,010	2,986	3,007	3,027	3,012	2,974	2,975	3,022	2,991
Ti	0,027	0,029	0,025	0,013	0,021	0,030	0,047	0,038	0,054	0,021	0,027	0,209	0,055	0,061	0,037	0,019
Al	1,896	1,924	1,960	1,932	1,955	1,908	1,763	1,999	1,878	1,958	1,899	1,899	1,950	1,991	1,883	1,938
Cr	—	—	—	—	0,002	—	0,001	—	—	—	—	He обн.	—	—	—	0,007
Fe ⁺³	0,084	0,047	0,014	0,055	0,021	0,062	0,189	—	0,068	0,021	0,074	0,072	—	—	0,080	0,036
Fe ⁺²	0,898	0,971	0,590	1,070	0,888	1,381	0,773	1,074	1,084	1,155	1,041	0,887	1,010	1,082	1,080	0,699
Mn	0,021	0,019	0,018	0,022	0,017	0,034	0,016	0,016	0,021	0,016	0,017	0,016	0,016	0,017	0,019	0,017
Mg	1,803	1,651	2,071	1,533	1,760	1,088	1,691	1,236	1,321	1,171	1,150	1,295	0,990	0,829	1,129	2,028
Ca	0,272	0,350	0,347	0,364	0,374	0,458	0,464	0,562	0,594	0,635	0,751	0,790	0,974	0,993	0,738	0,275
Na	0,020	0,025	0,008	0,011	0,013	0,021	0,020	0,033	0,027	0,017	0,020	0,016	0,051	0,038	0,023	0,012
Mg-компл.	60,2	55,2	68,4	51,3	57,9	36,7	57,4	42,8	43,7	39,3	38,9	43,3	33,1	28,4	38,1	67,2
Ca-компл.	9,10	21,7	11,5	12,2	12,3	15,5	15,8	19,4	19,7	21,3	25,4	26,4	32,6	34,0	24,9	9,1
f	35,2	38,1	22,6	42,3	34,0	57,0	36,2	46,5	46,6	50,1	49,2	42,5	50,5	56,6	50,7	26,6

Таблица 4

Особенности состава гранатов и шпрокенов, сосуществующих с алмазами из трубки «Мир» (эклогитовый тип парагенезиса)

Гранаты

Тип парагенезиса	n	Fe/Fe+Mg (f)			Ca-компонент			TiO ₂ , вес. %		
		\bar{x}	S	от—до	\bar{x}	S	от—до	\bar{x}	S	от—до
Алмазоносные эклогиты биминеральные корундовый	36	46,4	8,5	32,4—62,0	20,5	10,0	7,0—38,0	0,39	0,15	0,17—0,68
	1	35,4	—	—	35,2	—	—	0,55	—	—
Включения в алмазах	44	47,1	7,9	21,0—58,5	20,2	7,4	7,6—34,1	0,65	0,29	0,22—1,25
Сростки с поликристаллическими агрегатами алмаза	33	45,4	10,8	13,7—63,2	17,6	8,5	8,0—45,8	0,39	0,13	0,17—0,72

Клинопироксены

Тип парагенезиса	n	Fe/Fe+Mg(f)			Na ₂ O, вес. %			TiO ₂ , вес. %		
		\bar{x}	S	от—до	\bar{x}	S	от—до	\bar{x}	S	от—до
Алмазоносные эклогиты биминеральные корундовый	26	21,2	5,4	13,2—33,2	6,65	1,3	2,76—8,99	0,44	0,11	0,25—0,64
	1	15,2	—	—	10,7	—	—	0,48	—	—
Включения в алмазах	29	28,3	4,1	19,5—36,0	5,07	1,2	2,86—6,89	0,41	0,18	0,20—0,81

Включения в алмазах представлены преимущественно гранатами, окрашенными в разные оттенки желтого, оранжевого и красно-оранжевого цветов, и зелеными омфацитами. Реже встречаются рутилы и в одном случае зафиксирован коэзит.

Как отмечено в ряде работ [Соболев и др., 1972; Бартошинский и др., 1980], кристалломорфология включенных в алмаз минералов в большинстве случаев обусловлена самим алмазом, причем это в равной степени относится ко всем минералам независимо от их сингонии и принадлежности к парагенезису ультраосновного или эклогитового типа. Включения представляют в основном в различной степени видоизмененные кристаллы октаэдрического габитуса. Среди них выделяются кристаллы псевдопризматического, таблитчатого и собственно октаэдрического облика; разновидности последних — кубооктаэдрические кристаллы с полицентрически растущими гранями. Все указанные разновидности встречаются в трубке «Мир», однако наиболее распространены здесь включения с октаэдрической огранкой, в частности кристаллы с полицентрически растущими гранями.

С помощью микроанализатора по методике, описанной Ю. Г. Лаврентьевым с соавторами [Лаврентьев и др., 1974], определены составы минералов, ассоциирующих с алмазом в эклогитах, включениях и сростках.

В настоящей работе обобщены данные по составу 44 образцов гранатов, включенных в алмазы трубки «Мир». Большая часть анализов — оригинальные (табл. 2, 3) (в общей сложности 33 анализа гранатов, в большинстве случаев сосуществующих с омфацитами). Главные характеристики гранатов обобщены в табл. 4. Особо показательны широкие колебания как железистости, так и кальциевости.

Составы омфацитов, как сосуществующих с гранатом, так и найденных в виде изолированных включений, представлены в табл. 5. Для них

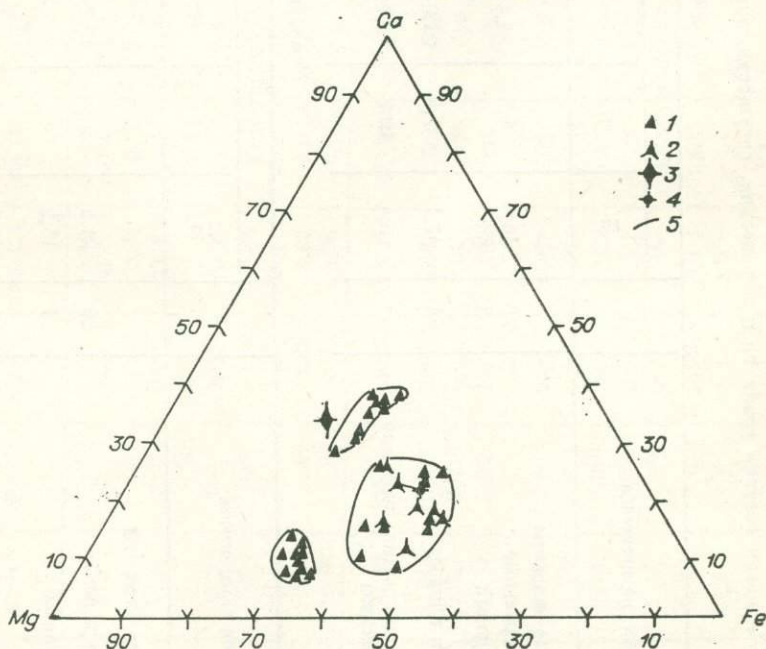


Рис. 2. Особенности состава гранатов из ксенолитов алмазоносных эклогитов трубки «Мир».

1 — биминеральные эклогиты; 2 — биминеральные эклогиты с рутилом; 3 — корундовый эклогит; 4 — включение в алмазе из алмазоносного эклогита М-46; 5 — границы полей состава гранатов из разных алмазоносных эклогитов трубки «Мир».

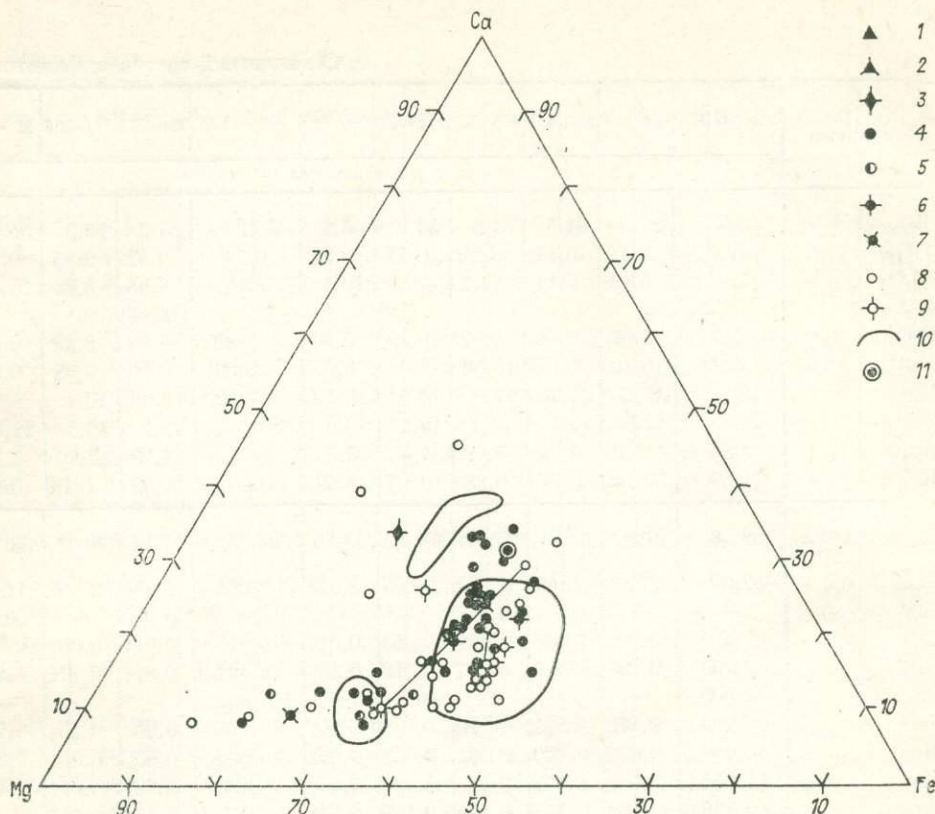


Рис. 3. Особенности состава гранатов из включений в алмазах и сростков с поликристаллическими агрегатами алмазов трубки «Мир» (эклогитовый парагенезис). 1—3 — усл. обозн. см. на рис. 2; 4—6 — включения в алмазах: 4 — гранат, 5, 6 — гранат в парагенезисе с ильменитом (5) и рутилом (6); 7—9 — сростки с поликристаллическими алмазными агрегатами: с гранатом (7), с гранатом и ильменитом (8), с гранатом и рутилом (9).

также характерны широкие колебания железистости и содержания Na_2O (см. табл. 4).

Сростки с поликристаллическими агрегатами алмаза установлены для 33 образцов желто-оранжевых гранатов. Основная часть анализов представлена в табл. 6. Для этих гранатов характерны наиболее широкие колебания железистости (от 13,7 до 63,2%) с содержанием кальциевого компонента от 8 до 45,8%. В нескольких образцах совместно с гранатом установлен рутил. Омфацит в изученных образцах не обнаружен.

Сопоставление состава гранатов алмазосных эклогитов трубки «Мир» (рис. 2) позволяет заключить, что по гранатам среди биминеральных эклогитов достаточно отчетливо выделяются три типа, составляющие обособленные поля на рис. 2. Наиболее магниальные гранаты образуют локализованный тип и содержат, как правило, пониженную примесь кальциевого компонента. Показательно, что среди них полностью отсутствуют рутилсодержащие разновидности.

Наибольшее количество образцов, составляющих почти 50% гранатов из эклогитов, обособлено в поле гранатов повышенной железистости и довольно широких колебаний содержания кальциевого компонента. Среди этой группы эклогитов почти половина представлена рутилсодержащими разновидностями.

Отдельно существует группа высококальциевых гранатов переменной железистости, причем повышение кальциевости в гранатах этих эклогитов четко положительно коррелируется с повышением железистости.

Химический состав омфацитов,

Компонент	Мр-734	Мр-746	Мр-414	Мр-742	Мр-636	Мр-682	Мр-740	Мр-748	Мр-408	М -425
	с гранатом									
SiO ₂	54,8	54,5	54,5	54,5	54,9	55,6	55,2	54,2	53,3	55,2
TiO ₂	0,20	0,31	0,49	0,21	0,44	0,52	0,53	0,42	0,25	0,21
Al ₂ O ₃	7,06	5,43	6,87	11,5	7,39	10,1	9,16	8,85	3,86	11,5
Cr ₂ O ₃										He обн.
FeO	6,56	5,67	6,27	5,57	6,39	5,06	6,09	6,60	8,38	6,21
MnO	0,11	0,10	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06	0,10	0,08	0,06
MgO	12,0	13,2	11,1	7,92	10,5	8,39	9,12	9,62	12,1	8,09
CaO	13,4	14,9	14,4	12,1	14,2	13,2	12,3	13,2	16,8	11,5
Na ₂ O	3,84	3,68	4,30	5,68	4,48	5,60	5,99	4,59	2,86	5,74
K ₂ O	0,49	0,20	0,22	0,28	0,18	0,59	0,20	0,39	0,14	0,17
С у м м а ...	98,46	97,99	98,21	97,82	98,54	99,10	98,65	97,97	98,77	98,68
Si	2,001	2,004	2,002	1,983	2,007	2,003	2,004	1,990	2,002	1,990
Al ⁴⁺	—	—	—	0,017	—	—	—	0,010	—	0,010
Ti	0,007	0,009	0,013	0,007	0,013	0,015	0,015	0,011	0,007	0,006
Al ⁶⁺	0,303	0,234	0,296	0,477	0,316	0,429	0,392	0,374	0,171	0,479
Cr	0,000	—	—	He обн.	—	He обн.	—	—	—	—
Fe	0,200	0,175	0,192	0,170	0,195	0,152	0,185	0,203	0,264	0,186
Mn	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	0,654	0,723	0,607	0,428	0,571	0,450	0,493	0,527	0,677	0,435
Ca	0,525	0,588	0,567	0,472	0,555	0,509	0,477	0,518	0,677	0,444
Na	0,272	0,261	0,305	0,402	0,316	0,390	0,423	0,326	0,208	0,403
K	0,022	0,009	0,009	0,013	0,009	0,026	0,009	0,018	0,005	0,009
f	23,4	19,5	24,0	28,5	25,5	25,2	27,3	27,8	28,1	30,0
Ca/Ca+Mg	44,5	44,9	48,3	52,4	49,3	53,0	49,2	49,6	50,0	50,5
Na-компл.	27,2	26,1	30,5	40,2	31,6	39,0	42,4	32,6	20,8	40,3

В этой группе зафиксирован только один образец с рутилом. Точка состава граната из корундового алмазосного эклогита располагается вблизи данного поля.

Полученные различия взяты за основу при сопоставлении состава гранатов из включений в алмазах и из сростков с поликристаллическими агрегатами. Оказалось (рис. 3), что они резко подчеркивают тренд от наиболее магниальных, практически идентичных пиропам (бесхромовым) гранатов до гранатов повышенной кальциевости. Этот тренд захватывает две из трех выделенных групп гранатов эклогитов, кроме группы, содержащей высококальциевые составы. Выявленный тренд достаточно четкий и еще раз подтверждает связь алмазосных эклогитов и включений эклогитового типа в алмазах, доказанную ранее находкой включений граната и омфацита в алмазе из алмазосного эклогита трубки «Мир» [Соболев и др., 1972].

Сопоставление средних характеристик гранатов по кальциевости и железистости (см. табл. 4) не выявляет значимых различий. Такие различия устанавливаются только по среднему содержанию TiO₂ между гранатами, включенными в алмазы, с одной стороны, и гранатами эклогитов и сростков — с другой. Для гранатов-включений характерна в среднем повышенная примесь TiO₂, хотя и фиксируются широкие ее колебания.

включенных в алмазы трубки «Мир»

Компонент	Мр-422	Мр-590	Мр-747	Мр-423	Мр-406	Мр-743	Мр-752	Мр-687	Мр-421	Мр-751	Мр-753	Мр-669
	с гранатом						без граната					
SiO ₂	55,4	53,5	53,8	55,2	54,4	54,6	55,2	55,3	54,3	55,2	55,2	54,7
TiO ₂	0,22	0,49	0,21	0,20	0,47	0,22	0,70	0,60	0,65	0,49	0,74	0,55
Al ₂ O ₃	12,4	5,37	6,19	13,3	7,20	5,51	9,26	10,8	9,30	8,78	10,0	9,98
Cr ₂ O ₃					0,08							He обн.
FeO	3,88	7,72	9,83	5,37	6,29	6,78	7,98	4,21	6,91	5,70	7,69	6,90
MnO	0,04	0,06	0,10	0,04	0,05	0,08	0,10	0,04	0,06	0,06	0,08	0,05
MgO	7,62	10,9	9,78	6,92	10,4	11,1	8,50	8,90	8,57	9,51	7,77	8,40
CaO	11,2	16,4	15,3	10,5	14,9	16,8	10,9	11,9	11,7	13,4	11,5	13,0
Na ₂ O	5,90	3,63	3,52	6,50	4,32	3,51	6,21	6,08	6,02	5,37	6,38	4,81
K ₂ O	0,19	0,23	0,04	0,12	0,27	0,02	0,19	0,28	0,20	0,13	0,26	0,23
С у м м а ...	98,85	98,30	98,77	98,15	98,38	98,62	99,04	98,11	97,71	98,64	99,62	98,62
Si	1,986	1,991	1,996	1,987	1,993	2,010	2,007	1,994	1,998	2,004	1,996	1,989
Al ⁴⁺	0,014	0,009	0,004	0,013	0,007	—	—	0,006	0,002	—	0,004	0,011
Ti	0,006	0,013	0,007	0,006	0,013	0,007	0,020	0,017	0,018	0,013	0,020	0,015
Al ⁶⁺	0,512	0,228	0,268	0,549	0,306	0,239	0,397	0,454	0,400	0,375	0,422	0,417
Cr	—	—	—	—	0,004	—	—	—	—	—	—	—
Fe	0,177	0,239	0,306	0,162	0,194	0,208	0,242	0,128	0,212	0,172	0,232	0,210
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	0,407	0,604	0,542	0,372	0,568	0,608	0,461	0,479	0,471	0,515	0,419	0,455
Ca	0,431	0,653	0,609	0,404	0,586	0,663	0,424	0,460	0,462	0,521	0,445	0,507
Na	0,409	0,264	0,254	0,454	0,308	0,252	0,437	0,425	0,429	0,379	0,448	0,341
K	0,009	0,009	—	0,004	0,013	0,000	0,009	0,013	0,009	0,004	0,013	0,009
f	30,3	28,4	36,0	30,4	25,4	25,5	34,5	21,1	31,1	25,1	35,7	31,6
Ca/Ca+Mg	51,4	52,0	52,9	52,1	50,8	52,2	47,9	49,0	49,5	50,3	52,5	52,7
Na-компл.	40,9	26,4	25,4	45,4	30,8	25,2	43,7	42,5	42,9	37,9	44,8	34,1

Между пироксенами включений и эклогитов четкие различия, фиксирующиеся как по железистости, так и по содержанию Na₂O (табл. 5). Их различия по железистости хорошо видны на рис. 4, где область состава пироксенов-включений обведена прерывистой линией. В среднем пироксены, включенные в алмазы, являются более железистыми и обедненными жадеитом по сравнению с пироксенами эклогитов. Составы сосуществующих гранатов и пироксенов соединены коннодами на рис. 4 (для эклогитов) и на рис. 5 (для включений в алмазах).

Подчеркивая правомерность выделения нового для кимберлитов типа эклогитов — ильменитсодержащего, по зафиксированному сростку граната и ильменита в одном алмазе (обр. Мр-369), следует обратить внимание на железистый состав граната, резко отличающегося от гранатов из ильменитовых перидотитов (см. табл. 3). Сходство с типичными эклогитовыми гранатами подчеркивается также его высокой кальциевостью и примесью натрия. Экспериментальные данные показывают, что железистый гранат может сосуществовать с пикроильменитом [Green, Sobolev, 1975], однако такой тип эклогита, вероятно, очень редок.

Расчет коэффициента распределения железа и магния K_D для гранат-пироксеновых пар эклогитов (20 пар) и включений в алмазах (21 пара) показал следующие пределы колебания: для эклогитов 2,39—5,69 и для включений 1,71—4,20. Это приблизительно соответствует интерва-

Химический состав пироп-альмандиновых гранатов из сростков с

Компонент	Мр-832	Мр-833	Мр-635	Мр-834	Мр-568	Мр-569а+Рут	Мр-571	Мр-578
SiO ₂	43,4	42,4	41,2	41,8	40,5	41,2	40,9	40,0
TiO ₂	0,40	0,34	0,31	0,37	0,28	0,32	0,28	0,28
Al ₂ O ₃	24,5	23,6	23,5	23,8	22,0	23,1	23,1	22,5
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,05						
FeO	6,55	9,59	16,9	13,4	20,1	16,7	16,1	20,0
MnO	0,26	0,32	0,34	0,31	0,34	0,35	0,32	0,36
MgO	23,2	20,7	15,5	18,3	13,2	15,7	16,1	12,8
CaO	3,25	3,32	3,70	3,88	3,96	4,01	4,22	4,24
Na ₂ O	0,12	0,07	0,11	0,10	0,10	0,08	0,12	0,13
Сумма	101,68	100,39	101,45	101,96	100,48	101,46	101,14	100,31
Si	2,983	2,995	2,978	2,964	3,011	2,983	2,967	2,982
Ti	0,021	0,018	0,017	0,020	0,016	0,017	0,015	0,016
Al	1,985	1,965	2,002	1,989	1,928	1,971	1,975	1,977
Cr	Не обн.	0,003						
Fe ³⁺	»	0,014	Не обн.		0,057	0,011	0,010	0,007
Fe ²⁺	0,376	0,553	1,022	0,795	1,193	1,000	0,067	1,240
Mn	0,015	0,019	0,021	0,019	0,021	0,021	0,020	0,023
Mg	2,376	2,179	1,670	1,934	1,462	1,694	1,740	1,422
Ca	0,239	0,251	0,287	0,295	0,315	0,311	0,328	0,339
Na	0,016	0,010	0,015	0,014	0,014	0,011	0,017	0,019
Mg-комп.	79,0	72,6	55,7	63,6	48,9	56,0	57,0	47,0
Ca-комп.	7,96	8,37	9,56	9,69	10,5	10,3	10,7	11,2
f	13,7	20,6	38,0	29,1	46,1	37,4	35,9	46,7

ду температур равновесия для эклогитов в пределах 950—1300°C, а для включений — от 1050 до 1500°C по гранат-пироксеновому термометру [Raheim, Green, 1974], скорректированному по кальцию [Ellis, Green, 1979]. Учитывая, что минимальные температуры определены по кривой

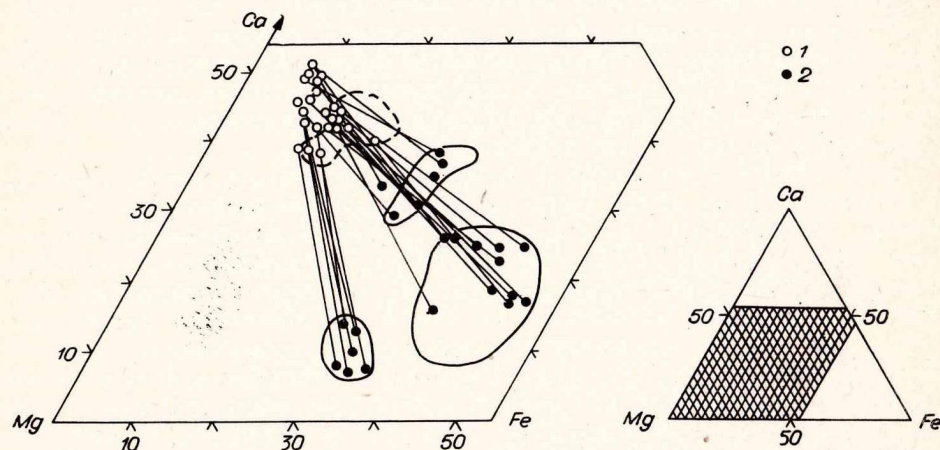


Рис. 4. Особенности состава сосуществующих пироксенов и гранатов из алмазных эклогитов трубки «Мир» (соединены коннодами). Поле состава пироксенов из алмазов обведено штриховой линией.
1 — пироксен, 2 — гранат.

поликристаллическими алмазными агрегатами трубки «Мир»

Мр-583	Мр-575	Мр-579	Мр-573а+Рут	Мр-580	Мр-573б+Рут	Мр-572+Сф	Мр-570	Мр-581	Мр-569б+Рут	Мр-577
39,7	40,0	40,1	40,5	40,4	40,1	39,4	39,7	40,6	39,8	38,7
0,21	0,24	0,17	0,42	0,24	0,51	0,41	0,41	0,54	0,41	0,48
22,6	22,7	22,2	21,6	22,8	22,9	21,2	21,0	21,6	22,3	22,1
Не обн.										
22,3	20,8	20,5	20,8	17,7	18,4	20,3	20,5	20,3	19,4	19,8
0,38	0,35	0,37	0,36	0,35	0,26	0,37	0,35	0,36	0,32	0,41
11,2	11,5	11,7	11,1	13,1	10,2	9,21	8,86	8,34	7,96	6,46
4,24	5,14	5,31	5,36	5,88	7,75	8,45	8,87	9,43	10,6	11,6
0,07	0,11	0,06	0,11	0,07	0,17	0,16	0,12	0,10	0,18	0,11
100,70	100,84	100,41	100,23	100,54	100,29	99,60	99,81	101,27	100,97	99,66
2,978	2,982	3,001	3,039	2,984	2,994	3,006	3,026	3,043	2,994	2,972
0,012	0,013	0,010	0,024	0,013	0,029	0,029	0,024	0,030	0,023	0,028
1,998	1,995	1,958	1,910	1,985	2,015	1,906	1,887	1,908	1,977	2,000
Не обн.										
Не обн.	0,032	0,066	0,002	Не обн.	0,064	0,090	0,061	Не обн.		
1,399	1,297	1,251	1,240	1,092	1,149	1,231	1,217	1,211	1,220	1,272
0,024	0,022	0,023	0,023	0,022	0,016	0,024	0,023	0,023	0,020	0,027
1,252	1,278	1,305	1,241	1,442	1,135	1,047	1,007	0,932	0,892	0,739
0,341	0,411	0,426	0,431	0,465	0,620	0,691	0,724	0,757	0,854	0,954
0,010	0,016	0,009	0,016	0,010	0,025	0,024	0,018	0,014	0,026	0,016
41,5	42,5	43,4	42,3	47,7	38,9	35,0	33,9	31,9	29,9	24,7
11,3	13,6	14,2	14,7	15,4	21,2	23,1	24,4	25,9	28,6	31,9
52,8	50,4	49,6	51,2	43,1	50,3	55,3	56,5	57,7	57,8	63,2

графит — алмаз [Kennedy, Kennedy, 1976], можно полагать, что эти ассоциации могут быть и более высокотемпературными. Приведенные же значения даны для давлений 50 кбар.

Включения в алмазах эклогитового типа в трубке «Мир» являются в среднем более высокотемпературными (почти на 100°C) по сравнению с

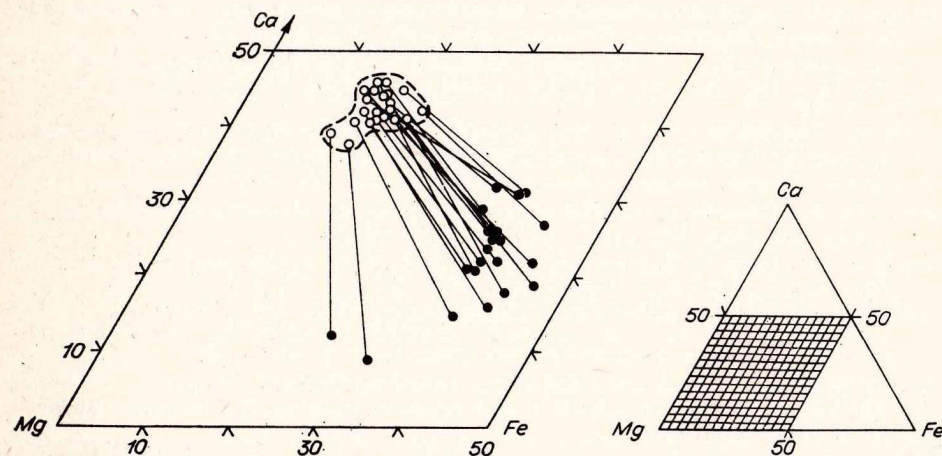


Рис. 5. Особенности состава сосуществующих гранатов и пироксенов, включенных в алмазы трубки «Мир» (соединены коннодами).
Усл. обозн. см. на рис. 4.

эклогитами, что хорошо согласуется с моделью кристаллизации включений при температурах выше солидуса, в присутствии расплава. Для сростков такая оценка затруднена в связи с отсутствием находок клинопироксенов, но по среднему содержанию титана в гранатах (табл. 6) можно полагать, что температуры кристаллизации сростков сопоставимы с температурами кристаллизации эклогитов.

Таким образом, в результате проведенных исследований по наличию железистого граната и пикроильменита в виде сростка в одном кристалле алмаза установлен новый тип эклогитовой ассоциации — ильменитсодержащий эклогит. Подтверждено значение парагенезиса коэситовых эклогитов в трубке «Мир», подчеркивавшееся на основании находки включения коэсита в алмазе этой трубки [Ефимова, Соболев, 1977]. Установленная ассоциация гранат + омфацит + кварц в трещиноватом алмазе, в котором кварц, вероятно всего, носит вторичный характер, что свидетельствует о наличии коэситсодержащих эклогитов в трубке «Мир» и соответственно об их определенной роли в составе верхней мантии района.

Получены новые доказательства генетической связи включений эклогитового типа и алмазоносных эклогитов на примере одной отдельно взятой трубки.

ЛИТЕРАТУРА

- Бартошнский З. В. и др. Кристалломорфология включений граната в природных алмазах. — Геол. и геофиз., 1980, № 3, с. 12—22.
- Ефимова Э. С., Соболев Н. В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1475—1478.
- Лаврентьев Ю. Г. и др. Определение состава породообразующих минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом. — Заводская лаборатория, 1974, т. 40, № 6, с. 657—660.
- Соболев В. С., Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г. Включения в алмазе из алмазоносного эклогита. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1, с. 164—167.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
- Соболев Н. В. и др. Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами трубки «Мир» (Якутия). — Зап. ВМО, 1971, ч. 100, вып. 5, с. 558—564.
- Соболев Н. В. и др. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой в алмазах. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1, с. 192—195.
- Соболев Н. В. и др. Новые данные о составе минералов, ассоциирующих с алмазами кимберлитовой трубки «Мир». — Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 3—15.
- Сафронов А. Ф. и др. Состав гранатов и пироксенов из алмазоносных эклогитов в трубках «Мир» и «Удачная». — Геол. и геофиз., 1980, № 9, с. 76—82.
- Ellis D. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe — Mg exchange equilibria. — Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 71, N 1, p. 13—22.
- Green D. H., Sobolev N. V. Coexisting garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlite assemblages. — Contrib. Mineral. Petrol., 1975, v. 150, p. 217—229.
- Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond. — Geophys. Res., 1976, v. 81, p. 2467—2470.
- Meyer H. O. A., Boyd F. R. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1972, v. 36, p. 1255—1274.
- Raheim A., Green D. H. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe — Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. — Contrib. Mineral. Petrol., 1974, v. 48, p. 179—203.
- Shee S. R., Gurney J. J. The mineralog of xenoliths from Orapa, Botswana. — The mantle samples: inclusions in kimberlites and other volcanics. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1979, p. 37—49.
- Sobolev N. V., Yefimova E. S., Usova L. V. Eclogite paragenesis of diamonds from the «mir» kimberlite pipe, Yakutia. — Kimberlite symposium. Cambridge, 1979.

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В последние годы установлено широкое распространение процессов деформации и перекристаллизации в ультраосновных нодулах из базальтов и кимберлитов, являющихся ксенолитами верхней мантии. Это объясняется тем, что перекристаллизация — такой процесс, с помощью которого происходит пластическое течение вещества верхней мантии во время ее конвекции, снимаются напряжения, возникшие в мантийном субстрате во время деформации, а также достигается уничтожение той пористости, которая образуется после выплавления и удаления из мантии магматических расплавов. Таким образом, процессы перекристаллизации должны широко и неоднократно протекать в верхней мантии, являясь универсальным способом реакции мантийного субстрата на все события его геологической истории.

В кристаллической решетке минералов, слагающих верхнюю мантию, рассеяно большое количество рудных компонентов. Эффективным способом их сегрегации является диффузия в кристаллах под действием градиентов температуры, давления, гравитационного, магнитного и электрического полей [Гегузин, 1970], в результате которой примесные рудные компоненты будут накапливаться на границах зерен мантийного субстрата. Это произойдет потому, что здесь сильно облегчены диффузионные процессы. Коэффициент диффузии по границам зерен на несколько порядков выше, чем внутри зерна, а энергия активации примерно в 2 раза ниже. Образно говоря, границы зерен представляют собой дренажные системы кристаллических агрегатов, которые действуют с большой эффективностью [Жабин, 1979]. Например, при диаметре зерен металла 1 мм и толщине границ около 100 Å достаточно иметь в агрегате тысячные доли процента примеси, чтобы ее концентрация в области границы достигла 20% [Бокштейн, 1971].

39/2

Эффективный способ увеличения размеров примесных включений — перекристаллизация вмещающей среды [Гегузин, Кривоглаз, 1971]. В результате диффузии многие включения со временем будут выходить на границы зерен. Между границами зерен и попавшими на них включениями возникает значительное сцепление, связанное с силами межзеренного поверхностного натяжения, поэтому на границах зерен должно происходить постепенное накопление включений. При перемещении границ зерен в процессе перекристаллизации связанные с ними включения будут увлекаться вместе с движущейся границей, налетать на другие включения и сливаться с ними. Размер их при этом будет увеличиваться (рис. 1).

Как следует из общих геологических соображений, процессы диффузионного движения примесных включений должны широко проявляться в верхней мантии, поскольку там существуют градиенты температуры, давления, гравитационного, магнитного и электрического полей. К сожалению, конкретные факты, свидетельствующие о таком движении, пока немногочисленны, поскольку специальные исследования в этой области начаты недавно [Кутолин, 1977].

Следы движения и коалесценции включений сульфидов в ультраосновных нодулах из базальтов и кимберлитов, являющихся ксенолитами вещества верхней мантии, обнаружены В. А. Вахрушевым (1973). По его данным, сульфиды встречаются в этих породах в виде мелких округлых включений, которые расположены полосами или цепочками внутри кристаллов оливина и пироксенов или концентрируются в межзеренном пространстве. Линейное расположение включений сульфидов в кристаллах



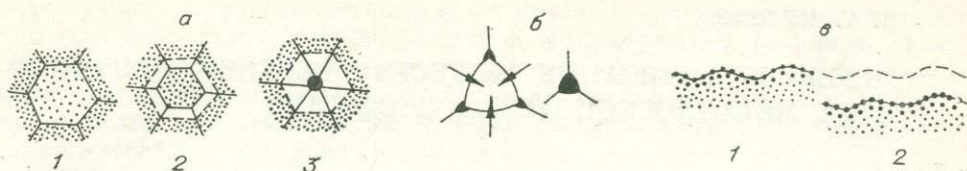


Рис. 1. Схема процесса укрупнения включений при перекристаллизации вмещающей среды.

a — образование скоплений примесей в процессе собирательной рекристаллизации; *b* — укрупнение включений вследствие исчезновения одного из зерен в процессе рекристаллизации (стрелками указано направление миграции границ); *c* — укрупнение включений на движущейся границе. 1, 2, 3 — последовательные стадии.

силикатов зависит от их приуроченности к зонам дислокаций. На многочисленных фотографиях в монографии В. А. Вахрушева (1973) отчетливо наблюдается коалесценция этих включений (рис. 2). В сериях шлифов прослеживаются различные стадии укрупнения сульфидных капель. Вначале сульфиды перераспределяются в пределах отдельных зерен оливина или пироксенов, а затем покидают кристаллы силикатов, располагаясь в межзерновом пространстве с образованием тонких извилистых жилок и линзовидных выделений вдоль границ зерен (рис. 3), причем здесь выделения сульфидов в десятки и сотни раз крупнее, чем те, что остались внутри кристаллов силикатных минералов.

Другой пример следов движения и коалесценции включений в ультраосновных нодулях из базальтов и кимберлитов описан Г. У. Грином и С. В. Радклифом [Green, Radcliffe, 1975]. Эти включения представлены мельчайшими пузырьками флюида, очень богатого углекислотой. Как показало комбинированное оптическое и электронно-микроскопическое изучение, пузырьки располагаются в кристаллах линейно, декорируя зоны дислокаций и другие дефекты кристаллической решетки. Нередки гантелеобразные формы пузырьков, явно обязанные своим происхождением не дошедшей до конца коалесценции. Перекристаллизованные зерна обычно пузырьков не содержат, если же они есть, то их размеры значительно крупнее. По границам зерен наблюдаются скопления пузырьков, размеры которых много больше, чем внутри кристаллов, что объясняется накоплением пузырьков и их коалесценцией при движении границ зерен во время синтетектонической перекристаллизации.

Таким образом, и общие геологические соображения, и конкретные факты свидетельствуют о реальности процесса диффузионного движения включений в верхней мантии Земли. Попытаемся выяснить значение этого процесса для рафинирования силикатного вещества мантии от примесных рудных компонентов.

Как известно, оливин из ультраосновных нодулей в базальтах и кимберлитах содержит до 0,3—0,5% NiO, ортопироксены — до 0,5%, а клинопироксены — до 1% Cr₂O₃. Кроме того, как установили В. Л. Барсуков и Л. В. Дмитриев (1975), породы верхней мантии обладают повышенным содержанием олова, меди, цинка, ртути, вольфрама, молибдена и

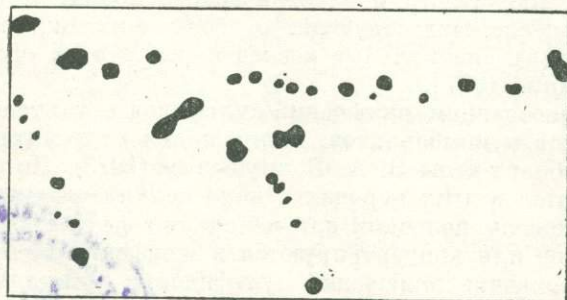


Рис. 2. Коалесценция включений сульфидов в шпинелевом лерцолите из нодуля в базальтах (по В. А. Вахрушеву). Ув. 800.

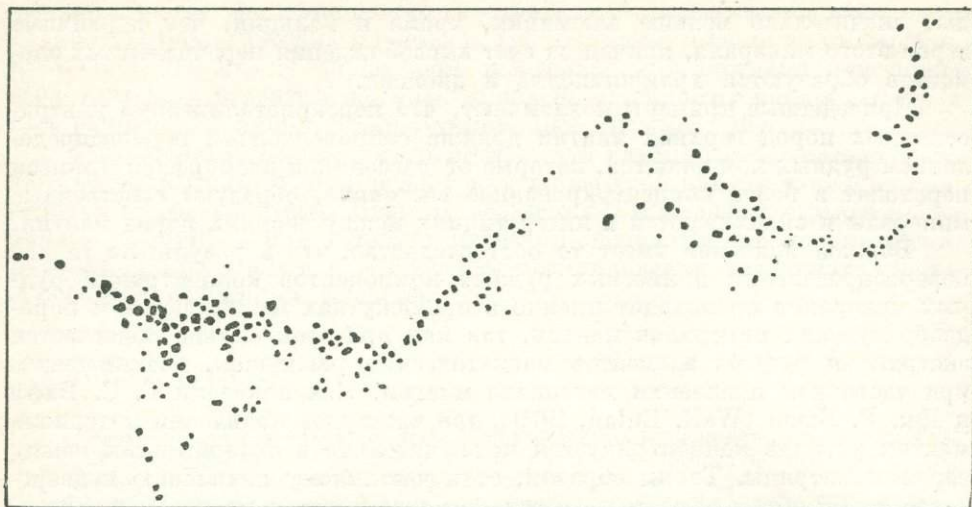


Рис. 3. Скопление включений сульфидов вдоль границ зерен в перидотите (по В. А. Вахрушеву). Ув. 800.

свинца, причем особенно выделяются в этом отношении пироксениты. Реальность процесса диффузионной сегрегации для одного из породообразующих минералов верхней мантии — оливина — была доказана экспериментально [Charman, 1969; Goetze, 1973]. Так, в опытах Я. Чэпмана [Charman, 1969] сквозь решетку оливина диффундировал и осаждался вдоль дислокаций металлический марганец. Поэтому те рудные элементы, которые находились в веществе мантии в рассеянном состоянии в решетках силикатных минералов, могут образовывать собственные минералы в процессе скопления примесных атомов в дислокациях. Особенно высокую концентрацию примесей следует ожидать на границах зерен, поскольку здесь, как об этом упоминалось выше, значительно легче проходят диффузионные процессы.

При перекристаллизации мантийного субстрата размеры этих примесных включений будут увеличиваться, а сами включения начнут локализоваться в интерстициях между зернами мантийных пород (см. рис. 1). Хороший пример образования зерен акцессорного хромита в дунигах за счет диффузионного перераспределения тонкой сыпи этого минерала в оливине описал П. Я. Ярош (1980).

Необходимо подчеркнуть, что перекристаллизация тех минералов, которые представляют собой твердые растворы, обычно сопровождается изменением их состава и образованием за счет этого новых минеральных фаз. Так, А. И. Гончаренко (1976) описал перекристаллизацию оливина в гипербазитах Кузнецкого Алатау, при которой уменьшается железистость этого минерала и образование за счет его фаялитовой молекулы сыпи магнетита. Аналогичные результаты получены М. А. Хофманом и Д. Уокером [Hoffman, Walker, 1978], установившими, что с увеличением степени рекристаллизации гипербазитов одного из массивов состав оливина изменяется от Fo_{90} до Fo_{97} , а содержание магнетита возрастает с 1 до 5%. Одновременно происходит обогащение новообразованной шпинели железом за счет хрома и глинозема, вплоть до образования магнетита, в котором накапливается до 1,44% NiO, хотя содержание никеля в исходной шпинели составляло всего 0,1%.

Г. Н. Савельева и С. С. Степанов (1979) описали изменение состава энстатита при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Вайкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале. Эти авторы установили, что мелкие зерна энстатита, возникшие при перекристаллизации, содер-

жат значительно меньше алюминия, хрома и кальция, чем первичные зерна этого минерала, причем за счет высвобождения перечисленных элементов образуются хромшпинелид и диоксид.

Приведенные примеры показывают, что перекристаллизация ультраосновных пород верхней мантии должна сопровождаться перераспределением рудных компонентов, которые от рассеянной изоморфной примеси переходят в более концентрированное состояние, образуют собственные минералы и скапливаются в интерстициях между зернами пород мантии.

Важное значение имеет то обстоятельство, что в результате такого перераспределения примесных рудных компонентов концентрация рудных минералов происходит именно в промежутках между зернами породообразующих минералов мантии, так как при этом сильно облегчается экстракция рудных элементов магматическим расплавом, возникающим при частичном плавлении материала мантии. Как показали Г. С. Вафф и Дж. Р. Бюло [Waff, Bulau, 1979], при частичном плавлении материала мантии расплав концентрируется исключительно в интерстициях между зернами матрицы. Таким образом, если частичному плавлению подвергнется такой объем вещества мантии, где уже прошли процессы диффузионного перераспределения примесных рудных элементов, то в промежутках между зернами силикатных минералов окажутся и примесные рудные компоненты, и магматический расплав, что чрезвычайно облегчит экстракцию рудных компонентов магматическим расплавом. Совершенно очевидно, что при частичном плавлении такого объема мантии, где примесные рудные компоненты еще рассеяны в кристаллической решетке силикатных минералов, подобного обогащения магматического расплава рудными элементами не произойдет.

Изложенные рассуждения позволяют по-новому поставить проблему рудоносности магматических расплавов. По-видимому, следует считать, что потенциальная рудоносность магматических расплавов в большей мере определяется предыдущей историей того объема мантии, где происходит частичное плавление. Так, частичные выплавки, возникшие в пределах той части верхней мантии, которая еще не претерпела диффузионного перераспределения рудных компонентов, окажутся нерудоносными. Безрудными будут также расплавы, возникшие слишком поздно, когда примесные рудные компоненты уже сконцентрировались в интерстициях и были экстрагированы расплавом на одном из предыдущих этапов магмообразования. Потенциально рудоносным может быть один из промежуточных этапов частичного плавления, проявившийся во время максимальной концентрации примесных рудных компонентов в промежутках между зернами силикатных минералов мантии.

Описанная выше схема процесса нуждается в дальнейшей детализации. Прежде всего необходимо отметить, что разные рудные компоненты обладают неодинаковой диффузионной подвижностью и будут скапливаться в интерстициях вещества верхней мантии в разное время. Поэтому у магматических расплавов, возникших на разных этапах частичного плавления верхней мантии, должна быть различная металлогеническая специализация, зависящая от того, какие именно рудные элементы успели сконцентрироваться в промежутках между зернами мантийного субстрата к началу его плавления и были ассимилированы магмой во время ее образования.

Важное значение для определения металлогенической специализации глубинных магм имеет также состав мантийного субстрата. Совершенно очевидно, что перидотитовая верхняя мантия обладает иным набором примесных рудных компонентов, чем пироксенитовая [Кутолин, 1972; Кутолин, Агафонов, 1978] или эклогитовая [Кутолин, Агафонов, 1978; Anderson, 1979]. Таким образом, потенциальная рудоносность мантийных магм зависит от времени их выплавления из вещества верхней

мантии и от состава подкорового субстрата, т. е. определяется всем ходом глубинных геологических процессов. По-видимому, именно в этом кроется причина связи между характером эндогенной металлогении и историей геологического развития, которая выявлена для многих конкретных рудных районов [Билибин, 1955; Кутыев, 1980; Щеглов, 1976].

В заключение необходимо отметить, что глубинные интрателлурические флюиды фильтруются через вещество верхней мантии также по межзерновым пространствам. Поэтому все данные, приведенные выше по механизму формирования металлогенической специализации магматических расплавов, приложимы и к способам возникновения потенциальной рудоносности глубинных флюидов.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. — Геология рудных месторождений, 1975, № 4, с. 17—29.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 87 с.
- Бокштейн С. З. Строение и свойства металлических сплавов. М.: Металлургия, 1971. 496 с.
- Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1973. 184 с.
- Гегузин Я. Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М.: Наука, 1970. 180 с.
- Гегузин Я. Е., Кривоглаз М. А. Движение макроскопических включений в твердых телах. М.: Металлургия, 1971. 344 с.
- Гончаренко А. И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение. — Сов. геология, 1976, № 12, с. 75—86.
- Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1979. 275 с.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.
- Кутолин В. А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии. — Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 3—10.
- Кутолин В. А., Агафонов Л. В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных нодулей. — Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 3—13.
- Кутыев Ф. Ш. Металлогения нижней части земной коры и верхней мантии северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Магматизм и металлогения Дальневосточного региона. Владивосток, 1980, с. 80—91.
- Савельева Г. Н., Степанов С. С. Эволюция экзотитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). — Изв. АН СССР. Серия геол., 1979, № 2, с. 47—55.
- Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 295 с.
- Ярош П. Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита. — Зап. ВМО, 1980, ч. 109, вып. 1, с. 98—105.
- Anderson D. L. Chemical stratification of mantle. — J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B11, p. 6297—6298.
- Chapman Y. Dislocations in the deformation of olivine. — Amer. J. Sci., 1969, v. 267, № 7, p. 841—852.
- Goetze C., Kohlstedt D. L. Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine. — J. Geophys. Res., 1973, v. 78, p. 5961—5971.
- Green H. W., Radcliffe S. V. Fluid precipitates in rocks from the Earth's mantle. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, № 6, p. 845—852.
- Hoffman M. A., Walker D. Textural and chemical variations of olivine and chrome spinel in the East Dover ultramafic bodies, southcentral Vermont. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, № 5, p. 699—710.
- Waff H. S., Bulau J. R. Equilibrium fluid distribution in an ultramafic partial melt under hydrostatic stress conditions. — J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B11, p. 6109—6114.

ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ПЕТРОХИМИИ И ГЕОХИМИИ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Глубинные включения в кимберлитах одни исследователи рассматривают как обломки мантийного вещества, другие — как гломеропорфировые сростки (кумуляты). Вероятно, в обоих случаях особенности химического состава включений могут дать информацию о геохимической обстановке в местах генерации кимберлитовой магмы.

Петрохимические различия между глубинными включениями из различных частей Сибирской кимберлитовой провинции выявляются при ознакомлении со сводкой, опубликованной А. Д. Харьковским (1976). Если сравнить цифры, относящиеся к перидотитам (включая дуниты, оливиниты), отчетливо видна тенденция к снижению отношения $MgO/\Sigma FeO$ от трубки «Мир» (данные для средних составов в порядке возрастания, вес. %: 4,85; 5,15; 5,35; 5,36; 5,91; 5,94; 6,27) к трубке «Удачная» (4,29; 4,96; 5,25; 5,65) и далее к Нижне-Оленекскому району (4,35; 4,45; 5,78). Для перидотитов Нижне-Оленекского района характерны также повышенные концентрации титана, алюминия, кальция, натрия, фосфора. Содержание CaO возрастает в ряду, вес. %: трубка «Мир» (0,30; 0,45; 0,53; 0,57; 0,63; 0,77; 2,17) — трубка «Удачная» (0,62; 1,15; 1,64; 2,15) — Верхне-Мунский район (1,99; 2,93; 3,89%); K_2O — трубка «Мир» (0,07; 0,08; 0,10; 0,11; 0,11; 0,12; 0,12) — Верхне-Мунский район (0,10; 0,15; 0,20) — трубка «Удачная» (0,18; 0,18; 0,20; 0,29%); NiO — трубка «Удачная» (0,19; 0,19; 0,20; 0,20) — трубка «Мир» (0,18; 0,20; 0,21; 0,21; 0,23; 0,23; 0,24) — Верхняя Муна (0,20; 0,25; 0,26). К сожалению, силикатные анализы выполнялись в разных лабораториях, поэтому не исключены ошибки (рис. 1, 2).

Автором собрана и подготовлена для анализов коллекция глубинных включений (главным образом перидотитов, а также пироксенитов и эк-

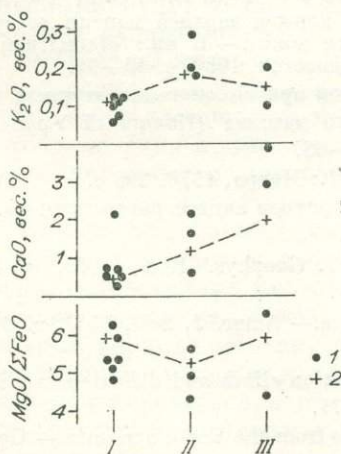


Рис. 1. Средние (по группам перидотитовых включений) отношения магния к общему железу, содержания кальция и калия для трубок «Мир» (I), «Удачная» (II) и Верхне-Мунского района (III) [Харьков, 1976].

1 — дуниты, 2 — перидотиты.

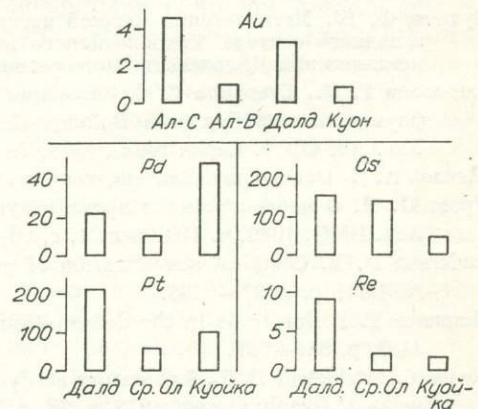


Рис. 2. Средние содержания Pt, Pd, Re, Os, Au в глубинных включениях из кимберлитов по отдельным районам (группам трубок), мг/т.

Далд — Далдыньское поле; Ср. Ол — Средне-Оленекский район; Куойка — Куойское поле; Ал-С — северная часть Алакатского поля; Ал-В — восточная часть Алакатского поля; Куонапский район.

логитов) из разных районов Сибирской кимберлитовой провинции. Критерием отбора был крупный размер включений, поскольку для некоторых видов анализа требовались большие навески (до 50 г). Соответственно в каждом районе (группе трубок, трубке) в коллекцию вошли наиболее распространенные, наиболее характерные образцы включений. Для образцов этой коллекции выполнен анализ на ряд малых и редких элементов. Все проводимые ниже сопоставления по отдельным элементам делаются по результатам, полученным в одной лаборатории, одним аналитиком. Предполагается, что если и допущены ошибки, то они имели систематический характер.

Большинство изученных образцов в той или иной степени серпентинизированы. При сопоставлении данных по свежим и измененным образцам закономерные различия не обнаружены. Вероятно, серпентинизация практически не сказывается на содержании редких и малых элементов, в частности золота, серебра, меди [Иванов и др., 1977], натрия, калия, рубидия [Илупин и др., 1979].

При обработке анализов обнаружено, что глубинные включения из отдельных районов, полей, групп трубок, иногда даже из отдельных трубок различаются по концентрациям ряда редких элементов. По единичным образцам наметились различия в содержании платины [Юшко-Захарова, Илупин, 1973] — 215 мг/т для Далдыно-Алакитского района (3 образца), 58 мг/т для Средне-Оленекского района (5 образцов), 102 мг/т для трубки «Обнаженная» (2 образца).

Более четкая картина выявлена для рения (рис. 3). Среднее его содержание в глубинных включениях южных полей провинции — 11 мг/т (11 образцов), в образцах из северных полей — менее 2,1 мг/т (13 образцов). Средняя концентрация осмия в глубинных включениях Далдынского поля — 0,16 г/т (4 образца), во включениях Чомурдахского поля — 0,143 г/т (5 образцов), в Куойском поле — 0,05 г/т (4 образца) [Илупин и др., 1975].

По содержанию золота различаются глубинные включения не только отдельных полей, но и некоторых групп кимберлитовых трубок. Относительно мало золота оказалось во включениях Куонапского района, восточной части Алакитского поля; повышены концентрации золота в образцах из северной части Алакитского и из Далдынского поля. Относительно богаты медью и обеднены серебром глубинные включения Чомурдахского поля, обратная картина — в образцах из трубок «Мир» и «Удачная». Повышенные концентрации серебра, свинца, цинка обнаружены в глубинных включениях Укукитского поля. Намечаются различия по величине отношения Au/Ag между гранатовыми перидотитами разных полей [Иванов и др., 1977]. Отношение K/Rb выше в глубинных включениях северных полей провинции по сравнению с образцами полей южных. Включения северных полей обогащены литием, хотя концентрация его может быть отчасти связана с серпентинизацией [Илупин и др., 1979].

По образцам перидотитов, проанализированных в ДВГИ [Геохимия..., 1980], снова обнаруживается разница между глубинными включениями отдель-

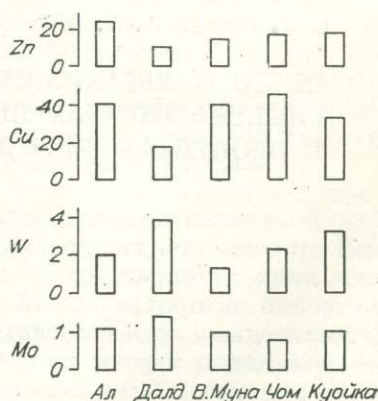


Рис. 3. Средние (г/т) содержания Mo, W, Cu и Zn в перидотитовых включениях из кимберлитов по отдельным районам.

Поля: Ал — Алакитское, Далд — Далдынское, Чом — Чомурдахское, Куойка — Куойское, В. Муна — Верхне-Мунский район. Анализы выполнены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР [Геохимия..., 1980].

Средние содержания элементов в перидотитах из кимберлитов разных полей Сибирской провинции, г/т

Поле, число образцов	Mo	W	Cu	Zn
Алаkitское, 25	1,1	2,1	41	24
Далдынское, 23	1,4	3,9	18	11
Верхне-Мунское, 10	1,0	1,4	40	15
Чомурдахское, 13	0,8	2,4	46	18
Куойское, 6	1,0	3,3	33	18

ных полей, в частности по содержаниям молибдена, вольфрама, меди, цинка (см. таблицу).

При обобщении цифрового материала вырисовывается картина незаконномерного чередования кимберлитовых полей (групп кимберлитовых тел) с повышенными и пониженными содержаниями отдельных элементов в глубинных включениях. Эти данные лучше всего согласуются с представлением об изначально неоднородной верхней мантии Земли [Сафронов, 1969].

Несомненный недочет исследований — ограниченное количество выполненных анализов. Для уверенных выводов необходимо накапливать более обширный аналитический материал. Соответствующие работы будут продолжены.

ЛИТЕРАТУРА

- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов/Говоров И. Н., Илупин И. П., Харьков А. Д. и др. М.: Наука, 1980. 330 с.
- Иванов В. В., Илупин И. П., Старожицкая М. И., Гроссе Ю. И. Распределение меди, серебра и золота в глубинных включениях и кимберлитах Якутии. — Геохимия, 1977, № 7, с. 1038—1051.
- Илупин И. П., Иванов В. В., Миллер А. Д. Рений и осмий в кимберлитах Якутии. — Геохимия, 1975, № 6, с. 933—936.
- Илупин И. П., Никитин Б. М., Павленко А. С., Пополитов Э. И. Щелочи в глубинных включениях из кимберлитов Якутии. — Геохимия, 1979, № 9, с. 1281—1287.
- Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
- Харьков А. Д. Минералого-геохимические особенности включений мантийных пород в кимберлитах Якутии и их связь с алмазоносностью. — Геохимия, 1976, № 7, с. 983—996.
- Юшко-Захарова О. Е., Илупин И. П. Распространение платины и палладия в мантийных включениях из кимберлитов и некоторые вопросы глубинного фракционирования этих элементов. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5, с. 1213—1215.

С. А. ЩЕКА, А. А. ВРЖОСЕК, В. Л. ИВАНОВА, А. Г. ПЯТКОВ

МЕСТО И ВРЕМЯ ПОЯВЛЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПРОЦЕССАХ БАЗАЛЬТОИДНОГО ВУЛКАНИЗМА

Большинство исследователей, считая включения обломками глубинного вещества, не уделяют должного внимания тому, что они появляются лишь на определенной стадии деятельности каждой вулканической постройки и приурочены к строго определенной магматической фазе. Действительно, если согласиться с этой концепцией, то нужно признать, что включения играют роль обычных ксенолитов и должны выноситься к поверхности любыми магмами и на любом этапе вулканической деятель-

ности. Однако хорошо известно [Щека, 1978a], что рассматриваемые включения локализованы исключительно в поздних жерловых — экструзивных и пирокластических — фациях вулканов. Причину этой взаимосвязи можно видеть в специфике механизма транспортировки включений к поверхности [Щека, Нарнов, 1975] вязкими порциями лавы или эксплозиями. Однако при размерах твердых частиц разной плотности менее 5 см скорости погружения в расплаве соизмеримы в пределах реальных вариаций вязкости природных расплавов. Поэтому трудно объяснить отсутствие гипербазитовых включений или их фрагментов в ранних потоках базальтовых лав, где часто обнаруживаются фрагменты пород фундамента.

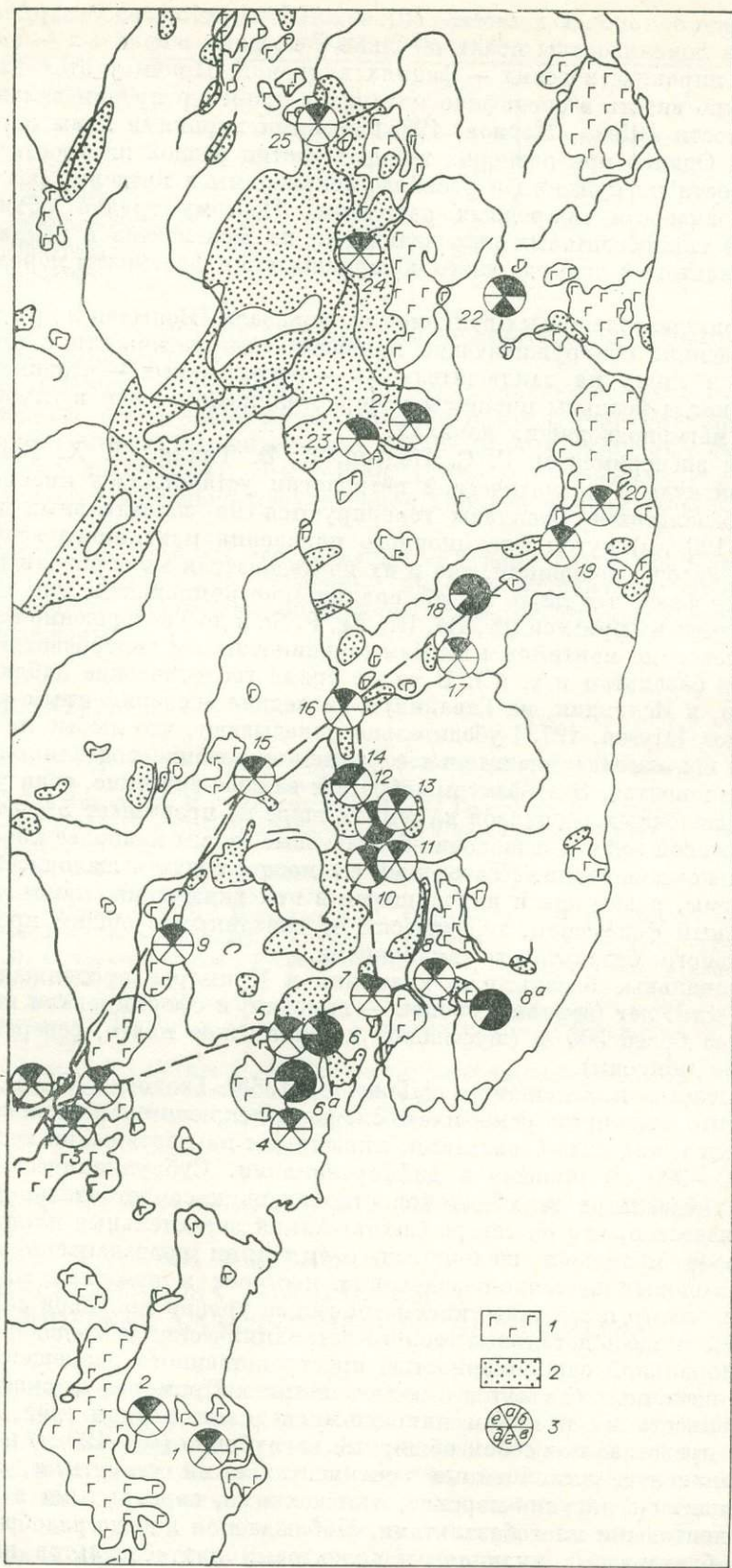
На примере толеитовых вулканов мы показали [Волынец и др., 1978], что включения, обнаруживающие признаки сингенетичности с лавами, появляются лишь на заключительных — регрессивных — стадиях магматизма, когда реальны процессы раскристаллизации магм в глубинных очагах и магмоподводящих каналах.

После экспериментов Г. С. Иодера, К. Э. Тилли, Д. Х. Грина и А. Е. Рингвуда в магматической петрологии установилось мнение, что щелочно-базальтовые расплавы генерируются на значительных глубинах (50—100 км) путем фракционного плавления мантийного вещества. Как сами авторы концепции, так и их последователи не обратили внимания на тот факт, что такие сугубо силикатные компоненты, как щелочи и когерентные им примеси (Sr, Ba, Rb, Zr, F, Sn и др.) совершенно не свойственны заведомо мантийным магмам (альпинотипным гипербазитам, океаническим базальтам и т. п.). В то же время геологические наблюдения (например, в Исландии, на Гавайях) и последние эксперименты с участием флюидов [Mysen, 1975] убедительно показывают, что любые по составу магмы испытывают значительное фракционирование под влиянием летучих компонентов. Этот факт приобретает важное значение, если учесть, что доля щелочных расплавов на земном шаре не превышает 5% от объема базальтовой магмы, а щелочно-базальтовые магмы наиболее насыщены летучими компонентами. Поэтому мы не можем считать щелочно-базальтовые магмы, равно как и находящиеся в них включения, каким-то исключительным феноменом, генетически не связанным с общим процессом регионального базальтового вулканизма.

Региональные базальтовые излияния в Приморье продолжались не менее 10 млн. лет (верхний миоцен — плиоцен) и сформировали покровы мощностью более 300 м (шуганское и шкотовское плато, северосихотэ-алинские покровы).

Некоторые исследователи [Денисов, 1965; Геология СССР, 1969] считали, что южноприморские плато сложены исключительно толеитовыми базальтами и андезито-базальтами, лишенными на протяжении всего разреза (200—300 м) признаков дифференциации. Субвулканические тела щелочных базальтов этих районов относились к самостоятельной фазе. Однако известно, что на севере Сихотэ-Алиня значительные площади заняты более молодыми щелочными излияниями совгаваньской свиты. Обилие молодых щелочно-базальтовых построек в пределах толеит-базальтовых плато и высокие гипсометрические уровни покровов заставили нас провести здесь детальные геолого-петрохимические исследования.

Региональной закономерностью пространственного размещения проявлений щелочных базальтов с включениями в Приморье служит четкая приуроченность их к краям плиоцен-миоценовых впадин (рис. 1). Эти впадины представляют собой обширные неглубокие (40—120 м) погружения фундамента, выполненные континентальными углистыми, местами переходящими в лагунно-морские, отложениями, перекрытыми в верхней части толеитовыми платобазальтами. Наблюдаемая иногда разобщенность щелочно-базальтовых вулканов и толеитовых платобазальтов породила



мнение об их автономности и независимости. Детальное картирование отдельных построек, проведенное авторами, показало, однако, что щелочные расплавы появляются на заключительном этапе длительной эволюции толеитовой магмы, сформировавшей платобазальты. Для подтверждения этого вывода приведем описание наиболее изученных вулканических построек.

Молодые щелочно-базальтовые вулканические аппараты широко распространены в пределах обширного Шкотовского плато, сложенного мощным покровом толеитовых базальтов. Они в основном сосредоточены в междуречье рек Партизанской и Арсеньевки, т. е. в верхних частях Шкотовского плато. Здесь они представлены как шлаковыми постройками (в 7 км севернее с. Молчановка, у моста через р. Партизанская), так и отдельными автономными экструзиями (верховья кл. Тигрового, левого притока р. Арсеньевка, в 4 км южнее с. Веселого). Наиболее детально изучен вулкан Подгелбаночный, располагающийся в верховье одноименного ключа, притока кл. Караульного, впадающего в 3 км южнее с. Веселое в р. Арсеньевка. Вулкан — наиболее полно сохранившаяся долгоживущая постройка, позволяющая решить ряд кардинальных проблем эволюции базальтовой магмы и генезиса гипербазитовых включений.

Вулкан расположен в поле толеитовых платобазальтов, в 120 м гипсометрически выше подошвы плато и в 80 м ниже его кровли. Судя по замерам в обнажениях, покров платобазальтов в этом районе слабо (10—12°) наклонен на юг. В основании покрова вскрываются миоцен-плиоценовые галечники, пески, глины, лигниты. Консолидированным фундаментом вулкана является красноцветная толща девона, о чем можно судить по многочисленным ксенолитам аркозовых песчаников в пирокластике вулкана. Единичные находки ксенолитов эцлогитизированных гиперстеновых гранулитов позволяют уверенно фиксировать присутствие на глубине докембрийского фундамента.

В плане вулканический аппарат представляет собой обширную кальдерообразную депрессию (рис. 2) около 1 км в поперечнике. Несмотря на то, что кальдера находится на водоразделе, большая часть ее заболочена и коренные породы вскрываются только по кл. Подгелбаночному. В основании кальдеры залегает маломощный покров (5 м) толеитовых базальтов, обогащенных фено- и ксенокристаллами оливина, но несущих также и реликты ортопироксена, окруженные мощной реакционной оболочкой клинопироксена. По периметру кальдеры в узкой полосе делювия (около 20 м) начинают преобладать пористые, пеноподобные оливин-клинопироксеновые базальты с гипербазитовыми включениями. Непосредственно к этой оторочке примыкает площадь, занятая многотонными глыбами лерцолитов, насыщенных прожилками базальтов, подобных разновидностям из оторочки. Это уникальное явление, поскольку максимальный размер известных ранее лерцолитовых включений не превышает 30 см в поперечнике. Площадь распространения глыб в делювии более 2500 м². Ввиду интенсивной поверхностной эрозии глыбы (2×5 м) окружены мощным ореолом элювия, поэтому их взаимоотношения с вмещающими базальтами не ясны.

Рис. 1. Распространение неоген-четвертичных базальтов в Приморье.

1 — платобазальты; 2 — миоцен-плиоценовые впадины; 3 — щелочно-базальтовые вулканы и массивы. В кружках показан петрографический состав включений: а — лерцолиты (перидотиты), б — пироксениты, в — габброиды, г — гранитоиды, д — метаморфические породы, е — осадочные породы. Цифры на схеме — массивы: 1 — Менченский, 2 — Содусинский, 3 — Верхне-Муданцзянский, 4 — Нарвский, 5 — Боевский, 6 — Борисовский, 6а — Сандуганский, 7 — Меркушевский, 8 — Подгелбаночный, 8а — Старикова, 9 — Верхне-Раздольинский, 10 — Свягинский, 11 — Антоновский, 12 — Медвежий и Кировские, 13 — Еленовский, 14 — Лесозаводский, 15 — Нижне-Мулихинский, 16 — Сальский, 17 — Вострецовские, 18 — Восток-2, 19 — Зевский, 20 — Верхне-Бикинский, 21 — Дурминский, 22 — Анойские, 23 — Святогорский, 24 — Синдинский, 25 — Болоньский.

Пунктир — зоны разломов.

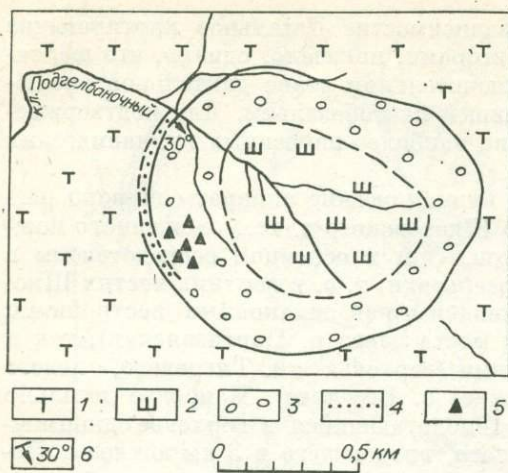


Рис. 2. Геологическая схема Подгелбаночного вулкана.

1 — толеитовые платобазальты; 2 — экструзивные щелочные базальты; 3 — эруптивные брекчии; 4 — пористые базальты; 5 — глыбы перцолитов; 6 — элементы залегания.

Особенностью глыб служит густая сеть тонких (1—10 мм) прожилков мелкопористого базальта (рис. 3), доля которых составляет 5—15% от массы перцолита. Изменения и перекристаллизация на контакте перцолита и базальта незначительны. Это позволяет считать, что базальтовый расплав пересекает крупные глыбы перцолита, хотя в ряде случаев уста-

навливается и автономность мелких включений перцолита. По петрографии и составу минералов перцолиты — обычный для Приморья тип. В то же время инъецирующие базальты представляют собой своеобразную породу, состоящую из микролитов титан-авгита, магнетита и плагиоклаза (Ап 42—48), промежутки между ними — округлые поры, объем которых может достигать 40%. Стекло обычно отсутствует или выстилает тончайшей пленкой оболочку пор. На нижний покров базальтов согласно ложится слой своеобразных туфобрекчий, переслаивающихся с туфогравелитами, несущими признаки отложения в кальдерном озере. Среди обломков в брекчиях преобладают разнообразные толеитовые базальты — от мелких (2—3 см) полигональных фрагментов вспученного стекла до крупных (15×20 см) пористых глыб, подобных отмечавшимся в краевой оторочке. Реже встречаются обломки пористых базальтов с гипербазитовыми включениями и крупные мегакристаллы санидина, шпинели, магнетита. Монолитные (экструзивные) щелочные базальты с включениями не обнаружены.

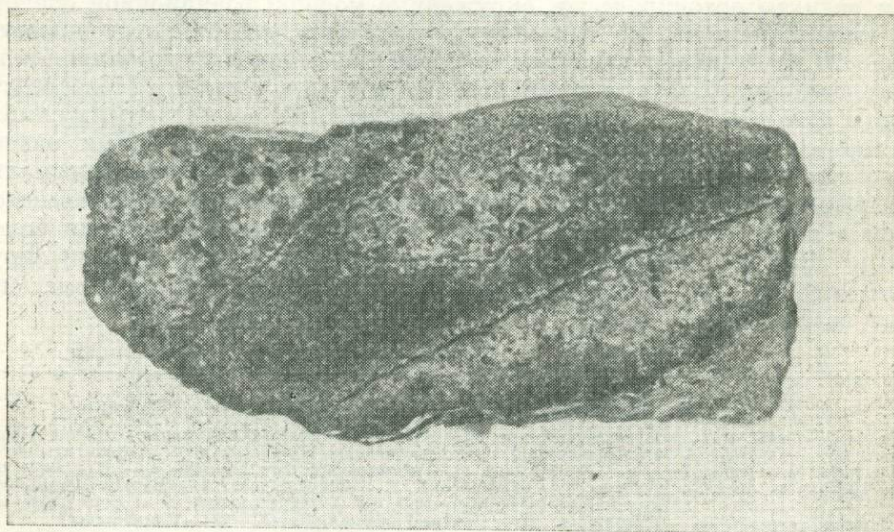


Рис. 3. Глыба перцолита, инъецированная базальтом. Полированный штуф, 1/10 натур. вел.

Туфобрекчии прорываются экструзией монолитного щелочного базальта, занимающей центр кальдеры. Край экструзии (около 15 м) сложен существенно стекловатыми свежими щелочными базальтами с крупными гнездами галлуазита и цеолитов. Это указывает на резкую закалку магмы в контакте с водой, поскольку во всех наблюдавшихся ранее экструзиях щелочной базальт представлен раскристаллизованной разностью. Стекловатая оторочка сменяется зоной (около 1 м) своеобразных, присущих всем известным экструзиям Приморья скорлуповатых щелочных базальтов, обогащенных крупными (до 30 см в поперечнике) лерцолитовыми включениями. Своеобразие текстуры этой зоны базальтов, очевидно, обусловлено движением достаточно охлажденной у контакта вязкой магмы, обогащенной (до 20%) твердыми обломками. Основное тело экструзии сложено однообразными монолитными щелочными базальтами, которые равномерно насыщены мелкими (3×5 см) включениями лерцолитов. Особенностью всех пород Подгелбаночного вулкана является отсутствие каких-либо признаков гидротермальной переработки.

Из других вулканических аппаратов вблизи Подгелбаночного вулкана представляют интерес экструзии кл. Тигрового. Они приурочены к верхней части Шкотовского плато и служат переходной от толеитов к щелочным базальтам разностью. Верхняя часть покрова плато здесь сложена своеобразными щелочными лавами, насыщенными крупными мегакристаллами плагиоклаза. Породы экструзий представлены тонкозернистыми раскристаллизованными калишпат-плагиоклазовыми базальтами с фрагментами гипербазитовых включений. В краевых вспученных участках появляются крупные (5—20 мм) кристаллы плагиоклаза.

Для установления основных закономерностей петрохимической эволюции базальтоидной магмы в Приморье в верховьях р. Арсеньевка (плато Гелбан, гора Обрубленная) был опробован разрез базальтов около 270 м по вертикали. Кроме того, использован разрез (около 240 м), пробуренный геологами ПТГУ у с. Шкотово и вскрывший основание Шкотовского плато на самом низком гипсометрическом уровне (40—50 м над уровнем Уссурийского залива). Химические анализы (см. таблицу) показывают, что на протяжении около 240 м базальты представлены однообразными насыщенными (гиперстеновыми) толеитами, лишенными признаков дифференциации (цикл 1). Дальнейшая петрохимическая эволюция магматиз-

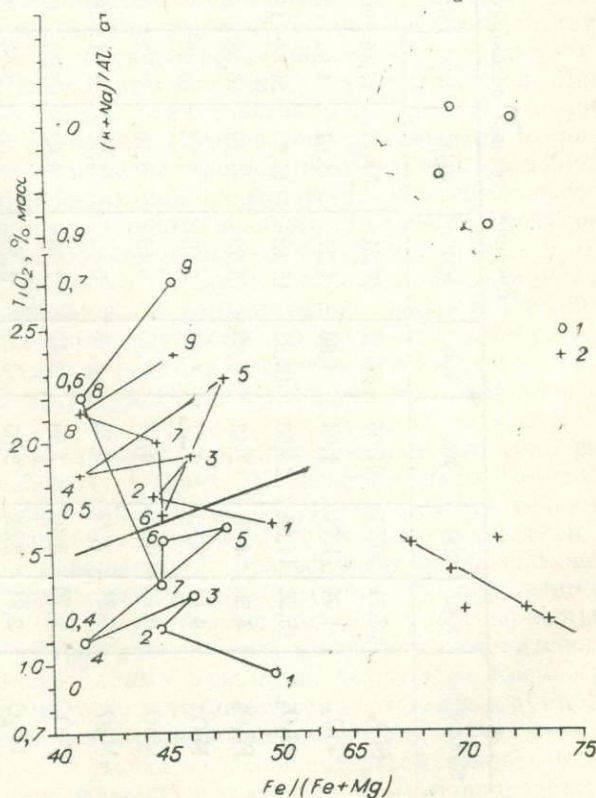


Рис. 4. Диаграмма щелочности, титанистости и железистости базальтов в разрезе Шкотовского плато (от подошвы (1) к кровле (9)). 1 — агпайтность, 2 — титанистость.

Средние составы основных типов базальтов Приморья

Компонент	1(32)	2(4)	3(5)	4(3)	5(5)	6(4)	7(11)	8(15)	9(5)	10(42)	11(93)	12(5)	13(1)	14(3)	15(17)
SiO ₂	53,71	50,27	54,05	47,41	49,21	51,77	47,44	46,29	46,89	46,63	43,66	52,24	50,76	46,03	46,85
TiO ₂	1,61	1,74	1,93	1,86	1,27	1,67	1,99	2,13	2,38	2,05	1,99	1,17	2,12	2,20	2,12
Al ₂ O ₃	15,22	14,06	14,50	13,83	15,42	14,92	14,84	15,00	15,83	14,70	13,78	20,10	19,60	14,97	14,57
Fe ₂ O ₃	4,50	4,18	3,42	6,38	3,99	3,19	6,58	5,29	4,30	4,47	5,60	He обн.		4,23	3,51
FeO	6,17	6,92	6,77	5,35	7,18	7,32	5,22	6,42	7,17	6,28	7,36	4,19	8,23	7,24	8,64
MnO	0,15	0,16	0,12	0,15	0,15	0,16	0,23	0,21	0,22	0,23	0,20	0,10	0,18	0,09	0,10
MgO	5,81	7,42	6,42	8,79	6,63	7,02	7,71	8,85	7,41	8,44	9,76	1,00	2,41	8,42	9,09
CaO	7,70	8,40	7,59	8,42	7,98	8,02	7,14	6,83	7,25	7,75	9,58	1,63	5,66	7,33	7,30
Na ₂ O	2,81	2,65	3,05	2,28	3,55	3,38	2,66	3,81	4,72	3,84	3,66	8,27	4,44	2,43	3,81
K ₂ O	0,65	1,03	1,05	1,40	1,42	1,30	1,85	2,57	3,13	2,55	1,84	6,55	5,10	2,63	1,42
П. п. п.	1,84	1,85	0,87	2,52	1,40	0,80	3,31	2,24	0,41			He опр.		2,06	0,99
H ₂ O ⁻	0,39	1,64	He опр.	1,60	He опр.		1,24	0,47	0,08		» »			1,80	1,08
f	49,7	44,7	46,2	41,4	47,7	44,9	44,8	41,4	45,5	40,8	41,6	71,5	65,7	42,4	42,1
A	0,35	0,38	0,42	0,38	0,48	0,47	0,43	0,60	0,70	0,62	0,58	1,03	0,65	0,46	0,55

Примечание. 1—9 — разрез Шкотовского плато от подошвы к кровле; 10, 11 — соответственно калиевые и натриевые разности из вулканов Приморья; 12 — ликвационные и 13 — закалочные стекла; 14, 15 — базальты Северного Сихота-Алиня [Никольский, 1970].

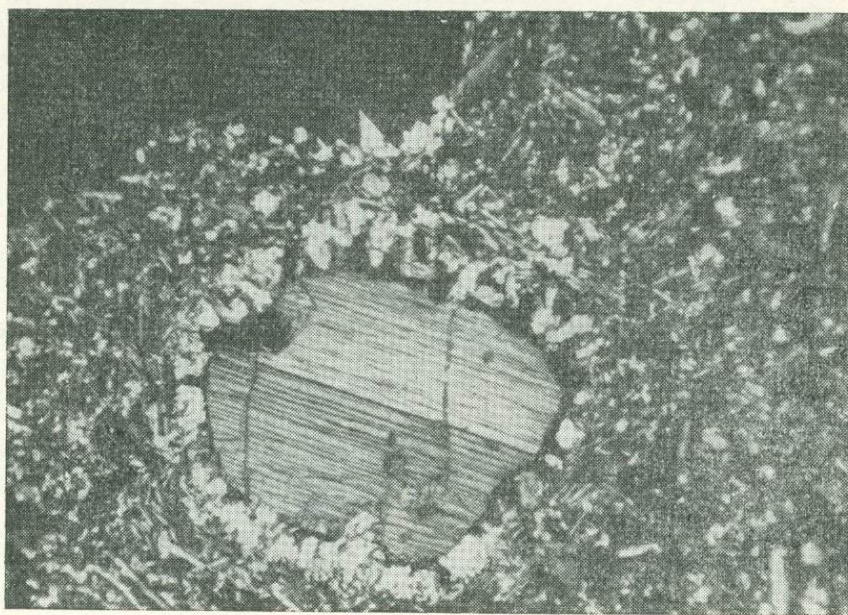


Рис. 5. Реакционная оторочка клинопироксена и оливина вокруг фенокриста гиперстена. Ник. +. Ув. 40.

ма отчетливо видна на диаграмме корреляции щелочности и титанистости пород с железистостью (рис. 4).

Для цикла 1 характерен толеитовый тренд $f - Ti$. Затем наблюдается падение железистости пород с ростом титанистости, т. е. щелочной тренд (цикл 2). Петрографически это выражается в появлении в базальтах оливина. В дальнейшем на фоне щелочного тренда наблюдается чередование порций с промежуточными значениями щелочности и титанистости. Петрографической особенностью пород этих циклов является чередование оливин-клинопироксеновых разностей с гиперстенсодержащими. В последних реликты гиперстена окружены мощной реакционной оторочкой клинопироксена (рис. 5). В поздних циклах гиперстен исчезает и преобладают богатые плагиоклазом оливиновые разности. Венчают разрез своеобразные щелочные мегаплагиофировые лавы и экструзии (циклы 5, 6), обогащенные (до 40—50%) крупными (до 2 см) мегакристами плагиоклаза (рис. 6). Такие же лавы встречаются в верхних частях разреза платобазальтов и в Северном Сихотэ-Алине. Существенно плагиоклазовый состав базальтов, появление керсутита и реакция расплава с гиперстеном указывают на ощелачивание и обогащение водой первично толеитового расплава.

Деятельность щелочно-базальтовых построек центрального типа начинается с подщелоченных базальтов (цикл 7), представленных пористыми разностями или взрывными брекчиями. Показанные в таблице содержания щелочей, по-видимому, занижены из-за выноса щелочей с летучими при фреатических извержениях. Эти вспученные образования прорываются экструзией щелочных базальтов (цикл 8), окруженной стекловатой оторочкой (цикл 9). На диаграмме (см. рис. 4) обособленную группу составляют точки составов каплевидных выделений фанолитового стекла в основной массе экструзивных базальтов. Отсутствие промежуточных по щелочности, железистости и титанистости составов между стеклами и экструзивными базальтами и резкая разница в составе этих стекол и закалочного стекла экструзии (точка 9) позволяет рассматривать их в качестве продуктов ликвации щелочного базальта в магмоподводящем

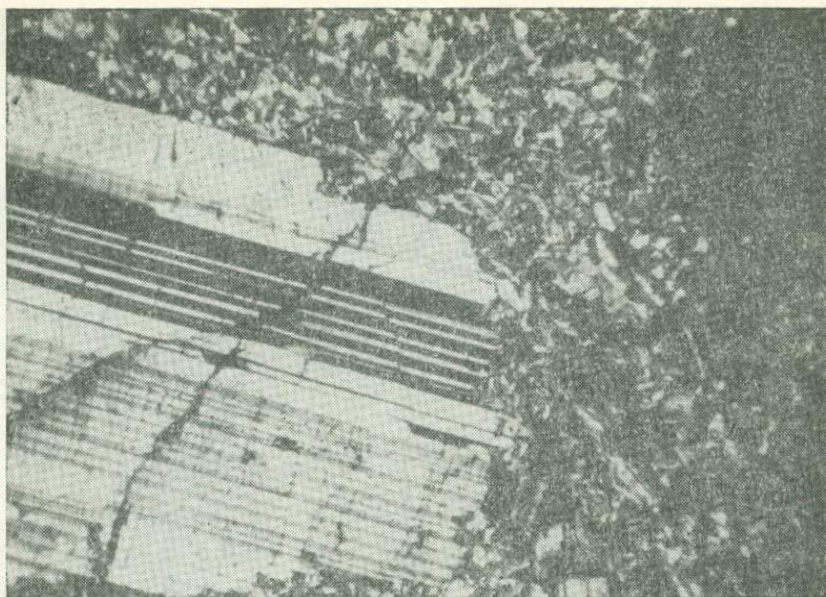


Рис. 6. Мегакристаллический базальт. Ник. +. Ув. 40.

канале. Убедительные доказательства этого приведены нами ранее [Щека, 19786] и могут быть наглядно продемонстрированы в шлифах (рис. 7). Не исключено, что на более поздних стадиях деятельности Подгелбаночного вулкана могли появиться и самостоятельные фанолит-трахитовые излияния, подобные современному вулкану Пектусан в КНДР.

Анализ эволюции состава пород Шкотовского плато показывает, что при его формировании от верхнего миоцена до нижнечетвертичного времени наблюдается постепенное ощелачивание насыщенной толеитовой

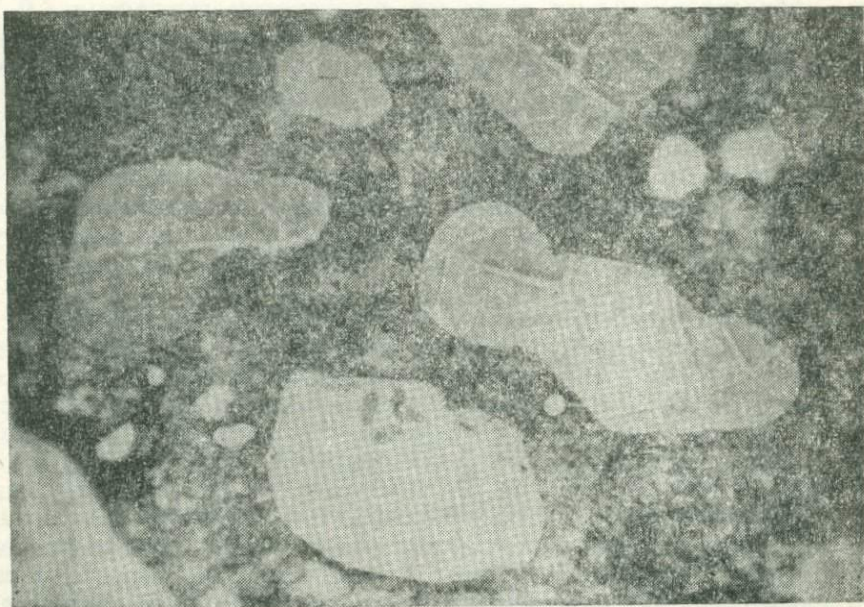


Рис. 7. «Капли» фанолитового стекла в стекловатом щелочном базальте. Ник. II. Ув. 40.

магмы и переход ее в оливин-нефелин(лейцит)-нормативную. При этом идет интенсивное обогащение ее калием, достигающее максимума в самых поздних порциях расплава — стеклах. Сравнение составов базальтов различных районов Приморья (см. таблицу) приводит к выводу, что в Южном Приморье в разрезе базальтовых плато присутствуют покровы — возрастной и геохимический аналог регионально развитых покровов щелочных базальтов, относимых к совгаваньской свите, объем которой на севере несколько больше, чем на юге.

Наблюдения показывают, что гипербазитовые включения, при общей обогащенности ими экструзивных базальтов, начинают появляться на стадии ощелачивания толеитовых базальтов. Первые фрагменты кристаллов магнезиального оливина, пироксенов и хромовой шпинели наблюдаются в покровных оливин-клинопироксеновых базальтах, сумма щелочей в которых не превышает 3,5%. При этом фенокристы и микролиты оливина и широксена по железистости на 7—12% отличаются от ксенокристов, что позволяет надежно их различать. В вулканических постройках включения присутствуют во всех фазах, начиная от самых ранних, переходных от толеитов к щелочным разностям. Наиболее крупные (весом в несколько тонн) глыбы включений обнаружены в самых газонасыщенных пористых базальтах, составляющих внешнюю оторочку экструзии. В самой экструзии включения сгущаются и размер их достигает максимума в краевых частях. В пределах экструзии включения распределены довольно равномерно и представлены мелкими (3—5 см) обломками.

Таким образом, установлено, что щелочные базальты в Приморье появляются как конечный дифференциат крупных объемов толеит-базальтовой магмы. Щелочные дифференциаты не превышают 8—10% объема неогеновых излияний, что позволяет связывать их появление с падением температуры долгоживущих глубинных очагов и возрастанием роли промежуточных очагов. Можно предполагать, что падение температуры в глубинных очагах (с затуханием вулканической деятельности) и возникновение промежуточных очагов сопровождаются окислением толеитовых метаново-водородных флюидов до углекисловодных, что, по существующим представлениям [Muyser, 1975], должно вызывать ощелачивание толеитовой магмы. Появление гипербазитовых включений именно на регрессивном этапе вулканизма — одно из убедительных свидетельств генетической связи включений с процессами глубинной кристаллизации базальтовой магмы. Иными словами, щелочные базальты и находящиеся в них включения нужно рассматривать не как автономные образования больших глубин, а как окисленные и ощелоченные конечные порции толеит-базальтовой магмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Волынец О. Н., Щека С. А., Дубик Ю. М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 124—167.
- Геология СССР. Т. XXXII. М.: Недра, 1969. 695 с.
- Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток: Изд-во ДВФ АН СССР, 1965. 82 с.
- Никольский Н. С., Никольская И. Н. Химизм и особенности кристаллизации базальтоидов хребта Мяо-Чан. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: Изд-во ДВФ АН СССР, 1970, с. 107—109.
- Щека С. А. Некоторые аспекты проблемы генезиса включений в вулканитах островных дуг. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978а, с. 5—35.
- Щека С. А. О явлениях ликвации базальтовых расплавов. — Докл. АН СССР, 1978б, т. 238, № 3, с. 691—694.

- Щека С. А., Нарнов Б. А. О возможности транспортировки ультраосновных ксенолитов базальтоидными магмами. — В кн.: Геохимия и методы исследования минерального сырья Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 54—70.
- Mysen B. O. Solubility of volatiles in silicate melts at high pressure and temperature: the role of carbon dioxide and water in feld-spar, pyroxene and feldspatoid melts. — Carn. Inst. Year Book, 1974—1975. Washington, 1975, p. 454—468.

Ф. П. ЛЕСНОВ

КСЕНОЛИТЫ ГИПЕРБАЗИТОВ В ГАББРОИДАХ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ПОЛИГЕННЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ

Ксенолиты представляют собой важнейший признак для установления одновременности формирования пород в различных магматических процессах. В литературе по петрологии гранитов этому вопросу уделялось много внимания. Установлено [Питчер, 1972], в частности, что гранитоидные магмы в зависимости от конкретных условий внедрения и кристаллизации могут захватывать и в той или иной мере перерабатывать ксенолиты вмещающих их более древних пород — вулканогенных, терригенных, метаморфических, интрузивных. Нередко граниты содержат ксенолиты ранее внедрившихся габброидов. Форма и размеры ксенолитов меняются в широких пределах, меняется и характер их границ — от очень резких до постепенных. Некоторые ксенолиты полностью ассимилируются либо остаются в гранитной матрице в виде «теней».

В последние годы весьма детально и с разных точек зрения изучаются ксенолиты различных пород, находящиеся в излившихся базальтоидах и кимберлитах. Однако очень мало внимания исследователи уделяли изучению ксенолитов ультраосновных пород, которые наряду с ксенолитами вулканитов, метаморфитов и осадочных пород распространены в составе сложных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Вместе с тем изучение этих ксенолитов имеет принципиальное значение при петрологических исследованиях таких плутонов. Попытаемся несколько восполнить этот пробел.

Ксенолиты ультраосновных пород, находящиеся среди габброидов, мы изучали в сложных базит-гипербазитовых плутонах Забайкалья, о-ва Сахалин, Монголии и других районов [Леснов, 1972, 1976, 1979; Леснов, Агафонов, 1980; Пинус и др., 1979; Слодкевич, Леснов, 1976]. Известны подобные ксенолиты и в других сложных базит-гипербазитовых плутонах [Докучаева, 1978; Чернышов, Дмитренко, 1979; Михайлов и др., 1980]. Наблюдения показывают, что эти ксенолиты могут существенно отличаться размерами, формой, петрографическим составом, характером границ и другими признаками. В одних случаях их ксеногенная природа не вызывает сомнения, в других решение этого вопроса оказывается более сложным. Труднее всего установить характер взаимоотношений между телами ультраосновных и габброидных пород в том случае, когда форма их пластинообразная, а переходы между ними постепенные. Если же очертания тел гипербазитов, заключенных в габбро, угловатые, границы резкие и состав по отношению к габбро контрастный, то они надежно интерпретируются как ксенолиты, и в таком случае можно сделать вывод о том, что габброиды кристаллизовались после того, как гипербазиты в виде твердого тела уже существовали в пределах рамы магматической камеры габброидов. Такими отчетливыми признаками обладают ксенолиты гипербазитов, находящиеся в составе относительно мало-глубинных габброидных интрузивов. Сами ксенолиты в таких плутонах

имеют преимущественно состав апоперидотитовых или аподунитовых серпентинитов или их слабо серпентинизированных разностей, которые идентичны породам из расположенных в тех же зонах автономных массивов альпинотипных гипербазитов.

При изучении сложных базит-гипербазитовых плутонов, которые, судя по комплексу геологических признаков, формировались на различных глубинах, установлено, что по мере увеличения глубины становления габброидных интрузивов границы содержащихся в них ксенолитов гипербазитов становятся все менее резкими, вплоть до очень постепенных переходов. При этом усложняется минеральный и химический состав ксенолитов. Такое изменение характера границ ксенолитов гипербазитов, а также их состава правомерно рассматривать как результат сложного, длительного и интенсивного воздействия базальтоидного расплава на твердое гипербазитовое вещество. В ходе процесса подвергается изменению не только состав ксенолитов, но и состав контактирующего с ними расплава. Последний обогащается компонентами ультраосновной породы, вследствие чего из него кристаллизуются гибридные меланократовые породы, обогащенные оливином и пироксенами.

В свете сказанного становятся более понятными причины, вследствие которых ксенолиты гипербазитов, находящиеся в составе глубинных плутонов, отличаются нерезкими границами и округленными, сглаженными формами. Они часто напоминают шпирь или линзы с плавно уменьшающейся мощностью. Некоторые из таких линз и их серии имеют значительную протяженность при малой мощности и поэтому напоминают пласты. Состав крупных ксенолитов в глубинных плутонах постепенно меняется от периферии к центру. В то же время ксенолиты небольшого размера обычно зональны. Во внутренних зонах ксенолитов иногда сохраняются реликты первичных пород — серпентинизированных перидотитов или серпентинитов, слагавших интродуцированную габброидами протрузию альпинотипных гипербазитов (рис. 1). Внешние зоны крупных ксенолитов могут быть образованы пироксеновыми, оливин-пироксеновыми, плагиоклаз-оливиновыми и более сложными парагенезисами. Многократная перемежаемость линзо- и пластообразных ксенолитов гипер-

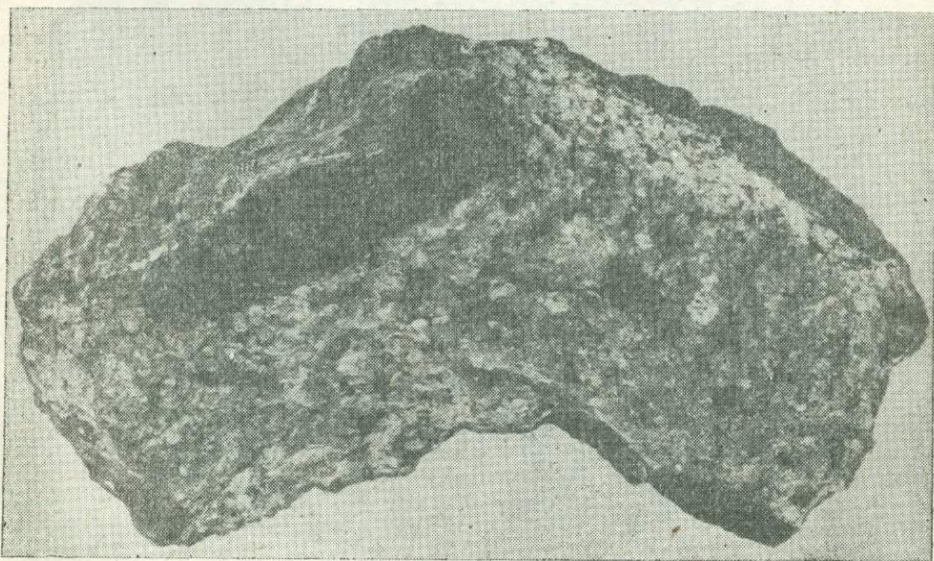


Рис. 1. Реликтовые участки серпентинита (черное), заключенные в крупнозернистом пироксените из центральной части гипербазитового ксенолита в габбро. Наранский плутон, Монголия, 0,9 натур. вел.

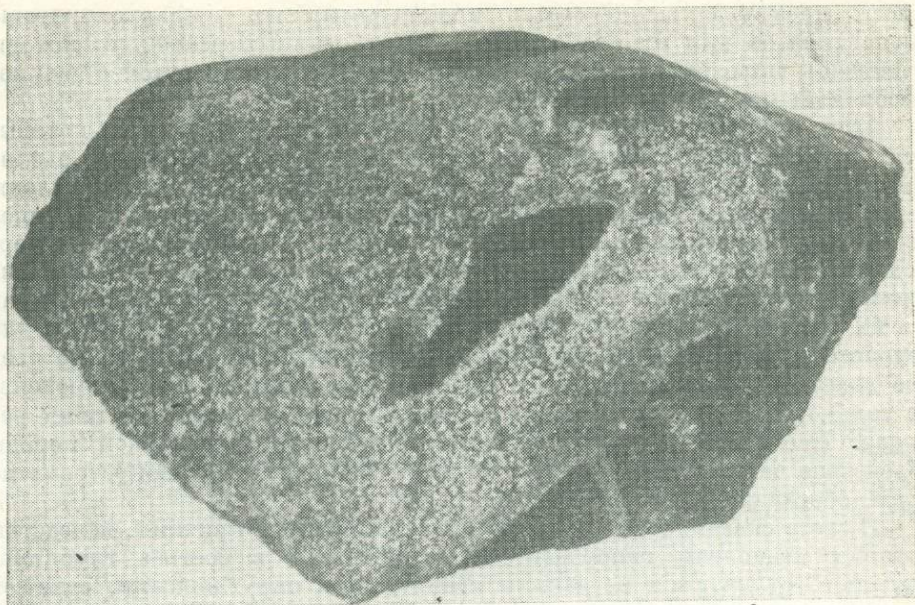


Рис. 2. Остроугольные ксенолиты серпентинита в габбро. Наранский плутон, Монголия. Натур. вел.

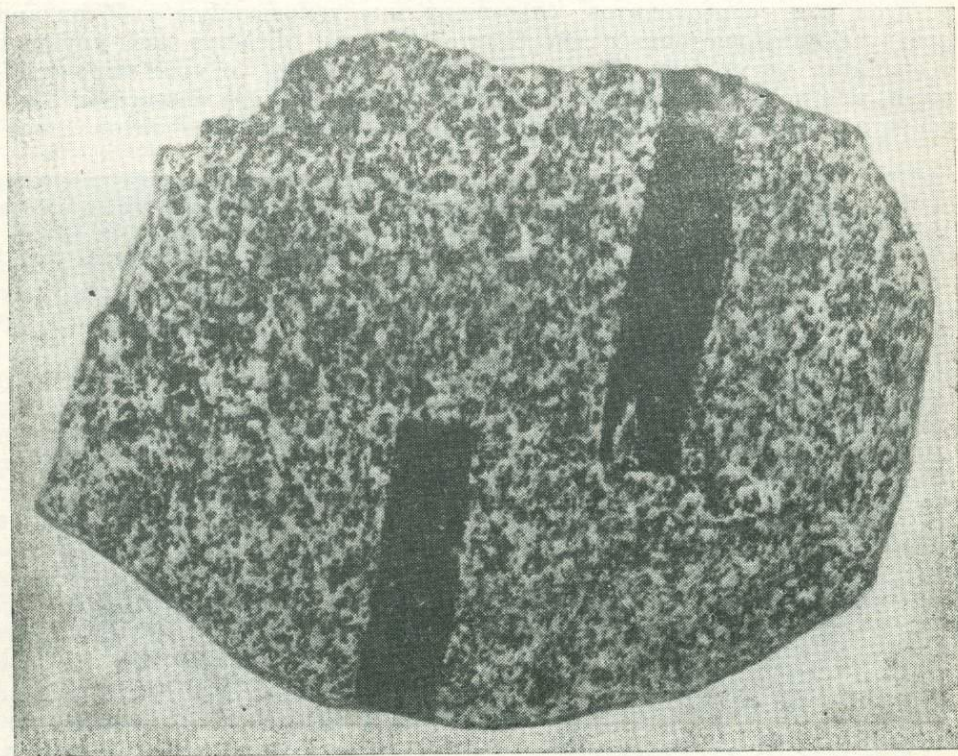


Рис. 3. Плитчатый ксенолит амфиболизированного пироксенита (горнблендита) в габбро. Ксенолит осложнен микробросом. Юрчикский плутон, Камчатка, 0,5 натур. вел.

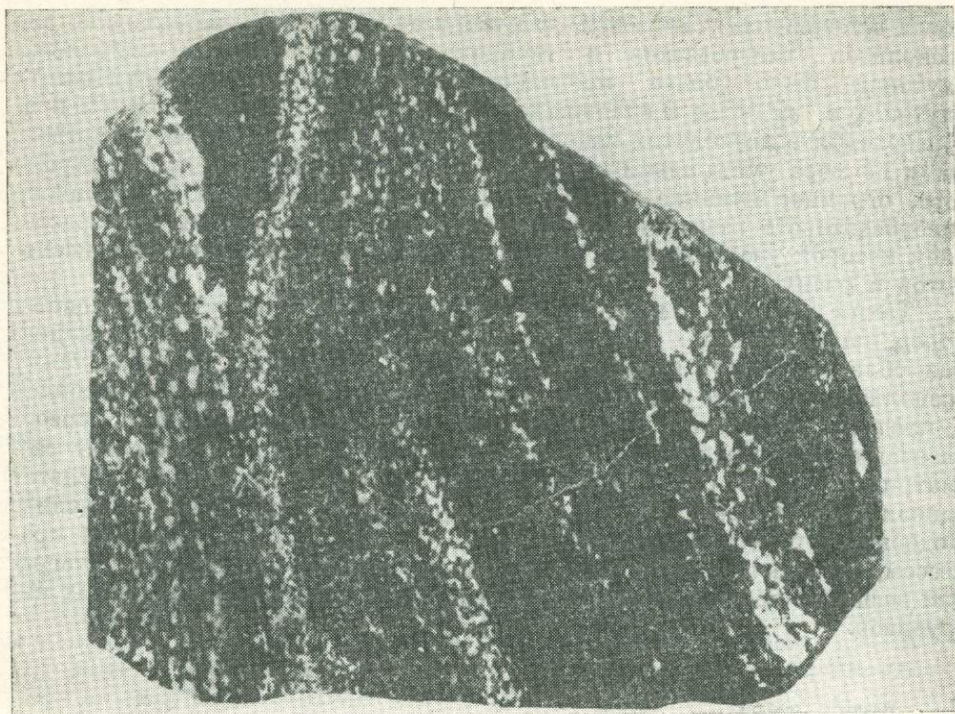


Рис. 4. Линзовидные ксенолиты серпентинита в полосчатом гибридном габбро. Безрезовский pluton, Сахалин, 0,8 натур. вел.

базитов, располагающихся субпараллельно в матрице гибридной габброидной породы, обуславливает полосчатую текстуру пород, возникающих на контакте тел гипербазитов и прорывающих их габброидных интрузивов.

На текстуру пород, возникающих в процессе преобразования гипербазитов габброидной магмой, существенное влияние оказали размеры и форма отдельных блоков ультраосновного вещества, попадающего в магму, что, в свою очередь, определялось особенностями и интенсивностью процессов динамометаморфизма, которому гипербазиты подверглись до внедрения габброидной магмы. Форма гипербазитовых блоков была либо неправильной, угловатой (рис. 2), либо тонко- или толсто-плитчатой (рис. 3), либо линзовидной (рис. 4). Попадая в магму, такие гипербазитовые блоки в той или иной мере перерабатывались ею и затем цементировались в качестве ксенолитов. Именно от характера блочности ксеногенного гипербазитового материала зависит текстурный облик разнообразных пород, слагающих полосчатые комплексы сложных базит-гипербазитовых plutонов. Степень резкости границ ксенолитов гипербазитов и вмещающих их габброидов определяют, прежде всего, интенсивность процессов взаимодействия магмы и твердого гипербазитового вещества, их термодинамические условия и в конечном счете глубина становления габброидного интрузива.

В отличие от ксенолитов гипербазитов, выносимых базальтоидами из мантийных глубин, ксенолиты гипербазитов в сложных базит-гипербазитовых plutонах захватывались магмой преимущественно в коре, в месте залегания гипербазитовой протрузии. По-видимому, они не испытывали существенных восходящих перемещений под ее влиянием. Возможно, многие ксенолиты при этом вообще не перемещались, и поэтому их можно именовать сциалитами. Не исключено, что некоторые ксенолиты

могли перемещаться вниз под действием силы тяжести. Взаимодействие ксенолитов гипербазитов с габброидным расплавом в глубинных плутонах было более продолжительным, чем в малоглубинных плутонах и тем более в излившихся базальтоидах. Соответственно и преобразование в ксенолитах гипербазитов становится все менее существенными по мере уменьшения времени взаимодействия их с магмой. Кроме того, огромное влияние на интенсивность преобразования ксеногенного гипербазитового вещества имела степень его дезинтеграции, с возрастанием которой увеличивается общая поверхность соприкосновения ксенолитов и расплава.

Таким образом, выявление и изучение ксенолитов ультраосновных пород, находящихся в составе базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей, имеет важное петрологическое значение. Наличие таких ксенолитов, а также некоторых других признаков (апофизы габброидов в пределах гипербазитовых массивов, контактово-реакционные преобразования гипербазитов на контакте с габбро и т. д.) не позволяет рассматривать такие сложные базит-гипербазитовые тела как результат одноактного внедрения базальтоидных расплавов и их дифференциации. Подобные плутоны предлагается называть полигенными. Ведущим процессом, обусловившим все многообразие пород в них был процесс интеграции вещества протрузий альцинотипных гипербазитов и габброидных интрузивов.

ЛИТЕРАТУРА

- Докучаева В. С. Дуниты из интрузивов перидотит-габбро-поритового формационного типа в Мончегорском районе.— В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты: изд. ГИН Кольского филиала АН СССР, 1978, с. 109—132.
- Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука, 1972. 227 с.
- Леснов Ф. П. О структурно-текстурных критериях воздействия габброидов на гипербазиты в базит-гипербазитовых плутонах складчатых областей.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 10. Новосибирск: Наука, 1976, с. 75—80.
- Леснов Ф. П. О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 156, 157.
- Леснов Ф. П., Агафонов Л. В. Материалы по геологии базит-гипербазитового пояса в Центральной Монголии.— В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 27—54.
- Михайлов Н. П., Шарков Е. В., Слодкевич В. В. Расслоенные (стратиформные) интрузивные комплексы в тектоно-магматическом развитии земной коры.— В кн.: Петрология. М.: Наука, 1980, с. 104—119.
- Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Байрхуу Ж. Альцинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 145—155.
- Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса.— Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 10—20.
- Питчер У. Теневая стратифицированность в интрузивных гранитах (обзор).— В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 103—120.
- Слодкевич В. В., Леснов Ф. П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о-в Сахалин).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 10. Новосибирск: Наука, 1976, с. 34—42.
- Чернышов Н. М., Дмитренко Г. Г. Породообразующие минералы никеленосных интрузив Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1979. 248 с.

**ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СТРУКТУРЫ
И СОСТАВА БАЗИТОВЫХ ПОРОД
ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ГОРЯЧИХ ФЛЮИДОВ ПОД ВУЛКАНАМИ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

Кроме суждений о возможном составе пород коры и верхней мантии под вулканами Курило-Камчатской островной дуги, которые строятся на изучении ксенолитов в базальтоидных лавах [Родионова, Федорченко, 1975; Кутыев, Шарапов, 1979], из исследования минералогии и структуры включений может быть получен определенный материал о явлениях «флюидного» массопереноса в зонах глубинных разломов [Шарапов и др., 1977; Кутыев, Шарапов, 1979]. Ниже приведены результаты изучения этого вопроса в базитовых включениях вулканов Южных Курил и сопоставляются полученные сведения с аналогичными данными для вулканов Камчатки [Стенина и др., 1980; Кутыев, Шарапов, 1979].

С помощью сканирующего микроскопа, рентгеноспектральной приставки «Кевек» и микрозонда IXA-5A исследованы образцы базитовых включений из андезито-базальтовых лав вулканов Медвежий, Головинна и Менделеева. Как и в цитированных выше работах, основное внимание мы уделили установлению состава стекловидной фазы в трещинах, макропорах и на поверхности кристаллов плагиоклаза, оливина и клинопироксена, а также исследованию топографии поверхностей и тонкой структуры кристаллов (для плагиоклаза) с помощью методов просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ).

В дополнение к известным данным [Родионова, Федорченко, 1975] на микрозонде были изучены составы минералов базитовых включений (табл. 1), стекол, а также распределение ряда петрогенных компонентов в них (рис. 1). Более подробно их качественный состав исследовался попутно с изучением топографии поверхности граней, пор и трещин в кристаллах минералов базитовых включений. Характерные случаи показаны на рис. 2—5. Данные качественных «точечных» анализов и сканирования площадей на 10 компонентов приведены в табл. 2.

Результаты изучения плагиоклазов с помощью метода ПЭМ [Стенина, Шарапов, 1980] аналогичны опубликованным для включений Южной Камчатки [Стенина и др., 1981]. Анализ полученной таким образом информации позволяет сделать следующие выводы о характере процессов структурного и вещественного преобразования базитовых пород под четвертичными вулканами Курильских островов.

Установлено [Родионова, Федорченко, 1975], что базитовые ксенолиты сложены незоональными кристаллами оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Их состав изменяется лишь вблизи трещин, макропор и границ кристаллов, если они подвергаются растворению (травлению) или локальному подплавлению. Сравнение характера проявлений такого изменения состава и структуры базитов из лав вулканов Южной Камчатки и Южных Курил показывает, что для базитовых ксенолитов из лав Южно-Курильских вулканов характерны несколько меньшие масштабы локального подплавления и развития «вторичных» кристаллов в макропорах в форме друз, вискоров, пластинок или игл. Здесь достаточно широко проявлено отложение в макропорах пленок или гроздьевидных выделений кремнезема, а также концентрически-зональных выделений гетита и сидерита с относительно высоким содержанием Mn и Mg (см. рис. 3). Нередко в трещинах оолитообразные стяжения гетита цементируются кварцем и кальцитом. Похоже, что в этом случае наряду с высокотемпературными преобразованиями базитовых пород наблюдаются и продукты гидротер-

Т а б л и ц а 1

Состав минералов базитовых включений и стекол

Компо- нент	Вулкан Медвежий				Вулкан Менделеева					Вулкан Головинна			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	0,233	51,194	67,85	44,59	44,93	64,713	65,284	39,642	39,656	43,397	40,09	3,03	2,46
TiO ₂	7,691	0,391	0,573	0,03	—	—	—	—	—	—	—	0,16	0,15
Al ₂ O ₃	—	1,795	14,47	33,573	34,035	21,575	12,284	0,023	0,023	32,826	—	0,09	0,10
ΣFeO	82,594	10,899	8,416	0,758	1,131	2,274	8,837	18,026	17,94	0,465	18,514	55,71	55,67
MnO	—	—	—	—	—	0,106	0,221	0,27	0,259	—	—	2,07	1,87
MgO	—	12,37	1,976	0,049	0,069	0,681	1,871	42,781	43,152	0,069	41,58	0,44	0,38
CaO	1,262	21,33	6,261	19,563	19,098	7,029	9,151	—	—	21,265	—	6,24	6,39
Na ₂ O	0,087	—	—	—	0,612	1,566	2,913	—	—	0,453	—	0,05	0,09
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,039	—	—	—
Σ	91,866	98,28	99,549	98,5	99,874	97,943	100,563	100,742	101,031	98,563	100,184		

П р и м е ч а н и е. 1—13 — номера анализов: 1 — включение титаномагнетита в кристалле клинопироксена (см. анализ 2), 2 — клинопироксен, 3 — стекло, вмещающее включение андезита, 4 — анортит, незональный кристалл — $Ti_{0,001}Fe_{0,03}Ca_{0,986}Al_{1,857}Si_{2,097}O_8$, 5 — анортит, незональный кристалл — $Fe_{0,044}Na_{0,055}Ca_{0,951}Al_{0,0951}Si_{1,864}O_4$, 6 — стекло между кристаллами анортита, 7 — стекло между кристаллами анортита и оливина, 8 — зерно незонального оливина $Fe_{0,38}Mg_{1,61}Si_{1,001}O_4$, 9 — зерно незонального оливина — $Fe_{0,38}Mg_{1,62}Si_{0,988}O_4$, 10 — анортит, незональный кристалл — $Fe_{0,02}K_{0,0}Na_{0,04}Ca_{1,08}Al_{1,85}Si_{2,06}O_8$, 11 — незональное зерно оливина — $Fe_{0,4}Mg_{1,57}Si_{1,02}O_4$, 12 — центр оолита, отложенного в трещине между кристаллами оливина, 13 — краевая часть оолита (данные оолиты встречаются в трещинах и в форме наростов только на кристаллах оливина).

Интегральные величины интенсивности рентгеновских линий для петрогенных компонентов минералов и стекол базитовых ксенолитов

№ анализа	Si	Al	Ti	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	S	Cl
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	10 ⁶	—	—	895	—	—	1222	—	—	—	—
	1	—	—	0,009	—	—	0,001	—	—	—	—
2	7 300	—	—	1378	587	1323	69 035	—	—	617	—
	1	—	—	0,2	0,08	0,18	9,46	—	—	0,08	—
3	11 502	—	—	2479	64	152	4213	—	—	270	—
	1	—	—	0,02	0,0006	0,001	0,04	—	—	0,002	—
4	1 416	—	—	64 743	1324	193	9355	—	—	255	—
	1	—	—	45,7	0,93	0,14	6,6	—	—	0,18	—
5	5 772	—	—	21 683	389	10 053	8551	—	—	101	—
	1	—	—	5,75	0,1	2,7	2,27	—	—	0,03	—
6	1 939	—	—	62 637	1 028	484	7859	—	—	194	—
	1	—	—	32,3	0,53	0,25	4,05	—	—	0,1	—
7	586	—	—	16 093	193	1415	3 000	—	—	16	—
	1	—	—	27,5	0,33	2,4	5,1	—	—	0,02	—
8	39 533	—	—	18,174	309	23 162	1 359	—	—	140	—
	1	—	—	0,45	0,008	0,58	0,034	—	—	0,003	—
9	51 979	—	—	15 605	292	7653	244	—	—	42	—
	1	—	—	0,31	0,006	0,15	0,005	—	—	—	—
10	13 500	2578	—	3 558	—	—	4 634	—	—	—	—
	1	0,2	—	0,26	—	—	0,34	—	—	—	—
11	2 540	201	—	4310	—	—	14 002	—	—	—	—
	1	0,08	—	1,7	—	—	5,5	—	—	—	—
12	1 128	7 764	—	591	—	—	16 060	—	—	—	—
	1	0,7	—	0,053	—	—	1,44	—	—	—	—
13	7 641	1 610	122	2 326	—	—	1 382	—	274	—	—
	1	0,21	0,014	0,3	—	—	0,18	—	0,035	—	—
14	32 916	2 844	329	3 372	—	—	3 565	—	937	—	—
	1	0,09	0,01	0,1	—	—	0,1	—	0,03	—	—
15	14 874	4 187	1082	11 803	—	—	1 618	—	306	—	—
	1	0,28	0,07	0,8	—	—	0,11	—	0,92	—	—
16	19 824	7 799	163	692	—	—	9 534	—	104	—	—
	1	0,4	0,008	0,035	—	—	0,48	—	0,005	—	—
17	9 416	—	178	3 741	—	758	12 482	—	—	—	—
	1	—	0,02	0,4	—	0,008	1,37	—	—	—	—
18	6 505	1 457	176	3 930	—	—	1 038	—	237	—	—
	1	0,18	0,03	0,6	—	—	0,16	—	0,04	—	—
19	4 830	2 418	84	2 139	—	—	748	—	137	—	—
	1	0,5	0,02	0,44	—	—	0,15	—	0,03	—	—
20	5 198	—	—	12 935	—	2165	158	—	13	—	—
	1	—	—	2,5	—	0,42	0,03	—	0,003	—	—
21	522	216	23	2 184	—	—	170	—	49	—	—
	1	0,4	0,04	4,2	—	—	0,33	—	0,09	—	—
22	22 589	8 254	8	995	—	—	7 586	—	53	—	—
	1	0,36	4·10 ⁻⁴	0,04	—	—	0,34	—	0,002	—	—
23	1	0,63	8	—	—	—	0,5	0,06	—	—	—
24	1	—	—	—	—	2,3	—	—	—	—	—
25	1	—	—	—	—	0,35	0,6	—	—	—	—
26	1	0,25	0,04	0,22	0,04	0,2	0,22	0,4	0,01	—	—
27	9 350	1 500	—	4 228	—	—	4 680	—	—	—	—
	1	0,16	—	0,5	—	—	0,5	—	—	—	—
28	10 414	1 574	—	3 554	—	—	4 807	—	—	—	—
	1	0,15	—	0,34	—	—	0,46	—	—	—	—
29	10 542	1 675	—	1 439	—	—	4 316	—	164	369	101
	1	0,16	—	0,14	—	—	0,43	—	0,016	0,035	0,01
30	2 007	327	—	—	—	—	463	—	147	2 224	242
	1	0,16	—	—	—	—	0,23	—	0,073	1,12	0,12
31	40 295	51	—	—	—	—	310	—	22	114	62
	1	0,001	—	—	—	—	0,08	—	0,0005	0,002	0,001
32	11 942	5 912	—	—	—	—	11 254	—	17	36	30
	1	0,5	—	—	—	—	0,94	—	0,001	0,003	0,003

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
33	3 797	20	—	1 628	—	—	37	—	—	31	—
	1	0,005	—	0,43	—	—	0,008	—	—	0,006	—
34	914	223	—	222	—	—	1 115	—	23	—	30
	1	0,35	—	0,24	—	—	1,22	—	0,02	—	0,03
35	2 897	1 543	—	1 089	—	—	268	—	57	—	—
	1	0,53	—	0,37	—	—	0,1	—	0,02	—	—
36	13 074	—	—	2 248	—	1 688	7 716	—	—	—	—
	1	—	—	0,17	—	0,13	0,6	—	—	—	—
37	380	221	253	2 614	—	—	—	—	112	—	—
	1	0,58	0,66	6,9	—	—	—	—	0,3	—	—
38	10 333	853	—	3 328	—	453	4 416	—	—	—	—
	1	0,082	—	0,32	—	0,043	0,43	—	—	—	—
39	11 077	—	—	2 934	—	865	7 485	—	—	—	—
	1	—	—	0,26	—	0,08	0,67	—	—	—	—
40	890	—	—	796	—	55	993	—	—	—	—
	1	—	—	0,9	—	862	1,11	—	—	—	—
41	11 304	—	—	2 130	—	0,008	8 243	—	—	—	—
	1	—	—	0,19	—	705	0,73	—	—	—	—
42	10 302	—	—	2 066	—	0,07	7 493	—	—	—	—
	1	—	—	0,2	—	—	0,73	—	—	—	—
43	614	932	—	61	—	—	1 521	—	—	—	—
	1	1,52	—	0,04	—	—	2,5	—	—	—	—
44	8 348	29,32	—	3 845	—	—	42	—	312	—	—
	1	0,34	—	0,43	—	—	0,005	—	0,035	—	—
45	3 895	3230	—	1 033	—	—	101	—	112	—	—
	1	0,83	—	0,3	—	—	0,03	—	0,03	—	—
46	6 836	656	1 123	4 045	—	—	5 479	—	—	—	—
	1	0,1	0,16	0,6	—	—	0,8	—	—	—	—
47	11 005	187	—	1 826	—	1 094	8 827	—	—	—	—
	1	0,017	—	0,16	—	0,1	0,8	—	—	—	—
48	6 087	1128	—	970	—	—	1 807	—	49	61	—
	1	0,48	—	0,15	—	—	0,3	—	0,008	0,01	—
49	1 659	805	—	185	—	—	3 240	—	21	6	—
	1	0,48	—	0,11	—	—	1,95	—	0,013	0,003	—
50	4 373	927	672	4 785	—	—	3 757	—	38	5	109
	1	0,21	0,15	1,1	—	—	0,86	—	0,008	0,001	0,025
51	16 942	98	—	14 940	—	9 024	188	—	—	—	86
	1	0,006	—	0,88	—	0,53	0,01	—	—	—	—
52	26 371	4170	—	8 144	—	315	12 080	—	—	74	—
	1	0,16	—	0,31	—	0,01	0,46	—	—	0,003	—
53	39 428	5306	1711	11 187	—	294	8 900	—	—	377	263
	1	0,135	0,04	0,28	—	0,007	0,223	—	—	0,009	0,005
54	32 183	6 742	554	4 582	—	23	8 900	—	224	93	361
	1	0,21	0,02	0,14	—	0,001	0,28	—	0,007	0,003	0,011
55	30 767	8 724	497	3 411	—	29	2 246	—	72	107	345
	1	0,28	0,02	0,11	—	0,001	0,73	—	0,002	0,003	0,011
56	4 918	1 562	300	2 923	—	—	10 004	—	106	6	220
	1	0,31	0,06	0,59	—	—	—	—	—	—	—
57	840	230	—	621	—	—	586	—	—	—	—
	1	0,27	—	0,74	—	—	0,7	—	—	—	—
58	1 006	—	—	2 077	—	286	105	—	—	—	—
	1	—	—	2,07	—	0,29	0,1	—	—	—	—
59	725	216	—	360	—	45	64	—	—	—	23
	1	0,3	—	0,5	—	0,06	0,09	—	—	—	0,03
60	331	190	—	—	—	—	162	—	—	—	—
	1	0,57	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—
61	143	56	—	31	—	—	52	—	—	—	29
	1	0,25	—	0,22	—	—	0,36	—	—	—	0,2
62	24 842	4 200	—	12 289	—	—	5383	—	—	—	901
	1	0,17	—	0,5	—	—	0,22	—	—	—	0,04
63	50 160	23 089	—	2 574	—	—	48 918	995	—	—	104
	1	0,46	—	0,05	—	—	0,975	0,02	—	—	0,002
64	20 677	2 747	1059	8 323	240	—	7 581	59	948	—	348
	1	0,13	0,05	0,41	0,001	—	0,37	0,002	0,047	—	0,0017
65	46 169	71 222	863	7 680	123	—	6 758	600	1 128	—	535
	1	0,15	0,02	0,16	0,003	—	0,12	0,01	0,2	—	0,01

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
66	13 525	1 531	217	13 529	102	—	1 486	97	341	—	218
	1	0,41	0,02	1	0,008	—	0,11	0,007	0,025	—	0,02
67	1 719	1 202	2 205	17 971	—	31	166	—	150	2	52
	1	0,7	1,28	10,45	—	0,02	0,1	—	0,09	0,001	0,03
68	950	485	1 607	13 932	—	5	58	—	4	33	6
	1	0,51	1,7	14,7	—	0,005	0,06	—	0,04	0,035	6
69	13 701	1 937	392	5 522	—	232	6 838	—	85	74	81
	1	0,14	0,03	0,4	—	0,02	0,5	—	0,006	0,005	0,006
70	10 422	731	57	13 191	—	807	100	—	37	14	211
	1	0,07	0,005	1,27	—	0,08	0,01	—	0,004	0,001	0,02
71	16 502	3 118	300	4 453	—	57	9 513	—	84	1 026	143
	1	0,49	0,019	0,27	—	0,003	0,58	—	0,005	0,06	0,01
72	18 730	2 970	33	8 584	—	1 507	167	—	111	33	400
	1	0,16	0,002	0,46	—	0,08	0,009	—	0,006	0,002	0,02
73	15 302	2 390	394	4 421	—	73	8 757	—	112	59	29
	1	0,16	0,03	0,3	—	0,005	0,57	—	0,007	0,004	0,002
74	14 893	78	109	13 954	—	1 578	137	—	93	101	263
	1	0,005	0,007	0,94	—	0,11	0,01	—	0,006	0,007	0,02
75	3 604	403	11	7 197	—	280	8	—	13	56	103
	1	0,11	0,003	2	—	0,08	0,002	—	0,004	0,016	0,03

Примечание. Анализы выполнены с помощью рентгеновского спектрометра «Кевекс» к электронному сканирующему микроскопу JSM-35. В первой строке каждого анализа приведены интегральные величины интенсивности рентгеновских линий, во второй — аналогичные величины, нормированные по Si. Фон вычтен, время накопления импульсов 100 с. Анализы 1—7 — продукты отложения из гидротермальных растворов в анортит-оливиновой породе (влк. Головинина, о-в Кунашир); 8—9 — точечные анализы «чистых» ребер травленного кристалла оливина (тот же образец); 10 — поверхность трещины в анортите; 11 — вспененная пленка стекла на поверхности той же трещины, оливин-анортитовая порода (влк. Головинина); 12—14 — локально подплавленная поверхность трещины в кристалле анортита; 12 — скол с очень слабыми следами травления, 13 — небольшое стяжение стекла на слабо подплавленной поверхности, 14 — пузыристая пленка стекла (влк. Медвежий, о-в Итуруп); 15 — пузыристая пленка стекла; 16 — участок травления поверхности трещины в кристалле анортита (влк. Медвежий); 17 — незатронутая изменением поверхность трещины рядом с крупной макропорой в кристалле, заполненной пузыристым стеклом (18—19) (влк. Медвежий); 20 — поверхность трещины в кристалле оливина; 21 — кристаллиты в крупном округлом включении; 22 — вспененное стекло в интерстиции между кристаллами, вмещающее изученное зерно оливина (влк. Медвежий); 23 — нормированные по SiO₂ содержания компонентов в анортите; 24—25 — то же самое в форстерите и авгите; 26 — нормированные по кремнию содержания петрогенных окислов в оливиновом базальте (влк. Мауна-Лое, Гавайские о-ва); 27—35 — подплавленные и травленные участки кристаллов анортита, стекло в макропорах (влк. Головинина); 36—46 — точки и площади анализирования (см. рис. 4); клинопироксен (влк. Менделеева, о-в Кунашир); 47—50 — кристалл клинопироксена (влк. Головинина); 47 — поверхность трещины без видимых следов травления, 48 — стекло в макропоре, 49 — корродированная поверхность кристалла, 50 — «гладкая» поверхность кристалла; 51 — некорродированная поверхность кристалла оливина; 52 — пленка стекла на том же кристалле оливина (влк. Медвежий); 53—56 — стекла на поверхности кристаллов и трещин в кристалле анортита (влк. Медвежий) (см. рис. 5).

57—75 — для включений влк. Медвежьего: 57 — состав вспененного стекла в крупном включении в зерне оливина; 58 — поверхность трещины в том же зерне оливина без видимых следов травления (см. рис. 3); 59 — стекло на поверхности трещины в кристалле плагиоклаза по соседству с краем округлой сквозной макропоры, заполненной вспененным стеклом; 60 — гладкая поверхность грани того же кристалла; 61 — тонкая пленка стекла на ступенчато-травленной поверхности того же кристалла; 62 — травленная поверхность кристалла оливина; 63—64 — травленная поверхность кристалла анортита; 64 — ямка травления на той же грани; 65 — травленная поверхность кристалла оливина; 66 — ребро кристалла оливина; 67 — травленная поверхность кристалла клинопироксена; 68 — ребро того же кристалла; 69 — стекло во включении в кристалле оливина; 70 — по поверхности трещины в кристалле оливина; 71 — стекло в макропоре того же кристалла; 72 — пленка стекла на поверхности кристалла оливина; 73—75 — кристалл оливина со следами травления: 73 — стекло в макропоре, 74 — точечный анализ на поверхности кристалла, 75 — корродированная поверхность кристалла.

мальной приповерхностной «проработки» лав. Поскольку подобные изменения не представляют интереса для анализа глубинного петрогенезиса, их подробного описания мы не приводим.

Изучение состава стекол, участков неоднородного растворения (травления) стенок макропор и трещин, а также поверхностей кристаллов выявляет детали, присущие процессам массообмена в зонах глубинных разломов под вулканами Южных Курил.

Так, во всех случаях, когда оптическими методами фиксируется «негладкая» поверхность кристаллов («шагрень», «ступеньки», «ямки», сквозные поры), отмечается возрастание ряда компонентов или появление новых в сравнении с составом «магрицы» (кристалла): Fe, Ti, K, S, Cl. Аналогичная картина установлена и для поверхности трещин и макропор. В этих участках меняются содержания Si, Mg, Al.

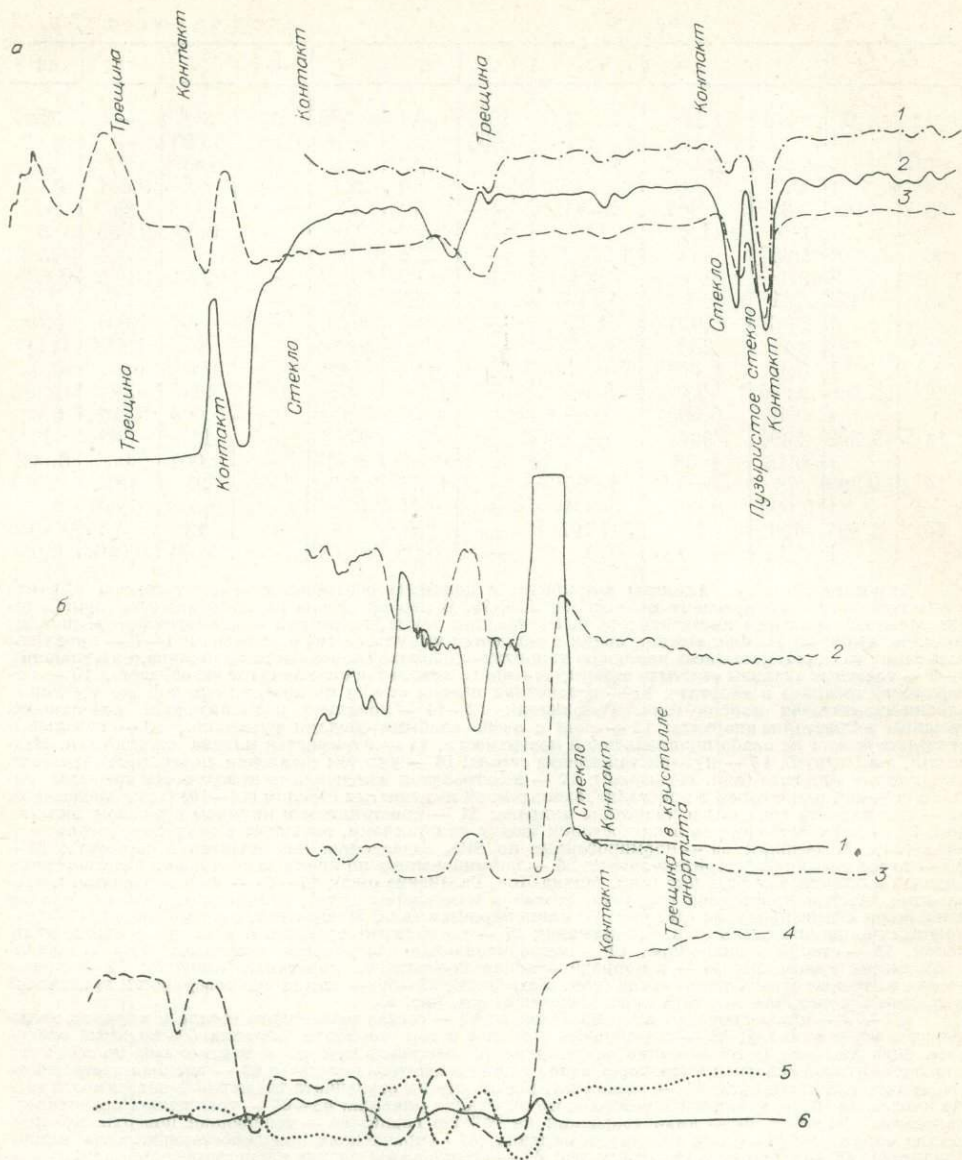


Рис. 1. Распределение петрогенных компонентов в минералах и стеклах базитовых включений вулкана Медвежьего (0-в Итуруп).

а — распределение компонентов в стекле между кристаллами оливина и плагиоклаза (1 — кремний, 2 — натрий, 3 — железо); б — распределение компонентов в стекле между кристаллами плагиоклаза (1—3 аналогично а, 4 — алюминий, 5 — кальций, 6 — калий).

Возможно, что в участках «травления» поверхностей оливина, клинопироксена и плагиоклаза нарушается стехиометрия кристалла — «подложки». В ряде случаев на поверхности кристаллов появляются тончайшие чешуйки, состав которых отличается по ряду компонентов от состава кристалла. Характерно, что на гладких гранях перечисленных минералов изменения состава в сравнении с матрицей не было замечено. Похоже, что неоднородное растворение («выщелачивание») минералов высокотемпературными флюидами сопровождается отложением на травленной поверхности ряда петрогенных компонентов. Особенно наглядно это обнаруживается при исследовании участков локального подплавления пла-

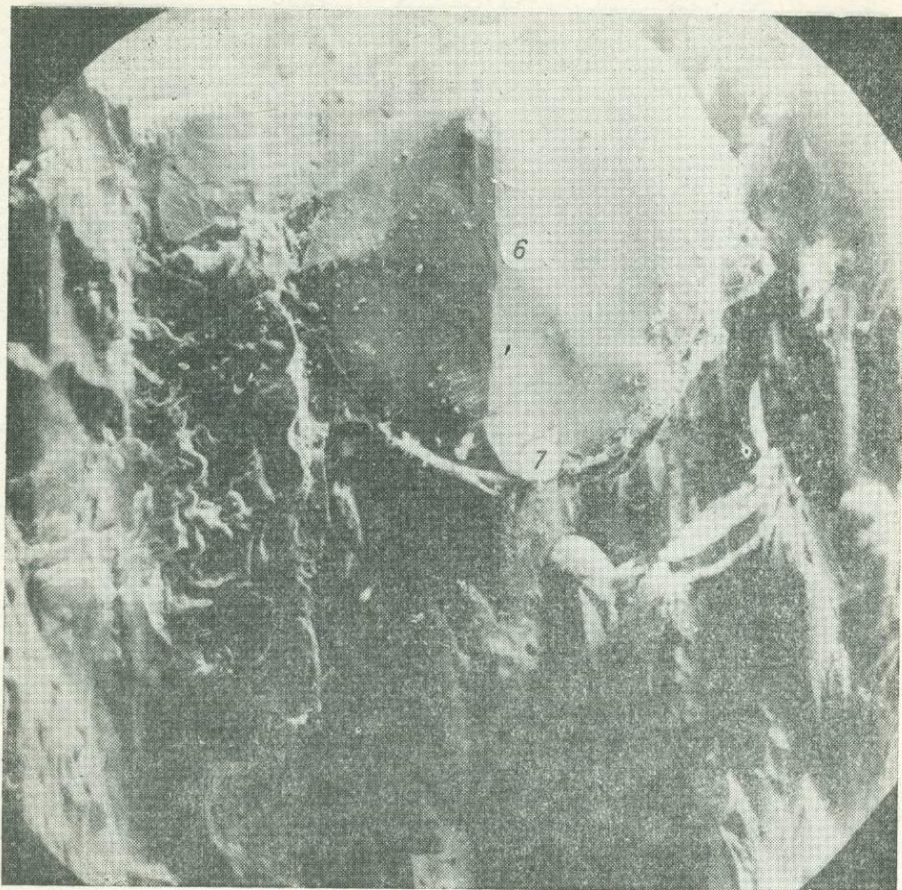


Рис. 2. Характер травления кристаллов оливина и отложение на них оолитов гетита. Здесь и далее цифры на рисунке — номера анализов, приведенных в табл. 2.
6—7 — номер анализов, см. табл. 2 (влк. Головнина, о-в Кунашир). Ув. 380.

гиоклаза и клинопироксена по трещинкам и в сквозных макропорах.

При изучении состава стекол в интерстициях между кристаллами, на поверхности трещин, внутри их и в макропорах обращают на себя внимание два обстоятельства: 1) состав стекол у поверхности кристаллов мало отличается от состава минерала (добавляются щелочи, Fe и Ti); 2) состав стекол внутри макропор и на поверхности трещин обычно существенно отличается от состава вмещающего кристалла, а также от места к месту в окрестностях макропоры. Особенно это характерно для крупных округлых или сигарообразных включений вспененного стекла в оливине и клинопироксене. В оливине состав таких стекол по содержанию Si, Al и Ca близок к составу включенного в них плагиоклаза, в сравнении с которым лишь повышены содержания Fe и Ti, иногда K. В клинопироксене такого рода стекла обычно резко обогащены Fe (и иногда Ti), содержания Si, Al, Mg, Ca низки. В плагиоклазе обычно имеются полые макропоры, лишь изредка в них отмечается вспененная пленка «анортитового» стекла, обогащенного Fe и Ti. Иногда состав стекла заметно отличается от состава анортита и по другим компонентам.

Аналогичная ситуация отмечалась ранее и в ксенолитах базитовых пород из вулканов восточной вулканической зоны Камчатки [Шарапов

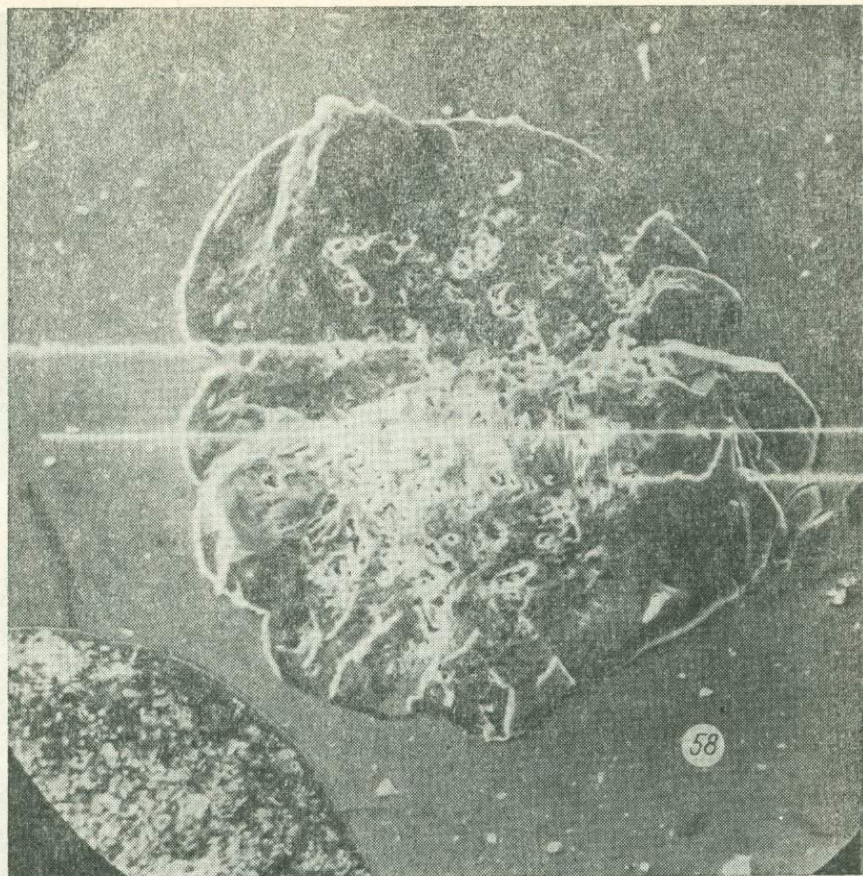


Рис. 3. Морфология вспененного стекла в форме округлого включения в незональном кристалле оливина. На профиле показано изменение содержания железа в стекле (влк. Медвежий). Ув. 150.

и др., 1977]. Природа образования подобных крупных включений вспененного стекла в оливине и клинопироксене была до сих пор нам не ясна. Изучение шлифов из включений базитов в базальтоидных лавах Южных Курил позволило, по-видимому, приблизиться к ее пониманию. Так, было отмечено [Кутыев, Шарапов, 1979] постоянное наличие хада- и ойкокристаллов в базитах из вулканов Камчатки и Курильских островов. В ксенолитах из влк. Медвежьего есть локальное подплавление округлых включений титаномагнетита в кристаллах клинопироксена. Начальные моменты этого процесса можно обнаружить и в округлых мелких включениях плагиоклаза в кристаллах оливина. Напрашивается вывод, что такого рода включения в крупных кристаллах оливина и клинопироксена образуются на месте более низкотемпературных (в смысле плавкости) минералов, подвергающихся плавлению и частичному выщелачиванию при привносе в эти участки горячими флюидами щелочей, кремния, железа и титана. Иным способом объяснить соседство пустотелых и заполненных вспененным стеклом пор в клинопироксене нам не представляется возможным. Характерно, что выщелачиванию с формированием «открытых» полостей в кристаллах вдоль трещин подвергается главным образом плагиоклаз, в меньшей мере клинопироксен и очень редко оливин, в котором количественно преобладают крупные округлые или удлиненные включения со вспененным стеклом указанного выше состава.

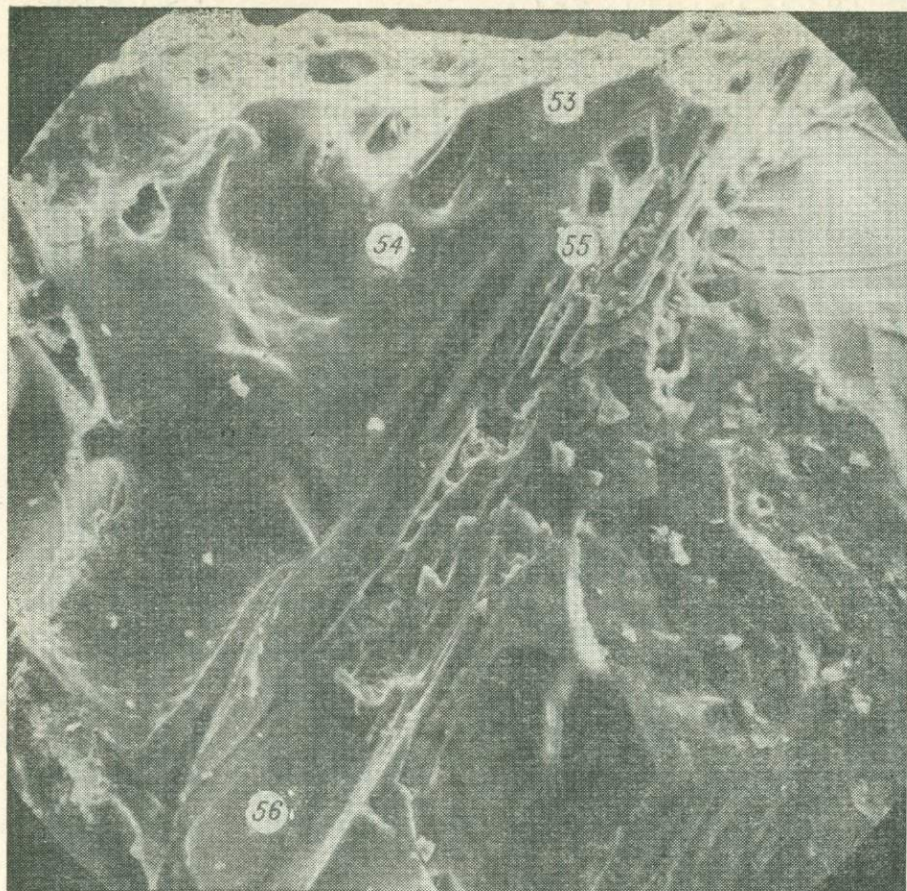


Рис. 4. Характер растворения крупного монокристалла апортита. Хорошо видны сквозные поры (влк. Медвежий). Ув. 240.

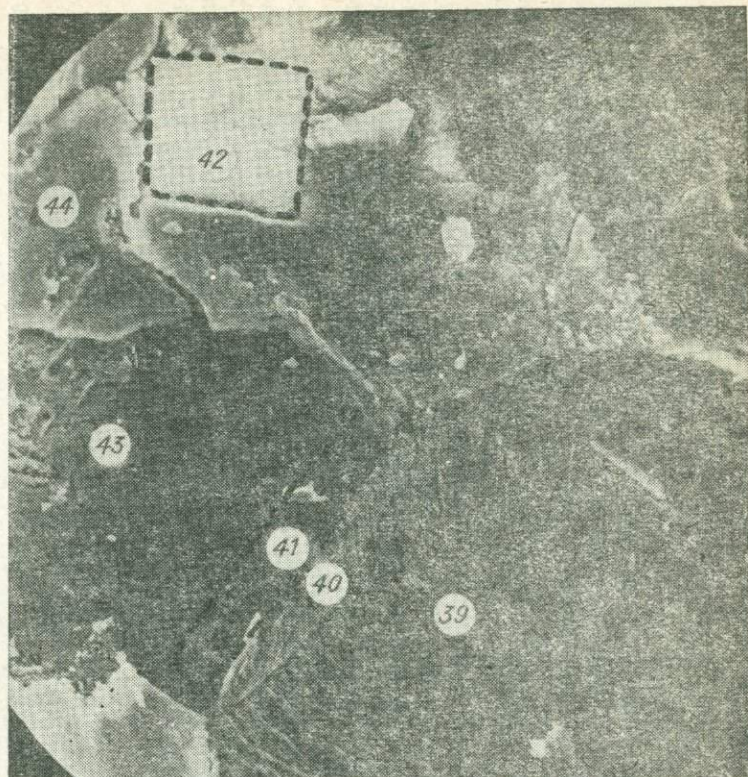


Рис. 5. Изменение топографии поверхности монокристалла клинопироксена. Отчетливо различается состав внутри ямки травления (анализ № 39), на ее крае (анализ № 40), а также на участках грани, содержащей чешуйки (анализ № 44) и ступенчатые участки травления (анализ № 43) (влк. Менделеева). Ув. 220.

В пределах всей Курило-Камчатской островной дуги в зонах глубинных разломов под андезито-базальтовыми вулканами базитовые породы земной коры подвергаются перекристаллизации, выщелачиванию и локальному подплавлению при воздействии на них горячих флюидов.

Указанные изменения проходят при привносе в породы этими флюидами кремнезема и щелочей, переотложении железа и титана. В составе летучих постоянно присутствуют сера и хлор.

Описанные явления можно рассматривать как наиболее ранние и глубинные проявления тепло- и массопереноса в корневой зоне магматогенных гидротермальных систем. Здесь фиксируется при снижении температуры отложение таких минералов, как магнетит, титаномagnetит, сульфиды, гидроокислы железа, кварц, карбонаты.

Процессы перекристаллизации базитовых пород с развитием пористости и «выщелачивания» в зонах глубинных разломов, по-видимому, являются характерным типом метаморфизма, как и появление локальных зон псевдооживленного состояния вещества, из продуктов извержения которого состоят анортитовые базальты и андезито-базальты четвертичных вулканов Камчатки и Курильских островов.

ЛИТЕРАТУРА

- Кутыев Ф. Ш., Шарапов В. Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 197 с.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И. Курильские острова. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 175—181.
- Стенниа Н. Г., Шарапов В. Н. Исследование топографии, дефектов структуры и неоднородностей состава плагиоклаза комплексом электронно-микроскопических и рентгеноспектральных методов. — В кн.: Применение новых электронно-микроскопических методов в технологии, кристаллографии и минералогии. М., 1980, с. 172—173.
- Стенниа Н. Г., Шарапов В. Н., Кутыева Г. В. Микронеоднородность интенсивности воздействия потоков горячих флюидов на трещиноватые базиты под вулканами Восточной вулканической зоны Камчатки. — В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980, с. 113—120.
- Стенниа Н. Г., Шарапов В. Н., Кутыева Г. В. Микроструктура фено- и ксенокристаллов плагиоклаза из базальтовых лав Камчатки. — В кн.: Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 75—83.
- Шарапов В. Н., Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В., Королюк В. Н. О форме и природе локального растворения и плавления основных пород высокотемпературными флюидами под вулканами. — В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1977, с. 51—71.

Е. Е. ЛАЗЬКО

ГЛУБИННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В КИМБЕРЛИТАХ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Колоссальный рост информации о вещественном составе кимберлитовых пород в последние годы способствовал существенному прогрессу в познании этих, по-видимому, наиболее глубинных из известных на дневной поверхности образований. Новые аналитические методы позволили детально изучить тонкие особенности состава мелких выделений минералов из кимберлитового цемента и микроскопических включений в ал-

мазах, провести большой объем исследований изотопного состава углерода, стронция, свинца, кислорода, редкоземельных и некоторых других элементов в глубинных породах и минералах из кимберлитовых трубок. Наконец, появилось значительное количество экспериментов, имеющих непосредственное отношение к проблемам глубинного минералообразования, в том числе кристаллизации алмаза, и (в меньшей степени) кимберлитобразования. Значительный шаг вперед в изучении вещественного состава кимберлитовых пород не сопровождался дальнейшей разработкой их генетики; по существу, наиболее популярные ныне модели магматического происхождения кимберлитов принципиально мало чем отличаются от моделей, предложенных еще в первой трети столетия известными исследователями южноафриканских алмазных месторождений П. Вагнером и А. Уильямсом. В результате многие особенности вещественного состава кимберлитов, выявленные в ходе «информационного взрыва» последних лет, не укладываются в рамки генетических схем.

Создавшуюся диспропорцию между суммой накопленных сведений о веществе кимберлитов и уровнем популярных моделей их генезиса, на наш взгляд, отчасти можно объяснить сложностью, даже противоречивостью многих вещественных характеристик кимберлитовых пород*, в первую очередь минерального состава собственно кимберлитов. Общеизвестно, что, помимо значительного количества ксенолитов разнообразных вмещающих и глубинных пород, в кимберлитах содержится множество обособленных зерен минералов (минералов-вкрапленников), погруженных в низкотемпературные ассоциации кимберлитового цемента. Среди них наибольший интерес для настоящего анализа представляют предположительно глубинные и высокотемпературные вкрапленники оливина, граната, пироксенов, хромшпинелида, ильменита, флогопита, которые многие исследователи относят к различным генерациям и ассоциациям [Бобриевич и др., 1964; Ровша, 1971; Францессон, 1973; и др.].

Детальное изучение свойств и состава глубинных минералов кимберлитов [Лазько, 1979] показало, что в них с уверенностью могут быть выделены аналоги минералов глубинных ксеногенных ультрабазитов, прежде всего распространенных гранатовых и шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов (хромовая ассоциация, по В. С. Ровше и Е. В. Францессон и др.), различных эклогитовых и переходных к ультрабазитам пироксенитовых ассоциаций, а также ильменитсодержащих гипербазитов, идентичные по всем параметрам одноименным породообразующим фазам соответствующих глубинных ксенолитов. Такая аналогия рассматривается в качестве доказательства дезинтеграции большого количества глубинных ксенолитов и «засорения» кимберлитового цемента их обломками. Наряду с явно ксеногенными минералами в кимберлитах присутствуют большое количество идиоморфного и ксеноморфного оливина собственно кимберлитовой ассоциации, являющегося, по-видимому, продуктом кристаллизации протокимберлитового расплава [Лазько и др., 1980], и вкрапленники так называемой титановой ассоциации [Ровша, 1971; Францессон, 1973], близкие к аналогичным минералам ильменитовых гипербазитов (железистый оливин и ромбический пироксен, субкальциевый клинопироксен, оранжевый титанистый гранат, ильменит, флогопит), но не полные их аналоги по ряду свойств [Лазько, 1979] (в зарубежной литературе они известны как ксено-, мега- или фенокристы). Вмещающий вкрапленники относительно низкотемпературный цемент кимберлитов сложен в основном серпентином, кальцитом, флогопитом и рудными минералами. Противоречивость истолкования минерального состава кимберлитов усугуб-

* В дальнейшем под этим термином понимается весь комплекс глубинных образований, встречающихся в кимберлитовых трубках, а к собственно кимберлитам отнесены только те объекты, которые можно рассматривать в качестве производных протокимберлитового расплава.

ляется двойственностью их химизма: как известно, они одновременно обладают признаками и ультраосновных, и щелочно-базальтоидных пород (Г. М. Гапеева, В. В. Ковальский, К. Н. Никишов, Б. Г. Лутц, Е. В. Францессон).

Несмотря на сложность петрографического, минерального и химического состава кимберлитов, они, как и значительно шире распространенные базальты, длительное время рассматривались как продукт прямого выплавления материнской кимберлитовой магмы из вещества верхней мантии и последующей ее кристаллизации на разных уровнях литосферы (П. Вагнер, А. Уильямс, А. П. Бобриевич, В. С. Соболев, Г. И. Смирнов, Е. В. Францессон и др.). При этом разнообразным перечисленным выше минеральным ассоциациям, иногда даже явно ксеногенным, приписывалось исключительное кимберлитовое происхождение (Р. Бек, Г. Корсторфайн, В. А. Милашев, И. П. Илупин, А. Д. Харьков). Более популярной, особенно в последние годы, была идея о том, что исходный расплав возникает при плавлении первичного или дифференцированного вещества относительно глубоких горизонтов верхней мантии (в области стабильности алмаза или высокомагнезиального хромового граната), не получая при этом необходимых характеристик, позволяющих именовать подобный расплав кимберлитовым, но постепенно приобретая их в процессе подъема и связанного с ним преобразования.

Наибольшие разногласия вызывал способ превращения щелочно-базальтовых, толеитовых или пикритовых жидкостей, обычно получаемых при экспериментальном частичном плавлении природных гранатовых перидотитов [Грин, Рингвуд, 1968; Соболев, 1976; Йодер, 1979], которые рассматриваются в качестве аналогов протовещества Земли, в совершенно не характерный для таких опытов расплав кимберлитового типа, содержащий одновременно значительные количества магния, титана, кальция, калия, небольшие — глинозема и железа, с высоким отношением K/Na и Mg/Fe и резко обогащенный так называемыми некогерентными элементами. Объясняли этот феномен с помощью различных петролого-геохимических моделей — мантийного кислотного выщелачивания (Б. Г. Лутц, Е. В. Францессон), зонной очистки (П. Хэррис, Э. Миддлмуот, В. А. Милашев), «остаточного» происхождения кимберлита путем сложной эволюции исходных выплавок (А. Уильямс, М. О'Хара, Х. Йодер, И. Мак-Грегор, П. Риввуд, Р. Митчелл, Дж. Герни), наконец, гибридного «эманационного» образования при механическом смешении или реакциях коровых пород различного состава (от ультраосновных до кислых) с глубинными расплавами и (или) флюидами (А. Холмс, А. Дю-Тойт, Ч. Дэвидсон, Дж. Доусон).

Ряд обзоров по проблемам кимберлитобразования в отечественной и зарубежной литературе избавляет нас от необходимости вникать здесь в детали перечисленных моделей; укажем только, что все они имеют сильные и слабые стороны, но объединяет их то, что кимберлитовая (или протокимберлитовая) магма рассматривается как результат простого плавления вещества верхней мантии и (или) последующей эволюции выплавок одним из указанных способов. В этой связи отметим, что существующие апробированные модели состава мантийного вещества [Виноградов, 1962; Лутц, 1975; Йодер, 1979; Ringwood, 1979] настолько резко контрастируют с химизмом кимберлитов, что никакими мыслимыми манипуляциями с магмами, будь то вариации степени частичного плавления пиролитов, сложная фракционная кристаллизация выплавок, ликвация, флюидно-магматическое взаимодействие и т. п., из него не удастся получить жидкостей кимберлитового характера, с необходимым уровнем накопления таких петрогенных компонентов, как магний, кальций, титан и калий [Лутц, 1975; Соболев, 1976; Йодер, 1979; Майсен, Беттчер, 1979; Carswell, 1975], а также некоторых редких элементов.

Причины, по которым приходится отвергнуть такие процессы, как ассимиляция корового материала и зонная очистка, рассмотрены Б. Г. Лутцем; механизм кислотного выщелачивания в комбинации с селективным плавлением исходного вещества типа пиролита, предложенный этим же исследователем, превосходно объясняет накопление петрогенных и редких элементов в базальтах, но совершенно непригоден для кимберлитов из-за резкого несоответствия многих важных петрохимических и геохимических коэффициентов, таких как Mg/Fe, Ca/Al, Rb/Cs, La/Yb, общей тенденции, выявленной Б. Г. Лутцем для базальтов различной глубинности. Это привело к использованию в качестве исходного субстрата кимберлитообразования таких специфических и по многим причинам проблематичных составов, как флогопитсодержащие перидотиты, перидотиты с первичным карбонатом, слюдисто-карбонатные ультраосновные породы и т. п. (Дж. Доусон, Д. Бейли, Д. Карсуэлл, Д. Эгглер, П. Уайли, И. Д. Рябчиков, Б. Майсен, Л. Л. Перчук, А. Беттчер, Д. Грин). Хотя подобный стартовый материал снимает многие геохимические «запреты», появляется иная проблема, заключающаяся в том, что карбонатно-слюдистый компонент глубинных пород в подавляющем большинстве случаев имеет явно вторичное происхождение, что легко установить обычными петрографическими методами. Тем, что протокимберлитовые расплавы образуются за счет совершенно иного по составу субстрата, по-видимому, объясняется почти полное отсутствие среди сингенетических включений в алмазах не только карбонатов и флогопита, но и минералов из ксенолитов гранатовых перидотитов (лэрцолитов). Как известно, огромное большинство таких включений по составу отвечает минералам самых экзотических и глубинных высокохромистых парагенезисов [Соболев, 1974]. Существуют также физико-химические трудности выплавления кимберлитоподобных жидкостей из флогопитсодержащих перидотитов [Майсен, Беттчер, 1979], по крайней мере при относительно умеренных давлениях (около 35 кбар). Наконец, следует подчеркнуть, что породы, сходные с кимберлитами, совершенно отсутствуют на ранних этапах геологической истории, что непросто объяснить с формальных позиций, так как прогрессирующая со временем дифференциация вещества Земли ведет к последовательному обеднению мантийных пород легкоплавкими компонентами.

Однако решающими при оценке степени достоверности распространенных моделей кимберлитообразования должны являться отнюдь не приведенные выше соображения, а широко известные новейшие данные, которые, тем не менее, обычно не принимают во внимание, так как они не укладываются в рамки привычных представлений.

Вероятно, наиболее важно для интерпретации кимберлитов как неомогенной магматической системы то, что среди распространенных в кимберлитовом цементе предположительно глубинных и высокотемпературных вкрапленников отсутствует единая группа минералов, связанных котектическими соотношениями и образующих тесную ассоциацию, которая могла бы рассматриваться в качестве продукта глубинной кристаллизации собственно кимберлитового расплава. Основанием для такого вывода служит широко известное и хорошо проверенное экспериментально изменение коэффициентов распределения многих петрогенных и малых элементов между расплавом и сосуществующими фазами при изменении давления [Йодер, 1979; Майсен, Беттчер, 1979]. Иначе говоря, если протокимберлитовая магма возникает при частичном плавлении ультраосновного вещества верхней мантии и затем подвергается многоактной последовательной кристаллизации при подъеме (что постулируется во всех вышеупомянутых схемах), то невозможно представить такое направление кристаллизации этих выплавов, которое приводило бы к образованию дифференциатов, идентичных по составу широкому ряду респитовых ми-

нералов, изученных в глубинных ксенолитах (часть из которых являлась субстратом при выплавлении, что большинство исследователей сейчас уже не подвергают сомнению). Следовательно, эволюция протокимберлитовых расплавов должна вести к кристаллизации из них хотя бы одной дискретной ассоциации глубинных минералов (показателя собственно кимберлитового процесса). Однако тщательные поиски такой ассоциации минералов в кимберлитах не увенчались успехом [Лазько, 1979]. В качестве подобной группы нельзя рассматривать вкрапленники хромовой ассоциации, а также немногочисленные реликты, отвечающие по составу минералам эклогитовых и пироксенитовых парагенезисов и являющиеся продуктом дробления соответствующих глубинных ксенолитов.

Из всех дискретных групп глубинных минералов кимберлитов одна только титановая ассоциация вкрапленников не имеет аналогов в ксенолитах. Однако и ее нельзя рассматривать как результат эволюции собственно кимберлитового расплава, поскольку в ее состав входит оливин, более железистый (т. е. выделившийся из более дифференцированного расплава), чем мелкий идиоморфный оливин так называемой второй генерации [Бобриевич и др., 1964] из кимберлитового цемента. Идиоморфный оливин, как легко установить в шлифах, не только наиболее поздний из всех парагенетических типов оливинов кимберлитовых пород [Лазько и др., 1980], но и одним из самых последних кристаллизуется из протокимберлитовой магмы; непосредственно после его образования формируются относительно низкотемпературные ассоциации кимберлитового цемента. Поскольку собственно кимберлитовая природа идиоморфного оливина не вызывает сомнений, титановая ассоциация вкрапленников, которая не могла образоваться раньше оливина, просто не укладывается в процесс кимберлитообразования. В то же время именно эта ассоциация во многом определяет необычные химические характеристики кимберлитов (содержания титана, глинозема, хрома, натрия, железа). Двойственность природы титановой ассоциации и ее роль в формировании общего вещественного облика кимберлитов разными путями привели некоторых исследователей к заключению о ксеногенности вкрапленников титановой ассоциации, наряду с глубинными ксенолитами, по отношению к кимберлитовому цементу [Лазько, 1974, 1979; Lesotho kimberlites, 1973; Meyer, 1977].

Таким образом, к продуктам глубинной кристаллизации собственно кимберлитовой (протокимберлитовой) магмы однозначно принадлежит только мелкий идиоморфный оливин второй генерации; с некоторой долей условности сюда же следует отнести большое количество крупных ксеноморфных вкрапленников (и их обломков) оливина первой генерации, железистость которых обязательно равна или ниже железистости кристаллов идиоморфного оливина, и которые, не встречаясь в глубинных ксенолитах, образуют с ним непрерывный ряд составов вплоть до наиболее магнезиальных разностей (до 94% Fo).

В ряде случаев изотопными анализами установлен резко различный абсолютный возраст некоторых типов минералов-вкрапленников титановой ассоциации (гранат, флогопит, клинопироксен), традиционно считающихся в отечественной литературе собственно кимберлитовыми, и вмещающего их цемента [Сарсадских и др., 1966; Brookins, 1971; Barrett, 1975]. Более того, при изучении изотопного состава и уран-свинцовом датировании сульфидных включений в южноафриканских алмазах обнаружено аналогичное различие возраста алмазов и содержащего их кимберлита [Kramers, 1979]: как вкрапленники, так и алмазы оказались значительно более древними и изотопно неравновесными с цементом.

Существует противоречие между сингенетическим характером включений в алмазах и протогенетическим — в некоторых минералах из кимберлитового цемента, прежде всего в крупных ксеноморфных вкраплен-

никах оливина. Эпитаксия включения в алмазах установлена еще в первые годы изучения якутских кимберлитов [Футергендлер, Франк-Каме-нецкий, 1961]. В то же время эпитаксические вростки в оливине кимбер-литов обнаружить не удалось [Лазько, 1979]. Если учесть, что состав включений в алмазах и ксеноморфных оливинах в ряде случаев иденти-чен, отмеченное противоречие позволяет предполагать, что алмаз и ксено-морфный оливин не могли кристаллизоваться из одной порции расплава.

В. С. Соболев (1976) показал невозможность сколько-нибудь существенной миграции к поверхности насыщенных водой и углекислотой ультра-основных выплавов из вещества верхней мантии, какими обычно считаются кимберлиты, из-за отрицательного наклона кривых H_2O - и $CO_2 + H_2O$ -насыщенного солидуса таких расплавов к оси давлений. Экспери-ментальные данные Б. Майсена и А. Беттчера (1979) уточняют теорети-ческую модель В. С. Соболева и позволяют утверждать, что вертикальное перемещение углекисло-водонасыщенных ультраосновных магм невоз-можно в верхней части литосферы, при давлениях ниже 25 кбар (менее 70—90 км); указанное ограничение не распространяется только на те слу-чаи, когда равновесный с расплавом флюид представлен почти чистой CO_2 .

Весьма своеобразным оказалось поведение алмазов с твердыми ми-неральными включениями в различных природных и искусственных сре-дах при высоких температурах. Н. В. Соболев и его сотрудники показа-ли, что по характеру сингенетических кристаллических вростков в алма-зах последние происходят исключительно из ассоциаций высокохромового ультрабазитового или эклогитового типа. В то же время среди включений и равновесных сростков с алмазами отсутствуют достоверные находки ми-нералов титановой ассоциации. Это позволяет предполагать, что в ус-ловиях формирования вкрапленников этой ассоциации алмазы не образу-ются, т. е. являются неравновесной фазой, чему есть очень веские подтверж-дения. Так, при наблюдениях за поведением алмаза при нагревании уста-новлено, что он быстро теряет вес в самых различных по составу природ-ных и искусственных средах после достижения системой определенной температуры, во всех случаях несколько превышавшей $700^\circ C$ [Руденко и др., 1965, 1967].

Исключением были только опыты по нагреву алмаза в вакууме, инерт-ных веществах и природных объектах, но без обмена веществом с внешней средой, где алмаз без ущерба выдерживал значительно более высокие температуры. Значит, для сохранения алмаза в природе решающее зна-чение имеет отнюдь не характер перепадов температуры и давления и ал-маз не растворяется при взаимодействии с расплавами солей и щелочей, или природных объектов (пород и минералов), как считалось до работ А. П. Руденко с сотрудниками, а окисляется под действием различных окислителей, насыщающих такие расплавы. Очень существенно, что ал-мазы плохо сохраняются в расплаве кимберлита [Harris, Vance, 1974], так как потенциальные окислители алмаза могли содержаться только в самой алмазоносной породе. Оценка ряда параметров глубинного ми-нералообразования позволяет прийти к выводу, что потенциальными при-родными окислителями алмаза могли служить только кислород, вода и углекислота (вероятнее всего, вода) [Лазько, 1979]. Вместе с тем набор и особенности состава минералов титановой ассоциации позволяют думать, что в период кристаллизации последней происходит насыщение материн-ского расплава водой, что, возможно, связано с окислением газовой состав-ляющей материнских расплавов в верхах астеносферы и сопровождается резким возрастанием летучести кислорода. Поэтому трудно объяснить алмазоносность кимберлитов в рамках классических «одноактных» схем кимберлигообразования.

Подытоживая сказанное, следует еще раз подчеркнуть особое, клю-чевое положение минералов-вкрапленников титановой ассоциации при

разработке концепций формирования кимберлитов. С одной стороны, она занимает промежуточное положение в ряду дискретных минеральных парагенезисов кимберлитовых пород, так как ее выделению предшествует появление вкрапленников хромовой и других (ксеногенных) ассоциаций, а явно после нее кристаллизуется большое количество мелкого идиоморфного оливина и минералы кимберлитового цемента. С другой стороны, химические характеристики вкрапленников титановой ассоциации свидетельствуют о крайней степени дифференцированности исходных для нее расплавов, не фиксирующейся в составах никаких других дискретных минеральных парагенезисов кимберлитовых пород (за исключением ксенолитов ильменитовых гипербазитов). Примирить все противоречия не представляется возможным в рамках любой генетической схемы, которая рассматривает формирование кимберлита как результат единого направленного процесса постепенной эволюции одной и той же порции изначально алмазоносного насыщенного летучими расплава на разных уровнях глубинности, с последовательным образованием всей совокупности разнообразных минеральных ассоциаций. Понимание этого положения могло бы значительно сузить рамки разумной дискуссии. Тем не менее приходится только недоумевать по поводу того, что в отечественной литературе регулярно появляются (в последние годы!) именно такие мало-реальные, не опирающиеся на весь имеющийся фактический материал, «модели» кимберлитобразования [Милашев, 1972; Илупин, 1974; Харьков, 1975; Перчук, Ваганов, 1978].

Представляется, что основные проблемы вещественного состава рассматриваемых пород (тесная пространственная ассоциация древних высокотемпературных и глубинных вкрапленников с относительно более молодыми низкотемпературными и вдобавок изотопно иными парагенезисами цемента; химическая двойственность; резкое несоответствие состава экспериментальных частичных выплавов из гранатовых перидотитов составу кимберлитов; происхождение сингенетических включений силикатов и окислов в алмазах; трудности объяснения алмазоносности кимберлитов; природа вкрапленников титановой ассоциации и т. д.) могут быть решены только в рамках концепции формирования их в два этапа. Согласно этой концепции, все разнообразные минеральные парагенезисы кимберлитовых пород кристаллизовались в два обособленных этапа, разделенных большим промежутком времени и, возможно, из разных порций расплава. При этом первый этап рассматривается, по-существу, в качестве подготовительного, так как в процессе его реализации формировалась вся совокупность глубинных минеральных ассоциаций, выносимых из верхней мантии протокимберлитовым расплавом на втором этапе.

Первый этап глубинного минералообразования в общих чертах может быть охарактеризован как эволюция глубинного, возможно, уже частично дифференцированного вещества верхней мантии, от почти лишенных легкоплавких «базальтовых» компонентов гранатовых дунитов и перидотитов до накапливающих многие из этих компонентов флогопит-ильменитовых перидотитов и вкрапленников титановой ассоциации [Лазько, 1979]. Именно такое направление изменения составов фиксируется в зональных гранатах из кимберлитового цемента [Соболев, 1974] и тектонизированных («сдвиговых») гранатовых перидотитов. Есть все основания считать, что флогопит-ильменитовые породы и дискретные минералы титановой ассоциации представляют предельные по степени дифференцированности (из-за максимального для мантийных парагенезисов уровня накопления калия, титана, железа, кальция, некоторых редких элементов) глубинные образования, т. е. результат далеко зашедшей эволюции протовещества верхней мантии. Первый этап, проходивший, по-видимому, в рамках глобального процесса общей дифференциации вещества Земли, целиком осуществляется в верхней мантии, наиболее вероятно —

в древней астеносфере. Во всяком случае, породы, приближающиеся по составу к флогопит-ильменитовым перидотитам и титановой ассоциации вкрапленников, на дневной поверхности неизвестны. Особенности составов и структур глубинного ксеногенного материала в кимберлитовых трубках (включая титановую ассоциацию) подтверждают недавно появившиеся в литературе и широко обсуждаемые представления о четырех ведущих процессах, управляющих мантийным минералообразованием и петрогенезисом и в значительной мере обуславливающих направление эволюции подкорового вещества, — механизма выплавления из пиролита (перидотита) базальтовой составляющей (рестирования), сменяющих его внутриастеносферных метасоматозе и диапиризме, а также вторичном локальном плавлении дифференцированных глубинных пород. По мнению автора, представления об этих процессах, фактически подготавливающих возникновение кимберлитов, можно успешно использовать при объяснении особенностей всего комплекса кимберлитовых пород и ряда сходных объектов.

Таким образом, появление флогопит-ильменитовых перидотитов, а также вкрапленников титановой ассоциации, предельный характер которых и обуславливает необходимость выделить два независимых этапа формирования минеральных ассоциаций, означает окончание первого этапа глубинного минералообразования в кимберлитовых породах. На втором этапе, отделенном от первого каким-то промежутком времени (возможно, значительным), протокимберлитовый расплав из сильно дифференцированной верхней мантии с большой скоростью выносит глубинные продукты кристаллизации первого этапа, а также формируются собственно кимберлитовые минеральные ассоциации. Согласно изложенному выше, к ним можно отнести только ксеноморфный (ранний) и идиоморфный (поздний) оливин, а также ассоциации цемента. Главные выводы из предлагаемой модели таковы: 1) кимберлиты первоначально выплавляются из лишенных легкоплавкой составляющей мантийных ультрабазитов как сухие магмы пикритового (меймечитового) состава; 2) собственно кимберлитовые ассоциации не имеют прямого отношения к предшествующему этапу внутриастеносферного минералообразования, что подтверждает их резко различный абсолютный возраст; 3) кимберлиты — продукт своеобразного глубинного гибридизма, породы, окончательный облик которых сформировался под влиянием ассимиляции и механического захвата магмой пикритового типа ультраосновных же, но резко обогащенных рядом «базальтовых» компонентов, которые являются продуктами дифференциации первого этапа глубинного петрогенезиса, осуществлявшегося в рамках процесса общей эволюции вещества Земли. Неустойчивый химизм кимберлитов объясняется смешением разных по составу глубинных источников; 4) кимберлиты не являются средой кристаллизации алмазов, а только переносят и консервируют их; необходимое условие сохранения алмазов в кимберлитовом субстрате — значительная скорость их выноса.

Предлагаемая двухэтапная модель происхождения кимберлитовых пород снимает многие противоречия. Вместе с тем возникает проблема: правомочно ли объединять разновременные и разнохарактерные продукты глубинного петрогенезиса и минералообразования в рамках единого кимберлитового процесса. Действительно, в предлагаемой схеме в собственно кимберлитовый процесс — процесс ультраосновного магматизма, сочетающийся с глубинным гибридизмом, — включены и явно ксеногенные образования (глубинные ксенолиты), и объекты, происхождение которых спорно (минералы-вкрапленники, особенно титановой ассоциации), и собственно кимберлитовые минералы второго этапа кристаллизации. Так возникает дилемма — либо все образования первого этапа рассматривать как действительно ксеногенные, не имеющие никакого отношения к ким-

берлиитообразованию, и тогда исключить их из кимберлитового процесса, либо признать их необходимой предпосылкой последнего и считать, что кимберлит в своем окончательном виде просто не может возникнуть без предварительной направленной переработки протяженных вертикальных зон верхней мантии.

Как та, так и другая постановка вопроса правомочна, и однозначно ответить на вопрос о том, какое из двух предположений реально, в настоящее время не представляется возможным. Здесь мы опять сталкиваемся с ключевой ролью титановой ассоциации, которую можно истолковать совершенно противоположно: а) минералы ее служат характерным признаком кимберлитового процесса и в этом случае локально развиваются только в областях формирования протокимберлитовых расплавов; б) вкрапленники — широко распространенный продукт перекристаллизации флогопит-ильменитовых гипербазитов (являющихся предельной формой внутримантийной дифференциации первичного вещества верхней мантии) в верхах палеоастеносферы под древними платформами. Если вкрапленники повсеместно развиты в указанной зоне, то непосредственного отношения к кимберлиитообразованию, как и продукты первого этапа глубинной кристаллизации в целом, не имеют.

В этой связи необходимо отметить, что титановая ассоциация свойственна только кимберлитам, в иных породах такой своеобразный набор вкрапленников не встречен, включая щелочно-ультраосновные брекчии тихоокеанских островов, щелочные базальтоиды Нигерии, Шотландии, Монголии и других регионов, где в составе ассоциаций глубинных вкрапленников присутствует пироповый гранат [Глубинные ксенолиты..., 1975]. Однако это может быть связано просто с глубиной соответствующих магматических очагов, закладывающихся в случае кимберлитов ниже слоя флогопит-ильменитовых пород в астеносфере, тогда как в других случаях этого не происходит. В то же время существование платформенных меймечитов, глубина заложения очагов исходных расплавов которых, по некоторым оценкам, чуть ли не такая же, как у кимберлитов, и одновременно лишенных всяких признаков присутствия вкрапленников титановой ассоциации, позволяет предполагать, что ассоциация все же не образует сплошного слоя в верхах ископаемой астеносферы под древними платформами. Это, в свою очередь, подразумевает определенное (парагенетическое) родство между обоими этапами глубинного петрогенезиса и минералообразования в кимберлитах. Сказанное, на наш взгляд, позволяет по-прежнему рассматривать кимберлитовые породы как единое формационное целое, объединяя в рамках этого термина продукты обоих этапов, но вкладывая в него новое «гибридное» содержание. Следует, однако, подчеркнуть, что такое решение неокончательно, оно подлежит пересмотру, если в дальнейшем будут обнаружены породы некимберлитового характера, содержащие в полном объеме титановую ассоциацию вкрапленников; в этом случае необходимо будет ограничить понятия «кимберлит» и «кимберлитовые породы» рамками второго этапа глубинного минералообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобриевич А. П., Илунин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. 191 с.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1962, № 11, с. 3—17.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132—227.
- Илунин И. П. Минеральный состав кимберлитов и генезис глубинных минералов кимберлита.— Геол. и геофиз., 1974, № 8, с. 150—153.

- Подер Х.** Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
- Лазько Е. Е.** Особенности структуры некоторых минералов кимберлитов как индикатор процессов глубинной эволюции ультрабазитового расплава.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 3, с. 101—110.
- Лазько Е. Е.** Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М.: Недра, 1979. 192 с.
- Лазько Е. Е., Голева Н. Б., Серенко В. П.** Типоморфизм и генезис оливинов кимберлитовых пород.— В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980, с. 225—239.
- Лутц Б. Г.** Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
- Майсен Б., Беттчер А.** Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
- Милашев В. А.** Физико-химические условия образования кимберлитов. Л.: Недра, 1972. 176 с.
- Перчук Л. Л., Ваганов В. И.** Природа кимберлитов Якутии.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 27—48.
- Ровша В. С.** О минералогических критериях алмазности кимберлитов Якутии.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 6, с. 1445—1448.
- Руденко А. П., Кулакова И. И., Баландин А. А.** Роль гидроокисей и карбонатов щелочных металлов в окислительном растворении алмаза.— Докл. АН СССР, 1965, т. 167, № 5, с. 1169—1172.
- Руденко А. П., Кулакова И. И., Баландин А. А.** Каталитическая активность ионов щелочных металлов в окислительном растворении алмаза.— Кинетика и катализ, 1967, т. 8, вып. 2, с. 275—282.
- Сарсадских Н. Н., Благуйкина В. А., Силин Ю. И.** Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 2, с. 420—423.
- Соболев В. С.** Образование магм и магматических горных пород.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1976, с. 112—147.
- Соболев Н. В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
- Францессон Е. В.** Химический фактор и минералогические критерии алмазности кимберлитовых пород.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 9, с. 89—96.
- Футергендлер С. И., Франк-Каменецкий В. А.** Ориентированные вростки оливина граната, хромшпинелида в алмазах.— Зап. ВМО, 1961, ч. 90, вып. 2, с. 230—236.
- Харькив А. Д.** Подкорковый (протомагматический) этап кристаллизации минералов кимберлитов и его связь с алмазностью.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 1, с. 14—23.
- Barrett D. R.** The genesis of kimberlites and associated rocks: strontium isotopic evidence.— Phys. Chem. Earth, 1975, v. 9, p. 637—653.
- Brookins D. G.** Possible age of crystallization of pyrope from the Stockdale kimberlite, Kansas, USA.— Geochem. J., 1971, v.3, N 2-3, p. 135—140.
- Carswell D. A.** Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths.— Phys. Chem. Earth, 1975, v. 9, p. 417—425.
- Harris J. V., Vance E. R.** Studies of the reaction between diamond and heated kimberlite.— Contrib. Mineral. Petrol., 1974, v. 47, N 4, p. 237—244.
- Kramers J. D.** Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion — bearing diamonds and mantle — derived xenoliths from Southern Africa.— Earth Planet. Sci. Lett., 1979, v. 42, N 1, p. 58—70.
- Meyer H. O. A.** Mineralogy of upper mantle: a review of the minerals in mantle xenoliths in kimberlites.— Earth Sci. Rev., 1977, v. 13, p. 251—281.
- Ringwood A. E.** Origin of the Earth and Moon. N. Y.: Springer-Verlag, 1979. 295 p.

В. И. ВАГАНОВ

ГЛУБИННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ

**(геотермобарометрия ультраосновных включений
и термодинамические расчеты)**

Ультраосновные включения в кимберлитах и щелочных базальтах — важнейший источник информации о глубинных петрологических процессах. Однако характер интерпретации этих данных во многом определяется нашей точкой зрения на генезис включений: являются ли они представи-

телями вещества верхней мантии и ксеногенны по отношению к транспортирующему их материалу, или же это аккумулятивные образования, которые возникли на ранних этапах эволюции магмы.

Большинство исследователей придерживаются мнения о ксеногенном характере включений [Глубинные ксенолиты..., 1975; Владимиров и др., 1976; Геохимия..., 1980]. Но существует точка зрения и об аккумулятивной природе ультраосновных включений (для Австралии — Р. Ирвингом, Северной Америки — Бестом, Гавайских островов — Р. Уайтом, Д. Грином и А. Рингвудом, Б. Майсеном и А. Бетчером, Японии — К. Аоки, СССР — И. М. Волоховым. Относительно включений в кимберлитах достаточно сослаться на работы В. А. Милашева, Е. В. Францессон, П. И. Трофимова, Кюрея).

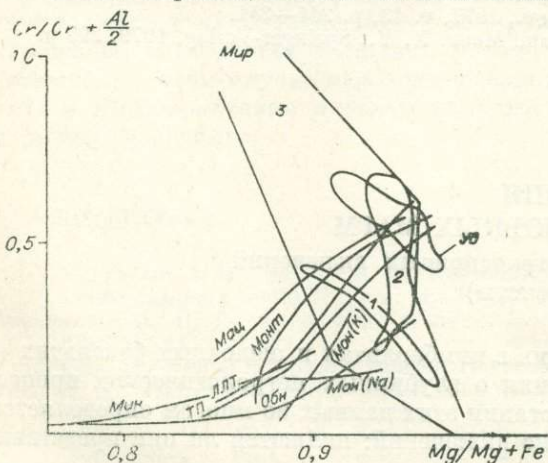
Как отмечали В. П. Костюк и Е. А. Костюк (1978), «прямые доказательства принадлежности ультраосновных нодул к мантийному материалу, строго говоря, пока отсутствуют». Однако недавние эксперименты Б. Майсена и А. Бетчера (1979) позволяют в качестве критерия использовать некоторые особенности состава минералов. Согласно их данным, в минералах-реститах содержание хрома и магнизиальность прямо пропорциональны, тогда как в минералах-кумулятах наблюдается обратная тенденция: с ростом магнизиальности содержание хрома падает. Наиболее четко это прослеживается по пироксенам.

Мы использовали опубликованные составы клинопироксенов из включений хорошо изученных объектов, а также клинопироксены из включений в алмазах и сростков с алмазами трубки «Мир». Клинопироксены были выбраны потому, что, во-первых, диапазон содержаний хрома в них намного больше, чем в ортопироксенах, значит, не так существенно должны влиять аналитические ошибки; во-вторых, материал по клинопироксенам более представительен.

На рис. 1 показан характер изменения химизма клинопироксенов в координатах хромистость — магнизиальность. Для включений из кимберлитов Лесото, Северной Америки, трубки «Обнаженная», базальтов Монголии и Минусы отмечается четкая положительная корреляция магнизиальности и хромистости, что указывает на их реститовую природу. Совершенно иная картина наблюдается для включений из трубок «Мир» и «Удачная», где хромистость растет с понижением магнизиальности, причем для трубки «Мир» такая тенденция намечается как в целом по включениям, так и раздельно по гранатовым перидотитам, включениям в алмазах и сросткам с ними.

Данные по ромбическим пироксенам полностью согласуются со сделанными выше выводами.

Таким образом, анализ химизма клинопироксенов показывает, что в



большинстве случаев ультраосновные включения действительно являются истинными ксенолитами и представляют

Рис. 1. Корреляция хромистости и магнизиальности клинопироксенов из ультраосновных включений.

Уд — Удачная, Обн — Обнаженная, ТП — Таба-Путсоа, Мац — Мацоку, Монт — Монтана, ЛЛТ — Летсент-Ла-Терае, Мон — базальты Монголии (калиевая и натровая серии), Мин-Минуса. Для трубки «Мир» раздельно показаны поле клинопироксенов из гранатовых перидотитов (1), из включений в алмазах (2) и поле для трубки в целом (3) с учетом клинопироксен-алмазных сростков.

собой обломки вещества верхней мантии. В кимберлитах же трубок «Мир» и «Удачная» как включения перидотитов, так и включения в алмазах (а следовательно, и сами алмазы) — образования аккумулятивные и кристаллизовались, скорее всего, непосредственно из кимберлитовой магмы, хотя тут возможны и несколько иные объяснения.

Не останавливаясь на возможных причинах различия, отметим, что температура и давление формирования включений в трубках «Мир» и «Удачная» должны в таком случае отражать термодинамические параметры кимберлитовой магмы на определенных стадиях ее эволюции. Температура и давление рассчитывались нами по двуокислородному геотермобарометру [Перчук, 1977а, б]. На TP -диаграмме точки включений из трубки «Удачная» образуют линейный тренд, отражающий ход эволюции кимберлитового расплава. Его можно описать уравнением

$$T, ^\circ\text{C} = 768 + 5,65P \text{ кбар.} \quad (1)$$

С другой стороны, температура кимберлитовых расплавов может быть рассчитана непосредственно по валовому химическому составу кимберлитов по специальной методике, изложенной ранее [Перчук, Ваганов, 1978; Perchuk, Waganov, 1980]. Кроме того, согласно данным Л. Л. Перчука, в кимберлитах величина отношения $\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ пропорциональна давлению их формирования, т. е. диаграмма $T - \text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ для кимберлитов может служить своеобразным эквивалентом TP -диаграммы.

На рис. 2 на такой диаграмме представлено поле составов кимберлитов трубки «Удачная». Точки составов укладываются в сравнительно узкий сектор, причем усредняющая прямая проходит через точку среднего состава кимберлитов трубки и практически параллельна тренду для Далдунского поля в целом:

$$T, ^\circ\text{C} = 1136,2 + 344,83(\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_2). \quad (2)$$

Таким образом, для трубки «Удачная» мы имеем два уравнения. Приравняв правые части уравнений, легко получить взаимосвязь величин давления и отношения $\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_2$:

$$P, \text{кбар} = 65 + 61,03(\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_2). \quad (3)$$

Уравнение (3) совместно с уравнением для расчета температур позволяет рассчитывать температуры и давления генерации кимберлитовых магм по валовому химическому составу кимберлитов, и сопоставлять эти данные с результатами изучения ультраосновных включений.

На рис. 3 в обобщенном виде представлены результаты геотермобарометрии включений (по методу Л. Л. Перчука) из ряда кимберлитовых трубок. Сюда же нанесены области генерации расплавов для тех же трубок. Видно, что в ряду «Удачная» — Лесото, Северная Америка — «Обнаженная» давление формирования включений падает, уменьшается также и давление магмогенерации, но возрастает температура, т. е. результаты, полученные при изучении включений и химизма кимберлитов, качественно хорошо согласуются между собой.

Однако остается открытым вопрос: можно ли рассматривать тренды на TP -диаграммах, полученные путем геотермобарометрии ксенолитов, как палеогеотермы? Иными словами, действительно ли эти ксенолиты абсолютно чужеродны выносящим их расплавам, которые нужно рассматривать лишь в качестве транспортирующего агента, или же имеет место определенное взаимодействие между ксенолитами и расплавом?

По данным Х. Олсопа и Д. Баррета [Allsopp, Barret, 1975], возраст меловых кимберлитов Южной Африки и возраст включений в них практически одинаковы. Позднее эти данные были подтверждены и японскими исследователями. Такая близость возрастов указывает по меньшей мере

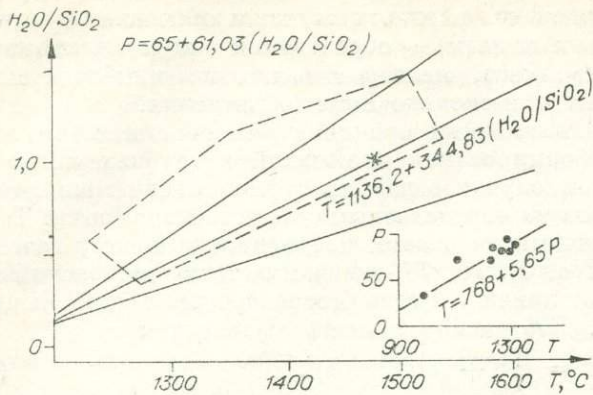


Рис. 2. Вывод уравнения связи P и H_2O/SiO_2 для трубки «Удачная». Штриховой контур — поле составов кимберлитов Далдынского района, сектор — область составов кимберлитов трубки «Удачная». Усредняющая линия для трубки является биссектрисой и проходит через точку среднего состава (показан звездочкой). На врезке — результаты двуириксеновой геотермометрии ультраосновных включений из трубки «Удачная». Остальные пояснения — в тексте.

Рис. 3. Сопоставление результатов геотермометрии ультраосновных включений и термодинамических расчетов.

Мот — Мотае, ЭБ — Элвин-Бей. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1. Области магматогенерации: Д — Далдынское поле, Л — Лесото, К — Куойское поле. Звездочки — средние составы кимберлитов трубок «Удачная» и «Обнаженная». Пунктир — континентальная геотерма по Кларку и Рингвуду, штрихпунктир — предполагаемая геотерма для Далдынского поля.

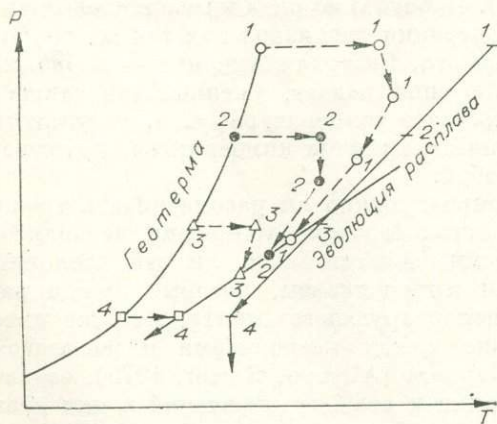
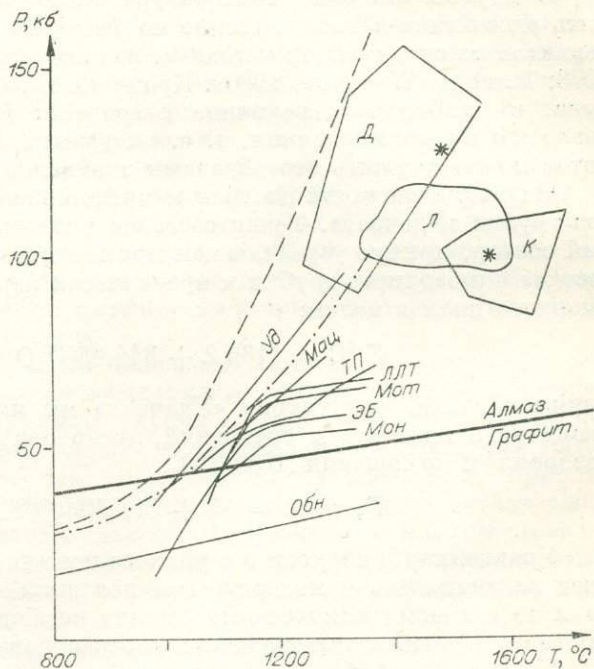


Рис. 4. Упрощенная модель прогрева ксенолитов в кимберлитовом расплаве.

1—4 — места захвата ксенолитов, пунктир — перемещение фигуративных точек ксенолитов в P - T -поле по мере прогрева. Остальные пояснения в тексте.

на интенсивное взаимодействие ксенолитов и расплава. Одной из важных сторон процесса взаимодействия может быть прогрев включений.

Действительно, если такой прогрев включений нередко твердо устанавливается для базальтов с температурой ликвидуса $1200\text{--}1250^\circ\text{C}$, то он должен быть еще более обычным явлением для кимберлитов с температурами ликвидусов $1300\text{--}1500^\circ\text{C}$ и выше. Отметим, что столь высокие значения ликвидусных температур получаются не только по нашим расчетам, но и следуют из данных И. В. Попивняка и Е. Е. Лазько (1979) по расплавленным включениям в оливинах трубки «Удачная».

И. Даусон и И. Кюрней [Dawson *et al.*, 1975] предполагают, что обогащенные железом порфирокластические перидотиты из трубок Таба-Путсоа и Мотае (Лесото) дают высокие значения температур из-за прогрева в кимберлитовой магме. Как указывает Р. Митчелл [Mitchell, 1977], с этой точки зрения палеогеотерма на самом деле — усредняющая линия, обобщающая все значения температур как мантийных образцов, так и транспортирующей среды и, таким образом, не несет информации о мантийных условиях на глубине. По мнению Р. Митчелла, точные критерии, позволяющие отличать ксенолиты, нагретые в кимберлитовой магме, от ненагретых и фиксирующих условия мантии, в настоящее время отсутствуют. Наконец, прямое доказательство прогрева приведено А. В. Ухановым [Уханов, Малышева, 1973], по данным которого температура на поверхности изученного ксенолита на 400°C превышала температуру в центре образца.

Рассмотрим простейшую модель прогрева ксенолитов в эволюционирующем расплаве (рис. 4). Температуры и давления в мантии задаются геотермой. Температура образования расплава либо равна температуре на геотерме (этот случай тривиален и не нуждается в специальном рассмотрении), либо выше ее. Эволюция расплава в общем случае протекает с понижением T и P в сторону геотермы.

Для того чтобы провести геометрический анализ, допустим, что захват ксенолитов осуществляется дискретно лишь в некоторых точках (на рисунке таких точек 4), причем в каждой точке захватывается лишь один ксенолит. Допустим также, что в каждой точке захвата происходит лишь частичное уравнивание ксенолита и расплава, т. е. на TP -диаграмме точка ксенолита успевает пройти лишь часть пути по направлению к точке расплава, и примем для определенности эту часть пути равной половине.

Тогда в точке (1) ксенолит (1) пройдет половину пути к точке расплава (1). В точке (2) ксенолит (2) пройдет половину пути к точке расплава (2), а ранее захваченный ксенолит (1) — тоже половину пути, но уже по направлению к точке расплава (2), и т. д. Продолжая такие построения для каждой точки, мы получим в итоге «палеогеотерму», построенную по прогретым ксенолитам. Из этой простейшей модели следует несколько выводов.

Во-первых, будут отсутствовать включения, соответствующие наиболее высокопараметричным стадиям эволюции расплава. Во-вторых, относительная последовательность температур и давлений для ксенолитов остается неизменной. В-третьих, «ксенолитные» и эволюционные тренды пересекаются под углом, причем продолжение «ксенолитного» тренда приводит при одном и том же давлении к более высоким значениям температур, чем в области магмогенерации. В-четвертых, все составы ксенолитов должны располагаться на TP -диаграмме левее эволюционного тренда, т. е. в области более низких температур и давлений.

Возвращаясь к рис. 3, легко увидеть, что практически все перечисленные выше соотношения действительно выполняются для всех проанализированных нами кимберлитовых трубок.



Большая часть ультраосновных включений в кимберлитах и базальтах—ксенолиты, представляющие собой обломки вещества верхней мантии. Температуры и давления, получаемые в результате геотермобарометрии включений, не отражают условий на глубине, а являются результатом прогрева ксенолитов в кимберлитовой магме.

Включения в трубках «Мир», «Удачная» (1979)—аккумуляты и кристаллизовались непосредственно из кимберлитовой магмы.

Выведенные уравнения позволяют на основе петрохимических данных изучать *TR*-эволюцию кимберлитовых, а также других щелочно-ультраосновных богатых летучими магм.

ЛИТЕРАТУРА

- Владимиров Б. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов/Говоров И. Н., Илущин И. П., Харьков А. Д. и др. М.: Наука, 1980. 330 с.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Костюк В. П., Костюк Е. А. О некоторых особенностях химизма пироксенов из включений в базальтах.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 228—237.
- Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
- Перчук Л. Л. Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов.— Докл. АН СССР, 1977а, т. 233, № 3, с. 456—460.
- Перчук Л. Л. Пироксеновый барометр и «пироксеновые геотермы».— Докл. АН СССР, 1977б, т. 233, № 6, с. 1196—1200.
- Перчук Л. Л., Ваганов В. И. Природа кимберлитов Якутии.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 27—49.
- Попивняк И. В., Лазько Е. Е. Включения затвердевших расплавов в минералах кимберлитовых пород Западной Якутии.— Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 1, с. 194—198.
- Уханов А. В., Малышева Т. В. Прогревание ультраосновных ксенолитов в кимберлитовой магме.— Геохимия, 1973, № 10, с. 146—147.
- Allsopp H. Z., Barret D. R. Rb — Sr age determination on South. Africa kimberlite pipes.— Phys. and Chem. Earth., 1975, v. 9, N 40, p. 605—617.
- Dawson I. B., Gurney Y. I., Lawless P. I. Paleogeothermal gradients derived from xenoliths in kimberlite.— Nature, 1975, v. 257, p. 580—581.
- Mitchell R. H. Ultramafic xenolith from the Elwin Bay kimberlite: the first Canadian paleogeotherm.— Can. J. Earth Sci., 1976, N 14, p. 1202—1210.
- Perchuk L. L., Vaganov V. I. Petrochemical and thermodynamic evidence on the origin of kimberlites.— Contrib. Mineral. Petrol., 1980, v. 72, N 2, p. 219—228.

Ф. В. КАМИНСКИЙ

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ ПО ДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В КИМБЕРЛИТАХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

Проблема генезиса любой магмы, в том числе кимберлитовой, сводится к решению трех главных вопросов: термодинамическим условиям образования этой магмы, механизму ее формирования, способу и характеру выхода магмы на поверхность.

Термодинамические условия образования кимберлитовой магмы достаточно четко определяются с помощью анализа парагенетических минеральных ассоциаций алмазоносных пород и минералов-включений в алмазах. Они относятся к области давлений 40—100 кбар и температур

1000—1300°C. Процессы выхода кимберлитовой магмы к поверхности и формирования кимберлитовых тел достаточно детально исследованы С. И. Костровицким (1976), Е. В. Артюшковым и С. В. Соболевым (1977) и другими.

В меньшей степени разработан довольно сложный вопрос о механизме образования кимберлитовой магмы. Здесь существуют по крайней мере три гипотезы:

1) кимберлитовая магма представляет собой механическую смесь перidotитов, слагающих верхнюю мантию, и продуктов их дезинтеграции [Сарсадских, Ровша, 1960; McGetchin, Silver, 1970; Лазько, 1979];

2) кимберлитовая магма — расплавленный недифференцированный подкордовый перidotит, близкий по составу веществу верхней мантии [Шейнманн, 1961];

3) кимберлитовая магма — продукт выплавления из вещества верхней мантии.

Первые две гипотезы мало распространены. Против них свидетельствует ряд фактов: закономерные и постоянные по составу парагенетические ассоциации минералов, исключающие возможность их механического совмещения; распределение редких элементов и другие. Более распространена третья гипотеза. Но и она не представляет собой законченной теории, поскольку одни исследователи объясняют особенности состава кимберлитовой магмы ассимиляцией ею вещества земной коры [Акимов, Геншафт, 1972], другие — процессом фракционной кристаллизации вещества [Kennedy, Nordlie, 1968; Harris, Middlemost, 1969], третьи — глубинным магматическим кислотным выщелачиванием [Лутц, 1974].

Решить вопрос о механизме и ходе образования кимберлитовой магмы наиболее обоснованно можно путем анализа геохимических особенностей кимберлитов и содержащихся в них включений, которые представляются фрагментами остаточного материала исходной верхней мантии. К числу этих включений в первую очередь относятся гранатовые перidotиты и эклогиты. Рассмотрим основные закономерности распределения микроэлементов в кимберлитах и содержащихся в них включениях, пользуясь для этого полученными ранее аналитическими данными [Илупин и др., 1978].

Щелочи (Na, K, Li, Rb, Cs) в кимберлитах и родственных им породах содержатся в концентрациях, которые на порядок выше, чем во включениях перidotитов и эклогитов (рис. 1). Кимберлиты вообще, наряду с калиевыми щелочными базальтоидами, наиболее обогащены редкими щелочами — Li, Rb, Cs (рис. 2). По соотношению K/Rb кимберлиты близки к полосе «главного тренда» по Д. Шоу с отношением K/Rb = 150—300 или несколько выше. Среднее отношение K/Rb в них 150—170, а для гранатовых перidotитов и эклогитов — около 300, что указывает на перераспределение элементов за счет большей «извлекаемости» Rb. При этом, как показывают анализы, главная часть Rb во включениях содержится в межгранулярном материале. Этот межзерновый материал можно рассматривать в таком случае как остаточный ликват.

Неалмазоносные кимберлиты севера Якутии и ингилиты обладают более высокими содержаниями K и Rb и более высоким отношением K/Rb по сравнению с кимберлитами Центральной Якутии. Аналогичная картина распределения отмечается для Sr и Ba, PЗЭ, Th и U, Zr и Hf, Nb и Ta [Илупин и др., 1978]. Остановимся на некоторых из этих элементов.

Цирконий и гафний, как и редкие щелочи, образуют в кимберлитах концентрации на порядок выше, чем во включениях [Каминский и др., 1977]. Среднее отношение Zr/Hf в кимберлитах (около 35) отличается от хондритового (около 25).

Для ниобия и тантала (рис. 3) картина распределения аналогична. Содержания этих элементов в кимберлитах близки к содержаниям их в

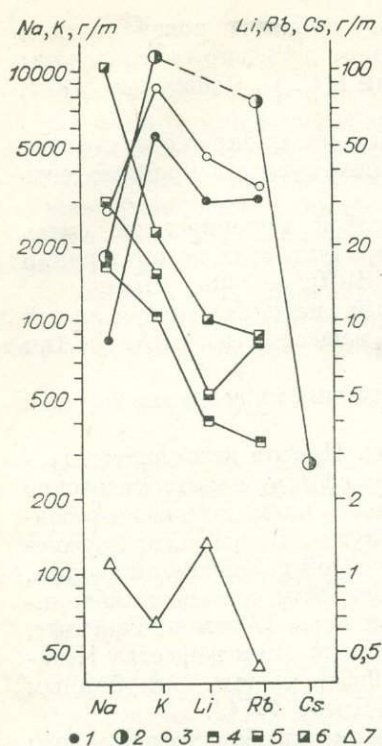


Рис. 1. Средние содержания щелочей в кимберлитах, ингилитах и других породах.

1, 2 — кимберлиты Сибири (1), Африки (2); 3 — ингилиты; 4—6 — включения в кимберлитах гранатовых (4) и шпинелевых (5) ультрамафитов, эклогитов (6); 7 — альпидные ультрамафиты Корякского нагорья.

обычайную степень обогащенности кимберлитов этими элементами: до 300—500 раз для легких РЗЭ по отношению к хондриту, отмечается весьма большая степень «лантаноидного сжатия»: $La/Yb = 100-140$ (в среднем около 120). В противоположность кимберлитам, ультраосновные включения в них характеризуются как содержанием, так и распределением лантаноидов, близким к хондритовому: нормированные по хондриту значения РЗЭ в них равны 2—6, $La/Yb = 5-20$ (в среднем около 8).

По этим примерам можно судить, что кимберлитовые породы (и соответственно исходные для них магмы) в весьма высокой степени обогащены рядом элементов, отличаясь по этому признаку от ультраосновных и эклогитовых включений. Такая закономерность — убедительное свидетельство против гипотез о том, что кимберлитовая магма является механической смесью или расплавом недифференцированного вещества верхней мантии.

Весьма показательны также, что кимберлиты закономерно обогащены как когерентными (Zr, Nb, Ta), так и некогерентными (Na, K, Li, Rb, Ba, Th, U, TR) элементами. Поэтому для них, по нашему мнению, нет надобности привлекать различные механизмы поведения, включая кислотное выщелачивание, как это делает Б. Г. Лутц (1974), а следует, вероятно, искать более универсальный процесс. Таким процессом может быть ассимиляция пород, которые кимберлитовая магма встречает на пути к поверхности, как это предположили А. П. Акимов и Ю. С. Генштафт (1972).

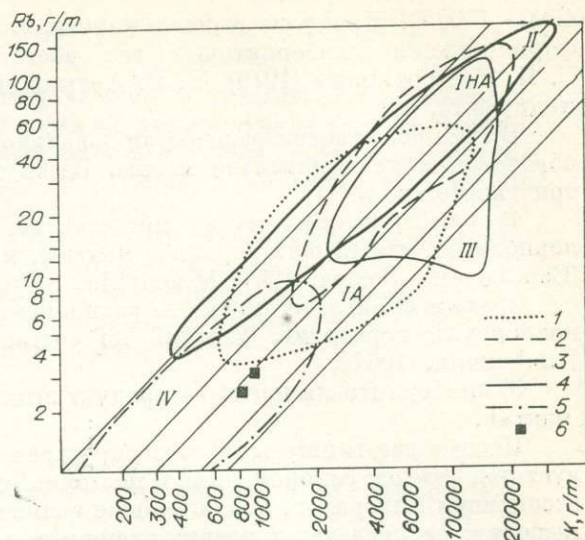


Рис. 2. Содержания калия и рубидия в кимберлитах, ингилитах и других породах.

1—5 — поля: алмазоносных кимберлитов центральных районов Сибири (1), неалмазоносных кимберлитов северных районов Сибири (2), кимберлитов Африки (3), ингилитов (4), включений ультрамафитов и эклогитов в кимберлитах (5); 6 — хондриты.

щелочных базальтоидах, концентрируясь в перовските и, в меньшей степени, в пикроильмените. Включения в кимберлитах существенно обеднены этими элементами, в особенности ниобием.

Наиболее показательна в генетическом отношении группа редкоземельных элементов [Балашов, 1976; Каминский и др., 1978]. На рис. 4 можно видеть не-

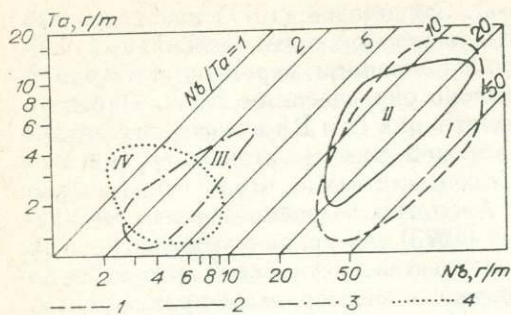


Рис. 3. Содержания ниобия и тантала в кимберлитах, ингилитах и других породах.

1—4 — поля: кимберлитов Сибири (1), Африки (2), включений в кимберлитах ультрамафитов (3), эклогитов (4).

На основании обогащенности кимберлитов радиоактивными элементами и некоторых других данных эти исследователи пришли к выводу о значительной роли ассимиляции кимберлитовой магмой пород чехла. Однако более поздние работы показали, что даже при невысоких содержаниях радиоактивных элементов в исходных перидотитах небольшие объемы выплавки из них концентрируют эти элементы в значительной степени [Комаров, Житков, 1973]. При этом процессе происходит обогащение протокимберлитовой магмы не только радиоактивными, но и другими микроэлементами.

Может быть, обогащение кимберлитовой магмы микроэлементами является следствием процесса дифференциации? С. М. Кравченко (1972), В. И. Герасимовский и В. И. Лебедев (1973) и другие исследователи показали, что критерием дифференциации магм служит закономерное уменьшение отношения K/Rb . Тогда при дифференциации кимберлитовой магмы мы могли бы ожидать уменьшение отношения K/Rb в кимберлитах северных районов Якутии и в ассоциирующих с ними ингилитах, карбонатитах, щелочных базальтоидах, слагающих трубки. Между тем наблюдается обратное явление (см. рис. 2), которое можно объяснить с точки зрения Б. Г. Джеймисона и Д. Б. Кларка [Jamieson, Clarke, 1970], связывающих величину отношения K/Rb в породах глубинного генезиса с различной степенью плавления исходного мантийного вещества при генерации исходных магм.

Согласно мнению Б. Г. Джеймисона и Д. Б. Кларка, концентрация рубидия в магматическом расплаве находится в обратной зависимости от степени селективного плавления исходного вещества. Их точка зрения подтверждается распределением рубидия в кимберлитах, ингилитах и содержащихся в них ультраосновных включениях. Главный минерал — носитель рубидия в этих породах — флогопит, в котором содержание элемента составляет 190—450 г/т. Если флогопита в породах 3—6%, то рубидия тогда 10—20 г/т, в то время как в среднем для кимберлитов и ингилитов содержание его 40—50 г/т. Такая диспропорция указывает на наличие значительной части рубидия в дисперсном состоянии.

Еще более велика диспропорция содержания рубидия в ультраосновных включениях из кимберлитов (где оно достигает 10 г/т) и в слагающих их минералах, среди которых флогопит обычно отсутствует. Проведенные

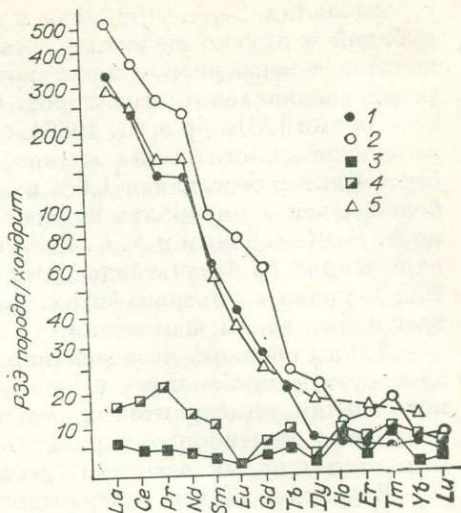


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в кимберлитах, ингилитах и других породах.

1 — кимберлиты Сибири и Африки; 2 — ингилиты; 3, 4 — включения в кимберлитах гранатовых ультрамафитов (3), эклогитов (4); 5 — угандиты (по Ю. А. Балашову (1976)). Нормализация по хондриту произведена по данным Ю. А. Балашова (1976).

исследования В. А. Абрамова и Л. Л. Завьяловой (1977) показали, что рубидий и другие щелочные элементы находятся в ультраосновных ксенолитах в межзерновом пространстве, заполненном, вероятно, остаточной фазой расплавления этих пород. Согласно определениям Х. Л. Олсона с соавторами [Allsopp *et al.*, 1969], концентрации К и Rb в межгранулярном материале эклогитов из южноафриканской кимберлитовой трубки Робертс-Виктор составляют 1,6% и 48 г/т соответственно, что в несколько раз больше, чем в минералах эклогитов. Аналогичное распределение выявлено А. Н. Комаровым и А. С. Житковым (1973) для урана в ультраосновных включениях из базальтоидов. Эти исследователи установили, что от 54 до 99,8% урана в ультрамафитах приурочено к межзерновым промежуткам, трещинам, зонам изменения.

Таким образом, исследование закономерностей распределения микроэлементов в кимберлитах и их включениях приводит нас к мысли о происхождении кимберлитовых магм в результате прямого селективного плавления мантийного пиrolита. Ультраосновные включения при этом являются твердым остатком (реститом) плавления.

Вероятно, не все ультраосновные включения следует рассматривать в качестве реститов, так как они не всегда обнаруживают комплементарность к кимберлитам относительно состава хондритов. В последние годы было выявлено, что среди ультраосновных включений имеются две текстурные группы: зернистые (*granular*) и катаклазированные (*sheared*). Исследования их геохимических особенностей показали, что зернистые включения резко обеднены титаном, алюминием, железом, кальцием, натрием, в связи с чем их стали даже называть «стерильными» [O'Hara *et al.*, 1975; Boyd, McCallister, 1976]. Поэтому есть основание предполагать, что реститы — только «стерильные» зернистые перидотиты, а катаклазированные — скорее всего ксенолиты, не успевшие подвергнуться переплавлению и содержащие микроэлементы в исходных мантийных концентрациях (если они не претерпели сильных вторичных изменений). Такое предположение дает основание проводить экспериментальные исследования по выплавлению из зернистых перидотитов ликвидных фаз и рассматривать их в качестве аналогов мантийных магм.

В последнее время следы селективного плавления установлены не только в ультраосновных, но и в эклогитовых включениях. Среди них Э. В. Специус и А. И. Пономаренко (1979) выделили «аморфизованные эклогиты», имеющие реликты частичного плавления в виде апостекловатых «аморфизованных» участков. Поэтому эклогиты можно также рассматривать в качестве исходного материала кимберлитовой магмы, что согласуется с представлениями о петрографической гетерогенности верхней мантии.

Чтобы выяснить, какова степень плавления мантийного вещества при образовании кимберлитовой магмы, необходимо знать коэффициенты распределения соответствующих элементов при термодинамических условиях кимберлитобразования ($P = 40-100$ кбар, $T = 1000-1300^\circ\text{C}$).

К сожалению, экспериментальных данных в этой области пока немного. Наиболее систематично исследованы коэффициенты распределения РЗЭ, данные по которым есть в различных публикациях. Например, П. Гаст, пользуясь коэффициентами распределения РЗЭ для пород Скаергардской интрузии, теоретически рассчитал номограмму для определения степени плавления гранатовых перидотитов по отношению La/Yb в продуцируемых магмах. Согласно этой номограмме, расплав с отношением La/Yb больше 100 может быть получен при плавлении меньше 0,4% гранатового перидотита состава $\text{Ol}_{40}\text{Or}_{28}\text{Cr}_{28}\text{Gr}_{18}$ [Gast, 1968].

В дальнейшем для экспериментального определения коэффициентов распределения РЗЭ использовались природные гранатовые включения из кимберлитов, подвергавшиеся плавлению при высоких давлениях.

С учетом новых данных Р. Х. Митчелл и А. О. Брунфельт [Mitchell, Brunfelt, 1975] рассчитали и построили новую номограмму, согласно которой наши кимберлитовые магмы, имеющие в среднем отношение $La/Yb = 120$, образовались при 0,6%-ном плавлении исходного пиролита, состав которого принимается близким к гранатовому лерцолиту.

Таким образом, мы можем определенно говорить об образовании кимберлитовой магмы в результате селективного плавления мантийного пиролита в весьма небольшой степени — порядка 0,5—1%. Располагая при этом данными о давлении и глубине магнеобразования, можно найти место кимберлитовой магме на известной диаграмме Д. Х. Грина (1973), построенной в координатах давление (глубина) — степень плавления пиролита с исходным содержанием в нем (условно) 0,1% массы H_2O в ее нижней левой части. Местоположение кимберлитов при этом полностью удовлетворяет намеченным Д. Х. Грином полям устойчивости флогопита и граната. Необходимо оговорить, что Д. Х. Грин построил свою диаграмму для океанических базальтоидов. Однако, по нашему мнению, ее можно применять и для других типов пород. Мы используем диаграмму в несколько модифицированном виде, с учетом более крутого наклона континентальной геотермы по сравнению с океанической.

Некоторые исследователи выражают сомнение в том, что возможно отделять столь малые порции расплава от исходных пород. Действительно, как показали эксперименты Н. Т. Арндта [Arndt, 1977], концентрация капель межгранулярного расплава происходит обычно более чем при 5%-ном плавлении использованных в опытах шпинелевых перидотитов. Однако его же расчеты, выполненные с применением модифицированной Франком формулы Стокса, показывает, что при благоприятных условиях (небольшой размер зерен, их угловатая форма и пр.) отделение ликвида может происходить всего при 2—4% плавления исходного вещества. В значительной степени этому процессу могут содействовать стрессовые напряжения. Кроме того, щелочные магмы, к которым относится и кимберлитовая, к тому же значительно обогащенные (10% массы) водой, обладают весьма малой вязкостью, что способствует отделению их от релитового материала [Kushiro e. a., 1976]. Расчеты, выполненные Н. Х. Слипсом [Sleep, 1974], показали, что при таком повышенном содержании летучих на глубинах с давлениями 20—40 кбар магнеотделение может начинаться при 0,2%-ном плавлении исходного пиролита.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В. А., Завьялова Л. Л. О формах нахождения калия в ксенолитах ультраосновных пород из ксенолитов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 4, с. 683—686.
- Акимов А. П., Генштафт Ю. С. Условия формирования разнофациальных кимберлитов Сибирской платформы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 2, с. 95—106.
- Артюшков Е. В., Соболев С. В. Механизм подъема с глубины кимберлитовой магмы.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3, с. 692—695.
- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Герасимовский В. И., Лебедев В. И. Рубидий в аффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки.— Геохимия, 1973, № 5, с. 710—715.
- Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 242—261.
- Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францесон Е. В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
- Каминский Ф. В., Пополитов Э. И., Францесон Е. В., Цыханский В. Д. Цирконий, гафний, ниобий и тантал в кимберлитовых породах.— Геохимия, 1977, № 10, с. 1552—1559.
- Каминский Ф. В., Сазонова О. В., Францесон Е. В. О содержании редкоземельных элементов в кимберлитах и ультраосновных включениях.— Геохимия, 1978, № 7, с. 1088—1094.

- Комаров А. Н., Житков А. С. Уран в ксенолитах ультраосновного состава из базальтов.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 10, с. 79—85.
- Костровицкий С. П. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. Новосибирск: Наука, 1976. 96 с.
- Кравченко С. М. Механизм фракционирования калия и рубидия при дифференциации базальтовых магм.— В кн.: 1-й Международный геохим. конгресс. Т. 1. М., 1972, с. 582—593.
- Лазько Е. Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М.: Недра, 1979. 192 с.
- Лутц Б. Г. Некогерентные элементы в магмах глубинного генезиса и в мантийном субстрате.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, № 2, с. 83—103.
- Сарсадских Н. Н., Ровша В. С. Об условиях генезиса минералов-спутников алмаза в кимберлитах Якутии.— Зап. ВМО, 1960, т. 89, вып. 4, с. 392—399.
- Специус З. В., Пономаренко А. И. Аморфизованные эклогиты — представители астеносферы Земли.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 6, с. 1415—1419.
- Шейнманн Ю. М. Формация ультраосновных щелочных пород.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 12-13. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 15—54.
- Allsopp H. L., Nicolaysen L. O., Hahn-Weinheimer P. Rb/K ratios and Sr-isotopic compositions of minerals in eclogites and peridotite rocks.— Earth Planet. Sci. Lett., 1969, v. 5, N 4, p. 231—244.
- Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite.— Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1976—1977. Washington, D. C., 1977, p. 424—428.
- Boyd F. R., McCallister R. H. Densities of fertile and sterile garnet peridotites.— Geophys. Res. Lett., 1976, v. 3, p. 509—512.
- Gast P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, N 10, p. 1057—1086.
- Harris P. G., Middlemost E. A. K. The evolution of kimberlites.— Lithos, 1969, v. 3, N 4, p. 77—88.
- Jamieson B. G., Clarke D. B. Potassium and associated elements in tholeiitic basalts.— J. Petrol., 1970, v. 11, N 2, p. 183—205.
- Kennedy G. C., Nordlie B. E. The genesis of diamond deposits.— Econ. Geology, 1968, v. 63, N 5, p. 495—503.
- Kushiro I., Yoder H. S., Mysen B. O. Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 35, p. 6351—6356.
- McGetchin T. R., Silver R. T. Compositional relations in minerals from kimberlite and related rocks in the Moses Rock dike, San Juan County, Utah.— Amer. Mineralogist, 1970, v. 55, N 9-10, p. 1738—1771.
- Mitchell R. H., Brunfelt A. O. Rare Earth Element geochemistry of kimberlite.— Phys. Chem. Earth, v. 9. Oxford, 1975, p. 671—686.
- O'Hara M. J., Saunders M. J., Mercy E. L. P. Garnet-peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite: interpretation of upper mantle processes in kimberlite.— Ibid., 1975, p. 571—604.
- Sleep N. H. Segregation of magma from a mostly crystalline mesh.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, N 8, p. 1225—1232.

А. И. ЗАЙЦЕВ, Н. И. НЕНАШЕВ, В. В. КОВАЛЬСКИЙ,
Г. В. ЗОЛЬНИКОВ, К. Н. НИКИШОВ

ИЗУЧЕНИЕ Rb—Sr СИСТЕМЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ЯКУТИИ

В последние годы проводятся широкие исследования изотопного состава стронция в геологических объектах в связи с возможностью использования информативности Rb — Sr данных для решения ряда петрологических, геохимических и геохронологических задач. Однако надо отметить, что кимберлиты и ассоциирующие с ними породы в этом плане изучены недостаточно, а Rb — Sr исследования кимберлитов Якутии только начинаются.

Целью нашей работы было изучить Rb — Sr системы кимберлитов и ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитовых трубках Якутии. Исследования проводились в двух направлениях. Первое — апробирова-

ние методики Rb — Sr датирования применительно к данному типу пород, второе — изучение характера распределения изотопного состава стронция в кимберлитах и ультрабазилах из глубинных ксенолитов, чтобы установить эволюцию изотопного состава стронция в петрологических и геохимических процессах.

В основу работы положены результаты измерения содержаний Rb и Sr и изотопного состава Sr в образцах флогопитов из кимберлитовых пород (трубки «Мир», «Интернациональная», «Удачная», № 3 и «Снежинка»), валовых пробах кимберлитовых брекчий и образцах вмещающих трубку карбонатных пород (трубка № 3), 14 образцах ксенолитов перидотитов различной степени измененности (трубки № 3, «Удачная»). Петрографическое описание образцов, геологические особенности кимберлитовых тел, а также методика Rb — Sr анализа образцов рассмотрены ранее [Зольников и др., 1979; Зайцев и др., 1981; Никишова и др., 1981].

Полученные результаты приведены в табл. 1—4 и на рис. 1—3 и позволяют уже на данном этапе исследования обсудить некоторые черты развития Rb — Sr системы в кимберлитовых породах и заключенных в них ксенолитов ультрабазитов.

Применение Rb — Sr метода для датирования кимберлитовых пород по валовому составу имеет свои трудности. Это, в первую очередь, связано с гетерогенностью самого материала, представленного минеральными парагенезисами различного возраста; с присутствием в кимберлитах стронция различного генезиса [Костровицкий и др., 1980]; наконец, с низкой величиной Rb/Sr отношений в породе, что не позволяет с высокой точностью получать и рассчитывать изохронный Rb — Sr возраст.

Наиболее пригодный для датирования Rb — Sr методом кимберлитовых тел материал — флогопит, Rb — Sr анализ которого не вызывает методических трудностей.

Rb — Sr анализом флогопитов из кимберлитов (табл. 1) трубок «Мир», «Интернациональная», «Удачная», № 3 получен изохронный возраст $361 \pm$ млн. лет (рис. 1) и первичный изохронный состав стронция в них на момент образования $0,7183 \pm 0,0013 (1\sigma)$ (см. рис. 1). Эти данные хорошо

Таблица 1

Rb—Sr данные для слюд из кимберлитовых пород Якутии

Трубка	№ образца	Характеристика образца	$n \cdot 10^{-6}$, г/г		Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
			Rb ⁸⁷	Sr ⁸⁶		
«Мир»	50/42	Слюда из концентрата секционной пробы	192,6357	8,7623	0,8289	21,7318
«Интернациональная»	ИТ-1	Крупный кристалл в кимберлитовой брекчии	104,3841	3,0712	0,8944	34,1985
№ 3	Ю-2Н	Флогопит из афировой кимберлитовой породы	142,8313	4,3831	0,8834	32,2121
	Ю-307/240	Флогопит (3,0 мм) из мелкообломочной кимберлитовой брекчии	111,0013	1,5836	1,0728	69,2882
	ЮШ-20	Крупный (5 см) кристалл в кимберлитовой брекчии	231,2875	1,090	1,7513	209,7502
«Снежинка»	СН-22/62	Флогопит из порфиновых выделений	206,8373	19,0187	0,7726	10,7504
	СН-166	То же	210,3842	12,9163	0,8016	16,1009
	СН-16А	»	209,1840	16,5252	0,7823	12,5129

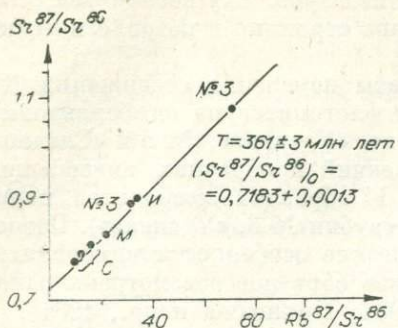


Рис. 1. Изохронная Rb — Sr диаграмма для флогопитов из кимберлитовых трубок Якутии. М — «Мир»; И — «Интернациональная»; С — «Снежинка»; № 3 — трубка № 3.

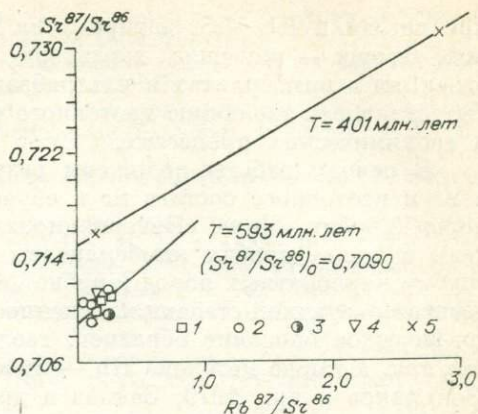


Рис. 2. Rb — Sr диаграмма для различных разновидностей кимберлитовых брекчий из трубки № 3.

1—3— кимберлитовые брекчий массивной (1), афировой (2) и мелкопорфировой (3) текстуры; 4 — реликты гидротермальноизмененной породы в кимберлитах; 5 — измененные карбонатные породы в кимберлитовой трубке.

согласуются с геологическим возрастом этих трубок [Брахфогель и др., 1979] и с U — Pb датами по циркону для трубки «Мир» (360 млн. лет), полученных Г. Л. Дэвисом с соавторами (1980).

Близкие по значению цифры (401 млн. лет) получены по данным Rb — Sr анализа измененных карбонатных пород в приконтактовой зоне трубки № 3, что позволяет согласиться с выводом М. Н. Масловской и соавторов (1978) о принципиальной возможности использования Rb — Sr метода для датирования возраста кимберлитов по измененным вмещающим породам.

Rb — Sr анализ валовых проб кимберлитовых брекчий из трубки № 3 (табл. 2) позволил выявить широкую дисперсию данных на Rb — Sr диаграмме (рис. 2) и наличие для некоторых их разновидностей псевдоизохронной зависимости. В частности, для кимберлитовых брекчий с массивной текстурой цемента получен Rb — Sr изохронный возраст 593 млн. лет, при первичном отношении Sr^{87}/Sr^{86} 0,709, что значительно древнее времени внедрения кимберлитов и на данном этапе исследования может быть истолковано как унаследование кимберлитами древней мантийной Rb — Sr системы.

Исследование распределения Rb и Sr в кимберлитовом материале в трубке № 3 показало, что содержание этих элементов подчинено некоторой пространственной закономерности: увеличивается с приближением к участкам экранирования рифами осадочных пород. Это, наряду с другими петрогеохимическими данными [Зольников и др., 1979], позволяет считать, что при формировании кимберлитовых пород определенную роль играла флюидная фаза, обогащенная рубидием, общим стронцием и радиогенным стронцием. Таким образом, первичная гетерогенность кимберлитовых брекчий, связанная с составом материала, осложняется вторичной гетерогенностью, обусловленной обменными реакциями, имеющими место при флюидной проработке пород. Возможно, только вся совокупность разновидностей и разностей кимберлитовых пород, проанализированных по валовому составу, может в какой-то мере характеризовать Rb — Sr систему изучаемой трубки. Действительно, несмотря на большую дисперсию Rb — Sr данных и низкую корреляционную зависимость отношений Rb/Sr и Sr^{87}/Sr^{86} , кажущийся возраст всех анализированных разновидностей кимберлитовых брекчий трубки № 3 в целом дает цифру

Rb—Sr данные в кимберлитовом материале трубки № 3 и вмещающих ее карбонатных породах

№ образца	Порода	$n \cdot 10^{-6}$, г/г		Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
		Rb ⁸⁷	Sr ⁸⁶		
ЮШ-6/1	Кимберлитовая брекчия с массивной текстурой	3,3715	22,6253	0,7102	0,1473
ЮШ-14/1	Там же	4,7358	17,7137	0,7112	0,2643
1Н	»	4,2732	22,5670	0,7106	0,1872
2Н	Кимберлитовая брекчия с мелкопорфировой текстурой	5,8119	28,3803	0,7099	0,2024
3Н	с афировой текстурой	9,3623	38,0795	0,7114	0,2430
ЮШ-71/7 ^а	Там же	4,8311	38,8936	0,7104	0,1228
ЮШ-23/1	»	4,5659	16,3962	0,7200	0,2771
ЮШ-92/65	»	6,6833	63,088	0,7092	0,1047
4НА	Реликты измененной карбонатной породы в афировой кимберлитовой брекчии	8,6714	52,0048	0,7131	0,1648
ЮШ-3-361-1	Реликт афирового кимберлита, переработанного гидротермальными процессами	0,8521	19,7830	0,7105	0,0426
4НБ	Измененная осадочная порода на контакте с кимберлитами	9,9828	60,4390	0,7158	0,1633
ЮШ-79/1	Известняк из вмещающих трубку пород (5 м от контакта)	25,8501	8,9722	0,7311	2,8480

380 млн. лет, что близко к Rb — Sr флогопитовым датам по этой трубке.

Наиболее интересные результаты получены при изучении систем ксенолитов ультраосновных пород из кимберлитовых трубок (табл. 3). Образцы имели различную степень серпентинизации, от почти неизмененных до полностью измененных, представляющих собой серпентиниты (трубка № 3). Уже первые определения их Rb — Sr возраста показали, что они значительно древнее вмещающих их кимберлитовых пород. Дальнейшее изучение Rb — Sr системы этих пород позволило прийти к выводу, что серпентинизация ультраосновных пород была глубинным процессом, приводящим к перестройке Rb — Sr систем этих пород. Следует сказать, что имеющиеся по этому вопросу в литературе данные противоречивы. Р. Митчелл и Дж. Крокет [Mitchell, Crocket, 1971] указывали, что серпентинизация кимберлитового материала не оказывает влияния на изменение изотопного состава стронция и его концентрации. М. Фентон и Г. Фор [Fenton, Faure, 1969] показали, что изохрона для серпентинизированных образцов из комплекса Стилуотер лежит выше изохроны для несерпентинизированных пород, что может свидетельствовать об эффективном влиянии серпентинизации на повышение в них величины первичного отношения Sr⁸⁷/Sr⁸⁶. Таким образом, вопрос: влияет ли серпентинизация на изменение Rb — Sr возраста пород, остался открытым.

Полученные нами данные на образцах слабо и интенсивно серпентинизированных ксенолитов ультрабазитов из трубки «Удачная» показали, что при серпентинизации этих пород не только возрастает первичное отношение Sr⁸⁷/Sr⁸⁶, но и изменяется их Rb — Sr возраст. Rb — Sr часы первичных пород останавливаются и запускаются заново после окончания процесса серпентинизации. Так, слабоизмененные ксенолиты перцолитов, пироксенитов и перидотитов из трубки «Удачная» имеют Rb — Sr изохронный возраст 1203 ± 66 млн. лет и первичное отношение стронция 0,7010, в то время как интенсивно серпентинизированные их аналоги дают возраст 863 ± 45 млн. лет и первичное отношение 0,7083 (рис. 3). Близкий к ним возраст имеют серпентиниты по глубинным ксенолитам в трубке № 3 (741 млн. лет и первичное отношение 0,7111). На основании Rb — Sr

Rb—Sr данные для ультраосновных пород из ксенолитов в кимберлитовых трубках Якутии

Группа	№ образца	$n \cdot 10^{-6}$, г/г		Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
		Rb ⁸⁷	Sr ⁸⁶		
I	222/142	2,4674	2,3944	0,7209	1,0186
	214/457,8	0,9772	16,6472	0,7092	0,0580
	222/182,7	0,6517	3,8197	0,7103	0,1686
	УЗ-74	0,7909	4,5386	0,7103	0,1723
II	222/436	0,6236	2,5552	0,7052	0,2412
	222/184	1,9009	4,8475	0,7077	0,3876
	222/374,3	1,3053	1,8387	0,7131	0,7017
	222/550	1,6950	2,0825	0,7149	0,8046
	222/183	1,7089	3,2244	0,7097	0,5239
III	11/2	1,7088	0,6289	0,7394	2,6859
	18/1	0,7644	0,7126	0,7218	1,0601
	24/2	0,2554	1,9526	0,7123	0,1293
	57/1	0,5199	1,1365	0,7167	0,4522
	29/1	0,5654	2,2768	0,7133	0,2457

Примечание. I — интенсивно серпентинизированные ультраосновные включения из трубки «Удачная». $T=863 \pm 45$ млн. лет, $Sr^{87}/Sr_{(0)}^{86}=0,7083 \pm 0,0003$ (1σ); II — слабоизмененные ультраосновные включения из трубки «Удачная». $T=1203 \pm 66$ млн. лет, $Sr^{87}/Sr_{(0)}^{86}=0,7010 \pm 0,0005$ (1σ); III — интенсивно серпентинизированные ультраосновные включения из трубки № 3. $T=741 \pm 66$ млн. лет, $Sr^{87}/Sr_0^{86}=0,7111 \pm 0,0009$ (1σ).

данных результатов электронно-микроскопических и петрографических исследований [Никишова и др., 1981] установлено, что серпентинизация ультраосновных пород, сформировавшихся 1203 млн. лет назад, происходила в глубинных условиях в интервале 740—870 млн. лет. Реальность геологических событий, имевших место под Сибирской платформой в эти периоды, подтверждается данными Rb — Sr возрастов образцов кристаллических пород фундамента, отобранных при бурении скважин в Мирнинском районе. Из 31 анализированного нами образца (неопубликованные данные) 6 образцов имеют K — Ar даты в интервале 530—640 млн. лет, 7 — в интервале 700—880 млн. лет, 4 — в интервале 1100—1290 млн. лет (табл. 4) и 14 образцов — в интервале 1580—2540 млн. лет. Эти K — Ar цифры возраста косвенно указывают, что мантийные процессы, которые имели место в различное время под Сибирской платформой, наложили свой отпечаток и на ее кристаллический фундамент, выразившийся в омоложении радиологических цифр возраста. Однако лучше все-

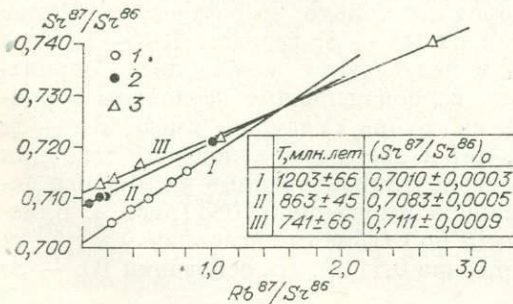


Рис. 3. Rb — Sr изохронная диаграмма для ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитовых трубках.

I — трубка «Удачная», неизмененные ксенолиты, 2 — серпентинизированные ксенолиты, 3 — серпентинизированные ксенолиты, трубка № 3. I — 1203 ± 66 млн. лет, $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0,7010 \pm 0,0005$, II — 863 ± 45 млн. лет, $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0,7083 \pm 0,0003$, III — 741 ± 66 млн. лет, $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0,7111 \pm 0,0009$.

К—Аг возраст кристаллических пород фундамента Сибирской платформы (Мирненский район)

Порода	Глубина отбора, м	К, %	Ag ⁴⁰ .10 ⁻⁸ , г/г	Возраст, млн. лет.
<i>Нелбинская площадь</i>				
Гранитогнейс	1259—1263	1,68	9,66	702±8
»	2042—2043	2,35	17,69	872±16
<i>Средне-Ботуобинская площадь</i>				
Биотитовый плагиогнейс	2030—2038	4,44	24,34	710±2
Биотитовый полосчатый гнейс	2030—2038	6,58	40,53	741±33
<i>Интаякская площадь</i>				
Биотитовый полосчатый гнейс	2413—1416	4,44	33,58	876±2
Биотитовый плагиогнейс	2413—2416	5,54	69,16	1284±32
<i>Таас-Юрякская площадь</i>				
Биотитовый плагиогнейс	2205—2210	5,28	31,85	729±12
<i>Хотого-Мурбайская площадь</i>				
Гранитогнейс	2257—2258	4,81	53,27	1176±10
<i>Верхне-Вилочанская площадь</i>				
Пегматоид	2512—2517	7,27	45,51	751±6
Кристаллический сланец	2439—2446	6,84	78,20	1175±60
»	2447	6,73	68,51	1104±2

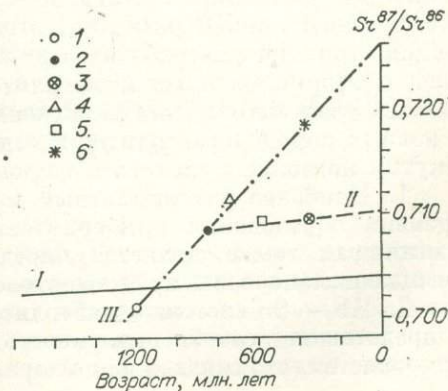
Примечание. Все отобранные из скважин образцы представлены геологами треста Якутнефтегазразведка.

го подтверждают сказанное выше данные, полученные Б. А. Мальковым с соавторами (1979), которые, анализируя К — Аг методом образцы ксенолитов гранатовых перидотитов, эклогитов, оливина из ксенолита оливинита в трубке «Обнаженная», получили возраст от 670 до 880 млн. лет. Таким образом, можно констатировать, что эпохам кимберлитообразования на Сибирской платформе предшествовали мантийные процессы, приводящие к образованию и преобразованию ультраосновных пород.

Данные по изотопии стронция в ксенолитах ультрабазитов и кимберлитов Якутии позволяют проследить эволюцию изотопного состава стронция этих пород во времени. Как видно из диаграммы «(Sr⁸⁷/Sr⁸⁶)₀ — возраст» (рис. 4), точки анализов всех исследованных ксенолитов строго лежат на одной линии, в верхней части которой располагаются данные по флогопитам. Такую линейную зависимость можно рассматривать как сви-

Рис. 4. Эволюционная диаграмма развития изотопного состава стронция в системе «ультраосновные породы (ксенолиты) — кимберлиты» Якутии.

1 — неизменные ксенолиты перидотитов, 2 — серпентинизированные ксенолиты перидотитов, 3 — гидротермальные минералы из кимберлитов (данные Масловской и др., (1978)), 4 — серпентинизированные ксенолиты перидотитов, 5 — кимберлитовая брекчия массивной текстуры, 6 — флогопит из основной массы кимберлитовой брекчи. 1—3 — трубка «Удачная», 4—6 — трубка № 3. I—III — линии эволюции мантийного стронция (I), стронция в кимберлитах (II), изотопного состава стронция в ультраосновных ксенолитах.



детельство того, что все упомянутые породы ксенолитов первоначально имели общий источник с отношением Rb^{87}/Sr^{86} 1,51, что значительно выше средней величины измеренных значений этого отношения в образцах. Вместе с тем величина первоначального отношения изотопов Sr в ксенолитах слабосерпентинизированных ультрабазитов (0,7010) очень низка, что отвечает породам, сильно обедненным радиогенным Sr^{87} (на рис. 4 они лежат ниже линии развития мантийного стронция), но не согласуется с измеренной в них величиной Rb^{87}/Sr^{86} отношения (0,5318) и тем более с величиной этого отношения, рассчитанного для источника таких пород (1,510).

Действительно, принимая, что первичное отношение изотопов на момент формирования этих пород было 0,6990 (минимальное из известных, отвечает времени образования Земли — 4,6 млрд. лет назад), получим, что накопление радиогенного в этих породах началось, соответственно их Rb/Sr отношениям, 1468 и 1296 млн. лет назад. Таким образом, для источника этих пород или отсутствует предыстория их развития, или содержание Rb до периода 1468—1286 млн. лет было равно нулю. И то и другое допущение кажется нереальным. Эти противоречия снимаются, если допустить многостадийность развития мантийного источника, где первоначальное отношение Rb^{87}/Sr^{86} очень низко (порядка 0,02—0,03) и развитие которого началось 1250—1300 млн. лет. В дальнейшем под данной территорией фракционируют содержания Rb и Sr. При этом 1200 млн. лет назад здесь происходило резкое повышение Rb/Sr отношения до 1,510 и неравномерное понижение величины этого отношения в породах в последующие геологические эпохи.

Важным следствием анализа эволюционной диаграммы (см. рис. 4) является установление отдельной линии развития стронция для кимберлитовой брекчии трубки № 3, кимберлитов и гидротермальных минералов (кварц, целестин, магнетит, кальцит) из трубки «Удачная» [Масловская и др., 1978].

Эта линия развития расположена в стороне от основной линии развития ультраосновных пород и проходит через серпентинизированные ультрабазиты трубки «Удачная». Это позволяет предполагать, что источником развития Rb — Sr системы кимберлитовых пород являются серпентинизированные ультрабазиты.

Полученные данные, несмотря на их предварительный характер, позволяют высказать предположение, что образование кимберлитового расплава происходит за счет частичного плавления ультраосновных пород, предварительно прошедших стадию глубинного метасоматоза (серпентинизация и т. д.). Поступившие при плавлении пород в расплав Rb и Sr в последующем перераспределяются между расплавом и флюидной фазой. Изотопный состав Sr последней, по-видимому, характеризует заключительную стадию эволюции глубинного источника кимберлитовых пород. Эволюция изотопного состава Sr в кимберлитовом материале характеризуется своей линией развития, ответвляющейся от основной линии эволюции стронция ультрабазитов и заканчивающейся гидротермальной стадией в сформированных кимберлитовых телах.

Полученные результаты изучения Rb — Sr систем ксенолитов ультраосновных пород, кимберлитов и отдельных их минералов из ряда трубок Якутии позволяют сделать следующие выводы:

1. Наиболее благоприятным материалом для Rb — Sr датирования времени образования кимберлитовых трубок является флогопит. Перспективным также является определение Rb — Sr возраста трубок по вмещающим породам приконтактной зоны (первые сантиметры).

2. Rb — Sr система кимберлитовых брекчий является гетерогенной и представляет собой совокупность большого числа локальных Rb — Sr микросистем, что связано как с характером самого кимберлитового распла-

ва, процессами контаминации вмещающих пород, так и с перераспределением элементов Rb — Sr системы в процессе поздней гидротермальной проработки пород. В процессе становления трубок существенную роль играет флюидная фаза, обогащенная Rb, общим и радиогенным Sr.

3. Rb — Sr система ксенолитов ультрабазитов в кимберлитовых трубках характеризует их мантийную историю, время образования ультрабазитов и последующих процессов их глубинной серпентинизации.

4. Эволюция изотопного состава стронция в системе ультрабазиты — кимберлиты имеет многостадийный характер. Изотопный состав Sr в ксенолитах ультраосновных пород указывает на единый для них мантийный источник под регионом, возраст которого 1250—1300 млн. лет. Серпентинизация ультрабазитов происходила на глубине в интервале времени 740—860 млн. лет, а продукты этого глубинного метасоматоза могли служить исходным материалом для образования кимберлитового расплава в последующие геологические эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

- Брахфогель Ф. Ф. и др. Возраст и денудационный срез одной из кимберлитовых трубок Алаakitского поля. — В кн.: Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапшвых пород. Якутск, 1979, с. 40—51.
- Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харькин А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175—179.
- Зайцев А. И. и др. Результаты Rb — Sr изотопного анализа ксенолитов ультраосновных пород из кимберлитовой трубки «Удачная». — Изв. АН СССР. Серия геол., 1982.
- Зольников Г. В. и др. Особенности пород и условий формирования одной из кимберлитовых трубок Алаakitского поля. — В кн.: Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапшвых пород. Якутск, 1979, с. 5—39.
- Костровицкий С. И. и др. Геохимия и изотопия Sr в кимберлитах. — В кн.: Научные методы прогнозирования поисков и оценки месторождения алмазов. М.: ВИЭМС, 1980, с. 69—70.
- Мальков Б. А., Силин Ю. И., Цовбун Я. М. Радиологические доказательства ксеногенности «порфировых вкрапленников» оливина, пирропа и хромдиоксида в кимберлитах. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 4, с. 927—929.
- Масловская М. Н. и др. Rb — Sr возрастные исследования кимберлитовой трубки «Удачная». — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 203—206.
- Никишова Л. В. и др. Электронно-микроскопическое исследование ксенолитов серпентинитов в кимберлитовых породах. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1982.
- Fenton M., Faure G. The age of the igneous rocks of the Stillwater complex of Montana. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, p. 1599—1604.
- Mitchell R. H., Crocket J. H. The isotopic composition of strontium in some South African Kimberlites. — Contrib. Mineral. Petrol., 1971, v. 30, p. 277—290.

И. Н. ГОВОРОВ, Э. Д. ГОЛУБЕВА, Е. П. ДЕНИСОВ,
И. П. ИЛУПИН, А. Д. ХАРЬКИВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Сравнительное геохимическое изучение глубинных ксенолитов из кимберлитов Якутии и щелочных оливинных базальтов фанерозойского складчатого обрамления Сибирской платформы подтвердило данные В. С. Соболева и его сотрудников о различном строении верхней мантии отдельных геотектонических зон и выявило геохимическую неоднород-

ность верхней мантии как по глубине, так и по латерали [Геохимия..., 1980].

Главной чертой строения верхней мантии Сибирской платформы является большое разнообразие слагающих ее пород, т. е. глубокая степень дифференциации вещества, что принципиально отличает древние платформы от всех других типов геотектонических структур. Изучение распределения хрома в минералах глубинных ксенолитов [В. Соболев, Н. Соболев, 1967] и других особенностей этих пород позволило построить модель расчлененной по вертикали верхней мантии Сибирской платформы, отображающую накопление базальтических элементов (Al, Fe, Ca, Ti, Na, K) с уменьшением глубины [В. Соболев и др., 1972; Глубинные ксенолиты..., 1975]. Выделены следующие фации и субфации глубинности (значения давления и глубины даны для 1000°C): А — В — анортит-форстеритовая (3,5—7 кбар); В — шпинель-пироксеновая (7—17 кбар); С — графит-пироповая с субфациями С₁ — шпинель-пироповой (17—22 кбар), С₂ — гроспидитовой (22—34 кбар), С₃ — коэситовой (34—40 кбар); D — алмаз-пироповая (≥ 40 кбар).

Наиболее глубинная зона верхней мантии, относящаяся к алмаз-пироповой фации и располагающаяся ниже 130 км, представлена высокомагнезиальными ультраосновными породами (пироповые дуниты, гарцбургиты и лерцолиты с небольшим количеством пироксенов), отличающимися низким содержанием всех базальтических элементов — алюминия, титана, железа, кальция, щелочей. Эклогиты здесь распространены незначительно и вряд ли существенно влияли на состав первых выплавок кимберлитового расплава, имевших исключительно высокую магнезиальность. В расположенной выше зоне коэситовой субфации (130—120 км) преобладают гранатовые лерцолиты при резко подчиненном распространении железисто-магнезиальных эклогитов и верлитов. Равномернозернистые лерцолиты близки по составу к хромпироповым дунитам и гарцбургитам нижней зоны, хотя среди них встречаются разности с несколько повышенным содержанием извести и глинозема. Характерные для этой зоны катаклазированные гранатовые лерцолиты аналогичны по составу равномернозернистым, отличаясь от них несколько большим содержанием титана.

Зона гроспидитовой субфации (120—80 км) сложена породами с широким диапазоном составов — от ультраосновного до основного, нередко высокоглиноземистого. Очень характерно появление здесь лерцолитов и пироксенитов, содержащих пикроильменит. Благодаря повышенному содержанию граната и пироксенов в лерцолитах трубки «Обнаженная» в северной части гроспидитовой зоны повышено содержание алюминия и кальция, но железо и здесь находится на уровне южных районов.

Для вышележащего слоя шпинель-пироповой субфации (80—50 км) и шпинель-пироксеновой фации (50—30 км) характерно развитие гранатизированных шпинелевых, шпинелевых перидотитов и пироксенитов, а также магнезиально-железистых эклогитов. Широко развиты, особенно в пределах северного блока, разности гипербазитов, в той или иной степени обогащенные ильменитом и флогопитом, причем последний нередко образует мономинеральные скопления — глиммериты. Флогопит-ильменитовые гипербазиты имеют повышенное содержание алюминия, железа, кальция, титана, калия, фтора при относительно низком содержании магния. Повышенное содержание алюминия и железа свойственно также части перидотитов и пироксенитов, не содержащих ильменита и флогопита. В то же время здесь встречаются высокомагнезиальные разности лерцолитов, бедные шпинелью, которые, вероятно, слагают самые верхние дебазальтизированные части мантии.

При переходе от нижних зон к верхним одновременно с падением магнезиальности пород и хромистости граната снижается содержание никеля и кобальта в основных типах гипербазитов. Как видно из табл. 1, наибо-

Таблица 1

Средний химический состав основных типов гипербазитовых ксенолитов Якутской кимберлитовой провинции

Компонент	1(10/14)	2(10/21)	3(4/3)	4(22/2)	5(24/37)	6(11/9)	7(14/20)
SiO ₂	39,70	39,68	36,69	40,77	43,26	40,34	41,47
TiO ₂	0,14	0,20	0,08	0,11	0,06	0,19	0,86
Al ₂ O ₃	1,43	2,65	1,60	1,30	3,68	2,71	5,67
Fe ₂ O ₃	3,26	2,39	2,52	2,51	2,08	1,69	2,16
FeO	4,97	5,96	4,92	5,84	5,77	6,52	8,29
MgO	37,47	37,07	40,61	42,54	37,04	38,38	27,84
CaO	1,89	2,08	1,65	1,15	2,17	2,30	4,70
Na ₂ O	0,23	0,29	0,63	0,14	0,24	0,30	0,37
K ₂ O	0,16	0,16	0,28	0,18	0,12	0,21	0,91
Ni	2310	1831	2233	1760	1399	1990	1482
Co	154	112	128	111	105	89	92
Cr	3762	2736	1710	2052	2462	3420	3283
V	50	55	45	21	56	137	144
Cu	21	22	43	17	29	73	78
Zn	17	21	82	34	57	29	46
Pb	3,9	3,9	4,8	5,9	4,9	6,4	2,7
Ag	0,023	0,029	0,022	0,032	0,040	0,104	0,080
Mo	1,2	1,9	—	2,5	1,0	1,2	—
Sn	3,2	2,4	3,5	2,4	3,4	1,9	4,2
W	5,8	7,3	—	1,2	0,8	2,0	—
Zr	61	55	65	90	76	72	97
B	383	223	35	215	45	314	425

Продолжение табл. 1

Компонент	8(4/2)	9(3/2)	10(11/9)	11(10/10)	12(2/4)	13(20/7)
SiO ₂	40,89	42,40	32,75	39,35	42,61	40,43
TiO ₂	1,12	0,41	6,14	0,08	0,08	0,11
Al ₂ O ₃	12,83	5,68	5,57	0,18	0,76	2,25
Fe ₂ O ₃	2,10	2,22	4,51	1,43	0,95	2,01
FeO	8,02	5,21	8,16	6,15	6,12	6,43
MgO	21,76	28,43	25,68	42,05	43,74	40,04
CaO	6,02	4,82	4,25	0,62	0,30	2,31
Na ₂ O	0,49	1,68	0,30	0,11	0,68	0,15
K ₂ O	0,98	0,50	3,45	0,18	0,30	0,08
Ni	1300	1500	1382	1575	1575	1942
Co	93	60	86	110	106	103
Cr	5882	4309	2568	1710	958	3776
V	145	80	262	11	49	40
Cu	169	81	105	11	22	23
Zn	39	50	47	25	57	36

Компонент	8(4/2)	9(3/2)	10(11/9)	11(10/10)	12(2/4)	13(20/7)
Pb	4,0	1,0	4,3	5,8	4,0	8,4
Ag	0,047	0,130	0,090	0,044	0,030	0,019
Mo	—	—	1,0	0,9	1,0	0,8
Sn	3,2	1,5	1,9	3,4	3,6	2,7
W	—	—	2,8	3,5	4,0	2,7
Zr	88	406	74	69	63	49
B	310	830	440	1,8	51	362

Примечание. 1. Катаклазированные лерцолиты (C₃): 1 — с фиолетово-красным гранатом, трубка «Удачная», 2 — с оранжево-красным гранатом, трубка «Удачная», 3 — трубки Верхне-Мунского района; равномернозернистые лерцолиты: 4 — с высокохромистым гранатом, трубка «Удачная» (C₂), 5 — с гранатом умеренной хромистости, трубка «Мир» (C₂), 6 — то же, трубка «Обнаженная» (C₂); гипербазиты с ильменитом и флогопитом трубки «Обнаженная»: 7 — гранатовый лерцолит (C₁), 8 — гранатовый пироксенит (C₁), 9 — шпинелевый лерцолит (B), 10 — шпинелевый пироксенит (B); шпинелевые лерцолиты (B): 11 — трубка «Удачная», 12 — трубка «Мир», 13 — «Обнаженная». В скобках после номера — количество анализов (в числителе силикатных, в знаменателе — количественных спектральных на микроэлементы), после названия породы — фациальный индекс. 2. Окислы даны в %, элементы — в г/т.

лее высокое содержание никеля (2233 и 2310 г/т) и кобальта (128 и 154 г/т) установлено в ксенолитах катаклазированных лерцолитов с фиолетово-красным гранатом из трубок Верхне-Мунского района и трубки «Удачная», тогда как катаклазированные лерцолиты с менее хромистым оранжево-красным гранатом трубки «Удачная» содержат 1831 г/т Ni и 112 г/т Co. В равномернозернистых лерцолитах трубки «Удачная» (с высокохромистым гранатом) содержание никеля снижается до 1760 г/т, трубки «Мир» (с гранатом умеренной хромистости) — до 1399 г/т. Равномернозернистые пироповые лерцолиты трубки «Обнаженная» (гроссидитовая субфация) отличаются повышенным содержанием никеля (1990 г/т) при пониженном кобальта (89 г/т), но в менее глубоких гипербазитах этой трубки, содержащих ильменит и флогопит, концентрация никеля резко падает, хотя концентрация кобальта остается примерно на том же уровне. Повышенные содержания и никеля, и кобальта отмечаются в высокомагнезиальных шпинелевых лерцолитах трубок «Удачная», «Мир», «Обнаженная» (см. табл. 1), что связано, вероятно, с реститовым характером данных пород, возникших в результате частичного выплавления из первичного субстрата базальтовой составляющей.

Среди других особенностей геохимии глубоких ксенолитов Якутии более всего обращает на себя внимание поведение бора и фтора. Выборочные данные табл. 1 и материалы, приведенные в монографической работе авторов [Геохимия..., 1980], показывают, что бор является характерным элементом не только кимберлитов, но и некоторых типов глубоких ксенолитов. Так, установлено высокое содержание бора в катаклазированных и некоторых равномернозернистых пироповых лерцолитах трубки «Удачная». Если среднее содержание бора в кимберлитах здесь 100 г/т (при вариации от 8,5 до 450 г/т), то в наиболее глубоких катаклазированных лерцолитах с фиолетово-красным гранатом оно достигает 383 г/т (при вариации 2,8—1150 г/т). Очень высокие содержания бора характерны как для кимберлитов, так и для глубоких ксенолитов трубки «Обнаженная», причем максимальные концентрации приходится на разности пород, обогащенные флогопитом (410—830 г/т). Здесь же отмечаются и повышенные содержания фтора, входящего в состав флогопита.

Наряду с бором в катаклазированных лерцолитах установлены повышенные концентрации вольфрама (5,8—7,3 г/т, трубка «Удачная»

Среднее содержание микроэлементов в оливине из глубинных ксенолитов Якутии, г/т

Трубка, число анализов	Ni	Co	Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	Ag	Sn	Zr	B
<i>Лерцолиты, содержащие высокохромистый гранат (C₃)</i>												
«Мир», 3	1719	167	85	5,7	120	5,8	14	5,7	0,069	1,7	70	4,6
Верхне-Мунский р-н, 1	1900	100	250	6,6	100	8,9	76	7,4	0,059	1,8	64	1,6
<i>Лерцолиты, содержащие гранат с умеренной хромистостью (C₂)</i>												
«Мир», 16	2044	169	223	14	170	7,7	31	6,6	0,045	2,2	47	21
«Удачная», 1	2100	120	18	6,6	57	3,6	48	9,3	0,032	1,6	53	1,2
Верхне-Мунский р-н, 6	1570	110	84	16	140	16	60	1,2	0,035	1,9	39	2,2
«Обнаженная», 4	1375	94	20	6,9	160	6,9	52	2,0	0,070	1,7	102	6,6
<i>Гранатизированные шпинелевые лерцолиты (C₁)</i>												
«Мир», 2	1500	230	119	6,6	150	7,7	14	1,5	0,050	3,0	96	4,4
«Обнаженная», 3	1053	95	10	2,4	50	5,9	37	1,0	0,140	1,1	91	6,6
<i>Шпинелевые лерцолиты с ильменитом и флогопитом (B)</i>												
«Обнаженная», 2	765	135	58	6,7	460	13	130	1,0	0,200	1,6	91	12
<i>Шпинелевые лерцолиты (B)</i>												
«Удачная», 4	1675	120	29	13	60	4,0	57	7,4	0,090	1,8	52	1,2
«Обнаженная», 8	1912	172	34	6,3	170	7,6	57	4,2	0,130	2,9	88	4,4
<i>Средние содержания по трубкам</i>												
«Мир», 21	1930	176	189	11	160	7,2	26	6,0	0,049	2,2	54	17
«Удачная», 5	1760	120	27	11	80	3,9	55	7,8	0,080	1,7	52	1,2
«Верхне-Мунский р-н, 8	1571	105	110	14	100	15	65	2,8	0,038	2,1	39	2,0
«Обнаженная», 19	1520	134	32	6,4	210	8,1	62	2,6	0,118	2,2	109	6,0

Примечание. После названия породы дан фациальный индекс.

Восточная), олова и свинца (соответственно 32 и 18 г/т, трубка «Удачная-Западная»). Повышенные содержания меди (до 300 г/т), олова (до 6,8 г/т), серебра (до 0,3 г/т) отмечаются в некоторых разностях флогопитовых гипербазитов. Однако близкие содержания этих металлов характерны и для ильменитовых гипербазитов без флогопита. Кроме того, чисто отобранные фракции ильменита содержат гораздо больше олова (8—84 г/т), чем флогопит (0,7—2,5 г/т), и имеют повышенные содержания меди (до 200 г/т), серебра (до 0,26 г/т), свинца (до 32 г/т), кобальта (до 1360 г/т), ванадия (до 4400 г/т). Все эти факты указывают на участие глубинных флюидов, иногда относительно обогащенных некоторыми рудными элементами, в процессах первичной дифференциации вещества мантии (ильменитовые гипербазиты), глубинных дислокаций (катаклазированные лерцолиты) и поздней метасоматической переработки подкорового субстрата (флогопит-ильменитовые гипербазиты).

Заканчивая характеристику вертикальной геохимической неоднородности верхней мантии Сибирской платформы, следует указать, что отмеченная выше закономерность распределения никеля в лерцолитовых ксенолитах различных фаций и субфаций глубинности в общем совпадает с характером распределения никеля в оливине этих пород. Как видно из табл. 2, содержание никеля в оливине из лерцолитов коэситовой и гроспидитовой субфаций выше, чем в оливине из лерцолитов шпинель-пироповой и шпинель-пироксеновой фаций. Минимальное содержание никеля имеет оливин из флогопит-ильменитовых лерцолитов. В то же время оливин высокомагнезиальных реститовых лерцолитов шпинель-пироксеновой фации, как и сами породы, отличается повышенной концентрацией никеля.

Содержание кобальта в оливине с уменьшением глубины либо изменяется незначительно (трубки «Удачная» и Верхне-Мунского района), либо, в противоположность никелю, возрастает (трубки «Мир» и «Обнаженная»). Аналогичная тенденция намечается для серебра, тогда как распределение свинца в общем повторяет тенденцию никеля. Сравнение концентраций никеля, установленных в монофракциях оливина и соответствующих им пробах пород, показывает, что в некоторых случаях породы имеют более высокое содержание никеля, чем в оливине — главном концентраторе никеля из числа породобразующих минералов ксенолитов. Это обстоятельство связано, вероятно, с присутствием в породах примеси никелевых сульфидов, что отмечалось В. А. Вахрушевым (1973).

Латеральная неоднородность верхней мантии Сибирской платформы проявляется в различии петрогеохимических черт глубинных ксенолитов и кимберлитов южных (Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский, Верхне-Мунский) и северных (Средне-Оленекский, Нижне-Оленекский, Приленский, Куонапский) районов. В целом ксенолиты северных районов содержат больше алюминия, железа, кальция, натрия и меньше магния, чем ксенолиты южных районов. Это, очевидно, свидетельствует о том, что в верхней мантии северной части кимберлитовой провинции сохранилось больше легкоплавких базальтических компонентов, чем в верхней мантии южных районов. Поскольку в кимберлитах северных районов содержание ксенолитов менее глубинных фаций резко повышено за счет уменьшения ксенолитов глубинных фаций, предполагается, что в северной части провинции кимберлитовая магма выплавлялась на менее значительной глубине, чем в южной части, и притом из субстрата, более богатого базальтическим веществом.

Средние содержания анализированных микроэлементов в кимберлитах и перидотитовых ксенолитах южных и северных районов приведены в табл. 3. Здесь же даются средние содержания микроэлементов в кимберлитах и перидотитовых ксенолитах провинции в целом, рассчитанные исходя из соотношения площадей выхода на поверхность кимберлитовых тел южной (0,7) и северной (0,3) частей Якутской провинции. Перидотитовый

Т а б л и ц а 3

Среднее содержание микроэлементов в кимберлитах и перидотитовых ксенолитах Якутской провинции, г/т

Элемент	Южные районы		Северные районы		Провинция в целом	
	кимберлиты	перидотиты	кимберлиты	перидотиты	кимберлиты	перидотиты
Ni	1104	1579	857	1650	960	1600
Co	73	112	106	97	83	108
Cr	496	1921	795	4951	586	2830
V	44	47	110	92	64	61
Ti	11 082	1208	16 353	2206	12 639	1507
Cu	49	29	74	59	56	38
Zn	17	32	18	33	18	32
Pb	1,1	4,7	5,6	4,5	2,4	4,6
Ag	0,054	0,037	0,080	0,073	0,062	0,048
Mo	1,3	1,3	2,0	0,9	1,5	1,2
Sn	2,9	3,7	3,0	3,3	2,9	3,6
W	2,4	3,4	2,7	2,5	2,5	3,1
Ga	5,7	4,6	8,7	6,6	6,6	5,2
Zr	106	84	138	72	115	80
B	103	132	203	417	133	218

субстрат северной части по сравнению с южной имеет более высокое содержание хрома, титана, никеля, ванадия, меди, серебра, галлия, бора и несколько пониженное — кобальта, свинца, молибдена, олова, вольфрама и циркония. Аналогичные соотношения устанавливаются для хрома, титана, ванадия, меди, серебра, галлия, бора в кимберлитах той и другой частей провинции, тогда как для других микроэлементов отмечается противоположная тенденция, т. е. содержание в кимберлитах южных районов никеля выше, а кобальта, свинца, молибдена, вольфрама и циркония ниже, чем в кимберлитах северных районов.

Рассмотренные особенности распределения микроэлементов в вертикальном разрезе верхней мантии позволяют считать, что повышенное содержание в субстрате северных районов таких элементов, как титан, ванадий, медь, серебро обусловлено преобладанием здесь ксенолитов менее глубоких фаций, содержащих ильменит, тогда как различия перидотитов северных и южных районов в содержаниях хрома, никеля, кобальта, бора, молибдена, циркония отражают собственно латеральную геохимическую неоднородность верхней мантии Сибирской платформы. Что касается вольфрама, то его более высокие содержания в перидотитах южных районов (3,4 г/т) по сравнению с северными (2,5 г/т) объясняются присутствием в выборке южных районов большого количества анализов какталазированных лерцолитов, отличающихся высокими концентрациями вольфрама.

Причиной отмеченных латеральных геохимических неоднородностей верхней мантии могут быть геохимические флуктуации, возникшие в догеологический период при формировании первичной литосферы Земли, и конвективные перемещения мантийного вещества после образования протокры в различные эпохи архейского, протерозойского и фанерозойского магматизма. Изучение распределения микроэлементов в минералах глубоких ксенолитов Якутской провинции показало, что среднее содержание когерентных (никель, кобальт) и некоторых других (титан, серебро, цирконий) микроэлементов в оливине лерцолитовых ксенолитов отчетливо уменьшается в пределах южных полей при переходе от Мало-Ботуобинского района (трубка «Мир») на север к Далдынскому (трубка «Удачная»), а затем к Верхне-Мунскому району (трубки «Зимняя» и «Комсомольская»). В то же время оливин лерцолитовых ксенолитов трубки «Обнаженная» Нижне-Оленекского района, наиболее удаленного из числа изученных от Верхне-Мунского района, имеет более высокое содержание всех указанных элементов (кроме никеля) по сравнению с оливином Верхне-Мунского района (см. табл. 2).

Снижение концентрации микроэлементов в оливине по направлению на север в пределах южных полей мы связываем [Говоров и др., 1977] с конвективным перемещением в этом направлении вещества верхней мантии в палеозойско-раннемезозойский цикл кимберлит-траппового вулканизма. Главным механизмом потери оливином микроэлементов служила, по нашему мнению, внутрикристаллическая диффузия микроэлементов с накоплением их в кимберлитовом и базальтовом расплавах, выплавлявшихся из лерцолит-пироксенитового субстрата в процессе его конвекционного течения. Теория связи кимберлитообразования с конвективными потоками вещества верхней мантии впервые обоснована В. А. Милашевым (1972). По его мнению, кимберлитовый вулканизм Сибирской платформы укладывался в единый цикл конвекции (от девона до мела), а длина конвективных ячеек при их радиальном расположении охватывала все районы развития кимберлитов. Полученные нами данные позволяют предполагать существование двух циклов и соответственно систем конвекции: палеозойско-раннемезозойского в южных и мезозойского — в северных районах Якутской кимберлитовой провинции. Если в первую эпоху (380—320 млн. лет) движение конвектирующего вещества происходило с юга на

север, от Мало-Ботубинского района к Верхне-Мунскому, то во вторую эпоху (170—130 млн. лет) более вероятно (учитывая высокие содержания микроэлементов в оливине ксенолитов трубки «Обнаженная») противоположное направление конвективных потоков — от Нижне-Оленекского к Куонапскому, Средне-Оленекскому и Приленскому районам.

Щелочные оливиновые базальты, несущие ксенолиты глубинных пород, широко распространены в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы, образуя в целом Восточно-Азиатскую щелочно-базальтовую провинцию. В западной (субширотной) ветви этой провинции размещены четыре крупных ареала распространения щелочных базальтов — Минусинский, Прибайкальский, Хангайский и Дариганский. К восточной, субмеридиональной, ветви относятся Восточно-Манчжурский, Сихотэ-Алиинский, Чукотско-Колымский и другие ареалы. Для вулканов щелочных базальтов характерны ксенолиты гипербазитов шпинель-пироксеновой фации, что, как известно, связывается с более интенсивной геотермой фанерозойских складчатых областей по сравнению с геотермой древних платформ. Предполагается, что ниже мощного слоя шпинелевых гипербазитов в верхней мантии складчатого обрамления Сибирской и Китайской платформ находятся гипербазиты графит-пиритовой фации. Свидетельством этого является присутствие ксенолитов пиритовых лерцолитов и пироксенитов в вулканах Чулымско-Енисейской впадины (Минусинский прогиб), Бартойской группы (Прибайкалье), Хангайского нагорья (МНР).

Отличие верхней мантии складчатого обрамления от верхней мантии Сибирской платформы заключается не только в преобладании пород шпинель-пироксеновой фации. Вероятно, здесь даже в начальный этап геологической истории верхняя мантия была менее дифференцирована, чем в пределах древних платформ, и содержала меньше таких пород, как магматические эклогиты, ильменитовые и ильменит-флогопитовые гипербазиты.

Сопоставление гистограмм распределения породообразующих окислов глубинных ксенолитов для кимберлитовых трубок и вулканов щелочных базальтов показывает, что по валовому химическому составу ксенолиты последних близки к глубинным породам трубок «Мир» и «Удачная», но, как и они, отличаются от пород трубки «Обнаженная» пониженным содержанием алюминия, железа, кальция, натрия, калия, титана [Геохимия..., 1980]. Однако такой состав характеризует верхнюю мантию фанерозойских складчатых областей на позднем (субплатформенном) этапе их развития, когда происходило внедрение щелочнобазальтовой магмы, выносившей обломки подкорového субстрата на поверхность. Можно предполагать, что первоначально субстраты верхней мантии складчатых областей, так же как и южных районов Якутской кимберлитовой провинции, содержали больше базальтических компонентов.

Если исключить из сопоставления такие специфические породы, как катаклазированные лерцолиты и флогопит-ильменитовые гипербазиты, то ксенолиты щелочнобазальтовых вулканов и кимберлитовых трубок окажутся в общем близкими и по содержанию анализированных микроэлементов. Отличительная особенность всех глубинных пород Якутской провинции — значительные концентрации бора, превышающие на один-два порядка содержания бора в глубинных ксенолитах щелочнобазальтовых вулканов.

Геохимические неоднородности верхней мантии складчатого обрамления платформы наиболее четко выявляются при сравнении концентраций микроэлементов в главных минералах глубинных ксенолитов различных вулканических структур. Как видно из табл. 4 и материалов монографии [Геохимия..., 1980], пироксен-лерцолитовый субстрат Минусинского прогиба более богат никелем, хромом, ванадием, серебром и бором,

Таблица 4

Распределение когерентных микроэлементов в минералах ксенолитов шпинельных лерцолитов Восточно-Азиатской щелочно-базальтовой провинции, г/т

Элемент, параметр	ЧЕ	Б	Хр	Южная группа			Центральная группа			Северная группа		
				А	Вс	Бр	Св	М	Сл	Д	З	Бл
Оливин												
Vi	2106	1953	1900	2475	2408	2183	2227	2075	1500	1140	722	1283
Co	146	160	105	200	202	204	216	216	100	126	109	122
Ag	0,100	0,053	0,077	0,096	0,079	0,098	0,089	0,057	0,050	0,068	0,041	0,080
Энстатит												
Ni	1330	674	610	893	862	1208	940	736	500	613	408	943
Co	87	77	38	89	79	120	93	66	47	50	42	94
Cr	2490	1573	2650	2900	2783	2068	1980	1950	1490	1420	750	1020
V	101	42	85	92	72	62	60	50	45	36	25	34
Ti	880	826	840	900	1448	880	780	648	660	609	359	377
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,12	0,04	0,16	0,28	0,41	0,29	0,21	0,31	—	0,60	0,76	0,45
Диопсид												
Ni	896	485	410	243	592	623	640	600	565	530	300	320
Cr	5075	3026	3250	7390	7590	6523	4264	3600	2433	5200	996	1800
V	271	165	142	160	168	250	198	180	150	170	100	100
Ti	3088	3971	4000	3540	4020	4000	3803	3480	3220	2700	3180	3250
Ni(Ол)/Ni(Ди)	2,35	4,02	4,63	10,19	4,08	3,50	3,48	3,46	2,65	2,15	2,41	4,01
T°, C	970	1070	1095	1300	1075	1045	1040	1040	995	955	975	1070

Примечание. Вулканы: ЧЕ — Чулым-Енисейская впадина, Б — Бартойский (Прибайкалье), Хр — Хорог (МНР); А — Андриановский, Вс — Веселый, Бр — Борисовский, Св — Свиягинский, М — Медвежий, Сл — Сальский, Д — Дальний, З — Заурский 1, Бл — Болоньский (Сихотэ-Алинь).

чем субстрат Байкальской рифтовой зоны (вулканы Бартой и Хорог), который, в свою очередь, сравнительно обогащен титаном, оловом, цинком. Использование геотермометра Хекли и Райта [Hakli, Wright, 1967] позволяет по соотношению содержаний никеля в оливине и диопсиде оценить температурный режим верхней мантии той и другой зоны. Примечательно, что наши данные о разогревании верхней мантии в пределах Байкальской рифтовой системы совпали с материалами геотермических исследований, показавших наличие аномально высокого теплового потока на участке Бартойской группы вулканов [Моисеенко и др., 1972].

Латеральные геохимические неоднородности верхней мантии складчатых областей более детально изучены на примере Сихотэ-Алиня, где вулканы щелочных базальтов с глубинными ксенолитами достаточно широко и равномерно распределены по площади. Полученные представительные данные по геохимии минералов лерцолитовых ксенолитов позволяют считать, что в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой области с ее субмеридионально-северо-восточным простираанием структурно-формационных зон намечаются поперечные (субширотные) металлогенические пояса, характеризующиеся различным содержанием микроэлементов в веществе верхней мантии [Говоров и др., 1976; Геохимия ..., 1980]. Изученные вулканы щелочных базальтов подразделяются на три группы: южную, центральную и северную. Минералы лерцолитовых ксенолитов этих групп достаточно четко отличаются концентрациями микроэлементов фемафильной группы — никеля, кобальта, хрома, ванадия, титана, которые уменьшаются с юга на север, достигая минимума в вулкане Заурском-1 (Анхойско-Бикинский субширотный пояс). В вулкане Болоньском, расположенном севернее Заурского-1, содержания фемафилов в минералах ксенолитов возрастают, приближаясь для некоторых элементов к содержаниям в минералах вулканов Дальнего и Сальского, находящихся южнее Заурского-1. Исходя из

этого мы полагаем, что к северу от Болоньского вулкана происходит постепенное возрастание содержания фемафилов в субстрате верхней мантии, достигающих величин, аналогичных южной вулканической группе (Южно-Приморский субширотный металлогенический пояс), в Нижне-Амурском субширотном металлогеническом поясе. Косвенным подтверждением этого предположения является сходство металлогении названных поясов, а также Верхне-Уссурийского (центральная вулканическая группа) и Северо-Сихотэ-Алинского (вулкан Болоньский) субширотных поясов.

Для других микроэлементов общая закономерность, выражающаяся в снижении концентраций при переходе от краевых поясов к внутреннему (Аньюско-Бикинскому), проявлена менее резко (Zn, Pb, Ag, Ga) или вообще отсутствует (Cu, Sn, Zr, V), что объясняется, очевидно, неконституэнтным и часто случайным (наложенным) характером значительной доли примесей минералов лерцолитовых ксенолитов.

Как подчеркивалось ранее [Говоров и др., 1976, 1977; Говоров, 1977; Геохимия..., 1980], установленные закономерности регионального распределения микроэлементов в глубинных лерцолитах находят наиболее приемлемое объяснение, если предположить длительное существование в субстрате астеносферного слоя конвекционных течений, которые возникли вследствие поступления флюидно-тепловых потоков по субвертикальным дислокациям мезосферы в области Южно-Приморского и Нижне-Амурского поясов. При этом главным механизмом миграции микроэлементов в процессе конвективного течения была внутрикристаллическая диффузия, определявшая перераспределение микроэлементов между минералами мантийного субстрата, а также накопление их в жидкой базальтической фазе, которая выплавлялась из первичных лерцолитов и пироксенитов в пределах астеносферного слоя.

Важные особенности описанной конвективной системы выявляются при анализе распределения никеля между оливином и диопсидом лерцолитовых ксенолитов и основанной на этих соотношениях термометрии лерцолитовой ассоциации. Величина отношения Ni (Ол)/Ni(Ди) более монотонно, чем сами концентрации элемента в минералах, снижается с юга на север до вулкана Дальнего, а затем начинает возрастать. Температуры мантийного лерцолита (к моменту захвата ксенолитов щелочнобазальтовой магмой) на крайнем юге составляли 1300° (вулкан Андриановский) и 1075° (вулкан Веселый), на севере — 1070° (вулкан Болоньский), в средней части конвективной системы, где происходило погружение охлажденного астеносферного вещества — 955° (вулкан Дальний) и 975° (вулкан Заурский-1). Следствием конвективного течения субстрата стало, очевидно, и изменение степени окисления железа, наиболее четко выраженное в энстатите благодаря его относительной обогащенности этим элементом. Возрастание отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} вблизи нисходящих ветвей конвекционных ячеек — южной (вулкан Дальний) и северной (вулкан Заурский-1) происходило, вероятно, как в результате понижения температуры, так и в связи с относительным повышением фугитивности кислорода, вызванным диссипацией водорода в процессе конвективного перемещения субстрата.

Можно предложить и другие модели, объясняющие установленные геохимические различия глубинных ксенолитов Сихотэ-Алинской области. Например, можно полагать, что они отображают или первичную латеральную неоднородность вещества верхней мантии, или обусловлены уменьшением глубины щелочнобазальтовых очагов и соответственно все менее глубинным характером вынесенных ксеногенных пород по направлению с юга и севера к Аньюско-Бикинскому поясу. Однако конвективная модель представляется все же более предпочтительной [Говоров, 1977], поскольку она лучше согласуется с такими региональными особенностями Сихотэ-Алинской области, как симметрия в расположении поперечных метал-

логенических поясов [Говоров, 1977; Геохимия..., 1980]; наличие значительных (до 100 км) горизонтальных сдвиговых перемещений геологических тел по субмеридиональным разломам [Геология СССР, 1969]; существование в пределах Анюйско-Бикинского пояса раннегеоантиклинального (позднеюрского) поднятия, образовавшегося до общего замыкания (сенон) геосинклинали [Интрузивные серии..., 1967].

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1973. 124 с.
- Геология СССР. Т. 32. М.: Недра, 1969. 695 с.
- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 330 с.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
- Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Денисов Е. П. Геохимия глубинных ксенолитов и конвекция в верхней мантии Сихотэ-Алинской складчатой области.— В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология. М.: Наука, 1976, с. 128—135.
- Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Денисов Е. П., Илупин И. П., Харьков А. Д. Геохимические особенности глубинных ксенолитов в щелочных базальтах и кимберлитах Дальнего Востока и Сибири.— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 98—109.
- Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. Новосибирск: Наука, 1967. 384 с.
- Милашев В. А. Физико-химические условия образования кимберлитов. М.: Недра, 1972. 176 с.
- Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Дучков А. Д. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий.— Геол. и геофиз., 1972, № 11, с. 95—103.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. О хrome и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок.— Геология рудных месторождений, 1967, т. 9, № 2, с. 10—16.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— Геол. и геофиз., 1972, № 12, с. 37—42.
- Nakli T. A., Wright T. Z. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, v. 32, N 5, p. 877—884.

А. В. КОЛОСКОВ, О. Н. ВОЛЫНЕЦ, Э. И. ПОПОЛИТОВ

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ КАМЧАТКИ

Проблема включений в вулканических породах, вероятно, одна из наиболее актуальных в современной петрологии. Однако материал, накопленный при изучении включений, касается в основном континентальных областей; значительно меньше данных имеется для океанических регионов и совсем ограничены подобные сведения для островодужных структур. Цель нашей статьи — отразить специфику состава ультраосновных включений в островодужных вулканитах на примере Камчатки.

Как показали исследования последнего десятилетия [Эрлих, Кутыев, 1975; Включения..., 1978; и др.], включения в четвертичных вулканитах Камчатки разнообразны по химическому и минералогическому составу, структурам и текстурам и установлены в лавах всех вулканических поясов, проявленных в пределах полуострова (рис. 1). При этом включения ультраосновного состава обычно встречаются совместно с включениями разнообразных габброидов и метаморфических пород. Следует отметить, что если вмещающие вулканиты — амфиболсодержащие, то ультраосновные включения ассоциируют с амфиболитами, пироксен-амфиболовыми сланцами, амфиболовыми габбро. Безамфиболовые вулканиты, на-

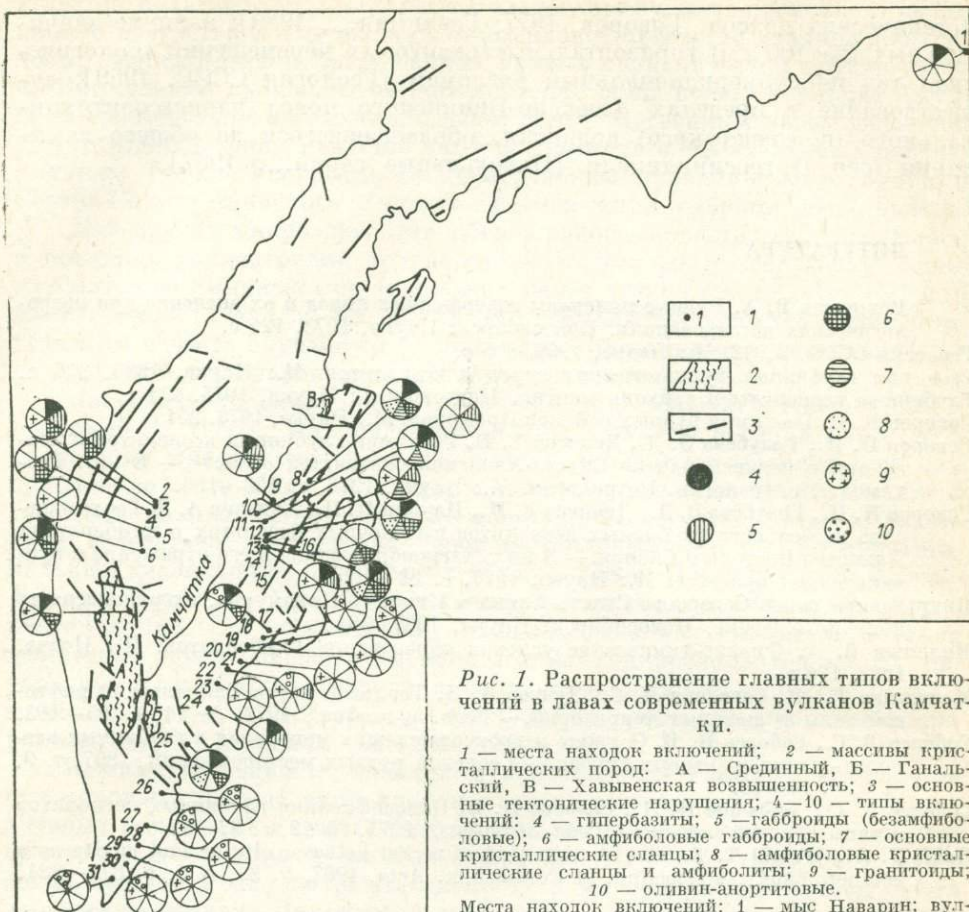


Рис. 1. Распространение главных типов включений в лавах современных вулканов Камчатки.

1 — места находок включений; 2 — массивы кристаллических пород: А — Срединный, Б — Ганальский, В — Хавывенская возвышенность; 3 — основные тектонические нарушения; 4—10 — типы включений: 4 — гипербазиты; 5 — габброиды (безамфиболовые); 6 — амфиболовые габброиды; 7 — основные кристаллические сланцы; 8 — амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты; 9 — гранитоиды; 10 — оливин-анортитовые.

Места находок включений: 1 — мыс Наварин; вулканы и вулканические зоны: 2 — Кекукнайский; 3 — «Дол геологов»; 4 — Большой; 5 — Уксичан; 6 — Ичинский; 7 — Хангар; 8 — Шивелуч; 9 — Харчинский; 10 — Плоская сопка; 11 — Ключевской; 12 — Безымянный; 13 — Зиминь сопки; 14 — Толбачик; 15 — Удины сопки; 16 — Шиш, Успенский; 17 — Кроноцкий; 18 — Крашенинникова, 19 — Кихпинич; 20 — Узон; 21 — Большой Семячик; 22 — Малый Семячик; 23 — Карымский; 24 — Жупановский; 25 — Авачинский; 26 — Мутновский; 27 — Ходутка; 28 — Ксудач; 29 — Желтовский; 30 — Ильинский; 31 — Камбальный.

Использованы материалы: Б. И. Пийп (1956), С. А. Щека и др. (1970), В. Н. Занюкова и др. (1976); «Включения в вулканических породах...» (1978), Ф. Ш. Кутыева и В. Н. Шаранова (1979).

ряду с ультраосновными, содержат включения оливнивых габбро, габбро-норитов, оливин-пироксеновых и пироксеновых кристаллических сланцев основного состава (см. рис. 1). Наиболее часто включения отмечаются в пирокластических отложениях, реже в экструзивных куполах и еще реже в лавовых потоках. Такая картина, несомненно, связана с особенностями транспортировки включений.

В отличие от океанических и континентальных областей, где основная масса включений обычно ассоциирует со щелочными базальтами, в пределах Камчатского региона включения ультраосновного состава встречаются в связи с вулканитами известково-щелочного ряда и преимущественно в андезитах и андезито-базальтах.

Детальный петрографо-минералогический анализ включений ультраосновного состава [Колосков, Хотин, 1978] позволил выделить среди них две ассоциации: дунит-гарцбургитовую и пироксенит-верлит-кортландитовую (табл. 1).

Включения дунит-гарцбургитовой ассоциации распространены только в пределах Восточной вулканической зоны Камчатки (рис. 2) и являются здесь преобладающим типом ультраосновных включений. Набор пород

Таблица 1

Средний состав ультраосновных включений некоторых вулканов Камчатки

Компо- нент	I			II			III			IV
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
SiO ₂	41,66	41,96	48,98	43,40	44,10	50,10	48,98	45,94	43,12	47,02
TiO ₂	0,08	0,10	0,25	0,04	0,33	0,33	0,73	1,44	0,39	0,68
Al ₂ O ₃	0,30	0,42	4,72	0,86	1,33	3,51	6,75	7,63	1,15	11,68
Fe ₂ O ₃	2,25	2,10	3,48	1,52	2,96	2,36	2,49	7,54	1,71	9,38
FeO	6,73	10,96	4,44	7,01	8,64	4,66	6,32	10,43	12,56	2,71
MnO	0,25	0,24	0,20	0,12	0,30	0,13	0,18	0,24	0,30	0,18
MgO	48,27	39,72	18,46	45,79	31,49	19,65	16,17	16,00	25,34	15,54
CaO	0,43	4,34	18,82	0,80	9,65	17,97	15,56	9,08	4,75	7,83
Na ₂ O	0,06	0,10	0,28	0,20	0,21	0,58	1,31	0,82	0,85	1,69
K ₂ O	0,07	0,10	0,06	0,09	0,08	0,15	0,52	0,28	0,24	0,84
<i>f</i>	9,2	15,4	18,6	9,2	16,7	16,3	23,0	37,7	23,8	28,9
<i>n</i>	4	2	2	10	1	11	2	1	1	1

Примечание. *n* — количество анализов для подсчета среднего. I—III — Камчатка: I — вулкан Шивелуч: 1 — дуниты, гарцбургиты, 2 — верлиты, 3 — пироксениты; II — вулкан Авачинский: 1 — дуниты, гарцбургиты, 2 — верлит, 3 — амфиболовые пироксениты, кортландиты; III — ареальная зона Ичинского вулкана: 1 — оливин- и плагиоклазсодержащие клинопироксениты, 2 — вебстерит, 3 — кортландит; IV — кальдера Хангар — кортландит.
Для II, кроме материалов авторов, использованы неопубликованные анализы из коллекции А. И. Фарберова.

ассоциации несколько различается для разных вулканов. Так, на Авачинском вулкане наиболее распространены гарцбургиты с переходом к энстатитовым оливинитам и дунитам, иногда встречаются лерцолиты, вебстериты и ортопироксениты. В пределах Толбачинской ареальной зоны встречены включения мелкозернистых дунитов и гарцбургитов. На Шивелуче среди этой группы включений ультраосновного состава резко преобладают дуниты. Для ассоциации в целом характерно присутствие высокомагнезимального оливина ($Fo=88-91$) и энстатита ($En=91-92$), маложелезистого ($f=8-8,5$), малотитанистого, малоглиноземистого и сравнительно высокохромистого клинопироксена, наличие хромистой шпинели (табл. 2). Составы минералов ассоциации отчетливо коррелируются с таковыми для альпинотипных гипербазитов Восточно-Камчатского гипербазитового пояса [Щека и др., 1970; Колосков, Хотин, 1978]. В то же время минералы вкрапленников, содержащих включения вулканитов, в целом заметно более железистые. Особенность пород ассоциации также — широко проявленный катаклиз и перекристаллизация до попадания включений в транспортировавшую среду. Крупные кристаллы оливина нередко сдвойникованы, со спайностью и мозаичным угасанием. Иногда породы имеют линзовидно-полосчатое строение за счет вытянутости и неравномерного распределения перекристаллизованных зерен и агрегатов оливина и ортопироксена. Некоторые, почти нацело перекристаллизованные разности напоминают «гранулиты» с линзовидной или веретенообразной ориентированной формой зерен. Дуниты и гарцбургиты нередко содержат полосы и прожилки мелкозернистого агрегата оливина и ортопироксена (Авачинский вулкан) либо прожилки, выполненные бурой роговой обманкой, иногда совместно с флогопитом и плагиоклазом или короткостолбчатым агрегатом ортопироксена, кристаллы которого ориентированы перпендикулярно стенкам трещины (вулкан Шивелуч). Ультраосновные включения обоих вулканов различаются также по ха-

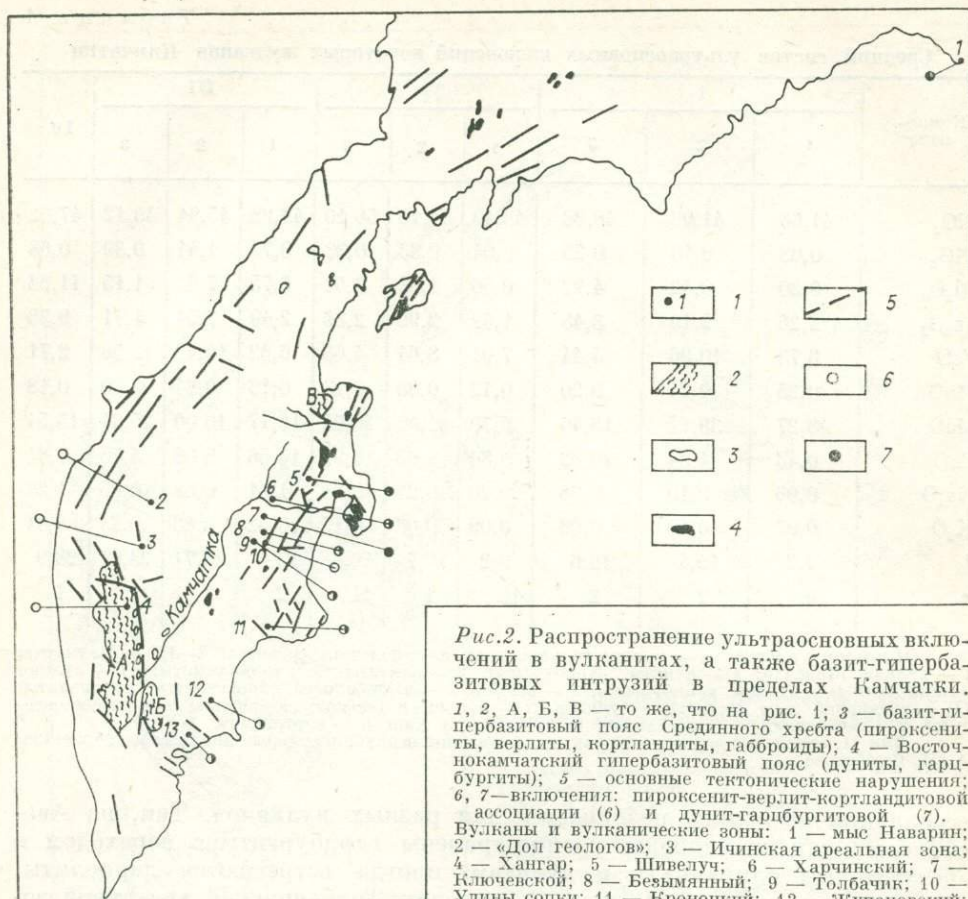


Рис. 2. Распространение ультраосновных включений в вулканитах, а также базит-гипербазитовых интрузий в пределах Камчатки. 1, 2, А, Б, В — то же, что на рис. 1; 3 — базит-гипербазитовый пояс Срединного хребта (пироксениты, верлиты, кортландиты, габброиды); 4 — Восточнокамчатский гипербазитовый пояс (дуниты, гарцбургиты); 5 — основные тектонические нарушения; 6, 7 — включения: пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации (6) и дунит-гарцбургитовой (7). Вулканы и вулканические зоны: 1 — мыс Наварин; 2 — «Дол геологов»; 3 — Ичинская ареальная зона; 4 — Хангар; 5 — Шивелуч; 6 — Харчинский; 7 — Ключевской; 8 — Безьямный; 9 — Толбачок; 10 — Удины сопки; 11 — Кроноцкий; 12 — Жупановский; 13 — Авачинский.

рактору краевых реакционных оторочек. Для авачинских включений характерно наличие оторочек, сложенных черным амфиболом. Толщина их нередко достигает 3—4 мм. В нескольких случаях встречены оторочки верлитового состава из малохромистого ($Cr_2O_3 = 0,24$) и сравнительно железистого ($f = 18$) клинопироксена в ассоциации с железистым же ($Fe = 79—80$) оливином [Колосков, Хотин, 1978]. Для включений вулкана Шивелуч обычно наличие зональных реакционных оторочек, причем внутренняя (по отношению к включению) зона состоит из короткопризматических кристаллов ромбического пироксена, а внешняя сложена интенсивно опациitized бурым амфиболом с обильными выделениями магнетита. Иногда по границе включения с вмещающей лавой появляется еще тонкая зонка буроватой слюды.

Включения дунитов и гарцбургитов нередко содержат небольшое количество бесцветного либо буроватого стекла и обильные газожидкие микровключения. Стекло присутствует в виде пленочных, каплевидно-реакционных либо пемзовидных обособлений и имеет показатель преломления как выше, так и ниже показателя для канадского балъзама. Первый тип стекол, судя по результатам микронзондового анализа, имеет состав высокоглиноземистого базальта или андезито-базальта, тогда как второй — липарита [Колосков и др., 1980]. Газо-жидкие микровключения в оливине и ортопироксене гарцбургитов Авачинского вулкана, по данным И. Т. Бакуменко и В. С. Соболева (1974), содержат в качестве преобладающей фазы воду.

Средний состав минералов ультраосновных включений в вулканических породах различных регионов и альпинотипных гипербазитов Камчатки

Компо- нент	Оливины					Ортопироксены				Клинопироксены						Шпинель			
	1	2	3а	3в	4	1	2	3а	4	1	2	3а	3б	3в	4	1	2	3а	4
SiO ₂	40,98	39,78	40,75	38,65	40,75	54,23	54,74	54,82	55,04	51,38	51,73	52,13	50,76	48,42	51,96	—	0,39	—	—
TiO ₂	0,03	0,02	0,01	0,02	Нет	0,14	0,16	Сл.	0,13	0,53	0,33	Сл.	0,44	0,56	0,11	0,18	0,58	0,08	0,38
Al ₂ O ₃	0,45	0,33	0,31	0,02	Нет	4,19	3,38	1,76	2,09	6,10	4,16	1,94	3,74	5,11	2,94	55,74	10,3	22,09	23,93
Fe ₂ O ₃	0,70	1,15	0,50	0,61	0,50	1,79	0,79	1,06	1,29	1,59	1,02	0,60	2,51	0,98	2,55	4,56	19,67	3,37	3,79
FeO	9,10	9,20	8,13	17,69	8,01	5,16	6,29	5,22	5,35	2,42	2,50	2,71	3,65	5,75		7,45	10,60	14,65	16,48
MnO	0,18	0,14	0,14	0,02	0,11	0,16	0,18	0,12	0,17	0,10	0,10	0,09	0,06	0,01	0,11	0,40	0,20	0,09	0,27
MgO	48,16	49,05	49,18	40,92	49,82	32,80	33,27	34,56	34,53	15,71	15,55	20,11	16,81	15,18	18,16	20,76	15,47	14,73	12,94
CaO	0,52	0,01	0,36	0,58	0,35	0,73	0,65	1,32	1,15	19,71	21,62	20,52	20,28	16,42	22,48	0,26	Сл.	—	
Na ₂ O	0,13	0,03	0,09	0,02	0,16	0,21	0,06	0,22	0,07	1,56	0,53	0,32	0,46	0,45	0,21	—	Не опр.	—	—
K ₂ O	0,08	0,00	0,15	0,01	0,14	0,11	0,01	0,02	0,06	0,08	0,03	0,03	0,18	0,19	0,02	—	»	—	—
Cr ₂ O ₃	Не опр.	0,05	0,03	0,02	0,02	0,33	0,41	0,49	0,82	0,80	0,76	0,71	0,24	0,66	0,60	10,32	42,99	44,91	42,14
NiO	»	0,28	0,29	0,13	0,36	—	0,11	—	0,14	—	0,04	—	—	Не опр.	0,03	—	Не опр.	—	—
f	10,2	10,0	8,7	20,0	8,7	10,4	10,13	9,1	9,1	12,0	9,6	8,4	19,3	19,6	9,8	23,7	41,40	40,2	46,29
n	54	11	8	4	5	61	18	5	5	57	20	5	5	4	3	48	5	5	1

Примечание. 1—3 — включения: 1 — Приморье [Щека и др., 1978], 2 — Юго-Западная Япония [Ishibashi, 1970], 3 — Камчатка; 4 — альпинотипные гарцбургиты Камчатки: 1—2 — включения лерцолитов из щелочных базальтов; 3 — включения в щелочноземельных вулканитах; а, б — Восточная Камчатка, в — Срединный хребет; 3а и 3б — дунит-гарцбургитовая ассоциация, 3б и 3в — пироксенит-вердит-кортландитовая ассоциация. Помимо материалов авторов, для камчатских пород использованы анализы минералов из работы С. А. Щеки и др. (1970).

Средние содержания микроэлементов в ультраосновных включениях некоторых вулканов Камчатки

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Na	0,15	0,39	1,54	0,12	0,39	1,29	0,83
K	0,075	0,05	0,22	0,07	0,22	0,35	0,37
Rb	He обн.	0,8	2,1	1,1	2,6	6,0	He обн.
Li	»	2,8	2,4	6,7	2,7	18,7	»
F	»	He обн.		7,55	5,50	420	»
Be	»	»		0,10	0,05	0,3	»
Ba	»	43	48	20	69	137	166
Sr	»	39	173	15	52	200	145
Ni	1650	230	142	1980	620	155	186
Co	150	75	69	152	117	72	57
Cr	1600	1400	850	2520	2270	990	695
V	130	180	355	35	117	290	575
Ti	240	—	5700	380	1310	4010	5115
Pb	4,4	5,5	4,3	3,2	4,1	3,7	He обн.
Zn	88	180	124	92	140	146	89
Sn	2,5	2,2	2,6	2,6	2,4	1,9	He обн.
Nd	—	10	9,2	He обн.		7,0	»
Y	—	8,7	13,2	2,4	4,3	9,8	16
Yb	—	1,9	3,1	1,0	1,5	2,5	2,3
K/Na	0,50	0,13	0,14	0,58	0,56	0,27	0,45
K/Rb	—	625	1048	545	846	583	—
Ba/Sr	—	1,10	0,28	1,33	1,33	0,75	1,14
Rb/Sr	—	0,020	0,012	0,073	0,050	0,033	—
Ni/Co	11	3,1	2,1	13,0	5,3	2,1	3,2
V/Ni	0,08	0,78	2,50	0,02	0,19	1,87	3,09
Ti/Cr	—	—	6,70	0,15	0,58	4,05	7,36
Cr/V	12,3	7,8	2,4	72,0	19,4	3,4	1,2
n	1	3	4	4	4	7	3

Примечание. 1—3 — вулкан Авачинский: 1 — дуниты, гарцбургиты, 2 — верлиты, пироксениты, 3 — кортландиты, гориллендиты; 4—6 — вулкан Шивелуч: 4 — дуниты, гарцбургиты, 5 — верлиты и оливиновые пироксениты, 6 — пироксениты, амфиболлизированные пироксениты; 7 — ареальная зона Ичинского вулкана — плагиоклазо-содержащие оливиновые пироксениты.

1 — по данным В. Г. Сахно и др., 1971; 2—7 — по материалам авторов. Для 2—7 анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР им. А. П. Виноградова. Содержания Na, K, Rb, Li определены методом фотометрии пламени, Ti — по данным силикатного анализа, остальных элементов — методами количественного спектрального анализа. Содержания Na и K — в вес. %, остальных элементов — в г/т.

Включения пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации особенно широко распространены в вулканическом поясе Срединного хребта, но встречаются также (в резко подчиненном количестве) на вулканах Восточного вулканического пояса. Отметим, что в лавах Курильской островной дуги ультраосновные включения представлены практически только породами этой ассоциации [Федорченко, Родионова, 1975].

Примечательно, что большинство ультраосновных включений в вулканических породах Срединного хребта (как и Курил) — плагиоклаз-

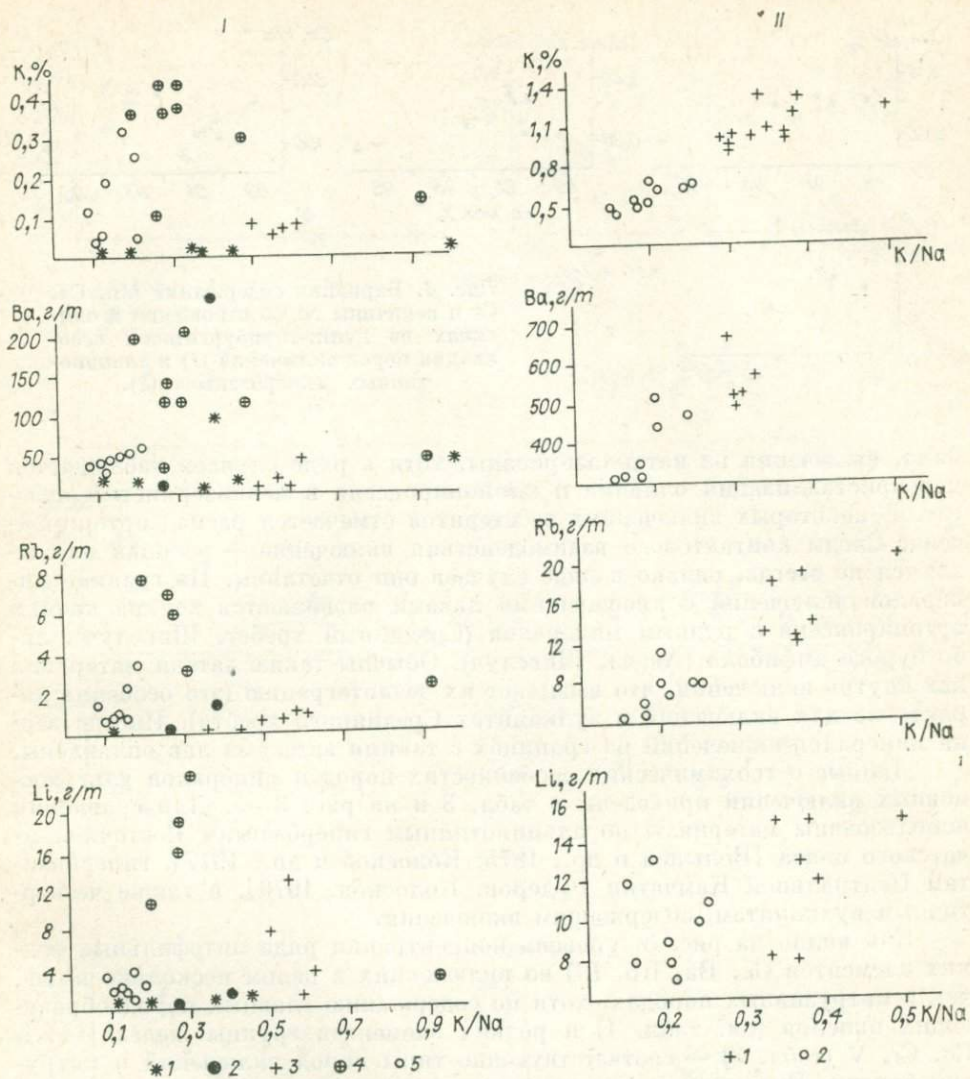


Рис. 3. Вариации содержаний К, Ва, Rb и Li в альпийотипных гипербазальтах, ультраосновных включениях (I) и вмещающих включениях лавах (II).

I — альпийотипные гипербазальты и ультраосновные включения. 1—2 — альпийотипные гипербазальты: гарцбургиты и дуниты (1), верлиты и пироксениты (2); 3—5 — включения: влк. Шивелуч — дуниты, гарцбургиты (3), влк. Шивелуч — пироксениты, верлиты (4), влк. Авачинский — верлиты, амфиболовые пироксениты (5); II — вмещающие включения лавы: I — влк. Шивелуч (андезиты и андезитобазальты); 2 — влк. Авачинский (андезиты и андезитобазальты).

содержащие. Преобладают здесь пироксениты и оливиновые пироксениты, реже отмечаются верлиты, кортландиты (вебстериты). Для Авачинского вулкана обычны амфиболовые пироксениты (с оливином), дающие переходы к кортландитам и горнблендитам. Встречаются также верлиты и амфиболовые верлиты. На Шивелуче преобладают пироксениты, хотя отмечено несколько обломков верлитов с полосами существенно оливинового состава. Пироксениты в различной мере амфиболлизированы, причем амфиболлизация сопровождается обильным выделением магнетита.

Оливины и клинопироксены включений этой ассоциации отличаются повышенной железистостью ($f = 18-22$) и по этому признаку близки минералам-вкрапленникам содержащих включения вулканитов (см. табл. 2) [Колосков, Хотин, 1978; Вольнец и др., 1975; и др.]. Как пра-

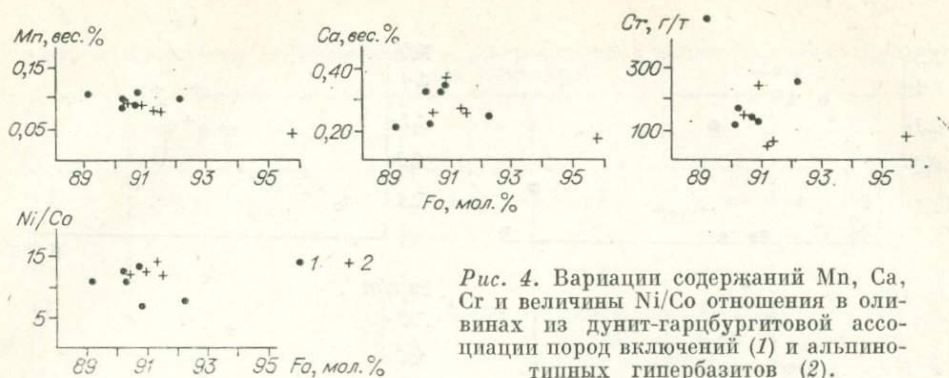


Рис. 4. Вариации содержаний Mn, Ca, Sr и величины Ni/Co отношения в оливинах из дунит-гарцбургитовой ассоциации пород включений (1) и альпинотипных гипербазитов (2).

вило, включения не катаклазированы, хотя в ряде случаев наблюдается перекристаллизация оливина и клинопироксена в мелкозернистый агрегат. В некоторых включениях вебстеритов отмечается распад ортопироксена. Следы контактового взаимодействия включения — расплав наблюдаются не всегда, однако в ряде случаев они отчетливы. По границе минералов включений с вмещающими лавами развиваются тонкие каемки ортопироксена с рудными минералами (Срединный хребет, Шивелуч), либо бурого амфибола (Авача, Шивелуч). Обычны также затеки материала лав внутрь включений, что вызывает их дезинтеграцию (это особенно характерно для включений в вулканитах Срединного хребта). Иногда зерна минералов включений на границах с такими затеками лав оплавлены.

Данные о геохимических особенностях пород и минералов ультраосновных включений приведены в табл. 3 и на рис. 3—5. Для сравнения использованы материалы по альпинотипным гипербазитам Восточнокамчатского пояса [Вольнец и др., 1975; Колосков и др., 1977], гипербазитам Центральной Камчатки [Флеров, Колосков, 1976], а также четвертичным вулканитам, содержащим включения.

Как видно на рис. 3, уровень концентрации ряда литофильных редких элементов (K, Ba, Rb, Li) во включениях в целом несколько выше, чем в интрузивных породах, хотя по содержанию главных породообразующих окислов (см. табл. 4) и редких элементов группы железа — Ni, Co, Cr, V (табл. 3) — соответствующие типы пород включений и интрузий близки. При этом во включениях пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации более высоки содержания указанных литофильных элементов по сравнению с включениями дунит-гарцбургитовой ассоциации (см. табл. 3, рис. 3). Сопоставление содержаний литофильных редких элементов во включениях пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации для разных вулканов показывает наличие четкой прямой связи между уровнем концентрации этих элементов в вулканитах и включениях (см. табл. 3, рис. 3, данные для вулканов Авачинского и Шивелуча).

Оливины (рис. 4) и клинопироксены (рис. 5) включений дунит-гарцбургитовой ассоциации по железистости и содержанию ряда главных и малых элементов (см. также табл. 2) не отличаются от минералов соответствующих пород альпинотипных гипербазитов Восточнокамчатского пояса. При этом, как было показано одним из авторов ранее [Колосков, Хотин, 1978], клинопироксены включений дунит-гарцбургитовой ассоциации и альпинотипных гипербазитов характеризуются низкими концентрациями Na и Al, в отличие от клинопироксенов из включений шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах, где уровень содержания этих элементов заметно более высокий.

Что касается клинопироксенов из включений пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации и интрузивных пироксенитов, то составы их

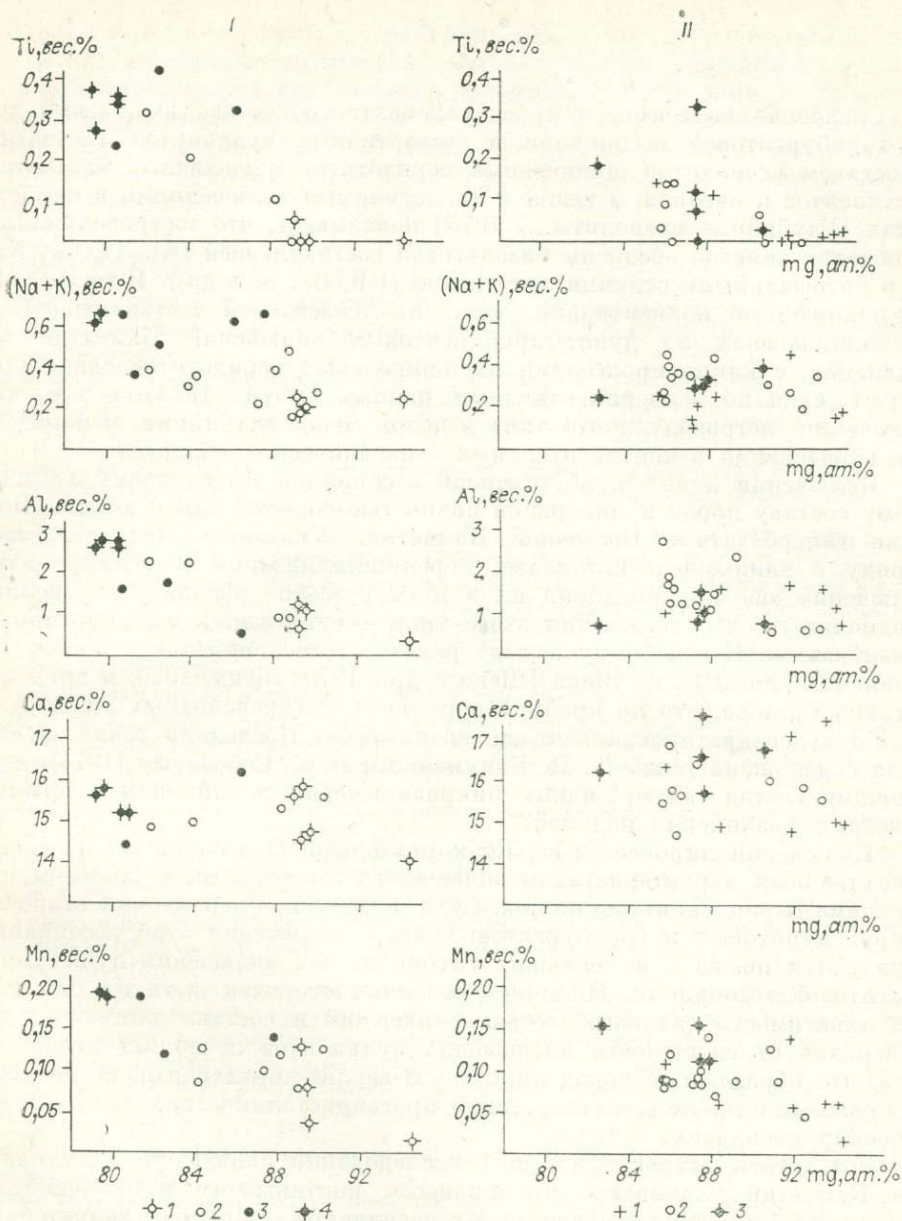


Рис. 5. Вариации содержания Ti, (Na + K), Al, Ca, Mn в клинопироксенах из ультраосновных включений (I) и интрузивных гипербазитов Центральной и Восточной Камчатки (II).

I — включения: 1—2 — влк. Авачинский: гарцбургиты (1), верлиты и пироксениты (2); 3 — влк. Шивелуч — пироксениты; 4 — вулканы Срединного хребта — пироксениты; II — интрузивные гипербазиты: 1—2 — Восточная Камчатка: дуниты, гарцбургиты (1), верлиты, пироксениты (2); 3 — Срединный хребет — пироксениты.

сопоставимы лишь в случае, когда рассматриваются клинопироксены включений из наименее щелочных лав (Авачинский вулкан). Клинопироксены из включений в более щелочных лавах (вулкан Шивелуч и особенно вулканы Срединного хребта) по сравнению с этими минералами из интрузивных пород близких регионов характеризуются большей железистостью, а также большим содержанием щелочей, Ti, Al, Mn и меньшим Ca (см. рис. 5).

Сравнение химического и редкоземельного состава включений дунит-гарцбургитовой ассоциации в четвертичных вулканитах Камчатки с составом ксенолитов шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах континентов и океанов, а также с аналогичными включениями в кимберлитах [Глубинные ксенолиты..., 1975] показывает, что «островодужные» включения заметно обеднены базальтовой составляющей (Al, Ti, Ca, Na, K) и литофильными редкими элементами (Rb, Ba, Sr и др.). В то же время пониженные концентрации Na и Al (жадеитовой составляющей) в клинопироксенах из дунит-гарцбургитовых включений Камчатки по сравнению с клинопироксенами из шпинелевых перидотитов свидетельствуют, судя по экспериментальным данным [Boyd, 1973], о том, что включения «островодужного» типа в целом менее глубинные, чем подобные образования в континентальных и океанических областях.

Включения дунит-гарцбургитовой ассоциации по валовому химическому составу пород и минералов полностью сопоставимы с альпинотипными гипербазитами Восточной Камчатки. Указанное обстоятельство, наряду с данными о катаклазе, перекристаллизации и метаморфизме включений еще до попадания их в магматические расплавы, позволяет предполагать, что включения этого типа — отторженцы альпинотипных гипербазитов. К подобному выводу ранее на основании аналогичных материалов пришел С. А. Щека [Щека и др., 1970; Щека, 1976; и др.], полагавший также, что по крайней мере часть ультраосновных включений является дегидратированными серпентинитами. Последняя точка зрения была поддержана также Т. И. Бакуменко и В. С. Соболевым (1974), изучавшими состав газовой-жидких микровключений в оливинах и ортопироксенах Авачинских нодулей.

Включения пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации по своим вещественным характеристикам более всего сопоставимы с ранними минералами-вкрапленниками из лав. Судя по наличию верлитовых оторочек вокруг дунитовых и гарцбургитовых ядер, включения этой ассоциации образуются позже и на меньших глубинах, чем включения дунит-гарцбургитовой ассоциации. Наличие указанных оторочек, а также отмеченная зависимость валового состава включений и состава слагающих их минералов от щелочности вмещающих вулканитов позволяет предполагать, что образование пород пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации связано с процессами сегрегации протокристаллических фаз в магматических расплавах.

Результаты петрографического исследования включений в вулканитах Камчатки указывают, что процессы контактового взаимодействия включений с транспортирующими их расплавами проявлены значительно более широко, чем это обычно принято думать. Свидетельством тому служит не только наличие контактово-реакционных оторочек, но и стекловидного состава (от базальтовых до липаритовых) внутри включений. Учитывая эти наблюдения, можно, по-видимому, полагать, что отмеченные ранее повышенные концентрации ряда литофильных редких элементов в ультраосновных включениях по сравнению с гипербазитами фундамента также обусловлены процессом контактового взаимодействия включений с расплавом. С этих позиций весьма любопытны также данные В. А. Абрамова и Л. Л. Завьяловой (1977) о преимущественной приуроченности калия и ряда других литофильных элементов к межзерновым участкам нодулей и участкам деформации силикатных фаз. Эти данные, трактуемые указанными авторами как результат перераспределения первоначально однородно рассеянных элементов под влиянием механических деформаций, могут быть, на наш взгляд, отражением того же процесса

взаимодействия включений с транспортирующими их расплавами, поскольку из экспериментов известна высокая скорость диффузии элементов в межзерновых участках и зонах деформаций кристаллов. Если изложенные соображения справедливы, то использование данных по геохимии валовых составов даже заведомо мантийных включений для суждения о содержании литофильных редких элементов в зонах магмообразования вряд ли оправдано.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В. А., Завьялова Л. Л. О формах нахождения калия в ксенолитах ультраосновных пород из кимберлитов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 4, с. 683—686.
- Бакуменко И. Т., Соболев В. С. Включения в минералах гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 6, с. 1430—1433.
- Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 220 с.
- Вольнец О. Н. и др. Геохимические особенности оливинов из различных типов четвертичных базальтов Камчатки и Курил в связи с вопросами петрогенезиса.— Геохимия, 1975, № 3, с. 412—419.
- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.
- Колосков А. В., Селиверстов В. А., Долгова Т. В. Оливины и пироксены ультраосновных пород Восточной Камчатки.— В кн.: Минералогические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, 1977, с. 47—58.
- Колосков А. В., Хотин М. Ю. Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 36—66.
- Колосков А. В., Щека С. А., Вольнец О. Н. Состав стекловатой фазы в ультраосновных включениях из современных вулканов Камчатки.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 117—118.
- Флеров Г. Б., Колосков А. В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 145 с.
- Щека С. А. О явлениях метаморфизма гипербазитовых включений до попадания в базальтовую магму.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 704—707.
- Щека С. А., Колосков А. В., Вольнец О. Н. Включения в вулканитах Тихоокеанского пояса и их петрогенетическая информативность.— В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978, с. 68—76.
- Щека С. А., Сахно В. Г., Макарова Ж. А., Лаговская Е. А. О происхождении гипербазитовых включений в эффузивах вулканов Авачинской группы.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 112—115.
- Эрлих Э. Н., Кутыев Ф. Ш. Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов (Камчатка).— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 165—175.
- Boyd F. R. The pyroxene geotherm.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, № 12, p. 2533—2546.
- Ishibashi H. Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusion in basaltic rocks from Northern Kynohu, Japan.— *Mem. Fac. Sci. Kynohy Univ., Ser. D. Geology*, 1970, v. XX, № 1, p. 31—40.

И. А. МАЛАХОВ, А. Д. РАССКАЗОВА

СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТИПОМОРФНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ И ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

На западном склоне Урала в пределах Центрально-Уральского поднятия, представляющего собой восточное обрамление Русской платформы, располагаются разнообразные по составу осадочные и метаморфические породы ордовикского и более древнего возраста. Магматические породы

в основном представлены габбро-диабазами и являются производными основной — трапшовой — магмы. Значительно реже встречаются сравнительно небольшие дайки, реже штокообразные тела основного и ультраосновного состава, генетически связанные с формированием глубинной щелочной оливин-базальтовой магмы. Отличительной и весьма характерной особенностью этой группы пород является присутствие среди них разнообразных по составу ксенолитов — дунитов, гранатовых перидотитов, лерцолитов, эклогитов, а также обломков различных пород из кристаллического фундамента — гнейсов, кварцитов и амфиболитов.

Среди пород щелочной оливин-базальтовой формации выделяются пикритовые порфириты и их туфы, анкармиты, лимбургиты, эссексит-диабазы, а также весьма разнообразные по составу типично щелочные породы, описанные на Среднем Урале Н. А. Румянцевой (1967) в составе «дворецкой свиты».

К сожалению, эти породы и содержащиеся среди них ксеногенные включения подверглись интенсивному метаморфизму зеленосланцевой, реже амфиболитовой ступеней, а также гипергенезу, вследствие чего состав ксенолитов в подавляющем большинстве случаев претерпел настолько сильные изменения, что не позволяет сколько-нибудь достоверно определять их генетическую природу. Поэтому одним из наиболее надежных методов их изучения, помимо петрографического и рентгенографического, служит исследование с помощью рентгеновского микроспектрального анализатора химического состава ряда характерных порообразующих минералов, что позволяет достаточно точно определять генетическую принадлежность вмещающих пород и судить о глубинности их кристаллизации. Последнее представляет большой интерес с научной точки зрения — при оценке потенциальной алмазности вмещающих их пород.

В процессе шестилетних детальных исследований состава типоморфных минералов (обычных и наиболее характерных спутников алмазов в кимберлитах и эклогитах) с помощью микрозонда было получено около двухсот химических анализов гранатов, клинопироксенов, оливинов, хромшпинелидов и ильменитов, содержащихся в самих вулканитах и находящихся среди них ксенолитах. Необходимо подчеркнуть, что главной отличительной особенностью состава типоморфных минералов, содержащихся в мегакристах вулканитов и в составе ксеногенных включений, будет связь или, напротив, отсутствие связи в химическом составе включений и основной массы вулканитов. Как на весьма характерный пример можно сослаться на аномальный химический состав гранатов с высоким содержанием нормативного спессартина или магнезиально-железистых гранатов с высоким содержанием пироповой составляющей или же, наконец, высокохромистых и низкоглиноземистых хромшпинелидов в лавобрекчиях анкармитов горы Благодать, для которых в общем характерно сравнительно низкое содержание марганца, относительно высокоглиноземистый состав, а также явная вулканогенная природа, свидетельствующая о ее формировании в условиях низкого давления.

Изучение состава типоморфных минералов в вулканитах и в содержащихся среди них ксеногенных включениях в основном проводилось на трех участках: района горы Благодать, Семеновском и Кусьинском, которые располагаются в пределах западного крыла обширного Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория — в средней части Центрально-Уральского поднятия.

Использование перечисленных выше типоморфных минералов для оценки глубинности формирования слагаемых ими пород определяется тем, что в геологической литературе есть убедительные данные, свидетельствующие о существенном влиянии температуры их кристаллизации и величины равновесного давления на химический состав. Поскольку ал-

мазы, как считают многие исследователи [Meуer, 1968; Соболев, 1974], образуются при давлении более 40 кбар, оценка глубинности кристаллизации минералов — обычных спутников алмазов имеет первостепенное значение.

Количественный анализ минералов проводился на рентгеновском микроспектральном анализаторе типа GXА-5 операторами Б. Л. Вигоровым, В. Г. Гмырой, Л. К. Илясовой и А. С. Кобузовым при ускоряющем напряжении 15, 17,5 и 20 кВ. Состав минералов определяли с помощью эталонов: периклаза, корунда, рутила и химически чистых металлов — железа, титана, марганца и хрома. Кроме того, при определении состава силикатов и сложных окислов использовались многократно исследованные и проконтролированные в микрондовой лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР природные образцы граната, клинопироксена и хромитов.

Метод обсчета поправок осуществлялся по модифицированной системе, первоначально разработанной Х. Шпрингером [Springer, 1967]. Модификация σ , введенная Н. В. Троневой, проводилась по А. Хейнриху. Полученные данные обсчитывались на ЭВМ методом многократной итерации. Состав отдельных минеральных индивидов фиксировался средними значениями по трем точкам в центральных частях зерен, абсолютное содержание элементов в которых представляет среднее из пяти измерений. Содержания главных элементов в дальнейшем пересчитывались на окислы, причем соотношение между окисным и закисным железом определялось исходя из стехиометрического состава минералов.

ГРАНАТЫ

В настоящее время мы имеем около 60 оригинальных микрондových анализов гранатов из различных вулканитов западного склона Урала, а также из содержащихся в них разнообразных включений. Результаты их приведены в табл. 1 и частично были опубликованы нами ранее [Малахов и др., 1978]. Практически все проанализированные гранаты принадлежат к малохромистому или бесхромистому типу. В целом среди них достаточно четко выделяются высокопироповые гранаты, свойственные мантийным эклогитам, наблюдающиеся почти исключительно среди южного тела массива вулканитов горы Благодать и встречающиеся очень редко в составе включений мантийных эклогитов в пикритовых порфири-тах района р. Куся. Значительно чаще встречаются гранаты, по составу свойственные эклогитам, формирующимся в пределах земной коры. Хром-содержащие гранаты (до 1% Cr_2O_3), генетически чаще всего связанные с редкими включениями гранатовых перидотитов в пикритовых порфири-тах, помимо вулканитов горы Благодать, встречаются иногда в пределах Колчимской антиклинальной структуры, к юго-востоку от г. Краснов-шерска.

Высокохромистые гранаты кимберлитового типа, обнаруженные в виде редких находок среди вулканитов массива горы Благодать Е. И. Шеманиной (устное сообщение), нами непосредственно среди коренных пород не выявлены, но встречены в виде единичной находки среди аллювия р. Чикман, протекающей близ этого массива.

Помимо отмеченных типов, встречаются еще и гранаты существенно спессартинового типа, генетически связанные с включениями кварцитов и метаморфизованных гранитоидов в лавобрекчиях вулканитов горы Благодать.

Что касается самих вулканитов этого массива, то им свойственны гранаты пиральспитового типа, содержащие минимальное количество нормативного пироба. Следует, однако, отметить, что в гранатах из пикрито-

Состав низкохромистых гранатов из вулканитов и содержащихся в них ксеногенных включений

Состав	Пикритовые порфириды и их туфы. Участок Дресвяная степь (к юго-востоку от Красновишерска)			Субщелочные вулканиты горы Благодать					Лимбургиты, участок дер. Семеновка (Александровский р-н)		Туфобрекчия пикритовых порфиридов, р. Няр (Александр. р-н)		Пикритовые порфириды, р. Кусяя (Горнозаводский р-н)		
	основная масса (среднее)	ксеногенные включения		основная масса	ксеногенные включения (средний состав)				основная масса	ксенолиты коровых эклогитов (среднее)	основная масса (среднее)	ксенолит корового эклогита	основная масса	ксенолиты эклогитов	
		гранатового перидотита	мантйных эклогитов		эклогиты		гранатовые перидотиты	кварциты и гнейсы						мантйных	коровых (среднее)
					мантйные	коровые									
SiO ₂	38,36	41,07	39,68	36,92	40,45	39,30	40,50	37,22	37,86	39,10	37,50	36,79	37,55	39,78	38,36
TiO ₂	—	—	—	—	0,23	0,25	0,25	—	0,25	0,25	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	20,66	22,30	21,92	20,39	21,96	20,52	21,54	19,48	19,65	20,78	20,09	19,84	20,63	22,41	20,78
Cr ₂ O ₃	0,02	1,02	0,05	0,02	0,04	0,05	0,39	—	He опр.	0,03	He опр.	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1,12	0,32	1,12	0,96	1,65	2,56	0,53	2,00	2,71	1,76	1,24	1,60	0,76	0,45	1,35
FeO	25,08	16,52	26,41	32,62	14,73	27,48	16,14	18,10	34,13	27,18	34,48	31,00	31,98	25,10	27,66
MnO	6,54	0,39	0,39	0,53	0,46	0,62	0,60	20,11	3,74	0,55	—	—	2,17	—	—
MgO	4,03	13,76	11,03	1,44	14,87	8,17	13,17	1,00	3,81	7,96	4,20	6,53	3,29	11,92	7,72
CaO	5,88	6,16	1,33	6,74	5,50	2,85	5,69	1,56	0,98	3,44	1,88	1,08	3,99	0,92	3,05
Сумма . . .	101,69	101,54	101,63	99,62	99,89	101,80	98,81	99,47	103,13	101,05	99,39	96,84	100,37	99,98	98,92

Основные молекулярные группировки

Пироп	15,5	49,6	41,0	5,8	54,4	31,6	49,3	4,0	14,6	30,7	17,0	26,5	12,9	45,0	30,5
Альмандин	53,5	33,5	54,5	73,7	30,1	58,1	33,9	43,7	67,6	58,6	77,7	68,6	70,8	52,8	60,9
Спессартин	14,6	0,9	0,9	1,0	0,9	1,4	1,3	47,8	8,4	1,4	—	—	4,8	—	—
Гроссуляр	11,7	12,1	0,5	16,6	8,9	—	11,3	0,5	—	2,8	1,4	—	9,1	1,8	4,8
Анрадит	4,7	0,9	3,1	2,9	4,4	6,5	1,4	4,0	1,4	5,1	3,9	2,9	2,4	0,4	3,8
Ti-анрадит	—	—	—	—	1,3	1,4	Уваровит ^{1,4}	—	1,4	1,4	—	—	—	—	—
Скиагит	—	—	—	—	—	1,0	—	—	6,6	—	—	2,0	—	—	—
f	82,0	41,2	58,2	92,9	38,5	67,6	42,2	95,7	84,9	67,4	82,9	72,7	85,6	54,1	67,7
n	3	1	2	1	14	6	3	2	1	5	3	1	5	1	9

Примечания. 1. Соотношение между окисным и закисным железом рассчитано исходя из стехиометрии. 2. Здесь и в табл. 3 n — число анализов.

Состав моноклинных пироксенов из вулканитов и содержащихся в них ксеногенных включений

Компонент	Вулканиты горы Благодать													Туфобрекчия пикри- товых порфиритов, р. Кусья	
	вкрапленник			основная масса			ксенолиты среди вулканитов						вкраплен- ник	ксенолит перцолита	
	59-1	85-1	среднее из 5 ана- лизов	8266-2	8302-2	среднее из 6 анали- зов	дунитов или кимберлитов		эклогитов		гранатовых перидо- титов				
							59-3	59-4	84-1	84-2	86-1	86-2	86-3	7540	7541
SiO ₂	51,55	52,77	52,32	47,70	48,13	48,77	53,69	54,33	51,63	51,48	50,80	50,67	49,71	48,98	51,12
TiO ₂	—	—	—	1,83	0,83	0,86	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	5,00	4,57	4,56	3,97	4,53	3,53	1,47	1,36	4,32	4,46	4,16	3,80	4,57	4,42	5,20
Cr ₂ O ₃	0,82	0,96	1,04	0,29	1,02	0,68	1,52	1,24	0,01	He опр.	0,50	0,99	0,42	0,80	1,12
Fe ₂ O ₃	2,56	He опр.	0,96	5,27	5,75	4,66	1,60	0,80	3,35	5,11	He опр.	1,76	3,35	1,60	
FeO	He опр.	2,29	1,32	2,08	He опр.	1,19	0,86	1,44	7,98	6,39	5,34	5,57	4,60	2,66	0,65
MnO	»	He опр.	—	—	—	—	—	—	—	He опр.	—	—	—	—	—
MgO	16,25	14,66	14,88	14,76	15,58	15,78	16,08	16,58	10,81	10,83	13,81	14,37	13,64	14,26	15,10
CaO	22,80	23,62	22,87	22,10	22,52	22,15	21,68	21,54	18,82	19,19	23,45	21,94	23,15	22,66	21,54
Na ₂ O	0,98	0,70	0,94	0,40	0,43	0,32	1,47	1,39	2,20	2,40	0,10	0,20	0,20	0,32	1,29
Сумма . . .	99,96	99,57	98,89	98,40	98,79	97,94	98,37	98,68	99,12	99,86	98,16	97,54	98,05	97,45	97,62

Основные минеральные группировки

NaCrSi ₂ O ₆	} A	1,0	1,4	1,7	0,5	1,8	1,0	2,4	1,8	He опр.	0,5	0,7	0,7	1,3	1,8
NaAlSi ₃ O ₆		2,5	1,2	1,9	1,2	He опр.	0,2	3,3	3,0	9,2	10,0	—	—	He опр.	3,5
CaAl ₂ Si ₂ O ₆		4,4	4,8	4,5	1,3	4,2	2,8	—	He опр.	—	—	5,0	4,9	4,1	2,8
CaTiAl ₂ O ₆	} B	—	—	—	2,9	1,2	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—
CaFeAlSiO ₆		—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	0,8	—	—	2,7	1,2
CaFe ₂ O ₆		3,7	He опр.	0,7	4,1	4,5	3,6	1,2	0,6	1,9	3,7	—	—	—	—
CaSiO ₃	42,2	45,4	44,3	40,8	40,1	40,8	44,5	44,0	39,3	39,5	44,9	42,1	43,5	43,4	42,9
MgSiO ₃	46,2	43,4	44,7	45,6	48,2	48,1	47,2	47,7	34,0	34,6	40,8	42,9	41,2	45,1	46,2
FeSiO ₃	He опр.	3,8	2,2	3,6	He опр.	2,1	1,4	2,9	14,1	11,4	8,8	9,4	7,8	4,7	1,1
A/B	2,1	He опр.	11,6	0,4	1,1	0,8	4,8	8,0	2,7	2,2	He опр.	1,8	1,5	7,2	
f	7,4	14,9	7,5	20,6	15,7	16,1	7,4	7,8	36,3	36,3	17,8	18,0	20,3	22,0	7,2
Al ⁴⁺	0,129	0,075	0,083	0,176	0,192	0,158	0,015	0,012	0,061	0,078	0,093	0,088	0,127	0,146	0,105

вых порфиритов и их туфов, распространенных в бассейнах рек Кусья, Няра и Койва, при явном преобладании нормативного альмандина отмечается аномально низкое содержание кальциевой составляющей, что обычно свойственно гранатам из кислых метаморфических толщ. Поэтому, хотя их коровое происхождение и не вызывает сомнений, генетическая связь с самими вулканитами требует дополнительного детального изучения.

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

По изученным с помощью микроскопа примерно 30 индивидам клинопироксенов можно представить достаточно ясную картину вариаций их состава. Барофильные пироксены встречаются как в виде вкрапленников в самих вулканитах (в отличие от основной их массы), так и среди глубинных ксенолитов, представленных гранатовыми перидотитами, лерцолитами, дунитами или предполагаемыми кимберлитами, пикритовыми порфиритами, а также эклогитами. Состав их приведен в табл. 2. Здесь же дается расчет их составов на основные и характерные барофильные и барофобные минеральные группировки, соотношение которых позволяет судить об условиях их кристаллизации, в том числе о давлении [Добрецов и др., 1971; Thompson, 1974; Wilkinson, 1975]. Для пироксенов, фор-

Средний состав хромшпинелидов из вулканитов и содержащихся

Компонент	Анкарамиты		
	вкрапленники в основной массе	ксеногенные	
		пикритовых порфиритов	лерцолитов
TiO ₂	0,52(0,49±0,30)	1,57(1,60±1,50)	0,13(0,13±0,12)
Al ₂ O ₃	36,78(36,61±5,12)	29,19(29,65±6,54)	46,17(46,16±3,77)
Cr ₂ O ₃	30,36(30,00±5,44)	32,58(32,80±4,88)	21,61(21,48±3,70)
Fe ₂ O ₃	2,59(2,60±1,40)	6,33(6,12±4,60)	1,85(1,83±1,74)
FeO	12,79(12,87±2,87)	16,35(16,40±2,94)	12,30(12,18±1,78)
MnO	0,27(0,29±0,13)	0,32(0,31±0,20)	0,16(0,16±0,05)
MgO	16,40(16,27±1,81)	13,95(13,93±1,61)	17,52(17,48±1,38)
Сумма . . .	99,71	100,29	99,74
		<i>Основные молекулярные</i>	
Ульвошпинель	1,2	3,6	0,3
Шпинель	62,0	51,3	71,8
Магнохромит	7,9	10,7	—
Хромит	26,5	27,6	23,4
Герцинит	—	—	3,0
Магнетит	2,4	6,8	1,5
Cr ₂ O ₃ ·100	35,6	42,8	23,9
Cr ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃			
Fe ₂ O ₃ ·100	2,8	7,4	2,0
Cr ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃			
f	34,5	47,4	31,2
n	15	15	29

мирующихся в условиях высоких давлений, помимо повышенных величин юритовой, жадеитовой и чермакитовой составляющих, весьма характерно также минимальное содержание алюминия в четверной координации. Клинопироксены наиболее глубинного парагенезиса встречаются в ксенолитах дунитов или кимберлитов, находящихся среди лавобрекчий анкарамитов в южном теле массива горы Благодать.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ

Хромшпинелиды относятся к числу весьма характерных минералов ультраосновных пород. Среди вулканитов основного состава они встречаются лишь в виде мелких включений в оливиновых вкрапленниках, поскольку, как показали экспериментальные исследования Р. Хилла и П. Редера [Hill, Roeder, 1974], растворимость хрома резко падает по мере увеличения содержания кремния в породах — продуктах магматической дифференциации. В связи с тем, что хромшпинелиды образуются в широком диапазоне температур и давлений и обладают сравнительно малой «термодинамической прочностью», они представляют надежный петрогенетический индикатор условий становления вмещающих их пород. Судить о величине равновесного давления при формировании ультраос-

Таблица 3

в них ксеногенных включений на западном склоне Урала

горы Благодать		Лимбургиты, участок Семеновский	Пикритовые порфириты, р. Кусья	Пикритовые порфириты, пос. Теплая Гора
включения				
гарпбургитов	дунитов или кимберлитов	вкрапленники		
0,25	0,16(0,18±0,10)	1,68(1,68±0,74)	0,16	0,68
31,54	23,53(22,00±4,71)	23,93(23,64±5,51)	35,20	16,40
36,51	44,71(44,00±2,05)	37,39(37,25±6,18)	28,54	45,59
2,30	3,13(3,10±0,80)	6,42(6,18±2,88)	4,72	7,69
0,03	12,04(12,00±1,79)	17,08(17,10±2,62)	18,22	17,01
0,08	0,17(0,19±0,07)	0,43(0,43±0,22)	0,46	0,22
17,32	15,26(15,30±1,27)	12,98(12,82±2,13)	12,28	11,39
98,03	99,00	99,91	99,58	98,98
<i>группировки</i>				
0,5	0,4	3,9	0,3	1,7
54,6	42,5	43,4	54,0	31,1
21,4	27,2	16,0	—	23,6
21,0	26,8	29,3	33,3	34,4
—	—	—	7,1	—
2,5	3,1	7,4	5,3	9,2
43,7	56,0	51,1	35,3	65,1
2,5	3,5	7,7	5,3	9,4
28,2	35,3	50,2	51,2	54,3
2	10	11	2	6

Состав минералов группы ильменита в вулканитах горы Благодать и в содержащихся в них ксенолитах

Компонент	Желваки среди лавобрекчии		Шаровидные включения гранатовых перидотитов среди вулканитов		
	42	82	80-1	80-2	80-3
TiO ₂	54,10	53,14	50,47	49,61	49,69
Al ₂ O ₃	0,36	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,04	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,96	8,62	8,30	9,26
FeO	36,60	38,30	34,78	34,78	32,26
MnO	0,35	0,35	0,74	0,86	0,58
MgO	6,20	5,12	5,55	5,04	6,66
Сумма ...	97,60	97,87	100,16	98,59	98,45

Основные минеральные группировки

Ильменит	76,2	79,4	70,6	71,9	66,0
Гейкилит	23,1	18,9	20,1	18,6	24,3
Пирофанит	0,7	0,8	1,5	1,8	1,2
Гематит	—	0,9	7,8	7,7	8,5
Герцинит	0,2	—	—	—	—

новых пород можно по соотношению окиси хрома и других трехвалентных окислов как в самих породах [McGregor, 1970], так и в хромшпинелидах [Соболев и др., 1975]. При этом чем выше хромистость шпинели, тем большим было равновесное давление при ее кристаллизации. В частности, Н. В. Соболев (1974) показал, что в хромитах — включениях в алмазах доля хрома среди трехвалентных окислов колеблется от 85 до 93%. Об этом же свидетельствуют данные Е. И. Шеманиной по составу хромитов — включений в уральские алмазы.

В хромшпинелидах существует определенная зависимость между содержанием титана и окисного железа и глубиной их кристаллизации, но в этом случае она обратная: шпинели, кристаллизующиеся в условиях малых глубин, как правило, содержат повышенное количество титана и окисного железа, величина которого, по данным анализов, полученных с помощью микрозонда, рассчитывается исходя из стехиометрии. Хромшпинелиды из включений и из сростков с алмазами содержат в среднем лишь 2,5% окисного железа, а количество двуокиси титана в них соответственно составляет лишь 0,2 и 0,6% [Соболев, 1974].

Необходимо подчеркнуть, что из двух промышленных генетических типов алмазов — кимберлитового и эклогитового, хромшпинелиды встречаются лишь в первом. Таким образом, всю информацию, касающуюся состава хромшпинелидов в различных ультраосновных породах на западном склоне Урала, непосредственно можно использовать лишь для определения глубинности их формирования и оценки потенциальной алмазности на кимберлитовый тип.

Наиболее глубинным типом среди исследованных пород являются пикритовые порфириты, а из глубинных ксеногенных включений — дунитовые или кимберлитовые обломки в лавобрекчии вулканитов массива горы Благодать (табл. 3). Следует, однако, указать, что в ксенолитах

и во вмещающих их ультраосновных и основных вулканитах ни разу не были встречены хромшпинелиды, содержащие свыше 60% трехоксида хрома, наподобие тех, которые встречаются среди терригенных пород такатинской свиты в Красновишерском районе, а также в аллювиальных отложениях р. Сюзь, притока р. Чикман, неподалеку от массива горы Благодать.

ИЛЬМЕНИТЫ

В связи с тем, что алмазонасные кимберлиты и глубинные включения гранатовых перидотитов в различных регионах мира постоянно содержат ильмениты с повышенным количеством магния — от 4 до 12%, в процессе систематического изучения состава типоморфных минералов был исследован ряд индивидов минералов ильменитовой группы, содержащихся в виде желваков в лавобрекчии горы Благодать, а также в шаровидных ксенолитах гранатовых перидотитов (табл. 4). Как следует из результатов химических анализов, все они содержат относительное повышенное количество магния — от 5 до 6,7%, т. е. являются типичными пикроильменитами. Однако если в первом случае такие пикроильмениты содержат минимальное количество окисного железа в виде твердого раствора гематита, то во включениях окисное железо в пикроильменитах составляет значительную величину — 8—9%. Нужно отметить, что подобные два типа пикроильменитов встречаются и в алмазонасных кимберлитах и в находящихся среди них глубинных включениях гранатовых перидотитов.

Систематизированные в табл. 5 данные по характерным особенностям состава типоморфных минералов из вулканитов и содержащихся в них ксенолитов позволяют достаточно уверенно определять их генетическую принадлежность, что приобретает первостепенное значение, учитывая достаточно интенсивный метаморфизм как самих пород, так и ксенолитов.

* *
*

Фактические данные по составу типоморфных минералов из вулканитов щелочной оливин-базальтовой формации и из находящихся в них включениях свидетельствуют о том, что к числу наиболее глубинных пород следует отнести эклогиты несомненно мантийного происхождения, которые чаще всего встречаются в виде ксенолитов среди лавобрекчий субщелочных вулканитов анкармитового состава в массиве горы Благодать. Иногда их обнаруживают среди пикритовых порфиритов в районе р. Куся. Содержащиеся в таких ксенолитах гранаты полностью идентичны бесхромистым пироп-альмандиновым гранатам — включениям в уральские алмазы [Соболев и др., 1971]. Присутствие на западном склоне Урала эклогитов такого происхождения пока надежно не подтверждено; вряд ли удастся их обнаружить, если принять во внимание экспериментальные исследования, свидетельствующие о том, что скорость их растворения и ассимиляции в расплавах основного состава на порядок выше, чем ультраосновных пород [Кутолин, 1977; Агафонов и др., 1978].

Вероятность того, что среди вулканитов западного склона Урала есть потенциально алмазонасные фации эклогитов и кимберлитов, которые находятся там в виде ксенолитов, требует более тщательного опробования участков вулканитов, содержащих глубинные ксенолиты с барофильными типоморфными минералами.

Особенности состава типоморфных минералов из вулкаников и содержащихся в них ксенолитов на западном склоне Урала

Компонент	Вулканики		Ксенолиты						
	вкрапленники	основная масса	мантийные				коровые		
			гранатовые перидотиты	лэрцолиты	кимберлиты и дуниты	эглогиты	эглогиты	пикритовые порфириды	гнейсы и кварциты
<i>Гранаты (низкохромистые и бесхромистые)</i>									
Cr ₂ O ₃	0,2—1,0	<0,05	0,3—0,5	—	—	0,05—0,1	0,0—0,15	0,2—0,4	0—0,01
MnO	0,1—0,3	0,5—4,0	0,5—0,7	0,4	—	0,10—0,6	0,5—1,5	0,2—0,5	10—20
f	70—85		40	—	—	30—45	60—80	55—90	75—97
% нормального пирона	6—29		50	—	—	45—60	20—35	10—30	0—5
<i>Клинопироксены</i>									
Al ₂ O ₃	3—5,5	2,5—8	3,8—4,5	3—5	1—2	4—4,5		3,3—5,0	—
Al ⁴⁺	0,03—0,13	0,03—0,20	0,01—0,13	0,1—0,13	0,005—0,015	0,06—0,08		—	—
Cr ₂ O ₃	0,7—1,9	0,02—1,7	0,4—1,0	0,4—1,2	0,7—1,5	<0,10		0,2—1,5	—
Na ₂ O	0,7—1,3	0,2—1,5	0,1—2,2	0,2	1,4—1,5	1,8—4,3	2,2—2,4	0,05—0,25	—
f	7—9	14—25	17—20	15—16	7—8	22—25	30—40	16—20	—
% нормального юрита	1,0—2,2	0,0—2,0	0,5—2,0	1,0—1,3	1,8—2,4	—	—	0,2—1,2	—
жадеита	0,2—3,5	0,0—6,4	0	0,2—0,6	3,0—3,3	12—27	9—10	—	—
Са-чермакита	2,5—6,0	0,0—5,0	4,0—5,0	2,5—2,8	0,0—0,3	0—0,3	0,0—0,3	3,0—5,0	—
<i>Оливины</i>									
Cr ₂ O ₃	0—0,01	—	—	—	—	—	—	0,03	—
f	9,1—10,6	—	—	—	—	—	—	18—20	—
<i>Хромшпинелиды</i>									
TiO ₂	$\frac{0,05-1,0}{0,6-1,7}$	—	0,05—0,2	0,1—0,4	0,05—0,4	—	—	0,5—6,2	—
Al ₂ O ₃	$\frac{25-44}{7-30}$	—	20—30	40—50	10—27	—	—	16—44	—
Cr ₂ O ₃	$\frac{25-40}{35-53}$	—	35—40	18—27	40—58	—	—	20—43	—
Fe ₂ O ₃	$\frac{0,8-4,5}{2,0-15,0}$	—	2—4	0—7	2—5,3	—	—	2—18	—
f	$\frac{25-43}{30-45}$	—	25—30	20—48	28—47	—	—	36—60	—
<i>Ильмениты</i>									
TiO ₂	54—54,5	$\frac{40-42}{49-51}$	49,6—50,5	42—48	53—54	—	—	40—46	2
Fe ₂ O ₃	0—0,8	$\frac{24-28}{2,4-5,6}$	8,3—9,3	10—17	0—1,0	—	—	12—19	—
MnO	0,1—0,35	$\frac{0,2-0,4}{6,0-9,5}$	0,6—0,9	0,3—0,4	0,3—0,4	—	—	1—2,4	—
MgO	5—6,2	$\frac{0-0,7}{0,1-0,3}$	5,0—6,7	0—0,1	5,1—6,2	—	—	0—0,3	—

Примечание. По хромшпинелидам в знаменателе — состав хромшпинелидов во вкрапленниках лимбургитов участка Семеновского и пикритов пос. Теплая Гора. По ильменитам в знаменателе — состав ильменитов в основной массе пикритовых порфиритов по Л. И. Лукьяновой (1978).

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л. В., Кутюлин В. А., Леснов Ф. П. Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве.— В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 4—15.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
- Кутюлин В. А. Новая оценка для валового состава верхней мантии.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 3, с. 669—672.
- Малахов И. А., Вигоров Б. Л., Гмыра В. Г. О составе типоморфных минералов из вулканитов горы Благодать.— В кн.: Ежегодник 1977 ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1978, с. 87—92.
- Румянцева Н. А. Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала.— В кн.: Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967, с. 132—277.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 262 с.
- Соболев Н. В. и др. Состав гранатов и пироксенов в уральских алмазах.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 1, с. 190—193.
- Соболев Н. В. и др. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии.— Геол. и геофиз., 1975, № 12, с. 15—21.
- Hill R., Roeder P. L. The crystallization of Basalt as a function of oxygen fugacity.— J. Geol., 1974, v. 82, p. 709—730.
- McGregor J. D. The effect of CaO, Cr₂O₃, Fe₂O₃ and Al₂O₃ on the stability of spinel and garnet peridotites.— Phys. Earth Planet Interiors, 1970, v. 3, p. 372—377.
- Meyer H. O. A. Mineral inclusions in diamonds.— Carn. Inst. Year Book. Washington, 1968, v. 66, p. 446—450.
- Springer G. Die Berechnung von Korrekturen für die quantitative Elektronenstrahl — Mikroanalyse.— Fortschr. Miner., 1967, v. 45, N 1, p. 45—70.
- Thompson R. N. Some high-pressure pyroxenes.— Mineral. Magaz., 1974, v. 39, p. 768—787.
- Wilkinson J. F. G. Ultramafic Inclusions and High Pressure Megacrysts from a Nephelinite Sill, Nandewar Mountain, North-Eastern New South Wales, and Their Bearing on the Origin of Certain Ultramafic Inclusions in Alkaline Volcanic Rocks.— Contrib. Mineral. Petrol., 1975, v. 51, N 4, p. 235—262.

ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ

В. В. КЕПЕЖИНСКАС, Н. Л. ДОБРЕЦОВ

ТРИ ТИПА УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О СОСТАВЕ ДРЕВНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Теоретические и прикладные аспекты развития геологии вызывают необходимость изучения глубоких зон Земли, в первую очередь основания коры и верхней мантии. Наряду с геофизическими методами существуют два способа непосредственного изучения состава верхней мантии: петрологические исследования глубинных ксенолитов — фрагментов мантийного вещества в кимберлитах и щелочных базальтоидах; изучение продуктов плавления верхней мантии, состав которых менее всего отклоняется от исходного и более всего отражает состав магматического источника. В связи с этим значительный интерес вызывают уникальные серии ультрамафических и мафических коматиитов докембрийского возраста, нередко вмещающих Fe, Ni, Cu-сульфидное оруденение, которые представляют продукт высокой степени плавления древней мантии и, таким образом, несут информацию о составе архейской протомантии Земли.

Исследование коматиитов докембрийских провинций мира проводилось с учетом химической модификации архейских зеленокаменных пород с использованием в качестве петрохимических параметров относительно наименее мобильных петрогенных и редких элементов, включая тяжелые редкие земли (HREE).

Петрогенетическими индикаторами коматиитов наряду с характерной текстурой спинифекс служит низкая железистость (f), низкие концентрации Ti, высокие содержания Mg, Ni, Cu, пониженные содержания V, Sc, HREE, а также высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, для которых показано, что они не являются метаморфическими, поскольку в большинстве случаев близки к хондритовым и отражают элементные соотношения магматического процесса.

Сравнительный анализ коматиитов с вулканическими породами — производными иных ультраосновных магм более молодого возраста — по некоторым из указанных петрохимических параметров обнаруживает своеобразие и неповторимость излившихся архейских ультраосновных расплавов. Наиболее четко различия устанавливаются по содержанию и соотношениям TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO. Для этой цели использован материал по наиболее типичным архейским коматиитовым провинциям мира: коматиитам зеленокаменных поясов Барбертон в Южной Африке [Pyke e. a., 1973; Nesbitt e. a., 1976; Nesbitt e. a., 1979], Белинг в Родезии [Nesbitt e. a., 1977; Nesbitt e. a., 1979], Пилбара, Илгран и Маршалл Пул в Западной Австралии [Nesbitt, Sun, 1976; Nesbitt e. a., 1979], Мунро Тауншип в Канаде [Pyke e. a., 1973; Nesbitt, Sun, 1976; Arth e. a., 1977; Nesbitt e. a., 1979].

Привлеченные к рассмотрению коматииты представлены серией пород, которая включает некумулятивные породы ряда от ультрамафических разновидностей (~40% MgO, ~44% SiO_2 — перидотитовые коматииты) к мафическим (~12% MgO, ~52% SiO_2 — базальтовые коматииты) и до базальтов и андезито-базальтов с более низкими концентрациями MgO (6—10%) и относительно более высоким уровнем содержаний SiO_2 .

(53—55%). Помимо геологических данных для этих пород в качестве диагностического признака вулканического происхождения, как правило, указывается наличие структуры спинифекс. Они были сопоставлены с ультраосновными и родственными основными породами серий марианит — бонинит, меймечиты — пикритовые порфириды и кимберлитами.

Вулканогенные породы серии марианит — бониниты принадлежат к породам меланократового фундамента островных дуг, обнаруженных при драгировании островного склона Марианского желоба и имеющих возраст около 29 млн. лет [Добрецов и др., 1980]. Они представляют собой, как правило, пиллоу-лавы с такими отличительными петрографическими особенностями вулканических пород, как наличие вкрапленников клиноэнстатита, бронзита, пижонита, оливина. Генетическая трактовка пород этой серии, которые можно рассматривать в качестве эффузивных петрохимических аналогов пироксенитов, связывает родоначальные марианит-бонинитовые магмы с плавлением океанических мантийных перидотитов.

Кимберлиты различных трубок и кимберлитовых полей Якутии [Илупин, Лутц, 1971; Геохимия..., 1980], а также меймечиты и пикриты Маймеча-Котуйского района [Васильев, Золотухин, 1975] являются продуктами ультраосновного вулканизма Сибирской платформы, связанного с плавлением перидотитового фундамента в период палеозойской — нижнемезозойской тектоно-магматической активизации древней консолидированной литосферы.

На рис. 1—4 видно, что вулканические производные ультраосновных магм, различающиеся по возрасту и структурной позиции, несходны по ряду петрохимических параметров. Особенно четко различия устанавливаются по содержанию TiO_2 (см. рис. 1—3), наиболее высокие концентрации которого характерны для меймечитов — пикритов и кимберлитов. Значительно более низкие содержания TiO_2 отмечаются в коматититах и еще более низкий уровень концентрации TiO_2 (0,1—0,2 вес. %) фиксируется в марианит — бонинитах.

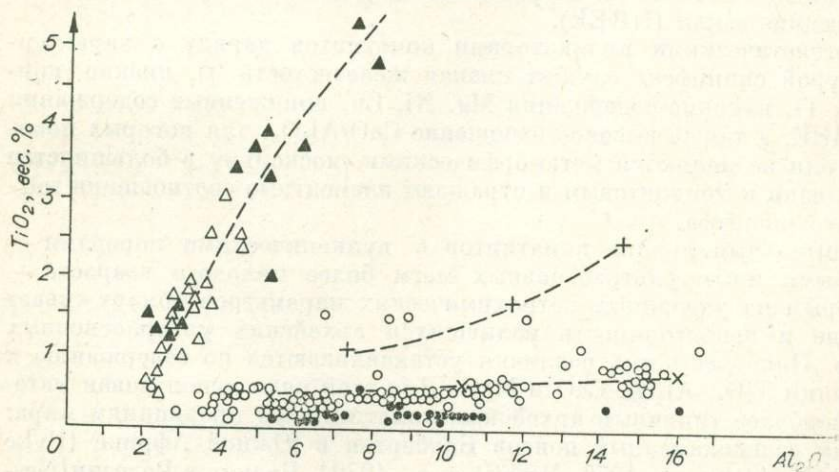


Рис. 1. Соотношение TiO_2 и Al_2O_3 в вулканических породах различных мафически-ультрамафических серий и ассоциаций.

1 — вулканические породы коматитовой (Южная Африка, Родезия, Австралия, Канада, по материалам I. Arth e. a., 1977; R. Nesbitt, S. Sun, 1976; R. Nesbitt e. a., 1979; E. Nisbet e. a., 1977; D. Ruck e. a., 1973) (1) и марианит-бонинитовой серий (Марианский желоб, по Геохимии глубинных..., 1980) (2) кимберлитов Якутии (средние составы по отдельным трубкам и кимберлитовым полям, по Н. Л. Добрецову и др., 1980; И. П. Илупину, Б. Г. Лутцу, 1971) (3), меймечит-пикритовой серии (Маймеча-Котуйская серия, по Ю. Р. Васильеву, В. В. Золотухину, 1975) (4), океанической мафически-ультрамафической серии (пикритовидная меламезобазальтовая ассоциация подводного вулкана Суинго, С — З Тихого океана, по А. Ф. Белоусову и др., 1981, средние составы) (5), геосинклинальной базитовой серии Восточной Камчатки (пикритовидно-трахибазальтовая метавулканическая ассоциация, по А. Ф. Белоусову и др., 1981, средние составы) (6).

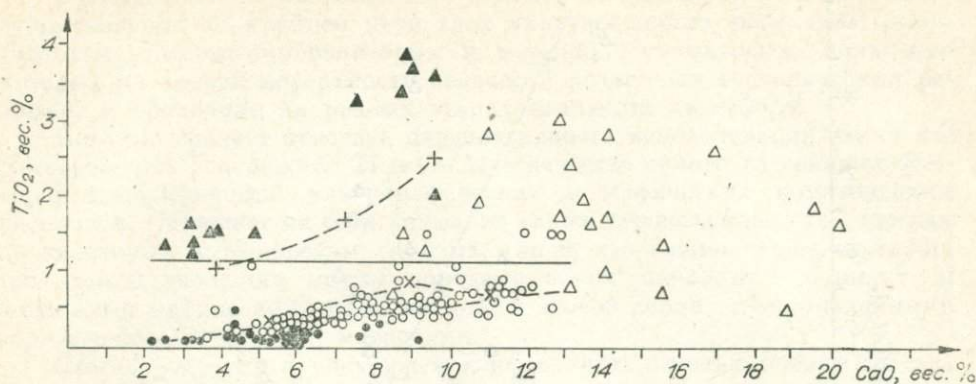


Рис. 2. Соотношение TiO_2 и CaO в вулканических породах различных мафически-ультрамафических серий. Усл. обозн. см. на рис. 1.

Петрохимические тенденции эволюции ультрамагнезиальных расплавов чрезвычайно характерны и существенно различаются. В кимберлитовой серии пород и серии меймечиты — пикритовые порфириды наблюдается четкая положительная корреляция TiO_2 и Al_2O_3 , в то время как для коматиитового ряда пород и серии марианит — бонинит не менее четко фиксируется отсутствие какой-либо корреляции между этими окислами. Низкий уровень концентраций Ti остается практически неизменным на фоне весьма существенных вариаций содержаний Al_2O_3 в рядах этих пород (2—17 и 5—16 вес. % соответственно). Близкая картина эволюции химизма устанавливается и для TiO_2 и CaO , с той лишь разницей, что в кимберлитах проявлена не совсем четкая отрицательная корреляция этих окислов и обогащение CaO по сравнению с меймечитами.

Эволюция ультраосновных расплавов кимберлитов и меймечитов — пикритов также характеризуется ростом содержаний TiO_2 по мере уменьшения их магнезиальности, в то время как аналогичный тренд, так же как и увеличение глинозема и кальциевости коматиитовых и марианит-бонинитовых расплавов, происходит на фоне стабильных низких уровней концентрации Ti .

В целом породам платформенного ультраосновного вулканизма присущи более высокие значения параметра CaO/Al_2O_3 , испытывающие в процессе эволюции (уменьшение магнезиальности), как видно на рис. 4,

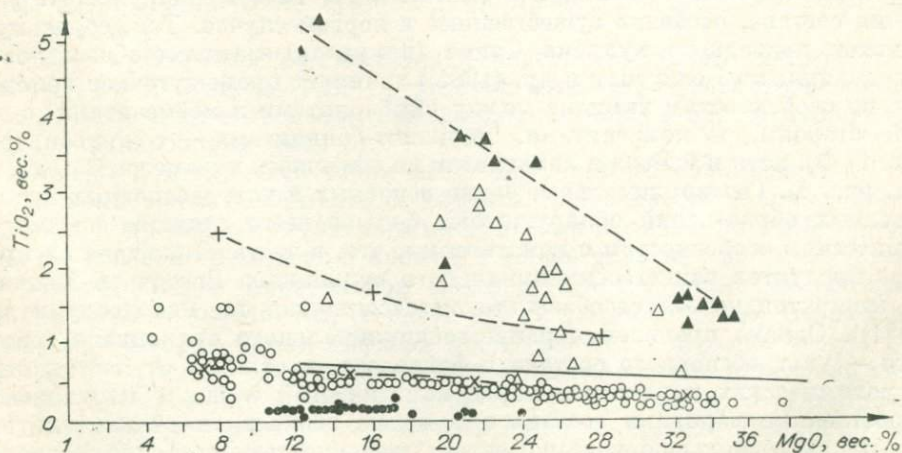


Рис. 3. Распределение TiO_2 в зависимости от содержаний MgO в вулканических породах мафически-ультрамафических серий. Усл. обозн. см. на рис. 1.

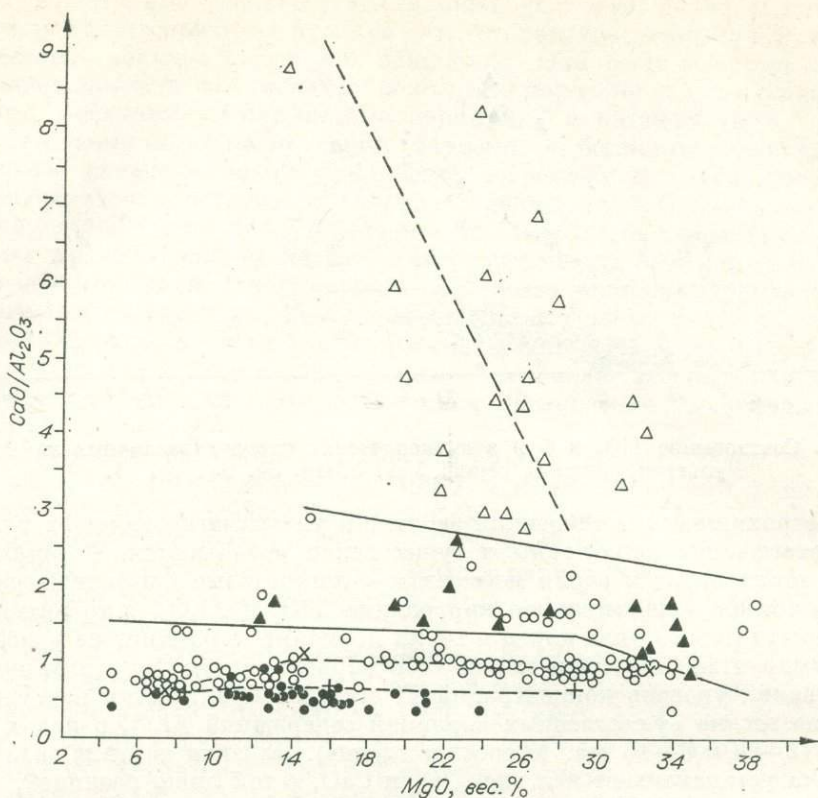


Рис. 4. Содержание MgO и величина отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в породах различных мафически-ультрамафических серий. Усл. обозн. см. на рис. 1.

существенные вариации (1,5—9). Вместе с тем как в ультрамафических, так и в мафических представителях коматиитовой серии наблюдаются удивительно постоянные значения данного параметра, варьирующие в узких пределах (0,6—1,5, реже 2). Аналогичная картина отмечается для серии марианит — бонинит, где в среднем значения этого параметра более низкие (0,5).

Сравнение с ассоциациями вулканогенных пород мафического и ультрамафического состава, характерными для океанического сегмента или его окраин в зоне сочленения с континентом, также обнаруживает различия состава, особенно существенные в первом случае. Так, серия вулканитов подводного вулкана Суико (пикритоидно-меламезобазальтовая ассоциация, по Белоусову и др. (1981)) занимает промежуточное положение по особенностям химизма между кимберлитами и меймечитами, с одной стороны, и коматиитами, марианит-бонинитами — с другой (см. рис. 1—3), хотя и близка к коматиитам по значениям параметра $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 4). Геосинклиальные серии основных и ультраосновных вулканогенных образований обнаруживают больше всего сходства по петрохимическим особенностям с коматиитами, что, в частности, видно на примере продуктов раннегеосинклиального вулканизма Восточной Камчатки (пикритоидно-меламезобазальтовая ассоциация, по Белоусову и др. (1981)). Однако проявления раннегеосинклиального вулканизма основного — ультраосновного состава в фанерозое, в отличие от постоянства петрохимических параметров пород коматиитовой серии, обнаруживают существенные вариации состава и в целом отличаются от коматиитов, как правило, большей кальциевостью, щелочностью, особенно калиевостью, содержанием Ti и редкоземельной характеристикой.

Проведенное петрохимическое сравнение убедительно показывает существование по крайней мере трех ультраосновных расплавов: коматиитовых, пикрит-кимберлитовых и марианит-бонинитовых, появление которых на земной поверхности связано с различным тектоническим режимом и прошло на разных этапах эволюции литосферы.

Попутно следует отметить перспективность использования таких параметров, как содержание Ti и Ca/Al в качестве одного из главных факторов идентификации ультрамафических и мафических коматиитовых расплавов. Обращает на себя внимание также существенное сходство как по некоторым особенностям химизма, так и, что важно подчеркнуть, по тенденциям эволюции между породами серии марианит — бонинит и конечными мафическими членами коматиитовой серии, представленными андезито-базальтовыми коматиитами.

При обсуждении происхождения коматиитов с целью оценки состава их магматического источника наиболее распространено представление, что ультрамафитовые коматииты — это результат высокой степени плавления архейской мантии в условиях аномально высоких T и P . Существует альтернатива: либо коматиитовая геохимия в условиях больших объемов плавления источника отражает своеобразный состав протомантии Земли, либо коматииты являются результатом действия особого, реализованного только в докембрии механизма плавления архейской мантии, состав которой сильно не отличается от наименее дифференцированных фрагментов более поздней и современной мантии, идентифицируемой по глубинным ксенолитам.

Первая гипотеза учитывает при объяснении генезиса неистощенных по Al коматиитов с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1$ модель последовательного плавления перидотитовой мантии, генерирующей сначала базальтовые расплавы, а при последующем плавлении истощенной пироксеновой составляющей мантии — отделение ультрамафических коматиитовых магм. Для объяснения аномально высокого отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (1,5—2), характерного для типичных областей развития архейских коматиитов (Южная Африка, Австралия) был привлечен механизм кристаллизации близкижидусного граната (Gr) с последующим гравитационным осаждением его из ультраосновного коматиитового расплава. Хотя особенности геохимии коматиитов можно объяснить экстракцией гранатом Al, HREE и др., это представляется маловероятным, так как среди минеральных ассоциаций коматиитов отсутствуют фазы-индикаторы существования высоких давлений при их выщелачивании, а постоянное Ca/Al (см. рис. 4) должно предполагать маловероятный механизм кристаллизации и осаждения все время определенного количества граната (или пропорционально меняющегося его состава).

Более приемлемой представляется модель глубинного магнообразования Н. Л. Добрецова (1980), в которой в качестве регуляторов селективного плавления в процессе дифференциации коры и мантии выступают амфибол и карбонаты (рис. 5).

Породы коматиитовой серии несут признаки водонасыщенности родоначальных магм (значительная дифференцированность мощных коматиитовых покровов с кумулятивными дунитами в основании, габброидами в центре и зоной спинифекс в кровле, а также указания на присутствие роговой обманки в минеральном парагенезисе некоторых мафических или базальтовых коматиитов). В связи с этим предполагается, что на ранних этапах истории Земли амфибол присутствовал в верхних частях перидотитовой мантии, что при относительно малой степени плавления способствовало генерации андезитовых по составу расплавов и формированию анортзитовой протокоры в архее. Высокую степень плавления амфиболсодержащей перидотитовой мантии, стимулирующей генерацию ультраосновных расплавов, на сравнительно неглубоких уровнях мог

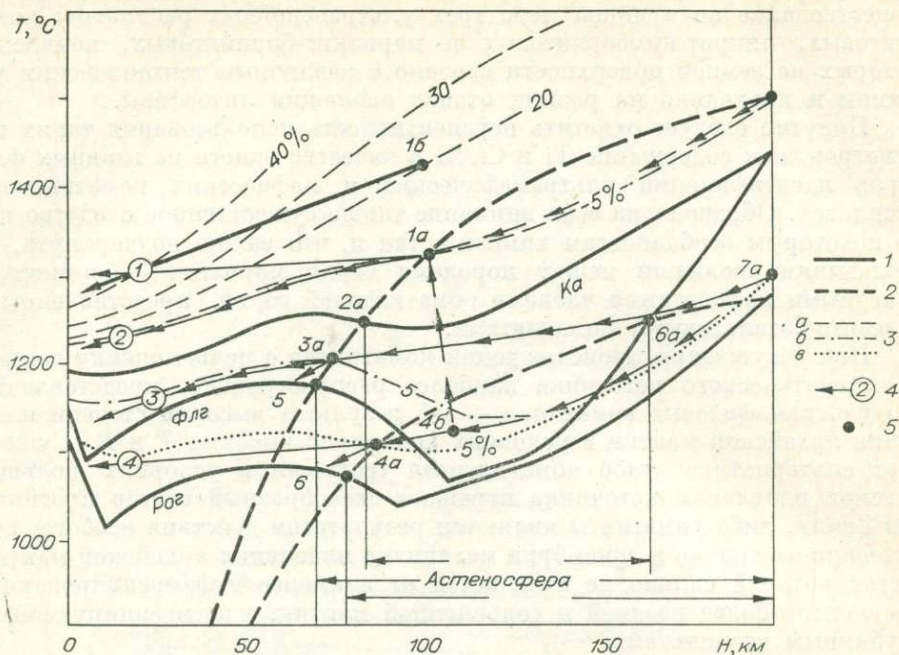


Рис. 5. Модель глубинного магнеобразования Н. Л. Добрецова (1980).

1 — кривые плавления (а — пиролита с 0,1% H_2O , б — перидотита с карбонатом (Ка), роговой обманкой (Рог), флогопитом (Флг); 2 — геотермы; 3 — изолинии степени плавления для пиролита с 0,1% H_2O и карбонатсодержащей (а), флогопитсодержащей (б), амфиболсодержащей (в) перидотита; 4 — направления подъема магм и типы магм; 5 — изменение исходного состава магм с глубиной.

обеспечивать повышенный тепловой режим в архее. Это подтверждает присутствие в минеральных парагенезисах коматиитов главным образом высокотемпературных близликвидусных фаз и отсутствие соответствующих барофильных фаз, например граната. При значительной степени плавления амфиболсодержащих лерцолитов и быстром подъеме, который сопровождался близadiaбатическим охлаждением, происходило излияние перегретых относительно ликвидуса расплавов. Присутствие летучих, в частности H_2O , расширяло ликвидус-солидусный интервал, что сделало возможным реализацию процессов кристаллизационной дифференциации, фиксируемых в расслоенных ультрамафически-мафических покровах коматиитов.

Предлагаемая модель плавления до некоторой степени соответствует механизму плавления амфиболсодержащей мантии в основании островных дуг, приводящей к появлению марианит-бонинитовых серий. В данном случае также можно предположить, что начальные стадии плавления на глубине проходили в условиях недонасыщенности магм водой, когда парциальное давление H_2O было меньше общего гидростатического давления. В процессе подъема расплавов к поверхности и раскристаллизации они насыщались летучими, что удовлетворительно объясняет и существование начальных высоких температур кристаллизации ликвидусных фаз ультрамафических коматиитов, и широкий температурный интервал, связанный с последующим расширением ликвидус-солидусной области.

Нам представляется, что специфичность коматиитовых магм докембрика обусловлена не столько механизмом плавления, сколько присутствием амфибола в относительно слабодифференцированной на ранних этапах истории Земли перидотитовой верхней мантии и повышенным тепловым режимом в архее. Последнее обстоятельство обеспечивало значительную

степень плавления «горячего» ультраосновного субстрата и достижение высоких температур, необходимых для начала плавления, на относительно неглубоких уровнях верхней мантии. Высокая степень плавления истощенной и дифференцированной мантии на более поздних стадиях развития Земли в таких геологически зрелых структурах, как, например, платформенные области, приводила к образованию пикрит-кимберлитовых ультраосновных магм, отличающихся повышенной щелочностью и титанистостью.

В магмагенерирующих областях постаршейской верхней мантии этих зон показателем флюидного режима (прежде всего водосодержания), регулятором щелочности, титанистости и селективного плавления, по-видимому, служил флогопит, т. е. меймечит-кимберлитовые расплавы формировались в зонах, обогащенных флогопитом (и карбонатом). И, наконец, в условиях уменьшения теплового потока при незначительной степени плавления амфиболсодержащей верхней мантии океанической литосферы, приближающейся по особенностям состава к слабодифференцированной архейской литосферной мантии (например, вследствие того, что в зонах субдукции добавился амфибол-базальтоидный материал), генерировались своеобразные марианит-бонинитовые расплавы, по многим особенностям состава напоминающие остаточные расплавы базальтовых коматиитов.

Геолого-тектоническая позиция коматиитовых серий в зеленокаменных комплексах по периферии архейских щитов нередко интерпретируется как результат развития проторифтовых зон Земли. Независимо от трактовки их тектонического положения ясно, что ряды ультрамафических и мафических коматиитов принадлежат меланократовому фундаменту почти исключительно областей архейской и протерозойской протокоры. Ультрамафически-мафические коматиитовые серии играют в архейской протоструктуре Земли такую же роль, как в фанерозое — ультрамафически-мафические породы офиолитовых и марианит-бонинитовых (островных) ассоциаций.

Таким образом, в верхних частях архейской мантии, видимо, существовали амфиболсодержащие лерцолиты, от плавления которых зависело формирование как андезитовой протокоры с анортозитовыми комплексами, так и меланократового фундамента, представленного рядами ультрамафических и мафических коматиитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1981.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 330 с.
- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.
- Добрецов Н. Л. и др. Вулканогенные породы серии марианит-бонинит. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 149—179.
- Илущин И. П., Лутц Б. Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. — Сов. геология, 1971, № 6, с. 61—74.
- Arth J. G., Arndt N. T., Naldrett A. J. Genesis of Archean Komatiite from Munro township Ontario: trace-element evidence. — Geol., 1977, N 5, p. 590—594.
- Nesbitt R. W., Sun S. S. Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. — Earth Planet. Sci. Lett., 1976, N 31, p. 433—453.
- Nesbitt R. W., Sun S. S., Purvis A. C. Komatiites: geochemistry and genesis. — Can. Mineral., 1979, N 17, p. 165—186.
- Nisbet E. G., Bickle M. J., Martin A. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. — J. Petrology, 1977, N 18, p. 521—566.
- Pyke D. R., Naldrett A. J., Eckstrand O. R. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, N 84, p. 955—978.

ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ

(по результатам изучения коматиитов
зеленокаменных поясов архея)

В последние годы в подавляющем большинстве архейских зеленокаменных поясов мира в нижних частях разрезов выявлены ультрамафитовые эффузивы, представленные перидотитовыми и пироксенитовыми коматиитами, и ассоциирующие с ними высокомагнезиальные коматиитовые базальты [Крестин, 1980; Arndt e. a., 1977; и др.]. Изучение этих образований, являющихся наиболее ранними документируемыми продуктами протомантии, представляет исключительный научный интерес, так как позволяет подойти к решению ряда проблем ультраосновного магматизма и эволюции его в процессе развития Земли.

Перидотитовые коматииты слагают потоки мощностью до 20 м, переслаивающиеся с коматиитовыми базальтами. Среди них по структурным особенностям выделяются коматииты со спинифекс-структурой и кумулятивные коматииты.

Спинифекс-коматииты слагают верхние части потоков и состоят из длинных (0,4—5 см) узких (0,3—3 мм) пластинчатых и скелетных кристаллов оливина, содержание которых колеблется в различных потоках от 30 до 85%, клинопироксена, незначительных количеств хромита и цементирующей основной массы. Оливин, образующий скелетные и пластинчатые кристаллы, представлен Fo_{88-92} , в нем очень высоки содержания NiO (0,36—0,45%) и Cr_2O_3 (0,15—0,33%) [Arndt e. a., 1977; Nisbet e. a., 1977], что характерно скорее для лунных, чем земных оливинов. Скелетный клинопироксен представлен авгитом $En_{38-48} Wo_{35-48} Fs_{12-17}$ [Arndt e. a., 1977; Nesbitt, 1971].

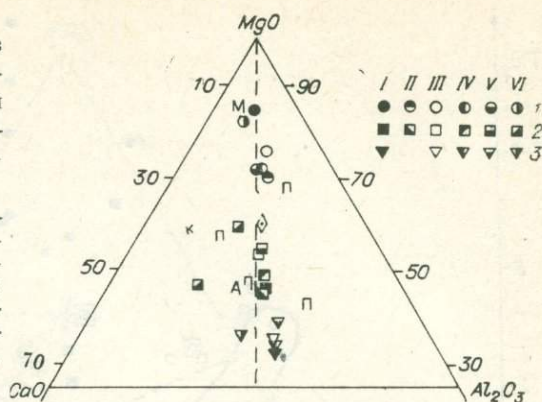
Вниз по разрезу потоков спинифекс-коматииты переходят в мелко-среднезернистые массивные коматииты, сложенные изометричными зернами оливина размером 1—3 мм, количество которого закономерно возрастает от 30 до 80%. Кумулятивный оливин несколько более магнезиальный (Fo_{91-94}), в нем также высоки содержания NiO (0,39—0,55%) и Cr_2O_3 (0,17—0,29%) [Nisbet e. a., 1977]. Клинопироксен образует тонкие перистые и игольчатые микролиты (до $0,5 \times 4$ мм) в основной массе и иногда кристаллы размером до 1—2 мм, субпойкилитически включающие оливин.

В подавляющем большинстве случаев все породы в результате метаморфизма интенсивно изменены, так что оливин почти нацело или полностью замещен тонкозернистым агрегатом лизардита, пироксен — агрегатом тремолита и актинолита, а основная масса — мелкозернистым агрегатом тремолита, магнезиального актинолита, серпентина, иногда хлорита и рудных минералов.

Пироксенитовые коматииты состоят из относительно крупных (0,05— $0,1 \times 2$ —3 мм) пластинок и иголок клинопироксена $En_{40-48} Wo_{35-46} Fs_{13-17}$ [Arndt e. a., 1977; Nisbet e. a., 1977], погруженных в основную массу, сложенную мелкими призмочками клинопироксена и девитрифицированным стеклом. В различных количествах в них отмечаются субидiomорфные кристаллы клинопироксена $En_{47-50} Wo_{41-44} Fs_{8-10}$ [Arndt e. a., 1979; Nisbet e. a., 1977] и оливин, представленный как скелетной, так и субидiomорфной разновидностями. Для этих пород также часто характерна спинифекс-структура. В незначительном количестве отмечаются плагиоклаз (до 3—4%), хромит и сфен. В результате метаморфизма пироксенитовые коматииты превращены в актинолититы и актинолит-тремолитовые породы, иногда с хлоритом и реликтами первичных минералов.

Рис. 1. Положение средних составов пород коматитовой формации из архейских зеленокаменных поясов и высокомагнезиальных пород различных формаций на диаграмме $MgO-CaO-Al_2O_3$.

I — КМА, II — Карелия, III — Зап. Австралия, IV — Канадский щит, V — пояс Белингве, Родезийский кратон, VI — пояс Барбертон, Каапваальский кратон; 1, 2 — перidotитовые (1) и пироксенитовые (2) коматиты, 3 — коматитовые базальты; П — пикриты, К — кимберлиты, А — анкармиты, М — меймечиты.



Коматитовые базальты состоят из девитрифицированного стекла, цементирующего субидиоморфные вкрапленники $En_{50}Wo_{34-35}Fs_{15-16}$ и игольчатые выделения клинопироксена и лейсты плаггиоклаза. В незначительном количестве отмечаются апатит, магнетит, сфен. Иногда для пород характерна порфировая структура, обусловленная наличием фенокристаллов клинопироксена и оливина. Обычно эти породы превращены в актинолит-роговообманковые и роговообманковые микроамфиболиты с реликтами интерсертальной, пилотакситовой и (крайне редко) сплинефкеструктуры.

Химические составы пород коматитовой формации из различных регионов (рис. 1—5) в целом исключительно сходны.

В общем во всех породах коматитовой формации высока концентрация магния, повышены содержание SiO_2 и величина отношения CaO/Al_2O_3

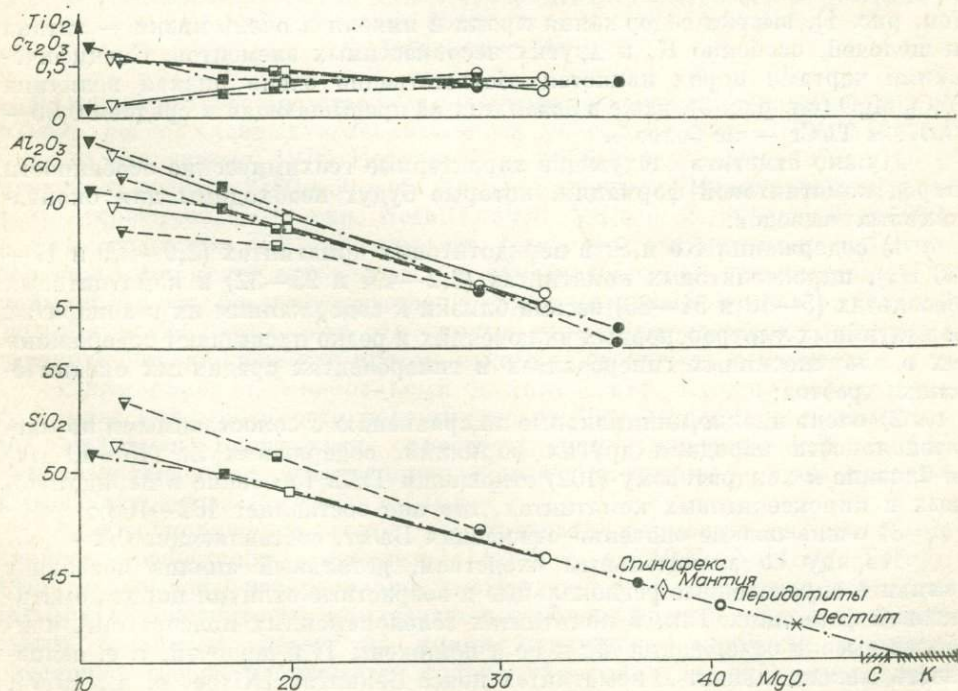


Рис. 2. Диаграммы MgO — окислы породообразующих элементов для пород коматитовой формации поясов КМА, Зап. Австралии и Белингве.

На графике $MgO-SiO_2$ показаны составы перidotитовых коматитов со сплинефкеструктурой, интрузивных перidotитов, рестита и мантита для поясов КМА; на оси MgO реальные составы скелетных и пластинчатых (С) и кумулятивных (К) оливинов. Усл. обозн. см. на рис. 1.

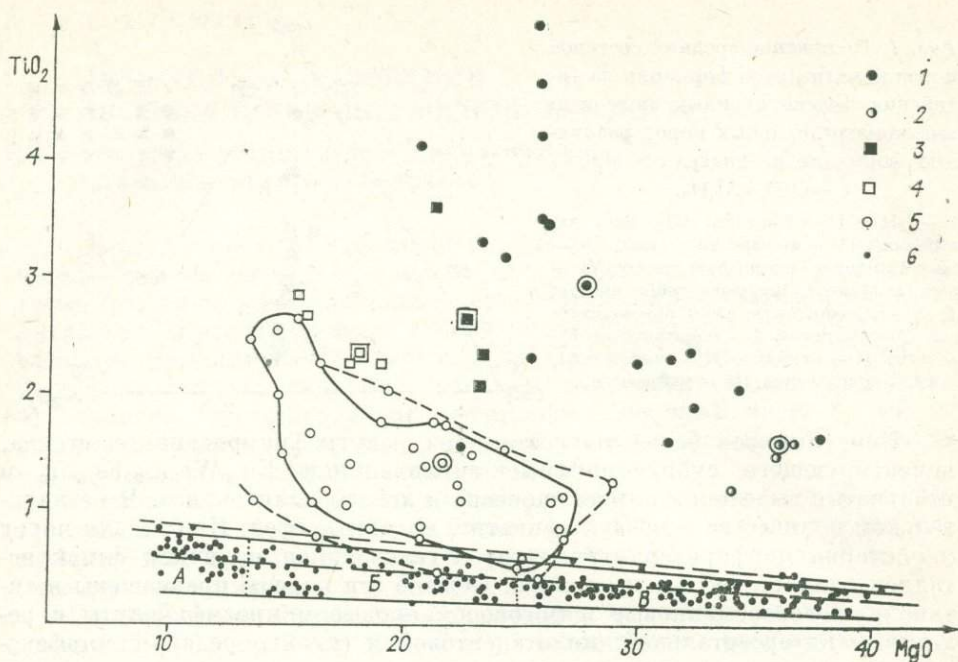


Рис. 3. Положение составов пород коматиитовой формации и высокомагнезиальных пород различных формаций на диаграмме TiO_2 — MgO .

1 — кимберлиты, 2 — меймечиты, 3 — пикриты, ассоциирующие с меймечитами, 4 — анкармиты, 5 — различные пикриты, 6 — породы коматиитовой формации (поля: А — коматиитовые базальты, Б, В — пироксенитовые (Б) и перидотитовые (В) коматииты). Двойными значками показаны средние составы.

(см. рис. 1), высоки содержания хрома и никеля и очень низки — титана и щелочей, особенно К, и других несовместимых элементов. Специфическими чертами пород является соответственно очень низкая величина TiO_2/MgO (см. рис. 3), даже в базальтах не превышающая в среднем 0,06—0,07, и Ti/Cr — не более 4.

Нужно отметить следующие характерные геохимические особенности пород коматиитовой формации, которые будут необходимы для окончательных выводов:

1) содержания Rb и Sr в перидотитовых коматиитах (2,9—3,9 и 17—23 г/т), пироксенитовых коматиитах (2,2—4,4 и 25—32) и коматиитовых базальтах (5—10 и 51—86) весьма близки к содержаниям их в хондритах и мантийных ультраосновных включениях и резко превышают содержания их в альцинотипных гипербазитах и гипербазитах срединных океанических хребтов;

2) очень низкие, минимальные по сравнению с сопоставимыми по магнезиальности породами других формаций, содержания Zr (15—40 г/т) и близкие к хондритовому (102) отношения Ti/Zr (особенно в перидотитовых и пироксенитовых коматиитах, где оно составляет 102—108);

3) очень низкие значения отношения Ba/Sr , составляющие 0,2—0,55.

Наряду со значительным сходством, детальный анализ позволяет выявить определенные региональные и возрастные отличия пород коматиитовой формации. Так, в коматиитах зеленокаменных поясов КМА наиболее высоки содержания Mg и Fe и понижены Ti и щелочей, т. е. основность максимальная. В коматиитах пояса Белингве [Nisbet e. a., 1977], напротив, максимальны содержания SiO_2 , относительно повышено количество калия и понижено Mg, Ca и Al. Устанавливаются также некоторые различия по содержаниям микроэлементов и редких земель. Следует отметить, что поправка на различную степень плавления исходного мантийного вещества не снимает этих отличий.

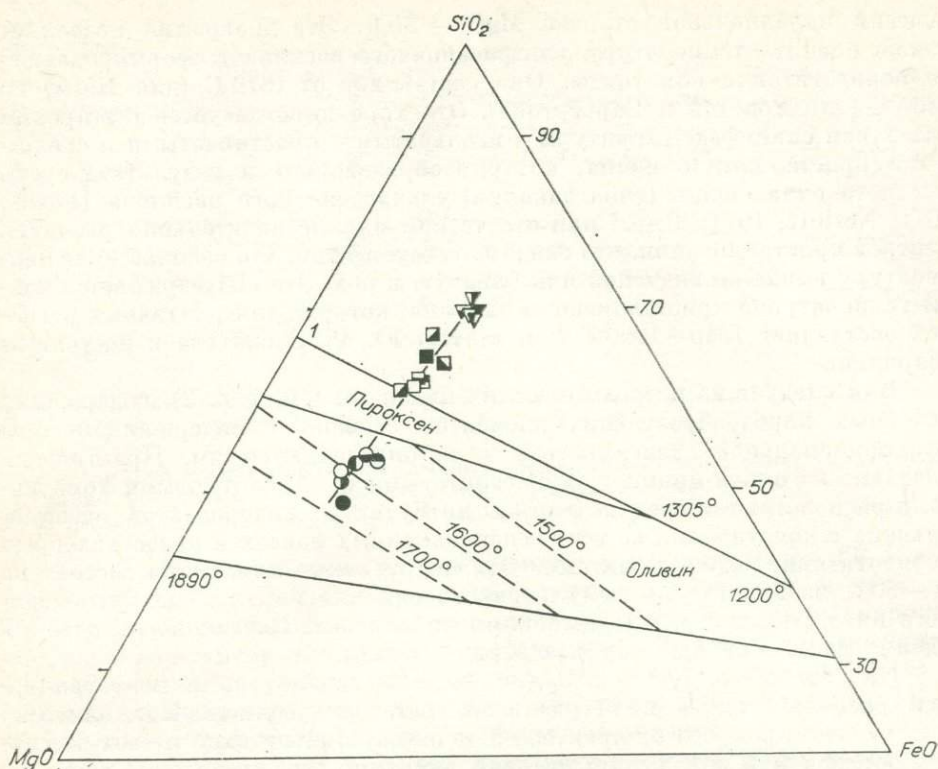


Рис. 4. Положение средних составов пород коматиитовой формации на диаграмме $MgO-FeO-SiO_2$ (система форстерит — фаялит — кремнезем).
Усл. обозн. см. на рис. 1.

Особый интерес представляет сравнение составов однотипных пород из близко расположенных зеленокаменных поясов Белингве (Родезийский кратон) [Anhaeusser, 1976; Herrman e. a., 1976; Sun, Nesbitt, 1978; и др.], имеющего возраст 2760 ± 60 млн. лет, и Барбертон (Каапваальский кратон) [Archaeusser, 1976; Sun, Nesbitt, 1978; Viljoen M., Viljoen R., 1969; и др.] с возрастом 3540 ± 30 млн. лет. Наиболее резкие отличия коматиитов пояса Белингве заключаются в заметно большем содержании Al и меньшем Ti, Ca, Na и соответственно более низких величинах отношений TiO_2/Mg и CaO/Al_2O_3 . Все эти данные позволяют достаточно уверенно говорить о неоднородности протомантии и ее эволюции во времени.

Таким образом, минеральный и химический составы пород и их геохимические особенности показывают, что все разновидности коматиитов являются продуктами самостоятельной ультраосновной магмы. Основные тенденции дифференциации этой коматиитовой магмы приведены на диаграммах (см. рис. 1—4).

Анализ положения пород коматиитовой формации на диаграмме диоксид — форстерит — кремнезем [Arndt e. a., 1977; Naldrett, Turner, 1977] показывает, что расплавы, соответствующие по составу перидотитовым и пироксенитовым коматиитам и наиболее магнезиальным коматиитовым базальтам, лежат на линии оливинового контроля, и резкое изменение тренда наблюдается только для расплава, сформировавшего низкомagneзиальные коматиитовые базальты, для которых в качестве ликвидусной фазы наряду с оливином присутствует клинопироксен.

На диаграмме форстерит — фаялит — кремнезем (рис. 4) видно, что составы перидотитовых коматиитов лежат в поле кристаллизации оливина, а все разновидности пород формации располагаются по линии, прак-

тически параллельной стороне $MgO - SiO_2$. Эта диаграмма позволяет также оценить температуру ультраосновного расплава, сформировавшего перидотитовые коматииты. Она составляет от $1670^\circ C$ (для КМА) до $1560^\circ C$ (для Родезии и Барбертона). Это хорошо согласуется с широким развитием спинифекс-структуры с игольчатыми, пластинчатыми и скелетными кристаллами оливина, которые образовались в результате очень быстрого охлаждения (типа закалки) ультраосновного расплава [Lewis, 1971; Nesbitt, 1971; и др.] при отсутствии или незначительном развитии центров кристаллизации, что свидетельствует о том, что расплав имел температуру выше ликвидусной или близкую к ней. Это подтверждается также температурой кристаллизации оливина, которая для различных регионов составляет $1540-1600^\circ C$ (см. статью Ю. Р. Васильева в настоящем сборнике).

Как следует из петрохимических диаграмм (см. рис. 2), содержания основных породообразующих элементов связаны с содержанием MgO пропорциональной зависимостью, т. е. определяются им. Практически идеально на одной линии с пироксенитовыми и перидотитовыми коматиитами располагаются средние составы интрузивных гипербазитов, ассоциирующих с коматиитами во всех зеленокаменных поясах и представленных перидотитами, редко дунитами. Эти интрузивные комагматы состоят на $60-90\%$ из кристаллов кумулятивного оливина Fo_{94-95} , сцементированного интерстиционными выделениями пироксенов. Постоянно отмечаются идиоформные и субидиоморфные зерна хромита.

На диаграмме $MgO - SiO_2$ (см. рис. 2) начало линий дифференциации располагается в поле реальных составов кумулятивного оливина. Для решения вопроса о характере источника коматиитовой магмы и условий образования пород коматиитовой формации особенно важно изучение геохимии редких земель (TR) в этих образованиях, так как вне зависимости от принятой гипотезы генезиса коматиитов (последовательного нарастающего порционного выплавления или одноактного интенсивного плавления мантии с последующей дифференциацией расплава) тугоплавкий остаток (рестит) будет сложен оливином и, в меньшей степени, ортопироксеном. TR несовместимы с этим реститом [Arth e. a., 1977] и, следовательно, содержания и характер распределения их в коматиитовой магме отражают содержания TR в мантийном источнике.

На рис. 5 показаны нормализованные по хондритам содержания TR в перидотитовых и пироксенитовых коматиитах и коматиитовых базальтах различных регионов мира [Arth e. a., 1977; Villaume, Rose, 1977]. Для всех регионов устанавливается устойчивое возрастание содержания TR от перидотитовых коматиитов к коматиитовым базальтам. Наряду с этим выявляются достаточно четкие различия между отдельными регионами. Так, все породы коматиитовой формации района Мунро Тауншип устойчиво обеднены легкими TR, а для тяжелых устанавливается четко выраженный хондритовый тренд. Перидотитовые коматииты блока Йилгари обеднены La и Ce, а коматиитовые базальты крайне незначительно обогащены легкими TR. Для всех остальных элементов во всех породах характерен четкий хондритовый тренд. В поясе Белингве перидотитовые коматииты обеднены легкими TR, а пироксенитовые обогащены ими. Для всех остальных элементов в этих породах и в коматиитовых базальтах в целом типичен очень четкий хондритовый тренд.

В общем для перидотитовых коматиитов зеленокаменных поясов с возрастом $2700-2800$ млн. лет характерно обеднение легкими TR и ровный хондритовый тренд тяжелых TR для всех пород формации.

Породы более древнего пояса Барбертон характеризуются резко отличными содержаниями и распределением TR. Для всех них типично обогащение легкими и обеднение тяжелыми TR и максимальное содержание легких TR по сравнению с аналогичными породами молодых поясов.

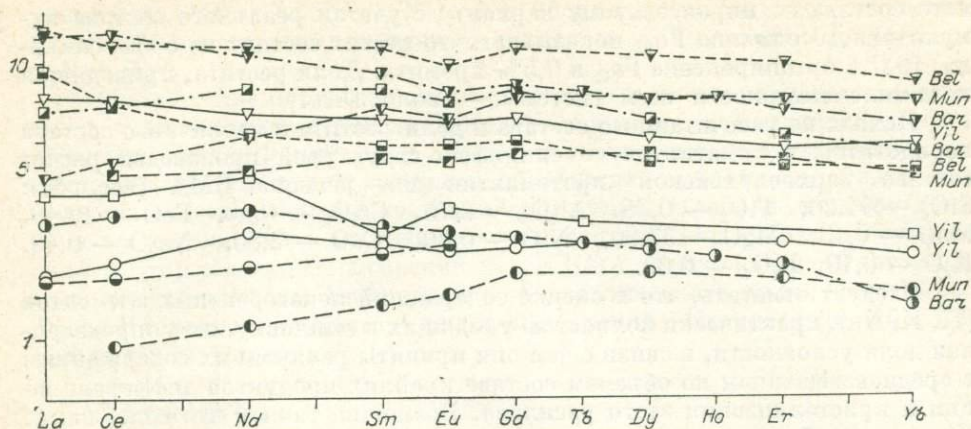


Рис. 5. Средние содержания редкоземельных элементов в породах коматиитовой формации различных зеленокаменных поясов (нормализовано по хондритам). Bel — Belingwe, Mun — Munro, Bar — Barberton, Yil — Yilgarn. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

Таким образом, данные по содержаниям и распределению TR в породах коматиитовой формации различных регионов и возраста, во-первых, указывают на региональную гетерогенность мантии и ее закономерную эволюцию во времени, приводящую к обеднению TR, и особенно легкими, и, во-вторых, согласуются с моделью высокой степени равновесного плавления мантийного вещества с близким к хондритовому содержанием TR и последующего фракционирования в расплаве оливина.

Приведенные на рис. 5 данные позволяют осветить также некоторые вопросы эволюции коматиитовых расплавов. Так, наглядно видно, что заметные отрицательные аномалии Eu (до 15%) характерны только для коматиитовых базальтов, а в остальных породах крайне незначительны или отсутствуют. В целом характер распределения TR, и Eu в частности, позволяет предполагать выщелачивание коматиитовых магм на относительно небольших глубинах, что, по-видимому, обусловлено высоким тепловым режимом в архее.

Итак, данные позволяют достаточно уверенно говорить, что образованием всех пород коматиитовой формации управляет изменение содержания магния в едином расплаве, т. е. фракционирование оливина, и (возможно, но в значительно меньшей степени) неполное плавление протооливина мантии.

Следовательно, из существующих гипотез образования коматиитов [Arndt e. a., 1977; Cox, 1978; Hallberg e. a., 1976; и др.] наиболее отвечает фактическому материалу модель, предполагающая формирование коматиитовой магмы в результате высокой степени плавления первичного мантийного вещества.

Как отмечалось, перидотитовые коматииты со спинифекс-структурой не содержат кристаллов кумулятивного оливина; значит, они имеют состав, аналогичный или весьма близкий к первичной выплавке. Судя по средним составам этих пород, процент плавления мантии для района Мунро Тауншип составлял около 40%, поясов Белингве и блока Йилгарн — 50, пояса Барбертон — 60, региона КМА — 85%. Интрузивные перидотиты являются кумулатами, а пироксенитовые коматииты и коматиитовые базальты — продуктами кристаллизации остаточного расплава.

Полученная модель состава и эволюции исходного расплава позволяет рассчитать состав рестита и верхней мантии. Для зеленокаменных поясов КМА [Крестин, 1980] рассчитан состав рестита (вес. %): SiO_2 — 42,45, TiO_2 — 0,10, Al_2O_3 — 0,33, Cr_2O_3 — 0,43, FeO — 8,85, MnO — 0,14, MgO — 44,20, CaO — 0,70, NiO — 0,36, P_2O_5 — 0,10. Расчет норматив-

ного состава по пироксеновому варианту с учетом реального состава кумулятивного оливина Fo_{93} показывает, что рестит состоит из 80% оливина, 19,5% ортопироксена Fs_{41} и 0,5% хромита. Доля рестита, приводящая к комплементарности всей системы, — около 15%.

Исходя из рассчитанного состава и доли рестита и первичного состава перидотитовых коматиитов со спинифекс-структурой произведен расчет состава верхнеархейской протомантии для региона КМА (вес. %): SiO_2 — 44,20, TiO_2 — 0,38, Al_2O_3 — 2,75, Cr_2O_3 — 0,40, FeO — 10,40, MnO — 0,13, MgO — 37,80, NiO — 0,30, CaO — 2,80, Na_2O — 0,40, K_2O — 0,10, P_2O_5 — 0,09.

Следует отметить, что в оценке содержаний некогерентных элементов (Ti, K, Na), практически полностью уходящих в выплавку, есть определенная доля условности, в связи с чем они приняты равными их содержаниям в средневзвешенном по объемам составе крайних продуктов дифференциации и кристаллизации этого расплава. Возможно также, что содержание Ni в мантии более высокое, так как он мог обособляться в сульфидной фазе, и в реально наблюдаемых породах фиксируется в основном в своей силикатной части. Сравнение рассчитанных составов архейской мантии района КМА и других регионов [Naldrett, Turner, 1977; Viljoen M., Viljoen R., 1969] позволяет говорить о ее региональной неоднородности.

В последнее время появился целый ряд публикаций, авторы которых называют коматиитами любые породы с повышенной магнезиальностью, в то время как фактически речь идет о пикритах, океанитах, анкарарамитах, анкараритах, меймечитах и тому подобным образованиям. Это приводит к принципиальным ошибкам в определении формационной сущности пород и в оценке их металлогенической специализации. Поэтому следует хотя бы вкратце остановиться на некоторых вопросах их диагностики.

Прежде всего о величине CaO/Al_2O_3 и его диагностическом значении. На диаграмме $MgO - CaO - Al_2O_3$ (см. рис. 1) наряду с породами коматиитовой формации показаны средние составы высокомагнезиальных пород различной формационной принадлежности и возраста. Величина CaO/Al_2O_3 в этих породах не меньше, а в целом даже больше, чем в коматиитах, или равна им. Так, для кимберлитов Якутии она составляет 3,76, меймечитов и ассоциирующих с ними пикритов — 1,9, анкарарамитов — 1,28, различных пикритов — 0,84—1,09. Таким образом, использовать величину отношения CaO/Al_2O_3 в качестве основного диагностического признака неправомерно.

Обратим внимание на один из приведенных выше петрохимических и геохимических параметров, характерных для пород коматиитовой формации, а именно на отношение TiO_2/MgO . На диаграмме $TiO_2 - MgO$ (см. рис. 3) нанесены все конкретные (более 300) и средние анализы пород коматиитовой формации и частные средние составы близких по магнезиальности пород из различных регионов мира (все анализы пересчитаны на безводный состав). На рис. 3 хорошо видно, что для коматиитов устанавливается очень четкая линейная зависимость содержаний TiO_2 и MgO , описываемая линейной дискриминантной функцией $0,7 - 0,01224 MgO - TiO_2 = 0$. При этом уравнения ЛДФ, ограничивающие зону пород коматиитовой формации с $P = 0,9997$, имеют следующий вид: $1,035 - 0,01731 MgO - TiO_2 \geq 0$ (верхняя) и $0,33 - 0,0063 MgO - TiO_2 \leq 0$ (нижняя границы). Кимберлиты, анкарарамиты, меймечиты и ассоциирующие с последними пикриты образуют совершенно обособленные поля (см. рис. 3).

Ближе всего к коматиитам находятся пикриты, пикритовые порфириты и пикритовые базальты — производные толеитовой магмы. Но и они образуют обособленное поле с принципиально отличным трендом дифференциации и с очень незначительным (5% анализов пикритов) перекрытием только на 100%-ном доверительном уровне (штриховые границы полей) (см. рис. 3). Линию раздела коматииты — пикриты описывает урав-

нение $0,96 - 0,01647 \text{ MgO} - \text{TiO}_2 = 0$. При значении большем или равном нулю породы по этому критерию относятся к коматиитовой формации с $P = 0,95$.

Обнаружение перидотитовых коматиитов и их интрузивных комагматов в зеленокаменных поясах КМА, Украинского и Балтийского щитов [Крестин, 1980; Фомин и др., 1980] позволяет достаточно обоснованно предполагать, что в них возможно обнаружить сульфидные существенно никелевые месторождения австралийского типа. Наиболее перспективны, судя по имеющимся в настоящее время данным, Михайловско-Белгородский и Сторожевско-Борисовский пояса КМА, Верховцевско-Чертомлыкская и Сурская зоны Украинского кристаллического щита, Киантоярви-Тулос-Ялонварский, Костомукшско-Гимольский, Палаламбинский и Ветреный пояса Карелии.

ЛИТЕРАТУРА

- Крестин Е. М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива. — Сов. геология, 1980, № 9, с. 84—97.
- Фомин А. Б., Егоров О. С., Когут Р. И. О коматиитах Украинского щита. — Докл. АН УССР. Серия Б, 1980, № 2, с. 36—40.
- Anhaeusser C. R. Archean metallogeny in South. Afrika. — Econ. Geol., 1976, v. 71, N 1, p. 16—43.
- Arndt N. T., Francis D., Hynes A. J. The field characteristic and petrology of archean and proterozoic komatiites. — Can. Miner., 1979, v. 17, N 2, p. 147—163.
- Arndt N. T., Naldrett A. J., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. — J. Petrol., 1977, v. 18, N 2, p. 319—369.
- Arth J. G., Arndt N. T., Naldrett A. J. Genesis of archean komatiites from Munro Township, Ontario: trace-element evidence. — Geology, 1977, v. 5, N 10, p. 590—594.
- Cox K. G. Komatiites and other high-magnesia lavas: some problems. — Phil. Transact. Roy. Soc. Lond., 1978, v. 288, N 1355, p. 599—609.
- Halberg J. A., Curter D. N., West K. N. Archean volcanism and sedimentation near Meekatharra, Western Australia. — Precamb. Res., 1976, v. 3, N 6, p. 577—595.
- Herrmann A. G., Blanchard D. P., Haskin L. A. e. a. Major, minor and trace element compositions of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian crust of Southern Africa. — Contrib. Mineral. Petrol., 1976, v. 59, N 1, p. 1—12.
- Lewis J. D. «Spinifex texture» in a slag as evidence for its origin in rocks. — Ann. Rept. 1970, Geol. Surv. West. Australia, N 1, Australia, 1971.
- Naldrett A. J., Turner A. R. The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulphide mineralisation at Yakabindie, Western Australia. — Precamb. Res., 1977, v. 5, N 1, p. 43—103.
- Nesbitt R. W. Skeletal crystal forms on the ultramafic rocks of the Yilgarn block, Western Australia: evidence for an archean ultramafic liquid. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 331—350.
- Nisbet E. G., Bickle M. J., Martin A. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. — J. Petrol., 1977, v. 18, N 4, p. 521—566.
- Sun S. S., Nesbitt R. W. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. — Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 65, N 3, p. 301—325.
- Viljoen M. J., Viljoen R. F. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. — Upper mantle project. Geol. Soc. South. Africa, Spec. Publ., 1969, N 2, p. 55—85.
- Villaume J. F., Rose A. W. The geochemistry of some archean ultramafic lavas. — Chem. Geol., 1977, v. 19, N 1, p. 43—60.

В. С. КУЛИКОВ, В. В. КУЛИКОВА

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ЭФФУЗИВЫ В ДОКЕМБРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Ультраосновной магматизм на юго-востоке Балтийского щита известен на двух стратиграфических уровнях: в архее (лопий) и нижнем протерозое (суйсарий). Ранее ультрабазиты лопия рассматривались в составе гипербазитовой формации, а ультрамафиты суйсария относились к верлит-

габбро-оливин-толеитовой формации [Слюсарев, 1974; Слюсарев, Куликов, 1973]. Однако полученный в последние годы новый фактический материал, особенно по архейским образованиям, позволяет иначе рассматривать магматизм данного региона.

В 1978 г. при просмотре шлифов лопийских ультрабазитов района Токши впервые были выявлены реликты спинифекс-структур [Куликов, Куликова, 1979], а в 1979 г. в районе Золотых порогов (среднее течение р. Кумбукса) В. В. Куликова нашла обнажение ультраосновных пород с прекрасными структурами спинифекс. Пересмотрен фактический материал и по суйсарским вулканитам, в которых структуры типа спинифекс были выявлены и экспериментально воспроизведены более 10 лет назад [Куликов, Калинин, 1971].

Анализ указанного материала и сопоставление его с коматиитовыми образованиями других регионов позволяют выделять две докембрийские коматиитсодержащие формации на юго-востоке Балтийского щита. Архейская формация установлена в Каменнозерской, Сенежозерской, Кожозерской и Токшинской структурах Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса [Куликов, Куликова, 1979]. Раннепротерозойская коматиитовая формация связана с формированием суйсарской рифтогенной структуры на Ветреном поясе на границе Беломорского и Карельского геоблоков земной коры. Мы в основном придерживаемся разделения коматиитов по содержанию MgO, предложенного Н. Арндтом и соавторами [Arndt e. a., 1977]: перидотитовые коматииты (MgO > 20%), пироксенитовые коматииты (MgO — 20—12%) и базальтовые коматииты (MgO < 12%).

Коматиит-толеитовая формация архея широко развита в Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе (рис. 1). Ряд признаков говорит о том, что она продолжается и в соседнем Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе. Степень изученности формации еще сравнительно низкая, что связано с крайне слабой обнаженностью территории. В настоящее время благодаря поисково-съемочным работам Карельской КТРЭ наиболее изу-

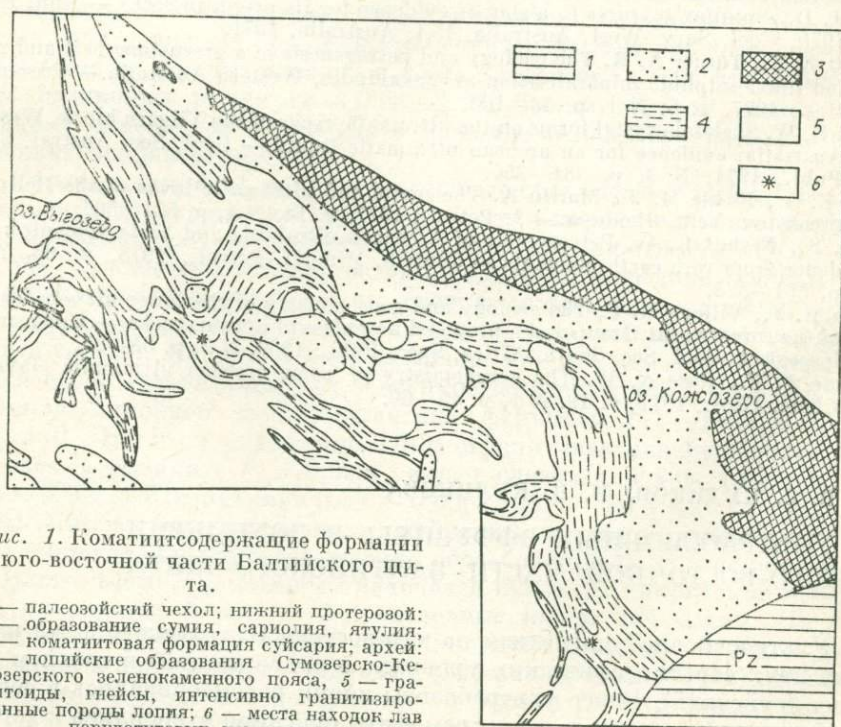


Рис. 1. Коматиитсодержащие формации в юго-восточной части Балтийского щита.

- 1 — палеозойский чехол; нижний протерозой;
- 2 — образование сумия, сариолия, ятулия;
- 3 — коматиитовая формация суйсария; архей;
- 4 — лопийские образования Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, 5 — гранитоиды, гнейсы, интенсивно гранитизированные породы лопия; 6 — места находок лав перидотитовых коматиитов.

ченной оказалась Каменнозерская структура. В разрезе ее лопийских образований можно выделить три толщи. Нижняя толща представлена метабазами (часто миндалекаменными), метатүфами с прослоями метаосадков, маломощных пластов железистых кварцитов. Здесь же встречаются пластовые тела (до 50 м) измененных ультраосновных пород, природа которых достоверно не установлена. В средней толще широко развиты основные эффузивы с подушечной текстурой. На некоторых участках они переслаиваются с горизонтами черносланцевых пород и содержат лавовые потоки перидотитовых коматиитов.

В верхней толще преобладают туфогенные и осадочные породы кислого состава, изредка встречаются толеитовые метабазалы. Метаморфизм пород, как правило, не превышает фации зеленых сланцев. Общая мощность осадочно-вулканогенных образований не менее 2 км. Абсолютный возраст амфиболитов, залегающих в верхней толще, определенный К/Аг методом — 2,9 млрд. лет.

Лавовые образования ультраосновного состава наиболее отчетливо установлены в разрезе средней толщи. В. В. Куликова описала строение лавового потока перидотитового коматиита мощностью более 10 м в районе Золотых порогов. В обнаженной части потока наблюдаются три зоны: нижняя — кумулятивная, средняя — спинифекс и верхняя — брекчиевая (рис. 2). Кумулятивная зона образована серпентинитами по перидотитам. Реликты первичных минералов практически не сохраняются. Только контуры структур кумулятивного типа и химизм указывают на

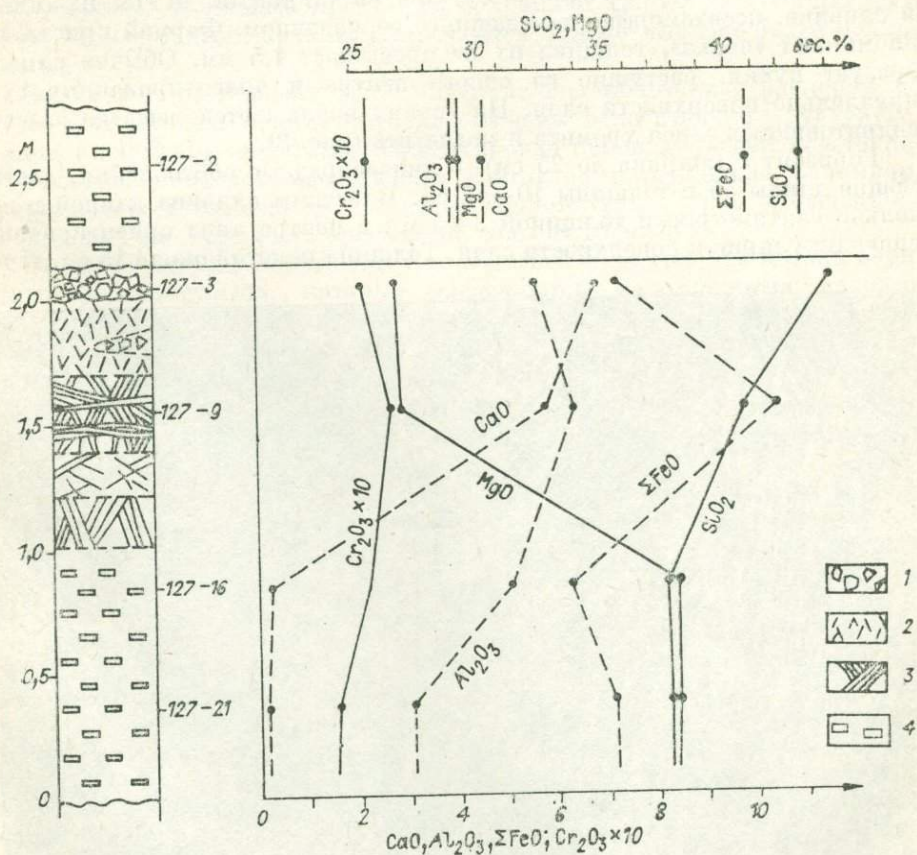


Рис. 2. Строение лавового потока перидотитовых коматиитов в среднем течении р. Кумбукса.

1 — брекчиеванная кровля потока, 2, 3 — перидотитовые коматииты с «микро»-(2) и «макро»-спинифекс структурой (3); 4 — перидотитовые метакоматииты кумулятивной зоны.

принадлежность первичной породы к перидотиту. Мощность кумулятивной зоны составляет несколько метров.

Переход к зоне спинифекс постепенный, шириной до 15 см. Порода представлена серпентинизированным перидотитовым коматитом с редкими вафлеобразными пакетами оливковых пластинок, замещенных серпентином. Пластинки имеют футлярообразную форму длиной до 1,3 мм с ядром из раскристаллизованного стекла. Для зоны также характерны копьевидные и изометричные гексагональные формы оливина размером до 1 мм. Магнетит приурочен как к интерстициям, так и к трещинкам внутри пластин оливина. Наряду с крупными пластинками оливина, в основной массе бурого цвета, выделяются метелки серпентинизированного оливина с толщиной кристаллов до 0,01 мм, пронизанные дендритовидным хромитом (?).

Зона со спинифекс-структурой разделяется на четыре неоднородных по строению горизонта.

Горизонт 1 (ширина до 25 см) неоднородного строения за счет обособлений в виде линз длиной до 30 см и толщиной до 15 см. Пластинообразные кристаллы оливина, замещенного серпентином, образуют пакеты и ориентированы поперек «линз», т. е. перпендикулярно слою. Длина пластин до 1,5 см, толщина — до 1,5 мм. На концах кристаллов и боковых гранях наблюдаются копьевидные иглы. Рудный компонент в виде цепочек магнетита развит вдоль граней внутри оливковых пластинок. «Линзы» обычно оконтурены пластинами оливина длиной до 50 мм.

Горизонт 2 (ширина около 25 см) сложен длинными, до 1 см, пластинами оливина, псевдоморфно замещенного серпентином. Формой кристаллы напоминают «перья», толщина их не превышает 1,5 мм. Обычно оливин образует пучки, растущие из одного центра и ориентированные субпараллельно поверхности слоя. На гранях наблюдается решетка за счет дендритовидных зерен хромита и магнетита (рис. 3).

Горизонт 3 (ширина до 25 см) — линзообразные обособления, достигающие длины 55 и толщины 10—12 см. Пластины оливина длиной в несколько сантиметров и толщиной 3—4 мм в центре линз ориентированы перпендикулярно к поверхности слоя. Толщина пакетов около 15 см. Хро-



Рис. 3. Спинифекс-структура в перидотитовых коматитах р. Кумбунга.

мит и магнетит (?) развиты по трещинкам, пересекающим оливин под небольшим углом, поэтому в крупных кристаллах наблюдаются их просечки, в то время как тонкие пластинки почти полностью замещены им, лишь в центре пластинки остается полоска серпентина шириной до 0,05 мм.

Горизонт 4 (ширина 25—30 см) с многочисленными обломками от 1,5 до 2,5 см в поперечнике. Этот слой прослеживается на 10—15 м. Обломки имеют острые углы и края, под микроскопом в них наблюдаются идиоморфные, реже удлиненные зернышки замещенного оливина (до 1,5—3 мм), погруженные в стекловатую основную массу. По породе в целом развит амфибол тремолит-актинолитового ряда, образующий гетерогранобластовую структуру. Рудный в виде мелких зернышек развит как в интерстициях, так и внутри оливина.

Вмещающая обломки породы представлена коматиитом со структурой спинифекс. Характерны длинные, до 1—3 см, кристаллы серпентинизированного оливина толщиной до 0,5, реже 1,0 мм. Часто эти пластинки образуют пакеты, в которые входит до 5 пластин. Серпентиновые волокна направлены вдоль длинной оси кристаллов. Ориентированные под углом 30° к ним такие же пластинки мелковолокнутого серпентина имеют петьчатую-сотовую структуру. Внутри кристаллов прослеживаются цепочки рудного, причем грань оливиновой пластинки их рост ограничивает. Между пластинками наблюдаются ориентированные под углами до 30° к граням оливина мелкие (длиной до 1 и толщиной до 0,1 мм и меньше) кристаллики пироксена (?), замещенные актинолитом. Они образуют метелки, причем отдельные кристаллы сохраняют форму двугранных футляров. Между такими пачками встречаются поперечные еще более мелкие кристаллы.

Верхняя — брекчиевая зона, представлена обломками размером до 1,2 см. Причем они практически не смещены относительно друг друга, но имеют округлые очертания. Ориентировка цементирующей апостекловатой серпентинитовой массы вдоль контактов параллельна обломкам, внутри которых содержатся округлые идиоморфные зерна замещенного оливина до 1 мм. Мощность брекчиевой зоны от 10 до 25 см.

Выше по разрезу наблюдается по меньшей мере еще два потока перидотитовых коматиитов, которые разделяются маломощными пачками осадков и сменяются вверх по разрезу базальтовыми коматиитами, образующими потоки с подушечной текстурой. Перидотитовые коматииты, кроме р. Кумбукса, установлены в районе р. Токша, а также, по устному сообщению Г. Н. Сухолютовой, на р. Лекса. По-видимому, их можно выявить и в других структурах Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса.

К пироксенитовым коматиитам мы относим меланократовые породы эффузивного облика, часто с миндалекаменной или подушечной отдельностью, которые по химическому составу соответствуют таковым по классификации Арндта и соавторов [Arndt et al., 1977]. Такие породы известны в районе Чусреки, Кожозера, Челозера.

Базальтовые коматииты, впервые отмеченные Ю. И. Рабиновичем и М. Н. Химка в 1978 г. в Каменноозерской структуре, по-видимому, широко развиты на юго-восточной окраине Балтийского щита. Средние химические составы коматиитовых пород района Ветреного пояса приведены в таблице, а некоторые их петрохимические особенности отражены на диаграммах (рис. 4, 5). В перидотитовых коматиитах отчетливо выделяются породы кумулятивной и спинифекс зон. Первые значительно обогащены магнием ($MgO > 36\%$) и сильно обеднены кремнеземом, кальцием, а также железом и алюминием.

Химический состав перидотитовых коматиитов из зоны спинифекс в основном соответствует тому расплаву, из которого происходило формирование потока. Этот расплав при пересчете анализов на сухую навеску

Средние составы коматитов юго-восточной части Балтийского щита

Окисел	Лопий				Суйсарий		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36,44	42,85	47,96	48,28	44,60	49,17	52,10
TiO ₂	0,15	0,30	0,62	0,69	0,43	0,65	0,76
Al ₂ O ₃	3,18	6,53	11,09	14,48	8,00	11,60	13,45
Fe ₂ O ₃	5,16	4,86	1,61	2,89	2,94	1,57	1,78
FeO	2,62	5,28	8,80	8,31	8,51	9,20	8,60
MnO	0,14	0,21	0,16	0,20	0,21	0,19	0,18
MgO	36,57	26,01	14,29	8,95	23,37	13,70	9,19
CaO	1,62	5,85	9,38	11,54	6,83	9,11	10,19
Na ₂ O	0,04	0,02	1,29	1,52	0,58	1,50	1,93
K ₂ O	0,01	0,01	0,31	0,11	0,17	0,38	0,59
H ₂ O	0,56	0,32	0,14	0,12	0,30	0,17	0,11
П. п. п.	13,07	7,27	3,95	2,90	3,81	2,52	0,86
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,11	0,10	0,07	0,10	0,11
NiO	0,24	0,16	0,05	0,03	0,10	0,05	0,02
Cr ₂ O ₃	0,27	0,27	0,19	0,06	0,29	0,13	0,07
Сумма . . .	100,11	100,00	99,95	100,18	100,28	100,13	100,04
FeO'/FeO'+MgO	0,18	0,28	0,42	0,56	0,33	0,44	0,53
n	4	6	9	12	24	130	24

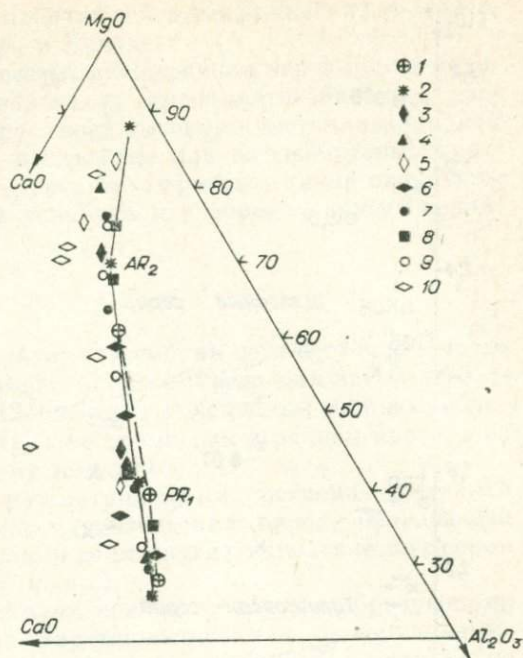
Примечание. 1, 5 — перидотитовые коматиты из кумулятивных зон; 2 — перидотитовые коматиты со спинифекс-структурой; 3, 6 — пироксенитовые и 4, 7 — базальтовые коматиты.

содержал около 30% MgO и 45% SiO₂. Возникновение таких расплавов, судя по экспериментальным данным ряда исследователей, связывается с высокой степенью (более 50%) плавления мантийного субстрата. Чтобы выяснить причины, вызывающие это плавление, а также установить состав архейской мантии, способ проникновения высокотемпературного расплава на земную поверхность и ряд других связанных с этим проблем, нужно поставить дополнительные эксперименты, провести более тщательные полевые геологические работы.

К коматитовой формации раннего протерозоя мы относим образования интрузивно-эффузивного комплекса суйсария (~2 млрд. лет), который ранее выделялся как верлит-габбро-оливин-толеитовый [Слюсарев, Куликов, 1973]. Вулканогенные образования (свита Ветреного пояса), представленные лавовой фацией, в современном эрозионном срезе занимают площадь около 5,2 тыс. км² и достигают мощности 2 км и более. Они залегают на существенно терригенной виленгской свите и перекрыты с резким угловым несогласием терригенной толщей венда. Лавовые потоки и покровы разделяются на два типа: нерасслоенные и расслоенные. Нерасслоенные потоки и покровы мощностью от 1 до 50 м сложены преимущественно подушечными лавами пироксенитовых коматитов. Породы порфировой структуры с микроспинифекс или стекловатой структурой основной массы. Вкрапленники представлены мелкими (0,1—0,7 мм) кристалликами хризолита (Fa₁₈₋₂₀), составляющими 5—30% объема, и авгита (до 22%). Оливин обычно псевдоморфно замещен агрегатом вторичных минералов.

Расслоенные потоки, как правило, в кровле и подошве сложены пироксенитовыми коматитами, а в центральной части — перидотитовыми и

Рис. 4. Диаграмма CaO—MgO— Al_2O_3 для средних составов коматиитов юго-востока Балтийского щита и других районов докембрия. 1 — раннепротерозойские (суйсарские) коматииты Ветреного пояса, 2 — архейские (лопийские) коматииты Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса; архейские коматииты других регионов; 3 — Центральная Карелия [Геология и петрология..., 1978], 4 — КМА [Крестин, 1978], 5 — Кольский п-ов [Вревский, 1980]; 6 — Вост. Финляндия [Hanski, 1979], 7 — Канада [Arndt e. a., 1977], 8 — Родезия [Nisbet e. a., 1977], 9 — Зап. Австралии [Nesbitt, 1971], 10 — Юж. Африка [Viljoen M., Viljoen R., 1969].



базальтовыми коматиитами. При этом в ряде случаев выделяется особая бесполевошпатовая разновидность базальтовых коматиитов — авгитовые коматииты, которые по химическому составу не отличаются от собственно базальтовых. В строении этих потоков много общих черт с дифференцированными телами района Мунро [Arndt e. a., 1977].

Перитотитовые коматииты имеют порфировую структуру, где вкрапленники, представленные изометричными или вытянутыми, как правило, футлярообразными скелетными кристаллами оливина (Fa_{10-20}) и частично клинопироксеном, погружены в стекловатую массу. Для пироксенитовых коматиитов расслоенных потоков обычна структура спинифекс, эта же структура наиболее ярко проявлена в авгитовых коматиитах, где иглы пироксена порой достигают длины 20 см и более. В собственно базальтовых коматиитах преобладают толеитовые и диабазовые структуры, реже появляются спинифекс за счет кристаллов как клинопироксена, так и лабрадора.

По геологическим, петрографическим и геохимическим характеристикам протерозойские коматииты Ветреного пояса аналогичны соответствующим разновидностям Канадского щита (район Мунро, по [Arndt e. a., 1977]) и Родезии (пояс Белингве по [Nisbet e. a., 1977]). Некоторое отличие заключается в пониженном отношении CaO/Al_2O_3 , которое составляет в средних типах пород от 0,77 до 0,85.

Отношение $CaO/Al_2O_3 > 1$, которое при первом выделении коматиитов в самостоятельный класс пород [Viljoen M., Viljoen R., 1969] было определено как один из важнейших признаков этого класса, в настоящее время при анализе коматиитов различных частей земного шара (см. рис. 3) оно верно только в масштабе региона. Исходный расплав для формирования протерозойской коматиитовой формации соответствует пироксенитовому коматииту. Породы указанного состава слагают подавляющую часть недифференцированных потоков и краевые части расслоенных покровов. Эксперименты, целью которых было воспроизведение структур суйсарских коматиитов Ветреного пояса, показали, что начальная температура кристаллизации оливина в расплаве пироксенитового коматиита — около $1300^\circ C$. Спинифекс-структуры с участием оливина возникали при температуре $1250-1200^\circ C$. При 1100° из того же расплава оливин не кристаллизовался, а силикат наблюдался в виде клинопироксена [Куликов, Калинин, 1971]. При формировании расслоенных потоков интенсивно проявились процессы дифференциации, где главная роль принадлежала оливину.

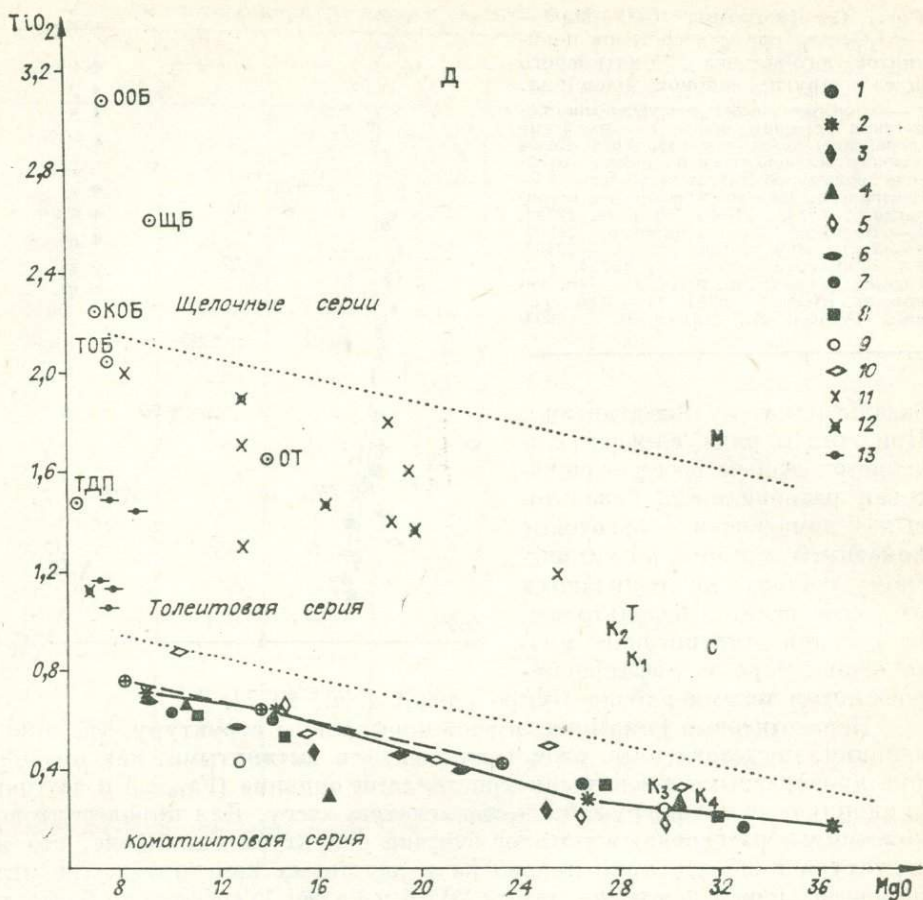


Рис. 5. Положение коматиитовой серии на диаграмме MgO—TiO₂.

1—10 см. на рис. 4. Некоторые толейтовые формации раннего протерозоя Балтийского щита: 11 — суйсарий Онежского синклинория [Интурузивные..., 1976], 12 — четвертая толща печенгского синклинория [Предовский и др., 1974], 13 — ятулий Карелии [Вулканические постройки..., 1978]; ультраосновные вулканиды фанерозоя [Марковский, Ланда, 1976]: К₁ — Большой Кавказ, К₂ — Казахстан, К₃ — Камчатка, К₄ — Кипр, Т — Тянь-Шань, Д — Дельканская свита, М — маймечинская свита, С — Сихотэ-Алинь; средние составы базальтовых формаций [Кутолин, 1972]: ООБ — океаническая оливин-базальтовая, КОБ — континентальная оливин-базальтовая, ТОБ — океаническая толейто-базальтовая, ТДП — траппы древних платформ; Средние составы по С. Ноккольдсу [Nockolds, 1954]: ЩБ — щелочной базальт, ОТ — оливиновый толейт.

Его гравитационная отсадка в сочетании с кинематикой расплава в основном и контролировала направление и ход дифференциации.

Открытие коматиитов породило много споров среди геологов и петрологов как в связи с выделением данных пород в особый тип пород, так и о способах их формирования. Анализ материалов по Балтийскому щиту позволяет нам говорить о коматиитах как об особой магматической серии пород, которую по рангу можно сопоставлять с такими широко признанными сериями, как толейтовая, известково-щелочная, щелочно-базальтовая. По своим химическим характеристикам эта серия приближается к толейтовой, поэтому в более ранних работах обе они объединялись. Однако по ряду признаков между ними намечается существенное различие: в коматиитовой серии выше содержание MgO, Cr₂O₃, NiO, ниже — титана и калия. Петрохимические особенности ее можно проследить на ряде диаграмм (см. рис. 4, 5). На диаграмме MgO — TiO₂, где кроме коматиитов отдельных регионов докембрия показаны средние составы ряда основных и ультраосновных пород различных серий и возрастов, низкая титанистость коматиитовой серии довольно четко отделяет их от полей других серий.

Эти данные во многом совпадают с выводами североамериканских геологов, изучавших коматиты района Мунро в Канаде.

Структуры типа спинифекс — весьма специфичная черта пород коматитовой серии — обусловлены свойствами высокомагнезиальных расплавов, в которых оливин, благодаря своей высокой кристаллизационной способности, образует дендритные, игольчатые или вафлеобразные кристаллы, составляя основу данной структуры. Вероятно, такие структуры могут возникать при определенных условиях и в породах других серий.

* *
*

Анализ материалов по вулканизму докембрия юго-восточной части Балтийского щита отчетливо показывает наличие среди них лав ультраосновного состава. При этом в архее (2,9 млрд. лет) исходный состав приближается к перидотитовому коматититу, а то время как в раннем протерозое (2,0 млрд. лет) — к пироксенитовому коматититу.

Ультраосновные вулканы рассматриваемого региона — составная часть мировой коматитовой серии магматических пород, обладающей специфическими чертами, отличающими ее от других магматических серий (толеитовой, щелочно-базальтовой и др.).

Возникновение коматитов региона совпадает с рифтообразующими процессами, в результате которых формировались как зеленокаменные пояса архея, так и раннепротерозойская рифтогенная структура Ветренный пояс.

Различный состав ультраосновных расплавов в докембрии Балтийского щита, по-видимому, связан с условиями и разной степенью плавления палеомантии; несомненное влияние оказала и специфика архея (более высокий термический градиент и тонкая кора).

ЛИТЕРАТУРА

- Вревский А. Б. Коматиты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров). — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1216—1219.
- Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. 168 с.
- Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976. 165 с.
- Крестин Е. М. Первая находка коматитов в СССР. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 2, с. 412—415.
- Куликов В. С., Калинин Ю. К. Экспериментальное воспроизведение некоторых структур базальтов Ветренного пояса. — В кн.: Минералогия и геохимия Карелии. Л.: Наука, 1971, с. 168—172.
- Куликов В. С., Куликова В. В. К выделению Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса архея на восточной окраине Балтийского щита. — В кн.: Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979, с. 70—76.
- Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
- Марковский Б. А., Ланда Э. А. Вулканические гипербазиты докембрия и некоторые проблемы ультраосновного вулканизма. — В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск, 1977, с. 25—32.
- Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия Печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
- Слюсарев В. Д. Геохимия гипербазитовых комплексов. — В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1971, с. 48—62.
- Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Л.: Наука, 1973. 104 с.
- Arndt N. T., Naldrett A. J., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. — J. Petrology, 1977, v. 18, p. 319—369.
- Nisbet N. G., Bickle M. J., Martin A. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia. — J. Petrology, 1977, v. 18, p. 521—566.

- Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. — *Geol. Soc. Afr., Spec. Publ.*, 1969, v. 2, p. 55—86.
- Nesbitt R. W. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Blocks, Western Australia. — *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, 1977, v. 3, p. 331—350.
- Nockolds S. R. Average chemical composition of some igneous rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, v. 65, N 10, p. 107—128.

А. А. СИВОРОНОВ, Б. И. МАЛЮК

МАНТИЙНЫЙ МАГМАТИЗМ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ РАСПЛАВОВ

В составе раннедокембрийских зеленокаменных поясов возможно выделение двух формаций, в которых отмечаются коматииты: коматиит-толеит-базальтовой, занимающей нижнюю часть разреза, и коматиитовой, располагающейся в некоторых зеленокаменных поясах в средней или даже верхней части разреза вулканогенной толщи (Среднее Приднепровье; пояс Какаги-Лейк, Канада [Wilson, Morrice, 1977]). К настоящему времени исследованиями охвачены как структурно-геологическое положение коматиитов, так и (в гораздо большем масштабе) петрографо-геохимические особенности этих пород. Дискуссии, развернувшиеся вокруг коматиитов, касаются в основном этой последней стороны проблемы. Первоначально коматииты были довольно четко определены как породы ультраосновного состава с петрохимическими параметрами $MgO > 9\%$; $K_2O < 0,9\%$; $TiO_2 < 0,9\%$; $CaO/Al_2O_3 > 1$ [Viljoen M., Viljoen R., 1969a; Brooks, Hart, 1974] и петрографическими признаками эффузивной природы в виде скелетных структур закалки спинифекс (crystalline guench textures spinifex) [Villaume, Rose, 1977]. Сейчас содержание этого термина стало довольно расплывчатым. По мере возрастания количества анализированных пород выяснилось, что $CaO/Al_2O_3 > 1$ верно для сравнительно небольшого процента анализированных вулканитов. Несмотря на то, что этот факт может иметь вполне определенный петрологический смысл, многие отечественные и зарубежные геологи пришли к выводу, что к классу коматиитов должен быть отнесен и ряд пород с более низкими значениями CaO/Al_2O_3 , чем это первоначально предполагалось М. и Р. Вильджоенами [Геология..., 1978; Nesbitt, Sun, 1976; Nisbet e. a., 1977; Cox, 1978]. Некоторые исследователи считают, что первичное значение CaO/Al_2O_3 может быть впоследствии изменено процессами альтерации, в связи с чем, по их мнению, этот показатель вообще непригоден для диагностики коматиитов [Nesbitt, Sun, 1976]. Появились работы, в которых коматииты распознавались только по петрохимическим параметрам, без учета их геологической позиции [Суслова, 1976, 1978].

В первую очередь остановимся на вопросе о специфике коматиитов. Действительно ли эти образования уникальны? Если петрографические особенности (структура и текстура) — весьма важные показатели эффузивной природы этих пород и имеют большое петрологическое значение [Маракушев, 1978], то петрохимия пород не представляется нам уникальной. Поскольку основная петрохимическая особенность коматиитов связывается с определенными значениями величины CaO/Al_2O_3 , этот вопрос должен быть рассмотрен отдельно.

В таблице приведены химические анализы коматиитов (перидотитовых и пироксенитовых) из зеленокаменных поясов разных щитов. Там же приводятся анализы обычных пироксенитов и перидотитов. Сравнение этих

Химические анализы ультраосновных вулканитов различных регионов

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeC	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	B 89	42,80	0,27	4,51	5,31	9,99	0,24	23,30	6,38	0,65	0,19
2	49J	45,23	0,20	3,66		12,20	0,22	32,16	5,28	0,44	0,17
3	331/347	45,42	0,27	5,63		11,07	0,20	31,46	5,65	0,31	0,01
4	331/144/5	45,85	0,24	5,24		11,58	0,21	30,74	5,85	0,40	0,01
5	A ₁	44,00	0,26	6,79		10,50	0,19	26,00	7,00	0,38	0,13
6	132	48,30	0,62	10,80	2,36	7,40	0,18	13,90	10,00	2,24	He обн.
7	1B8	42,71	0,21	2,74	1,39	5,46	0,08	27,01	6,26	0,01	»
8	2B11	49,56	0,33	3,57	3,86	5,75	0,15	1842	1380	0,04	»
9	2B22	46,80	0,31	5,37	3,36	10,23	0,18	21,04	7,66	0,33	0,10
10	2D5	44,32	0,52	6,41	2,93	11,13	—	20,09	8,24		0,24
11	1	50,50	0,53	4,10	2,44	7,37	0,13	21,71	12,00	0,45	0,21
12	4	43,54	0,81	3,99	2,51	9,84	0,21	34,02	3,46	0,56	0,25
13	6/40	43,74	0,24	2,50	2,54	6,76	0,08	40,14	2,89	0,21	0,10
14	5e	49,24	0,35	7,26	1,54	11,70	0,12	24,41	2,73	0,54	0,29
15	20/19	51,58	0,42	7,19		6,18	0,16	19,90	11,07	1,00	0,28

Примечание. 1—10 — перидотитовые и пироксенитовые коматииты: 1, 2 — перидотитовые коматииты формации Комати, Барбертон, Южная Африка (1 — по Williams, Furnell, 1979, 2 — по Viljoen M., Viljoen R., 1969a); 3, 4 — перидотитовые коматииты Зап. Австралии [Nesbitt, Sun, 1976] (3 — район Якабинди, 4 — район горы Монгер); 5, 6 — перидотитовый (A₁) и пироксенитовый (132) коматииты из окрестностей Манро, Онтарио, Канада [Arth et al., 1977]; 7—10 — перидотитовые (1B8, 2B22, 2D5) и пироксенитовый (2B11) коматииты Среднего Приднепровья (данные авторов); 11, 12 — средние пироксенит (1) и перидотит (4); 13—15 — анализы включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья [Кутолин, 1972, с. 132]: 6/40 — шпинельный перидотит, Конгаровская трубка; 5e — зеленый вебстерит (Orx>Срх), Конгаровская трубка, 20/19 — зеленый вебстерит (Срх>Орх), трубка у оз. Беле.

данных показывает, что химический состав коматиитов отнюдь не специфичен. Более того, надо признать, что сходство составов коматиитов с нормальными перидотитами и пироксенитами должно рассматриваться как доказательство их родства, как признак того, что коматииты являются эффузивными аналогами пироксенитов и перидотитов [Маракушев, 1978]. Таким образом, понятие «коматиит» должно быть ограничено строго петрографическими признаками и обозначать излившиеся породы ультраосновного состава. В связи с этим номенклатуру коматиитов можно обозначать прибавлением к слову «коматиит» соответствующего по составу интрузивного аналога — лердолитовый коматиит, гарцбургитовый коматиит, вебстеритовый коматиит. На примере последнего возможно и более детальное описание. Если бы магма, при кристаллизации которой может образоваться пироксенит, соответствующий по составу зеленому вебстериту 20/19 из нодулей в базальтах трубки у оз. Беле [Кутолин, 1972], излилась на поверхность, то состав такого эффузива полностью соответствовал бы характеристикам М. и Р. Вильджоенов, Х. Брукса и С. Харта [Viljoen M., Viljoen R., 1969a; Brooks, Hart, 1974]. Но, как видно из таблицы, в этом вебстерите клинопироксен преобладает над ортопироксеном, следовательно, аналогичный по составу коматиит может быть назван клинопироксеновым вебстеритовым коматиитом. В противоположность этому коматиит, соответствующий по составу зеленому вебстериту 5e [Кутолин, 1972, с. 132], может быть назван ортопироксеновым вебстеритовым коматиитом.

Можно, следовательно, согласиться с теми исследователями, которые термин «коматиит» употребляют в более широком смысле, чем первооткрыватели этих пород — М. и Р. Вильджоены, в силу того, что величина

$\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ контролируется не какими-то неясными факторами, а содержанием и соотношением клино- и ортопироксена. Вместе с тем надо отметить, что величина эта — важный параметр для диагностики как коматиитов [Sun, Nesbitt, 1978], так и ультрабазитов в целом. Однако определенное соотношение клино- и ортопироксенов и в особенности отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в магме — только следствие, в то время как причина этого непосредственно, по-видимому, связана с условиями генерации ультраосновных расплавов. Представляющийся нам наиболее вероятным механизм формирования кальций-алюминиевого соотношения в базит-ультрабазитах мы рассмотрим ниже.

Последние экспериментальные исследования [Кадик, Френкель, 1980; Arndt, 1977a; и др.] подтверждают, что при 20—25%-ном плавлении мантийных перидотитов образуется расплав базальтового состава в равновесии с пироксенами, оливином и шпинелью. Как известно, в базальтах величина $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ и колеблется в пределах 0,5—0,8, что обусловлено выплавлением изоморфно входящего в пироксены алюминия, а также тем, что модальная доля участвующего в плавлении глиноземистого граната значительно выше мольной доли известковистого клинопироксена, основная часть которого остается в рестилах (рис. 1,1a — 2a) [Arndt, 1977b]. Дальнейшее плавление ограничено своеобразным сегрегационным барьером. По расчетам Н. Т. Арндта, при достижении 30% плавления происходит полная дезинтеграция субстрата на отдельные зерна, разделенные расплавом. Вязкость расплава достаточно низка, чтобы произошла сегрегация остаточных кристаллов от расплава, который при благоприятных условиях удаляется из магматического очага [Arndt, 1977b] (см. рис. 1,3a). После этого в придонной части магматической камеры остаточные кристаллы формируют новый субстрат, более ультраосновной, чем исходный (см. рис. 1,4a). Поскольку осаждение остаточных кристаллов происходит в расплаве, именно этот расплав заполнит все межзерновое пространство. Таким образом, по фазовому состоянию этот новый субстрат будет гетерогенным.

При дальнейшем плавлении в процесс вовлекается основная масса клинопироксена. За счет этого к межзерновому расплаву базальтового состава прибавляется выплавка, существенно обогащенная кальцием. В то же время объем жидкой фазы увеличивается и концентрация глинозема падает, так как легкоплавкие глиноземистые фазы истощены, а шпинель находится в равновесии с расплавом [Arndt, 1977b]. Таким образом, по мере возрастания температуры величина $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ неуклонно растет, приближаясь к единице. Формирующийся расплав менее вязок, чем предыдущий базальтовый, поэтому уже при 20—25%-ном плавлении вновь создадутся условия для сегрегации расплава и остаточных кристаллов (см. рис. 1,5a—6a).

После второй сегрегации вновь формируется гетерогенный по фазовому состоянию субстрат (см. рис. 1,7a). Межзерновой расплав в этом случае имеет пироксенитовый состав, в то время как твердые фазы представлены в основном оливином при малых долях шпинели и ортопироксена. Клинопироксен, а следовательно и кальциевая фаза, к этому времени исчерпан [Arndt, 1977b]. Плавление такого субстрата и смесь его с межзерновым пироксенитовым расплавом приведет к снижению мольной доли CaO в расплаве и возрастанию доли Al_2O_3 за счет вовлечения в этот процесс шпинели. Формирующаяся магма при этом будет приобретать все более перидотитовый состав. Теперь уже при 15—20%-ном плавлении вязкость магмы станет достаточно низкой для того, чтобы произошла очередная сегрегация фаз (см. рис. 1,8a, 9a). Осаждающиеся остаточные кристаллы будут формировать породы дунитового состава, а их плавление не сможет существенно изменить значения кальций-алюминиевого соотношения межзернового расплава (см. рис. 1, 10).

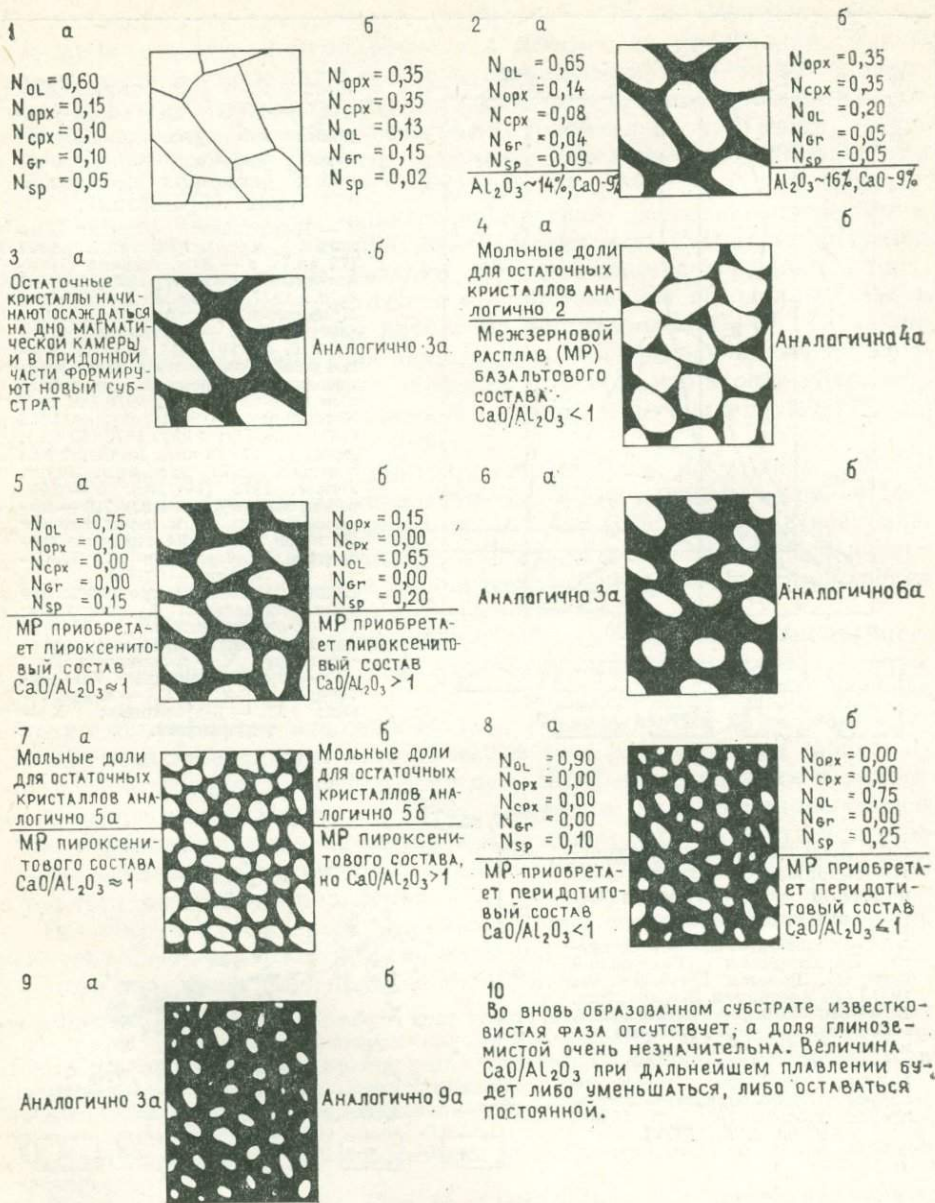


Рис. 1. Принципиальная схема последовательного частичного плавления гетерогенного мантийного субстрата.

а — плавление перидотитов, б — плавление пироксенитов; МР — межзерновой расплав. Мольные доли выбраны произвольно только для демонстрации относительных пропорций выплавления отдельных компонентов. 1 — исходный субстрат, 2 — 20—25% плавления, 3 — 30% плавления, 4 — образованный кумулятивным путем гетерогенный субстрат для дальнейшего плавления, 5 — 15—20% плавления, 6 — 25% плавления, 7 — образованный кумулятивным путем гетерогенный субстрат для дальнейшего плавления, 8 — 10 — 15% плавления, 9 — 20% плавления, 10 — характеристика образующегося в дальнейшем гетерогенного субстрата.

Для проверки изложенного механизма по результатам около 2000 химических анализов была построена диаграмма CaO/Al_2O_3 — MgO (рис. 2). Нетрудно убедиться, что наблюдаемая картина в принципе соответствует изложенным теоретическим соображениям. Необходимо, однако, обратить внимание и на некоторые несоответствия. Выше мы говорили, что после отделения базальтового расплава в ходе дальнейшего плавления величина CaO/Al_2O_3 будет возрастать, приближаясь к единице. Для значительной

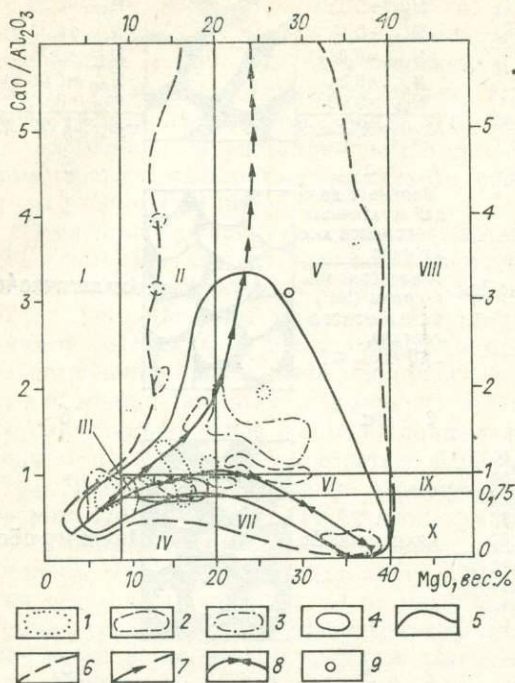


Рис. 3. Диаграмма зависимости содержания CaO от ликвидусной температуры в базит-ультрабазитах.

1-4 — базит-ультрабазиты Среднего Приднепровья (Украинский щит) (1), Родезии [Nisbet e. a., 1977] (2), Австралии [Nesbitt, Sun, 1976] (3); Канады [Nesbitt, Sun, 1976] (4); 5 — перidotитовый коматит 49J формации Комати, Вербертон, Юж. Африка [Viljoen, Viljoen, 1969в], для которого экспериментально определена ликвидусная температура в 1650°C [Green e. a., 1975].

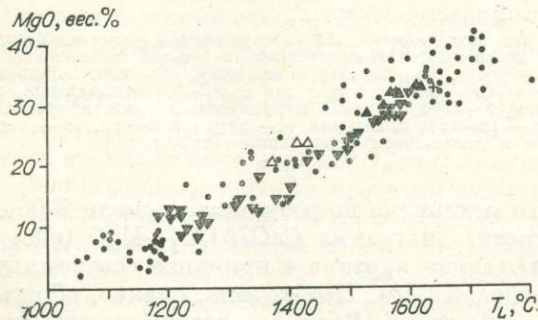


Рис. 2. Диаграмма CaO/Al₂O₃—MgO для базит-ультрабазитов раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторых фанерозойских образований.

1 — Центральная Карелия [Геология и петрология..., 1978 (72 ан.)]; 2 — Юж. Африка [Howkesworth, O'Nions, 1977; Nisbet e. a., 1977 (65 ан.)]; 3 — Среднее Приднепровье, наши данные (350 ан.); 4 — Австралия [Halberg e. a., 1976 (15 ан.)]; 5, 6 — генерализованное поле базит-ультрабазитов по вышеприведенным данным и по Соловьеву, 1970 (28 ан.); Чернышову, Бочарову, 1972 (1671 ан.), Кутюлину, 1972 (33 ан.), Arndt'y, 1977 (9 ан.), Radhakrishna Vasudev, 1977 (12 ан.), Fryer, Jenner, 1978 (14 ан.); 5 — 95% точек, 6 — 5% точек; 7, 8 — пироксенитовая (7) и перidotитовая (8) ветви изменения химизма; 9 — средний кимберлит, по С. П. Соловьеву (1970).

Принципиальные петрохимические поля расплавов: I — основных; II — α-пироксенитовых; III — β-пироксенитовых; IV — γ-пироксенитовых; V — α-перidotитовых; VI — β-перidotитовых; VII — γ-перidotитовых; VIII — α-дунитовых; IX — β-дунитовых; X — γ-дунитовых.

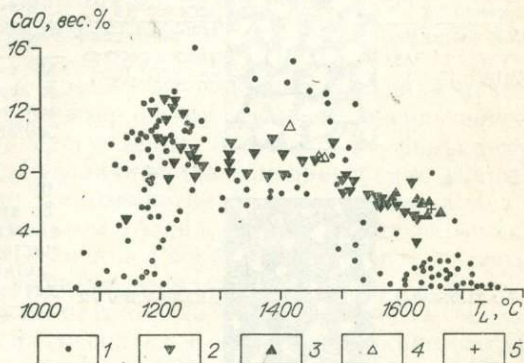


Рис. 4. Зависимость содержания MgO от ликвидусной температуры в базит-ультрабазитах.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

части ультрабазитов эта величина порядка 2,3 и более. Очевидно, она зависит от количества клинопироксена в остаточных кристаллах. Таким образом, высокие значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ свидетельствуют в пользу присутствия в мантийном субстрате пород с высоким содержанием клинопироксена — пироксенитов, на что неоднократно указывал В. А. Кутюлин (1972, 1976). Можно привести и другие аргументы. На базе около 200 анализов мы построили диаграммы $\text{CaO} - T^\circ\text{C}$ (рис. 3) и $\text{MgO} - T_L, ^\circ\text{C}$ (рис. 4). Ликвидусные температуры каждого конкретного расплава определялись по методу Х. Мякипя [Mäkipää, 1979]. Зависимость CaO от ликвидусной температуры подтверждает вывод о неравномерном содержании клинопироксена в мантийном субстрате и присутствии как обедненных, так и обогащенных этим минералом пород. Из диаграммы $\text{MgO} - T_L, ^\circ\text{C}$ видно, что фиксированные содержания MgO достигаются при различных температурах (при разнице граничных значений в 300°C), что можно объяснить различием в содержании тугоплавкой (оливин) и легкоплавкой (диопсид) фракций.

Последовательное плавление (sequential melting, по [Arndt, 19776]) пироксенитового субстрата с аналогичных позиций показано на рис. 1,16—96. Основная разница заключается в том, что CaO в расплав поступает значительно больше. Даже тогда, когда известковистая фаза истощается (после второй сегрегации), для генерируемого при дальнейшем плавлении расплава относительно высоко значение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Фактические данные показывают, что при плавлении мантийного субстрата генерируются две ветви изменения химизма расплавов — перидотитовая и пироксенитовая (см. рис. 2). Маловероятно, однако, что мантийный субстрат будет однородным даже в рамках этих двух составляющих. По всей вероятности, магматический очаг располагается чаще всего в слоисто-неоднородной среде [Добрецов, 1978] переслаивания перидотитов и пироксенитов [Кутюлин, 1972]. Очевидно, количественное соотношение перидотитов и пироксенитов в мантийном субстрате будет определять весь спектр промежуточных расплавов между двумя ветвями последовательного частичного плавления.

Резюмируя изложенный материал, можно составить классификацию расплавов базит-ультрабазитов по типу мантийного субстрата, применив для этого диаграмму $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (см. рис. 2).

Основные расплавы, образующиеся за счет частичного плавления перидотитов, пироксенитов либо их смеси. Во втором случае наблюдаются максимальные значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, которые, однако, крайне редко превышают единицу, так как плавление граната опережает плавление клинопироксена.

Пироксенитовые расплавы, сформированные после отделения базальтового расплава: α -пироксенитовые расплавы ($\alpha = \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$) — в мантийном субстрате пироксениты преобладают над перидотитами вплоть до существенно пироксенитового субстрата;

β -пироксенитовые расплавы ($\beta = 0,75 < \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$) — мантийный субстрат сложен примерно одинаковым количеством перидотитов и пироксенитов;

γ -пироксенитовые расплавы ($\gamma = \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0,75$) — в мантийном субстрате преобладают перидотиты.

Перидотитовые расплавы, образующиеся после отделения пироксенитовых расплавов, имеющие вначале унаследованное кальций-алюминиевое отношение, а затем, после вовлечения в плавление шпинели, — свое собственное:

α -перидотитовые расплавы — продукты тех участков мантии, где ранее пироксениты преобладали над перидотитами. Мольная доля CaO в межзерновом расплаве настолько велика, что даже плавление шпинели не может существенно понизить величину $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в образующемся расплаве;

β -перидотитовые расплавы — продукты тех участков мантии, где до отделения пироксенитовых расплавов находились примерно одинаковые количества пироксенитов и перидотитов;

γ -перидотитовые расплавы — продукты существенно перидотитовых участков верхней мантии.

Дунитовые расплавы, образовавшиеся при частичном (до полного) плавлении наиболее тугоплавких мантийных респитов после отделения перидотитовых расплавов:

α -дунитовые расплавы — продукты плавления остаточных кристаллов существен-

но пироксенитовых участков верхней мантии. Это — редкие расплавы, что, по-видимому, связано с незначительным количеством остаточных кристаллов, образующихся после выплавления пироксенитового компонента;
β-дунитовые расплавы — продукты участков верхней мантии пироксенит-перидотитового начального состава;
γ-дунитовые расплавы — продукты существенно перидотитовых участков верхней мантии. Весьма распространенные расплавы.

Судя по имеющимся данным, для раннедокембрийского зеленокаменного пояса характерны в основном α- и β-расплавы. Можно ожидать, таким образом, что дальнейшие исследования покажут, что заложение этих структур связано с участками верхней мантии с существенным содержанием пироксенитов.

Весьма любопытно, что среднее значение кимберлита, по С. П. Соловьеву (1970), попадает в поле α-перидотитов. Из этого можно сделать вывод, что алмазоносная мантия имеет, вероятно, существенно пироксенитовый состав. Как известно, кимберлитовые тела пространственно тяготеют к огромным по объему массивам базальтов. Согласно В. А. Кутолину (1972), такие массивы основных магм могут быть генерированы только за счет плавления пироксенитов.

* *
*

Анализ значения величины $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в базит-ультрабазитовых сериях приводит к выводу, что мантийный субстрат в областях частичного плавления как вещественно, так и фазово гетерогенен. Все более очевидным становится, что верхняя мантия — чрезвычайно сложно построенная оболочка Земли [Соболев В., Соболев Н., 1964; Соболев и др., 1972; Соболев Н., 1974; Добрецов, 1978; Кутолин, 1972] и характеризовать ее каким-либо средним составом типа «пиролита» [Ringwood, 1966; Mason, 1966; Reid, Frey, 1971] невозможно. Предлагаемая в работе классификация мантийных расплавов может дополнить сведения о различных типах верхней мантии [Соболев и др., 1972] в областях, лишенных диатрем.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Добрецов Н. Л. Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 93—101.
- Кадик А. А., Фрискель М. Я. Магмообразование, сопряженное с декомпрессией пород коры и мантии в присутствии летучих компонентов. — Геохимия, 1980, № 4, с. 467—495.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
- Кутолин В. А. Происхождение и глубинная эволюция базальтов разных формаций. — В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология. М.: Наука, 1976, с. 435—442.
- Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенеза в свете теории флюидно-магматического взаимодействия. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 65—83.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — Докл. АН СССР. Серия геол., 1964, т. 158, № 1, с. 143—145.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. — Геол. и геофиз., 1972, № 12, с. 37—42.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
- Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970. 312 с.

- Сулова С. Н. Коматииты из нижнедокембрийских метаморфизованных вулканогенных толщ Кольского полуострова.— Докл. АН СССР. Серия геол., 1976, т. 228, № 3, с. 697—700.
- Сулова С. Н. Петрохимическая характеристика коматиитов из нижнедокембрийских вулканогенных комплексов Кольского полуострова.— Зап. ВМО, 1978, ч. 107, № 1, с. 42—54.
- Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972. 240 с.
- Arndt N. T. Thick, layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario.— Can. J. Earth Sci., 1977a, v. 14, p. 2620—2637.
- Arndt N. T. Ultrabasic Magmas and High-Degree Melting of the Mantle.— Contrib. Mineral. Petrol., 1977b, v. 64, p. 205—221.
- Arth J. G., Arndt N. T., Naldrett A. J. Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario; Trace-element evidence.— Geology, 1977, v. 5, p. 590—594.
- Brooks C. K., Hart S. R. On the significance of komatiite.— Geology, 1974, v. 2, p. 107—110.
- Cox K. G. Komatiites and other high-magnesia lavas: some problems.— Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1978, 288-A, p. 599—609.
- Fryer B. J., Jenner G. A. Geochemistry and origin of the Archean Prince Albert Group volcanics, western Melville Peninsula, Northwest Territories, Canada.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, p. 1645—1654.
- Green D. H., Nicholls I. A., Viljoen M. J., Viljoen R. P. Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism.— Geology, 1975, v. 3, p. 11—14.
- Hallberg J. A., Carter D. N., West K. N. Archean volcanism and sedimentation near Meekatharra, Western Australia.— Precambrian Res., 1976, v. 3, p. 577—595.
- Havkesworth C. J., O'Nions R. K. The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from South Africa.— J. Petrol., 1977, v. 18, N 3, p. 487—520.
- Mäkipää H. Contribution to the Fe_2O_3/FeO determination in basaltic rocks.— Bull. Geol. Soc. Finland, 1979, v. 51, p. 1—2, p. 125—129.
- Mason D. Composition of the Earth.— Nature, 1966, v. 211, p. 5049.
- Nesbitt R. W., Sun S. S. Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites.— Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, p. 433—453.
- Nisbet E. G., Bickle M. J., Martin A. The Mafic and Ultramafic Lawas of the Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia.— J. Petrol., 1977, v. 18, N 4, p. 521—566.
- Radhakrishna B. P., Vasudev V. N. The Early Precambrian of the Southern Indian Shield.— J. Geol. Soc. India, 1977, v. 18, N 10, p. 525—541.
- Reid J. B., Frey F. A. Rare earth distributions in lherzolite and garnet pyroxenite and the constitution of the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 5, p. 1184—1196.
- Ringwood A. E. The chemical composition and origin of the earth.— In: Advances in Earth Science. Ed. by P. M. Hurley. Cambridge: M. I. T. Press., 1966, p. 257—356.
- Sun S. S., Nesbitt R. W. Petrogenesis of Archean Ultrabasic and Basic Volcanics: Evidence From Rare Earth Elements.— Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 65, p. 301—325.
- Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks.— Spec. Publ. Geol. Soc. South Africa, 1969a, v. 2, p. 55—85.
- Viljoen M. J., Viljoen R. P. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group.— Spec. Publ. Geol. Soc. South Africa, 1969b, v. 2, p. 87—112.
- Villaume J. F., Rose A. W. The Geochemistry of some Archean Ultramafic Lawas.— Chem. Geol., 1977, v. 19, p. 43—60.
- Williams D. A. C., Furnell R. G. Reassessment of part of the Barberton type area, South Africa.— Precambrian Res., 1979, v. 9, p. 325—347.
- Wilson H. D. B., Morrice M. G. The volcanic sequence in Archean shields.— Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1977, v. 16, p. 355—374.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

В обширной офиолитовой провинции в пределах Анадырско-Корякской складчатой системы [Геология СССР, 1970] обнаружены ультраосновные породы заведомо магматического происхождения. К их числу относятся открытые С. С. Зиминим и его сотрудниками (1979) меймечиты в хр. Пекульней, найденные В. Ф. Белым меймечиты Таловских гор [Белый, Гельман, 1980], массивные и брекчиевые лавы гарцбургитового состава на горе Длинной (п-ов Валижген). Ультраосновные породы горы Длинной впервые описаны А. Ф. Михайловым. В некоторых работах [Михайлов, 1962] он предполагал вулканическое происхождение этих ультрамафитов. На побережье Пенжинской губы аналогичные, по-видимому, образования — «брекчии серпентинитов» — описал Г. Г. Кайгородцев (1954).

В хр. Пекульней меймечиты (перидотитовые и базальтовые коматииты) представлены поверхностными и субвулканическими разностями и, согласно наблюдениям О. С. Березнер и В. Е. Стерлиговой в 1979—1980 гг., имеют готеривский возраст. Тот же возраст устанавливается и для ультрамафитов горы Длинной. Возраст меймечитовых даек Таловских гор не вполне ясен. Названные районы располагаются близ северо-западной границы Анадырско-Корякской складчатой системы, и отменное совпадение возраста, возможно, не случайное.

В Таловских горах меймечиты слагают две дайки, рассекающие метаморфические образования условно позднепротерозойского возраста (метавулканический глаукофансланцевый комплекс). Дайки различаются структурой и химическим составом. В одной из них меймечиты — это тяжелые темно-серые породы с зеленоватым оттенком из-за тонких прерывистых пленок серпофита, выполняющего трещинки. Можно различить черные блестящие кристаллы пироксена и зерна хромшпинели. Оливин (67%) и вулканическое стекло (15%) макроскопически не распознаются. Они соответственно замещены двупреломляющим чешуйчатым зеленоватым боулинцитом и почти изотропным тонкоагрегатным бесцветным серпентином. Благодаря различному характеру замещения и исключительной свежести пироксена — отчетливо окрашенного лилового титан-авгита (18%) — порфировая структура меймечита под микроскопом выявляется с предельной ясностью.

Вкрапленники оливина размером до 4 мм равномерно и сравнительно редко рассеяны в основной массе, в которой вулканическое стекло цементирует отдельные кристаллы титан-авгита и оливина размером около 0,5 мм. Кристаллы оливина призматические, что характерно для вулканических вкрапленников. Титан-авгит короткопризматический, таблитчатый. Кристаллические выделения нередко соприкасаются друг с другом, местами зерна оливина и пироксена размером 0,2 мм образуют полнокристаллические линзовидные сростки. Отчетливо проступает идиоморфизм оливина по отношению к пироксену, что в равной степени характерно для оливина обеих генераций. Нигде не наблюдалось каких-либо признаков реакции на границе оливин — пироксен. При этом обнаруживаются такие сростания оливина второй генерации с пироксеном, которые указывают на их совместную котектическую кристаллизацию. Почти во всех зернах оливина имеются включения идиоморфных кристаллов сфена (подтвержден анализом 42, см. табл. 2). Редкие скелетные выделения хромшпинели есть как в оливине, так и в пироксене.

Химический состав этого меймечита (табл. 1, обр. 24) занимает промежуточное положение между перидотитовыми коматиитами и пикрито-

Химический состав некоторых ультраосновных вулканических и субвулканических пород юго-западной части Корякского нагорья

Компонент	24*	89/5	108/9	108/9л	108/11	103/3	103/4	88/4	108/13	88	89/3	89/1	101/3	101/4	102/3	102/2	102	92/13	
SiO ₂	37,76	38,07	39,74	41,55	39,98	38,11	39,79	39,60	37,89	39,32	40,68	38,90	36,99	38,00	41,32	33,79	38,68	41,40	
TiO ₂	1,55	0,74	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,12	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,08	
Cr ₂ O ₃	0,33	0,88	0,29	0,29	0,25	0,29	0,36	0,22	0,19	0,20	0,32	0,31	0,40	0,30	0,27	0,27	0,26	0,23	
Al ₂ O ₃	7,40	4,77	2,24	1,98	1,31	1,30	1,03	2,39	1,03	1,03	0,77	0,76	1,03	0,52	1,03	0,52	1,30	2,32	
Fe ₂ O ₃	5,35	5,37	5,42	4,66	5,31	5,33	5,25	5,11	5,82	4,96	4,13	5,96	7,10	5,42	2,07	5,01	5,66	4,60	
FeO	8,12	5,82	1,94	2,93	2,55	2,48	2,55	2,26	0,79	2,30	2,73	1,08	0,68	1,90	4,27	1,11	1,04	2,41	
MnO	0,14	0,07	0,04	0,04	0,04	0,08	0,10	0,07	0,07	0,07	0,08	0,05	0,02	0,07	0,09	0,05	0,08	0,11	
MgO	24,53	31,78	36,78	36,79	38,06	39,07	40,12	34,99	38,48	40,81	39,88	39,08	38,48	36,15	43,03	41,98	37,55	34,99	
CaO	4,53	1,74	0,40	0,24	0,08	0,08	Сл.	0,08	Следы						1,54	0,57	Следы		0,40
Na ₂ O	0,09	0,03	0,05	0,07	0,09	0,05	0,03	0,07	0,03	0,09	0,03	0,05	0,05	0,07	0,03	0,05	0,05	0,07	
K ₂ O	He обн.	0,02	He обн.				0,04	0,02	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,06
P ₂ O ₅	0,14	0,05	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,08	0,01	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	
CO ₂	0,11	0,09	0,33	0,24	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	1,63	—	—	—	—	
+H ₂ O	9,74	11,15	11,76	10,14	11,35	12,41	10,36	13,70	14,51	10,39	10,41	13,60	14,22	12,82	6,85	16,54	14,39	12,54	
-H ₂ O	0,36	0,10	0,82	0,74	0,44	0,59	0,54	1,70	0,74	0,53	0,54	0,61	0,73	0,63	0,15	0,76	0,58	0,74	
С у м м а	100,15	100,68	99,86	99,73	99,78	99,87	100,19	100,45	99,63	99,87	99,65	100,49	99,79	99,64	99,76	100,13	99,65	99,68	
П. п. п.	9,18	10,69	12,64	10,62	11,49	12,94	10,57	14,84	15,06	10,80	10,81	14,06	14,61	14,63	6,55	17,22	14,77	12,78	

* 24 и 89/5 — меймечиты из даек в Таловских горах. Ультрамафиты горы Длинной: диапировая структура «Солнечная»: 108/9 — массивный перидотит из внутренней зоны потока, 108/9л — брекчиевая лава, 108/11 — массивный перидотит из ядра структуры (субвулканический); диапировая структура «Ненастная»: 103/3 — массивный гипсидиоморфно-зернистый перидотит из ядра структуры, 103/4 — порфиновый перидотит с шестоватым оливином в основной массе; взрывчатая брекчия (валовый состав) — 88/4; массивный перидотит из дайки — 108/13; слоистые потоки: 88 — массивный перидотит из нижней толщи; 89/3 — массивный перидотит из центральной зоны потока в верхней толще (нижняя часть); 89/1 — обломок в экструзивной брекчии, подошва того же потока; 101/3 — массивный перидотит из центральной зоны потока в верхней толще (средняя часть); 101/4 — экструзивная брекчия из того же потока; 102/3 — массивный перидотит из центральной зоны потока в верхней толще (верхняя часть); 102/2 — дунит (близ того же потока); 102 — брекчиевая лава, встреченная совместно с полосчатой лавой; 92/13 — лапиллевая туфобрекчия из верхней толщи (нижняя часть).

Аналитик М. В. Кондрашина (Центральная лаборатория ИГО Севостгеология).

выми порфиритами. Он примечателен высоким содержанием TiO_2 , что сказывается прежде всего на составе моноклинного пироксена (см. табл. 2, анализы 27—33).

Меймечит второй дайки внешне такой же. Вкрапленники оливина (69%) такого же габитуса и размера нацело замещены серпентином и магнетитом. Благодаря скорлуповато-петельчатой и прожилковой структуре эти псевдоморфозы под микроскопом четко выделяются на фоне аповитрической тонкоструктурной серпентиновой массы (10%), в которой заключены длинные (до 4 мм) пластинчатые дендриты пироксена (20%) и кристаллики хромшпинели и ильменита (1%). Направление дендритов пироксена подчинено форме интерстиций между кристаллами оливина. Отдельные дендриты пироксена обнаруживаются и внутри кристаллов оливина в узких полостях, образовавшихся в связи с его скелетным ростом. Пироксен, как и в обр. 24, представлен титан-авгитом, но окрашен гораздо слабее. Содержание TiO_2 в нем ниже (см. табл. 2, анализы 25, 26). В целом этот меймечит по химическому составу соответствует перидотитовому коматииту (см. табл. 1, обр. 83/5).

Ультраосновные породы п-ова Валижген залегают среди позднемезозойских слабо деформированных существенно терригенных отложений. В современной геологической структуре комплекс ультраосновных пород, слагающий гору Длинную, в плане имеет форму почти правильного полукруга диаметром около 10 км (рис. 1). В его строении достаточно четко различаются два главных типа пород: а) разнообразные брекчии, конглобрекчии, гравелиты и породы с псаммитовой размерностью обломочного материала, который во всех этих разностях состоит почти исключительно (на 95% и более) из ультраосновных пород; б) массивные ультрамафиты. Внешне, на первый взгляд, — все это обычные серпентинизированные и в разной степени подробленные ультраосновные породы темного зеленоватого или (на выветрелых поверхностях) буроватого, желтоватого, реже белесого цвета. Однако бросающаяся в глаза стратификация пород обломочного характера, то, что среди них найдены органические окаменелости [Михайлов, 1962], выдают своеобразие природы всего комплекса ультраосновных пород. В нем различаются вулканокластические и осадочные образования, лавы, субвулканические интрузии, которые в совокупности составляют типичную вулканоструктуру [Белый, 1979].

В основании вулканоструктуры известны валанжинские осадочные отложения, перекрыта она верхнеготеривскими разнообломочными терригенными накоплениями. Этим устанавливается готеривский возраст вулканоструктур. Вулканокластические и осадочные образования сосредоточены преимущественно в нижней части разреза, а лавы — в верхней. Общая мощность накоплений около 1300 м.

В нескольких хороших обнажениях можно наблюдать, как пластообразные тела массивных ультрамафитов во внутренней части лавового потока по направлению к кровле и подошве и на участках выклинивания разрушаются на более мелкие фрагменты. В них появляются обильные трещины, вначале тонкие, а затем заполненные обломками, иногда при этом «залеченные» ультраосновной породой с явной порфировой структурой. В зонах почти полной фрагментации отдельные обособленные по трещинам блоки сливаются с массивной породой внутренней части тела, но имеют достаточно четкие границы с зонами хаотического скопления обломков, представляющего, по существу, глыбовую лаву. Даже в отдельных шлифах из этих пород видно многократное включение обломков одного какого-либо цвета или микроструктуры в другой. При этом структурные отличия обломков сводятся к степени порфирированности. Непосредственно в кровле и в подошве потока глыбовые лавы сменяются экструзивной брекчией, в которой обломки, чей размер довольно равномерно уменьшается к краям потока, сцементированы порфировой лавой.

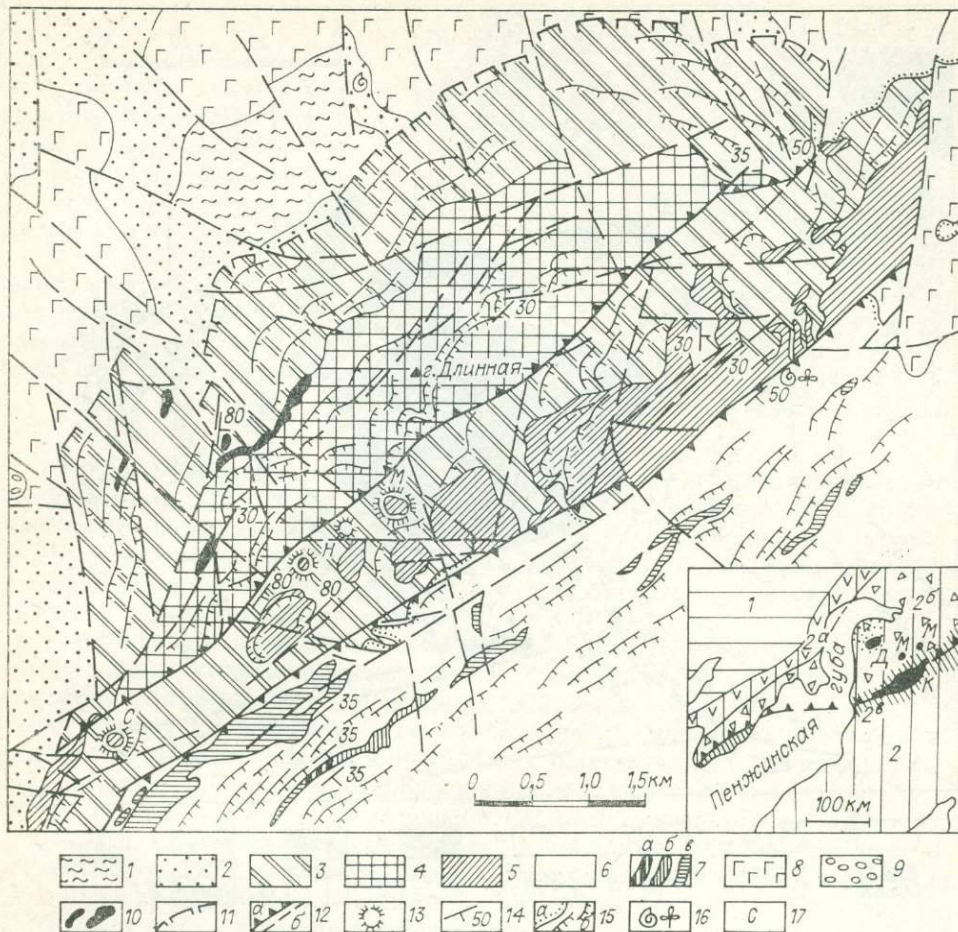


Рис. 1. Вулканоструктура горы Длинной.

1 — нижний палеозой (?); 2 — валанжин; 3—5 — ультрамафитовый комплекс вулканоструктуры горы Длинной: нижняя (3) и верхняя (4) толща, тела массивных перидотитов в пределах горстовой зоны (5); 6 — верхний готерив; 7 — перидотиты в разрезе верхнеготеривских отложений (а — массивные породы, б — экструзивные брекчии, в — неустановленного типа); 8 — перидотиты, не разделенные по текстуре; 9 — верхний мел (?); 10 — габброиды; 11 — внешняя граница центроклинальной зоны; 12а — разломы, ограничивающие горстовую зону, 12б — прочие разломы; 13 — кольцевые структуры в накоплениях брекчиевой тощи; 14 — падение слоистости; 15 — подошва верхнеготеривских отложений (а), отдельных слоев, пачек, стратиформных тел (б); 16 — места находок фауны и флоры; 17 — диапировые структуры: С — «Неастанная», Н — «Солнечная», М — «Межгорная». На врезке: 1, 2 — Верхояно-Чукотская (1) и Корякско-Камчатская (2) области; 2а-в — структурно-формационные зоны позднеюрского-неокомового этапа: островного андезитового вулканизма (2а), терригенного осадконакопления (2б), развития офиолитовой ассоциации (2в); линия с залитыми треугольниками — сейсмофокальная поверхность, вершины треугольников направлены в сторону ее падения; К — Кулюский гипербазитовый массив, Д — гипербазитовый комплекс горы Длинной (точками показан ареал распространения гипербазитовых брекчий), М — местоположение меймечитов.

Массивный гипербазит, глыбовая лава и экструзивная брекчия представляют собой зоны единого геологического тела, построенного по обычной схеме потока вязкой лавы. Нередко зона массивного гипербазита отсутствует, и внутренняя часть потока сложена только глыбовой лавой. Многократное повторение подобных образований в разрезе ультрамафитового комплекса придает ему ритмичный характер. Мощность полных ритмов колеблется от 2,5 до 15 м. При этом не отмечена мощность массивного гипербазита менее 1 м, а мощности глыбовых лав — от 0,2 до 2 м.

Встречаются, но значительно реже, относительно маломощные (по развалам — до 1,5 м) потоки брекчиевых лав, в которых обломки не более 3 см в поперечнике равномерно распределены по всей мощности тела, а также потоки неяснополосчатых массивных лав без четко выраженных

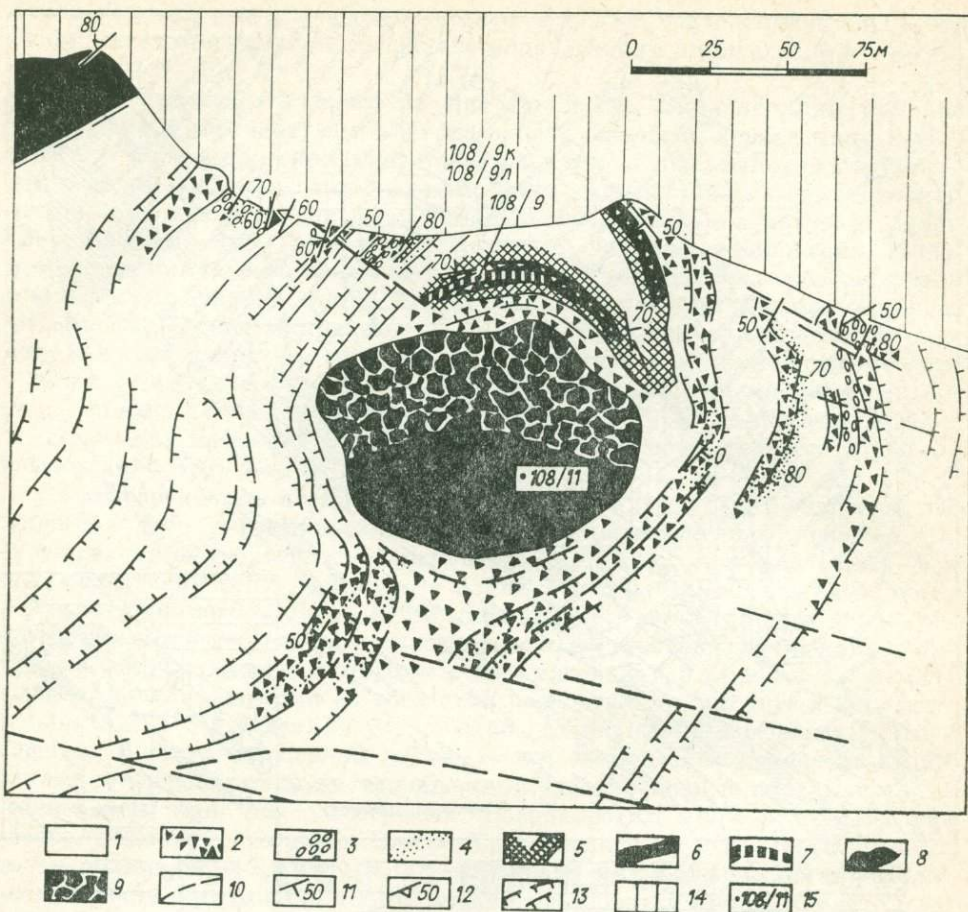


Рис. 2. Структура «Солнечная».

1 — отложения нижней толщи; 2—7 — характерные породы нижней толщи: explosive breccias (2), gravelites (3), песчаники и туфы (4), extrusive breccias (5), gabbro lavas (6), massive lavas (7); 8, 9 — intrusive formations: massive peridotites (8), massive peridotites, highly fractured (9); 10 — разломы; 11 — падение слоистости, 12 — падение полосчатости в массивных гипербазитах; 13 — направление наклона подошвы пластов и пачек пород; 14 — рыхлые четвертичные отложения; 15 — расположение анализированных образцов и их номер.

зон фрагментации и переходов в глыбовую лаву и экструзивную брекчию. Эти образования примечательны типичной порфировой структурой. Они состоят из псевдоморфоз по кристаллам оливина (до 50%) и ортопироксена (до 10%), различных по форме зерен хромшпинели (1%) и аповитрической основной массы, сложенной почти изотропным тонкоагрегатным слабо окрашенным серпентином. Иногда встречаются свежие хорошо сохранившиеся кристаллы клинопироксена (до 3%). Чечевицеобразной формы или призматические, нередко с ясными вершинными гранями серпентин-буолингитовые псевдоморфозы по оливину размером 0,2—1 мм довольно равномерно распределены по всему объему породы. Баститовые псевдоморфозы по ортопироксену короткопризматические, размером до 2 мм. Брекчиевая лава представляет собой такую же породу, но содержит (до 50% объема) обломки порфировых и порфировидных ультрамафитов, обычно полностью серпентинизированных и иных по цвету.

Субвулканические тела состоят из массивных гипербазитов, таких же, как в центральных частях лавовых потоков, но отличаются условиями залегания и формой. Это пластовые залежи, дайки, мелкие лакколиты, сфенолиты и купола, расположенные в ядрах диапировых структур (рис. 2).

Рис. 3. Фрагментированная гарцбургитовая лава с порфирированной структурой. Вкрапленник энстатита (РП), пойкилитовые включения раннего оливина (O_1) и оливин в основной массе (O_2). Шлиф 108/9 к;

Здесь и на рис. 4, 5 кружок и цифры при нем — место и номер микрозондового анализа. Николи под 45° , ув. 45.



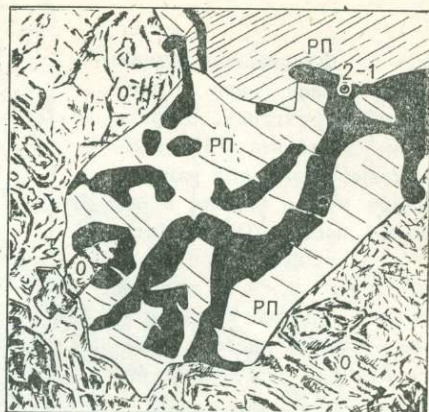
Среди вулканокластических пород выделяются также взрывные брекчи, которые обычно прослеживаются в виде пластовых тел и отличаются от экструзивных брекчий структурным разнообразием ультрамафитов в обломках, сочетанием преобладающих остроугольных обломков с более редкими галькоподобными и валунообразными, нередко с элементами градиционной слоистости.

Массивные гипербазиты независимо от геологического положения представлены серпентинизированными гарцбургитами. Гипербазиты из массивной внутренней части мощных лавовых потоков и из субвулканических интрузий обладают однотипной порфирированной структурой. Они состоят из преобладающих идиоморфных обычно изометричных кристаллов оливина (0,5—3 мм), расположенных между ними таких же и более крупных ксеноморфных по отношению к ним выделений ортопироксена (15—25%), из клинопироксена (до 3%), хромшпинели (до 1%) и массы относительно мелких оливиновых зерен. Ранние выделения оливина бывают пойкилитово включены во вкрапленниках ромбического пироксена (рис. 3). В лавовых потоках местами наблюдаются гломеры поперечником до 3 мм, в которых оливин наиболее идиоморфен, а ромбический и моноклинный пироксен образует грубые симплектитовые сростания. С появлением хромшпинели среди оливиновых зерен связана сидеронитовая структура (рис. 4), а с ромбическим пироксеном хромшпинель образует характерные сростки (рис. 5). Гломеры расположены в мелкозернистом оливиновом агрегате, который разделяет кое-где и кристаллы внутри гломер. Таким образом, массивные лавы представлены разностями ультрамафитов, ко-



Рис. 4. Гарцбургитовая лава. Энстатит (РП)-оливиновая (O) гломера с хромшпинелью (черное); в интерстиции моноклинный пироксен (МП). Сидеронитовая структура. Шлиф 108/9; Без анализатора, ув. 80.

Рис. 5. Симплектитовое срастание хромшпиннели (черное) с энстатитом (РП), замещенным баститом, в порфиroidном гарцбургите; О — оливин. Шлиф 108/11. Без анализатора, ув. 80.



торые можно было бы назвать порфиroidными гарцбургитами и гарцбургит-порфиритами.

Порфиroidные породы на участках фрагментации лавовых потоков и на краю некоторых субвулканических интрузий содержат в основной массе шестоватые плотно прилегающие друг к другу кристаллы оливина длиной до 3 мм и шириной 0,1—0,5 мм. Относительно изометричных кристаллов более раннего оливина и выделений ортопироксена эти шестоватые кристаллы ксеноморфны (рис. 6). Это, очевидно, дендритные «закалочные» выделения, соответствующие структуре спинифекс комагнитов.

Примечательно, что типично порфиroidные (апопорфиroidные) структуры проявляются, в частности, вокруг ксенолитов габброидов и спилитов, заключенных в массивных гипербазитах внутренних зон лавовых потоков.

В экструзивных брекчиях обломки петрографически однотипны, но структура их меняется от редкой гишдиоморфно-зернистой к порфиroidной и порфиroidной с призматическими вкрапленниками оливина и пироксена и шестоватым (дендритным) оливином в основной массе. Однородный мелкозернистый серпентиновый агрегат цемента (обычно белесый на выветрелой поверхности) местами обнаруживает совершенно отчетливую порфиroidную структуру: правильные псевдоморфозы по призматическим, нередко скелетным кристаллам оливина (0,1 мм), состоящие из двупреломляющих серпентиновых частиц, располагаются среди тонкоагрегатной аповитрической массы серпентина и карбоната. Карбонат в этом агрегате обогащает одни микроскопические участки и почти не обнаруживается в других.

При этом карбонат совершенно отсутствует в обломочной части брекчии. Даже эпигенетические прожилки заполняются кристаллическим карбонатом и серпентином, пересекая цемент, и только серпентином — в обломках; лишь на десятитысячные доли миллиметра по прожилку перемещается карбонат внутрь обломка от его границы. Нет карбоната нигде и в других типах обломочных пород, встреченных на горе Длинной, —

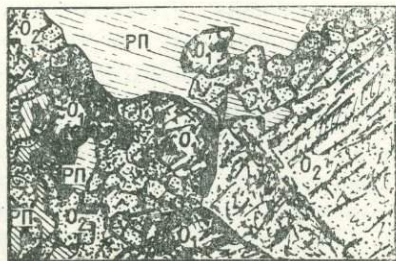


Рис. 6. Порфиroidная структура в обломке из брекчиевой лавы гарцбургитового состава: вкрапленники оливина (О₁), энстатит (РП), агрегат мелкозернистых и шестоватых кристаллов оливина основной массы (О₂). Шлиф 102, николи +, ув. 45.

независимо ни от их структуры (гравийной или песчаной), ни от генезиса (пирокластического или осадочного). Таким образом, карбонат — это исключительная принадлежность цемента экструзивных брекчий. Только в них химически открывается в повышенном количестве CO_2 , и в этом случае всегда несколько больше и содержание кальция (см. табл. 1, обр. 101/4).

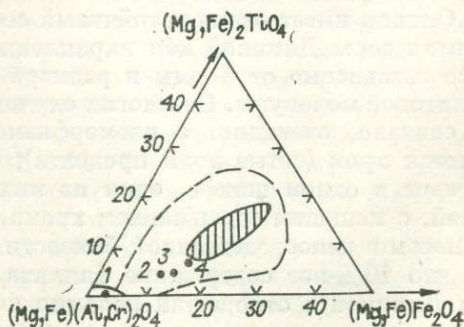
Широкое распространение порфировых структур в ультраосновных породах горы Длинной, закономерное расположение участков их развития в структуре лавовых и субвулканических образований, закономерная приуроченность карбоната к породам, по текстуре которых угадывается фреатическое происхождение, — все это наряду с результатом структурно-морфологических полевых наблюдений доказывает вулканический генезис этих ультрамафитов. Петрохимически они все соответствуют гарцбургитам (см. табл. 1). Изредка и в неясном залегании обнаруживаются дуниты (анализ 102/2).

Породообразующие минералы описанных ультрамафитов юго-западной части Корякского нагорья обнаруживают некоторые примечательные особенности химического состава. В этом отношении подробно изучены обе дайки меймечита из Таловских гор (обр. 24 и 83/5), а также породы гарцбургитового состава из субвулканического диапира и обрамляющего его лавового потока на горе Длинной (обр. 108/9, 108/9к, 108/11; см. рис. 2). Анализы хромшпинелей, оливинов, ромбических и моноклинных пироксенов, сфена и серпентинов из псевдоморфоз по оливину и ромбическому пироксену и из основной массы вулканических пород выполнены на рентгеновском микроанализаторе с использованием EDS-спектрометра; пороговая чувствительность для Na и Fe около 0,1%, для остальных элементов 0,05%. Воспроизводимость — не ниже 2 отн.% при содержании более 0,5% (табл. 2).

Темно-бурые хромшпинели жильных меймечитов по содержанию ульвошпинелевой и магнетитовой составляющих (рис. 7) занимают промежуточное положение между хромшпинелями из северосибирских меймечитов и из перидотитовых включений в кимберлитах (содержание окисного железа и магнетитовой составляющей определялось в предположении об идеальном соответствии шпинелидов их стехиометрической формуле). Титанистость шпинелей не коррелируется строго с валовым содержанием титана в горной породе. Шпинели из меймечитов отличаются также повышенным содержанием хрома, особенно большим в кристалле, включенном во вкрапленники оливина (анализ 39). Хромшпинель из того же шлифа, но окруженная дендритным авгитом, содержит чуть меньше хрома и магния, больше железа и титана (анализ 40).

Буро-красные хромшпинели из ультрамафитов горы Длинной в целом несколько менее хромистые и более глиноземистые. Они содержат меньше титана и окисного железа и соответствуют по этим параметрам шпинелям из перидотитовых включений в кимберлитах. Они вообще близки по составу хромшпинелям из перидотитов. В Корякском нагорье осо-

Рис. 7. Состав хромшпинелей из ультрамафитов горы Длинной (1) и меймечитов Таловских гор (2—4) на основе диаграммы А. В. Соболева (1978); сплошной линией показано поле шпинелидов из перидотитовых включений в кимберлитах, штриховой — из включений в алмазах; заштриховано поле фигуративных точек шпинелидов из меймечитов Северной Сибири.



Химический состав породообразующих

Элемент	1**	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Si	18,75	19,14	19,70	19,01	19,07	18,83	18,91	18,85	19,00	19,09	19,16	19,02
Ti	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	0,07	—	0,03	0,03	—	—	—
Al	0,41	0,34	0,02	0,39	0,53	0,52	0,50	0,59	0,31	0,32	0,41	0,51
Fe	7,12	6,77	7,41	7,21	7,01	6,93	7,27	7,00	7,01	6,74	6,53	6,87
Mn	0,18	0,04	—	—	0,11	0,03	0,48	0,17	0,05	0,04	0,10	—
Mg	29,90	29,97	28,02	29,76	29,64	29,84	29,43	29,74	29,94	30,05	30,02	29,83
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
O	43,61	43,72	44,84	43,63	43,64	43,67	43,41	43,62	43,63	43,73	43,76	43,69

Элемент	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Si	24,50	22,29	22,99	21,70	21,45	20,64	19,91	21,39	19,71	19,97	—	—
Ti	0,06	1,37	1,19	1,68	1,88	2,19	2,60	2,04	2,73	2,49	0,05	—
Cr	0,62	0,04	0,13	0,20	0,15	0,25	0,10	0,09	0,15	0,07	23,16	22,02
Al	1,82	2,56	2,60	3,71	3,95	4,71	5,28	3,44	5,88	5,73	17,96	19,12
Fe	1,41	8,04	5,72	5,17	5,35	5,33	6,47	8,34	6,30	6,42	12,66	12,23
Mn	0,16	0,18	0,09	—	0,13	—	—	0,19	0,13	0,06	0,12	0,17
Mg	10,19	8,37	8,96	8,17	7,88	7,69	6,94	6,88	6,74	6,75	9,29	9,35
Ca	17,27	14,25	15,13	16,16	16,11	15,82	15,78	15,22	15,50	15,76	—	—
Na	—	0,27	0,07	0,08	0,05	0,20	0,23	0,14	0,31	0,20	—	—
O	43,97	42,63	43,11	43,14	43,03	42,95	42,69	42,25	42,55	42,54	36,76	37,11

* Аналитик В. В. Кнауф, ИГО Севостгеология.

** 1—12 — оливины, 13 — серпентин по оливину, 14—20 — ромбические пироксены, от центра к краю), 34—41 — шпинели, 42 — сфен, 43—45 — серпентин из ановитрической основ-
*** Входит также ОН.

бенно похожи на них хромпикотиты гарцбургитов [Велинский, 1979]. Может быть, отмечено только, что некоторые разновидности из образцов с горы Длинной содержат меньше FeO (разница до 1—1,5%), а содержание магнезии в них соответствует верхней половине интервала, в который укладывается содержание MgO в шпинелях из гарцбургитов Корякского нагорья.

Оливин имеет очень устойчивый состав, и во всех изученных ультрамафитах горы Длинной как вкрапленники, так и выделения в основной массе независимо от формы и размера представлены форстеритом с 10% фаялитовой молекулы. Во многих случаях обнаружено немного глинозема, что связано, очевидно, с изоморфизмом $MgSi \rightarrow Al^{6+}Al^{4+}$. Изредка отмечается хром (сотые доли процента); оба хромсодержащих оливина заключены в одном шлифе, один из них — призматический вкрапленник, второй, с меньшим содержанием хрома, — шестоватый кристалл из основной массы в непосредственной близости к этому вкрапленнику. Подчеркнем, что 10%-ное содержание фаялита и полная стерильность оливинов горы Длинной в отношении кальция позволяют сопоставить все их морфологические разновидности с так называемым первичным (не метасома-

минералов ультрамафитов, вес. % *

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
19,58	25,60	25,42	25,76	25,86	25,69	25,82	26,02	17,75	18,22	24,65
—	0,06	0,03	—	0,10	—	—	—	—	0,04	0,04
0,24	0,50	0,53	0,52	0,43	0,46	0,58	0,55	0,54	0,63	0,63
1,55	2,16	2,00	1,74	1,66	1,79	1,81	1,83	1,34	1,73	1,79
11,27	4,71	4,74	4,41	4,59	4,63	4,40	4,58	3,32	3,81	1,70
0,21	0,06	0,20	0,17	0,17	0,04	0,14	0,04	0,27	0,15	—
16,16	20,23	20,02	20,40	20,38	20,33	20,51	20,38	21,50	21,37	10,51
0,13	0,43	0,87	0,69	0,50	0,75	0,36	0,23	0,10	0,04	16,63
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
50,86**	46,25	46,19	46,31	46,32	46,30	46,37	46,36	54,14	53,96	44,01

36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
—	—	—	—	0,01	—	14,89	16,03	16,35	18,64
—	—	0,11	0,99	1,16	1,05	22,92	—	0,05	—
26,96	26,65	20,93	28,94	27,32	23,40	0,03	0,08	0,19	0,03
15,15	15,30	18,36	10,21	10,19	10,91	0,04	7,07	6,29	1,33
13,42	13,97	14,18	16,26	18,31	22,75	0,51	5,57	10,22	4,81
—	—	0,32	0,27	0,34	0,15	—	0,11	—	—
8,68	8,36	9,28	8,84	8,34	7,27	0,16	19,56	16,52	23,03
—	—	—	—	—	—	19,25	0,03	0,31	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
35,79	35,72	36,83	34,47	34,33	34,02	42,19	51,55	50,05*	51,88*

21—22 — серпентин по пироксену, 23—33 — моноклинные пироксены (27—31 — зональное зерно-
ной массы.

тическим) оливином ультрамафитов Корякского нагорья [Велинский, 1979]. Для суждения о составе оливина в меймечитах из-за полного его замещения серпентином мы можем воспользоваться только данными о составе псевдоморфозы (анализ 13). В этом серпентине, естественно, уменьшается соотношение (Mg + Fe): Si. Интересно, что железистость псевдоморфозы по оливину из меймечита заметно больше, чем железистость оливина из ультрамафитов горы Длинной (анализы 1—12). Заметно выше здесь и содержание хрома, достигающее, вероятно, предельных величин для природного оливина [Минералы, 1972]. То, что это содержание может действительно характеризовать хромистость оливина, подтверждается сохранением порядка содержания хрома при серпентинизации ортопироксена (надо сравнить анализы 21, 22 и 14—20), гораздо меньшим содержанием хрома в серпентине основной массы тех же меймечитов (анализы 43, 44) и брекчиевых лав горы Длинной (анализ 45).

Ромбические пироксены (энстатиты) из ультрамафитов горы Длинной также однообразны по составу и содержат около 9% ферросилитового компонента. И это не противоречит представлению о них как о первичных (соответственно В. В. Велинскому (1979)), хотя ортопироксены этой горы

содержат характерную для энстатитов из перидотитов примесь глинозема и извести.

Моноклинные пироксены из полнокристаллического массивного ультрамафита (центральная часть потока на горе Длинной — анализы 23 и 24) представлены почти чистым диопсидом с 7% геденбергитовой молекулы (характерные черты «первичных» моноклинных пироксенов). Моноклинные пироксены меймечитов (анализы 25—33) резко отличны: это титан-авгиты с 20—38% геденбергитовой составляющей, более заметным дефицитом кальция, с повышенным содержанием титана и натрия. Хрома в них меньше, чем в авгитах горы Длинной. Уровень содержания титана в общем соответствует интенсивности окраски пироксена. Состав зональных кристаллов меняется сложным образом, главная закономерность здесь — рост железистости от центра к периферии зерна (анализы 27—31).

Ультраосновные магматические породы юго-западной части Корякского нагорья различны. Лавы и субвулканические образования горы Длинной по всем петрографическим, петрохимическим и минералогическим признакам аналогичны альпинотипным гарцбургитам вообще и Корякского нагорья в частности. Переходы от порфировых структур к порфировидным и далее к равномернозернистым гипидиоморфно-зернистым, наблюдаемые в лавах горы Длинной, убеждают нас в том, что того же типа гипидиоморфно-зернистые структуры гарцбургитов и лерцолитов практически из всех гипербазитовых массивов Корякского нагорья тоже нужно рассматривать как свидетельство их магматического происхождения.

В последние годы генезис этих массивов, их возможная принадлежность к мантийным образованиям обсуждается в работах тектонистов [Александров и др., 1975; и др.], но их петрологическая история при этом, к сожалению, остается в тени. Между тем в петрографическом смысле лавам и субвулканическим породам горы Длинной из всех ультраосновных пород Анадырско-Корякской складчатой системы могут быть противопоставлены, по-видимому, только шпинелевые лерцолиты и гранат-шпинелевые пироксениты хр. Пекульней, описанные Г. Е. Некрасовым (1978), с их явной бластической структурой и переходами в эклогиты.

Некоторые свойства жильных меймечитов (появление щелочной составляющей в моноклинном пироксене, наличие сфена), по-видимому, свидетельствуют об относительно повышенной щелочности ультраосновных магм, из которых они образовались. Когда мы говорим в этом контексте о сфене, то имеем в виду не только его обычную приуроченность к щелочным разновидностям ультрамафитов [Минералы, 1972], но и особенности его состава. Так, при зондовом анализе этого минерала отмечено повышенное содержание Nb и Ce по сравнению с Ta и Y, что характерно для сфенов из щелочных пород. Повышенная щелочность и титанистость, кальциевость и глиноземистость (с сохранением глинозема и в основной массе), отсутствие ромбического пироксена и котектическая кристаллизация оливина с авгитом — все это черты петрологического сходства меймечитов не с альпинотипными гипербазитами, а со многими разновидностями спилитов в офиолитовых ассоциациях Корякского нагорья [Гельман, Эпштейн, 1979]. При этом повышенная хромистость шпинелидов, наличие ультвошпинелевого и магнетитового компонентов в их составе, возможное вхождение Sr в оливин, повышенная титанистость указывают как будто бы на большую глубину образования меймечитовых магм по сравнению с гарцбургитовыми. Это такие же или почти такие же глубинные магмы, как и их аналоги, образующиеся на древних платформах [Соболев, 1978; Соболев В., Соболев Н., 1967]. Глинозем в энстатите из лав гарцбургитового состава — это признак, по-видимому, не высоких давлений, а несколько повышенной температуры при его кристаллизации, которая фиксируется высокой магнезиальностью доэнстатитовых и послеэнстатитовых выделений оливина.

Само по себе широкое развитие или полное отсутствие ромбического пироксена в образованиях разного генезиса, как нам представляется, надо объяснять различием флюидного режима. Меймечитовые магмы моделируются системой с сокращенным полем первичной кристаллизации энстатита, что определяется, вероятно, существенно водным составом флюида и наличием в нем хромовой кислоты [Маракушев и др., 1978]. Высокая хромистость должна при этом компенсировать повышенную титанистость магм, вызывающую обратный эффект [Kushiro, 1975].

Напротив, кристаллизацию энстатита из гарцбургитовых магм, возможно, обеспечивает повышенная роль углекислоты во флюиде, поскольку присутствие CO_2 в экспериментальных системах сильно расширяет поле первичной кристаллизации энстатита за счет форстерита [Eggler, 1974]. Реально повышенная роль воды в меймечитовых магмах проявляется в устойчивой ранней серпентинизации оливинов. Влиянием углекислоты и ее взрывным отделением можно объяснить текстуру экструзивных брекчий горы Длинной и распределение в них карбоната. Примечательно, что отделение углекислоты, вероятно, делает энстатит неустойчивым, и поэтому мы видим следы реакции на его границе с оливином второй генерации (см. рис. 3). Отделение углекислоты, возможно, сопровождается экстракцией кальция из расплава. Изучение флюидного режима ультраосновных магм должно в связи с этим объяснить и особенности их петрохимии. Отметим сходство приведенных рассуждений с анализом флюидного режима кимберлитов в работе Л. Л. Перчука и В. И. Ваганова (1978).

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А. А. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 60—73.
- Белый В. Ф. Гипербазитовый комплекс горы Длинной как вулканоструктура (Северо-Западная Камчатка).— В кн.: Вулканические структуры и механизм их образования. Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Хабаровск, 1979, с. 40—41.
- Белый В. Ф., Гельман М. Л. Меймечиты в Пенжинском хребте.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 4, с. 928—932.
- Велинский В. В. Альцинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент. Новосибирск: Наука, 1979. 260 с.
- Гельман М. Л., Эпштейн О. Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 6, с. 36—42.
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
- Зимин С. С., Юсим Э. И., Грановский А. Г., Щека Ж. А. Меймечит-пикритовый, габбро-диабазовый и пикрит-диабазовый комплексы хр. Пекульней на Северо-Востоке СССР.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 954—958.
- Кайгородцев Г. Г. Брекчи серпентинитов на западном берегу Северной Камчатки.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 8. Магадан, 1954, с. 101—127.
- Маракушев А. А., Безмен Н. И., Бокша С. С., Чесноков В. И. К проблеме генезиса мономинеральных магм.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 7. М.: Наука, 1978, с. 83—92.
- Минералы. Справочник. Т. 3. Вып. 1. Силикаты с одиночными и двойными кремнекислородными тетраэдрами. М.: Наука, 1972. 883 с.
- Михайлов А. Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа.— В кн.: Петрографический сборник № 4. Л., 1962, с. 111—133.
- Некрасов Е. Г. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь).— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1433—1437.
- Перчук Л. Л., Ваганов В. И. Природа кимберлитов Якутии.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 27—49.
- Соболев А. В. Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука, 1978, с. 330—347.

- Соболев В. С., Соболев Н. В. О хроме и хромсодержащих минералах в глубоких ксенолитах кимберлитовых трубок.— Геология рудных месторождений, 1977, № 2, с. 18—29.
- Kushiro J. On nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals.— Amer. J. Sci., 1975, v. 275, № 4, p. 1418—1432.
- Eggler D. H. Effect of CO₂ on the melting of peridotite.— Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab., Washington, 1974. 242 p.

Ю. П. ВАСИЛЬЕВ

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВУЛКАНИТЫ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В последние годы вулканогенные (приповерхностные) породы ультраосновного состава были выявлены во многих стабильных и складчатых структурах Земли. К ним в первую очередь следует отнести обширные проявления коматитов в вулканогенно-осадочных толщах зеленокаменных поясов докембрийских щитов Южной Африки, Канады, Австралии, Индии, Фенноскандии [Гликсон, 1980; Arndt, Brooks, 1980; и др.], Воронежского кристаллического щита [Крестин, 1980], по-видимому, в докембрии фундамента Сибирской платформы [Ножкин, 1980], а также в ряде других районов. В разрезах платформенных чехлов ультраосновные вулканиды присутствуют среди трапшв Карру в Южной Африке [Сох, Jamieson, 1974], в Индии и на севере Сибирской платформы. В более молодых по возрасту геологических структурах ультраосновные вулканиды установлены в складчатых сооружениях Тихоокеанского пояса — на Чукотке, Камчатке, Сахалине, в Приморье, Японии, на Соломоновых островах и Новых Гебридах, возможно, в Новой Зеландии, на Аляске и в целом ряде других мест [Марковский, Ротман, 1980; и др.].

С ультраосновными вулканидами (и их интрузивными эквивалентами) связаны месторождения сульфидных медно-никелевых руд, хромитов, платиноидов, золота и других полезных ископаемых. Поэтому вполне объяснимо, что к ультраосновным магматитам необычайно возрос интерес исследователей, которые считают, что в результате детального изучения геоструктурного положения этих пород, их вещественного состава, геохимии и металлогении могут быть решены важные теоретические и практические вопросы петрологии и рудообразования.

Уникальный регион развития ультраосновных вулканидов — север Сибирской платформы. В пределах ранговых границ предложенных петрохимических классификаций [Маракушев и др., 1979] ультраосновные вулканиды должны содержать не более 44 вес. % SiO₂ и 2 вес. % щелочей (Na₂O + K₂O), т. е. практически в их составе должны полностью отсутствовать нормативные или модалные фельдшпатоиды, а щелочно-содержащие минералы (слюда, амфибол и др.) могут присутствовать в небольшом количестве. К таким породам на Сибирской платформе относятся меймечиты, бесполовошпатовые и полевошпатовые пикриты (пикритовые порфириды) и несколько условно — кимберлиты, различающиеся между собой по целому ряду петрохимических признаков [Васильев, 1975, 1982]. Средние химические составы и величины значимых различий породообразующих окислов, полученные при сопоставлении составов этих пород, приведены в табл. 1 и 2.

Ультраосновные вулканиды впервые в мировой геологической практике были обнаружены Ю. М. Шейнманном и П. С. Фоминым в 1943 г. на севере Сибирской платформы в бассейне р. Маймеча (Меймеча) и названы меймечитом. Г. Г. Моор и Ю. М. Шейнманн (1946), давшие первое мик-

Средние химические составы некоторых ультраосновных интрузивных пород и вулканитов Сибирской платформы

Компонент	1(24)		2(13)		3(38)		4(18)		5(14)		6(26)		7(10)	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	36,12	1,49	39,77	1,72	37,08	1,01	38,92	0,84	31,40	1,36	44,06	1,73	42,50	1,52
TiO ₂	0,42	0,23	2,35	1,56	1,43	0,37	3,15	0,46	1,72	1,15	1,11	0,28	3,51	0,91
Al ₂ O ₃	0,46	0,40	2,71	1,53	2,22	0,78	4,41	0,96	2,44	1,46	9,24	2,33	6,95	1,13
Fe ₂ O ₃	6,45	1,73	7,26	1,83	6,41	1,51	5,55	1,65	6,83	2,73	5,66	1,56	4,97	1,88
FeO	7,06	1,19	9,39	1,43	5,93	1,24	9,22	1,79	4,47	1,38	7,42	1,66	8,82	1,53
MnO	0,18	0,04	0,19	0,05	0,16	0,08	0,20	0,03	0,17	0,06	0,17	0,04	0,16	0,04
MgO	38,82	1,27	24,71	5,38	33,52	1,78	24,20	2,87	31,68	3,47	17,64	4,37	18,65	4,61
CaO	0,56	0,32	10,16	2,21	4,03	1,28	8,05	1,47	6,72	1,86	7,78	2,09	7,65	1,84
Na ₂ O	0,14	0,22	0,42	0,29	0,18	0,16	0,61	0,35	0,24	0,15	0,92	0,41	1,16	0,40
K ₂ O	0,08	0,09	0,38	0,50	0,13	0,12	1,21	0,41	0,48	0,21	0,31	0,15	0,79	0,37
П. п. п.	8,80	0,87	2,26	1,34	7,61	1,71	3,93	1,99	10,23	2,25	5,13	1,46	3,99	1,58
P ₂ O ₅	0,15	0,23	0,14	0,15	0,17	0,06	0,43	0,15	0,56	0,53	0,13	0,15	0,23	0,09
Cr ₂ O ₃	0,54	0,16	0,25	0,13	0,36	0,13	0,19	0,10	0,16	0,08	0,13	0,05	0,15	0,05
NiO	0,25	0,04	0,13	0,07	0,20	0,07	0,12	0,03	0,21	0,13	0,06	0,02	0,10	0,04

Примечание. 1—3 — дуниты (1), перидотиты (2) и меймечиты (3) Гулинского плутона; 4 — пикритовые порфириты Маймеча-Котуйской провинции; 5 — интрузивные кимберлиты Якутии; 6 — пикритовые базальты (полевошпатовые пикриты); 7 — полевошпатовые пикриты р. Аян. В скобках — число анализов.

Результаты оценки значимости различий составов некоторых ультраосновных вулканитов

Породы	I—II	I—III	I—IV	I—V	VI—VII	II—VII
$\tau_{0,1}$	3,52	3,55	3,60	3,48	3,60	3,71
SiO ₂	<u>6,81</u>	<u>10,70</u>	5,00	<u>10,28</u>	2,50	<u>6,17</u>
TiO ₂	<u>13,23</u>	0,90	3,03	<u>16,52</u>	<u>8,00</u>	<u>1,16</u>
Al ₂ O ₃	<u>8,11</u>	0,05	6,38	<u>6,68</u>	<u>4,68</u>	<u>6,04</u>
Fe ₂ O ₃	1,79	0,54	2,61	5,22	1,03	0,80
FeO	<u>6,71</u>	<u>3,92</u>	0,38	0,51	<u>3,89</u>	0,59
MnO	2,50	0,50	1,20	0,67	0,05	0,31
MgO	2,26	1,85	2,44	<u>4,90</u>	0,60	3,48
CaO	<u>9,57</u>	<u>4,89</u>	0,90	2,53	0,29	0,57
Na ₂ O	<u>4,94</u>	0,13	0,50	0,25	1,60	3,67
K ₂ O	10,91	5,83	0,50	1,32	2,40	2,47
P ₂ O ₅	<u>7,02</u>	2,78	1,63	0,36	0,25	<u>4,44</u>
Cr ₂ O ₃	<u>4,85</u>	<u>6,06</u>	<u>5,67</u>	<u>5,75</u>	1,00	1,33
NiO	<u>5,06</u>	0,27	3,07	<u>7,14</u>	2,85	1,25
П. п. п.	5,47	<u>5,33</u>	2,44	2,05	1,96	0,09
n	44	40	35	56	34	26

Примечания. 1. I — меймечиты Гулинского плутона, II — пикритовые порфириты, III — интрузивные кимберлиты Якутии, IV — меймечиты Сихотэ-Алиня, V — меймечиты (пикриты) Камчатки, VI — пикритовые базальты Сибирской платформы, VII — полевошпатовые пикриты р. Аян. 2. Подчеркнуты величины значимых различий.

роскопическое описание этой породы, пришли к выводу, что по особенностям структуры и вещественного состава меймечит представляет собой «стекловатый дунит», т. е. образует совершенно новую приповерхностную (вулканогенную) фацию ультраосновных пород.

Как было установлено позднее, по химическому составу меймечиты ближе всего стоят к перидотитам (верлитам), а среди структурных разновидностей меймечитов разности со стекловатой основной массой крайне редки. Внешне меймечиты представляют собой крупнопорфировые породы с массивной или реже миндалекаменной текстурой, состоящие на 50—60% из крупных (0,5—1,0 см) вкрапленников магнезиального оливина и основной массы, степень раскристаллизации которой изменяется от витрофировой до полнокристаллической, а в ее составе преобладает клинопироксен. По химическому составу это типичные недосыщенные кремнеземом высокомагнезиальные ультраосновные породы с очень низким содержанием щелочей (см. табл. 1).

На севере платформы меймечиты в виде вулканогенных (?) толщ и многочисленных дайковых тел известны только в западной части крупного (около 2000 км²) ультраосновного Гулинского плутона. Меймечиты образуют разобщенные поля (до 60 км²) и многочисленные дайки (до 2 м мощности), пересекающие эти поля и породы эндоконтакта плутона. Мощность меймечитовой толщи оценивается по-разному — от 400 до 2500 м [Васильев, Золотухин, 1975; Егоров, Сурина, 1976], в основном из-за неясного характера взаимоотношений меймечитов с ультрабазитами Гулинского плутона и вмещающими его вулканогенными толщами (эндоконтактная зона закалки, самостоятельная интрузия, вулканогенная толща кровли и т. п.). Однако пространственно и генетически меймечиты тесно

связаны с перидотитами и дунитами Гулинского плутона, имея ряд общих минералогических, петрохимических, геохимических и петроструктурных признаков [Васильев, 1972, 1975]. Можно предполагать, что дуниты Гулинского плутона являются кумулатами гетерогенного ультраосновного (меймечитового) расплава.

Бесполовошпатовые пикритовые порфириды*, внешне напоминающие меймечиты, значимо отличаются от них по ряду петрохимических параметров (см. табл. 2) и содержанию редких и малых элементов. По сравнению с меймечитами в них содержится на порядок больше редкоземельных элементов и ниобия, в 3—4 раза больше титана, циркония и стронция, в 2—3 раза меньше хрома и никеля [Васильев, Золотухин, 1975].

Вулканогенные проявления бесполовошпатовых пикритовых порфиритов пока установлены только в Маймечка-Котуйской провинции Сибирской платформы, где они присутствуют в разрезах арыджанской и дельканской свит пермо-триасового возраста в виде лавовых потоков и горизонтов туфогенных пород переменной мощности совместно с разнообразными щелочными меланократовыми вулканитами, щелочными базальтоидами и т. д. [Васильев, Золотухин, 1975].

В отличие от меймечитов, тесно связанных с ультрабазитами Гулинского плутона, пикритовые порфириды арыджанской и дельканской свит имеют близкий вещественный состав и сходные количественные соотношения элементов-примесей с другими породами этих свит (лимбургитами, авгититами, нефелинитами), что подтверждает их генетическую близость. Более широко на севере платформы развиты дайковые проявления пикритов. Особенно многочисленны они в экзоконте Гулинского плутона, где нередко встречаются совместно с дайками меймечитов, наследуя те же структурные элементы. Дайки пикритов характерны также и для других щелочно-ультраосновных комплексов [Жабин, Сурина, 1970]. Разнообразные по составу дайки пикритов (пикритовых порфиритов) известны также на обширной территории Каменской провинции [Бушканец и др., 1970] и тесно связаны с кимберлитовым магматизмом [Никишов и др., 1972]. Как отмечают Л. С. Бородин и соавторы (1976), пикритовые порфириды, интрузивные и брекчиевые кимберлиты по петрохимическим и геохимическим признакам составляют непрерывный ряд.

Половошпатовые пикриты, иногда именуемые пикрит-базальтами, образуют самостоятельный петрохимический тип ультраосновных вулканитов, тесно связанных с траппами. Они широко развиты в северо-западной части платформы, где в составе гудчихинской свиты пермо-триаса полевощпатовые пикриты залегают в виде горизонтов переменной мощности. Максимальная мощность покровов этих пород (до 102 м) установлена в пределах Талнахского и Норильского рудных узлов, в районах оз. Арылах и на севере Вологочанской мульды. На юге Норильской мульды, а также южнее оз. Лама (плато Сыверма) мощность полевощпатовых пикритов постепенно уменьшается до полного выклинивания [Петрология..., 1978].

В последние годы появилась тенденция выделять среди магнезиальных траппов платформы серию коматитовых пород (по аналогии с коматитами архейских зеленокаменных поясов), что нам кажется принципиально неверным. Имея некоторые черты сходства, что неизбежно, когда сравниваются ряды (серии) пород широкого диапазона составов, они существенно различаются при более детальном сопоставлении (например,

* Под термином «пикритовый порфирит» мы выделяем палеотипные аналоги пикритов с переменным содержанием MgO и всегда повышенным (> 1,0 вес. %) содержанием щелочей. В составе пикритов всегда присутствуют модалные или нормативные алюмосиликаты, слюды или амфиболы.

перидотитовые коматииты со структурой спинифекс по химическому составу не имеют аналогов на платформе). А главное, характер и направленность развития магматизма в докембрийских зеленокаменных поясах несопоставимы с развитием трапсового магматизма молодых платформ.

Среди проявлений полевошпатовых пикритов платформы особое положение занимают пикриты р. Аян, которые по составу вкрапленников оливина близки к меймечитам, а по особенностям химизма — к бесполевошпатовым пикритам. По петрохимическим и геохимическим признакам они являются как бы связующим звеном между полевошпатовыми и бесполевошпатовыми пикритами.

Форма проявления описанных выше пород (приповерхностные фации), их структурный рисунок и наличие высокотемпературных расплавленных включений во вкрапленниках и минералах основной массы, несомненно, свидетельствуют о магматической природе этих образований. Для ультраосновных вулканитов весьма характерно наличие двух неравновесных парагенезисов, формирующихся в различных *PT*-условиях: парагенезис вкрапленников и парагенезис основной массы. Изучение их дает важную информацию об условиях кристаллизации и эволюции ультраосновных расплавов.

Для вкрапленников наиболее характерны два наблюдаемых парагенезиса: оливин₁ + хромшпинелид; оливин₁ + расплав (стекло).

Оливин-хромшпинелевый парагенезис (Ол₁ + Хр), состоящий из магnezального оливина и хромшпинелида с высоким содержанием Cr₂O₃, в ультраосновных вулканитах образует вкрапленники, количество которых варьирует в широких пределах. Этот же парагенезис является ведущим для плутонических ультрабазитов, глубинных ксенолитов ультраосновного состава, встречается в виде включений в алмазах, в сростках с алмазами.

Преобладающая фаза парагенезиса — оливин. Особенности морфологии и состава его описаны нами ранее [Васильев, 1978, 1980] и частично приведены в табл. 3. Хромшпинелид, количество которого в составе парагенезиса редко превышает 1—2%, обычно включен в зерна оливина и реже образует самостоятельные выделения. Средние составы хромшпинелидов из некоторых ультраосновных пород платформы даны в табл. 4.

За эталон рассматриваемого парагенезиса следует взять меймечиты, магматическая природа которых не ставится под сомнение, а оливины и хромшпинелиды, обладающие высокой стабильностью составов, составляют до 60% объема пород. Наблюдаемый закономерный характер изменения составов хромшпинелидов, включенных в оливин, относительно постоянного состава, можно объяснить изменением интенсивных параметров системы, и прежде всего температуры [А. Соболев, 1980].

Мы попытались оценить температурные условия кристаллизации оливин-хромшпинелевого парагенезиса, используя геотермометр Ирви-

Таблица 3

Состав и содержание элементов-примесей в оливине некоторых ультраосновных вулканитов Сибирской платформы, вес. %

Порода, число анализов	Fe, %		Cr ₂ O ₃		MnO		NiO		CaO	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Меймечиты, 27	9,9	1,7	0,095	0,024	0,18	0,02	0,33	0,04	0,44	0,10
Пикритовые порфиристы, 17	10,6	2,0	0,019	0,006	0,23	0,07	0,21	0,03	0,39	0,10
Полевошпатовые пикриты р. Аян, 12	14,1	3,1	0,080	0,013	0,17	0,03	0,30	0,04	0,27	0,10
Кимберлиты, 35	8,6	1,5	0,051	0,020	0,10	0,01	0,37	0,03	0,03	0,02

Средние составы аксессуарных хромшпинелидов из некоторых ультраосновных пород Сибирской платформы

Компонент	1(25)		2(12)		3(30)		4(4)
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}
TiO ₂	4,48	1,10	6,48	2,44	8,16	3,61	3,20
Al ₂ O ₃	5,98	0,60	4,83	1,26	4,57	1,58	10,20
Cr ₂ O ₃	45,16	4,35	33,42	10,66	32,34	9,25	41,80
FeO	28,12	5,89	41,51	13,00	43,98	8,88	36,90
MgO	13,98	2,14	9,58	4,02	8,35	2,26	6,70
MnO	0,22	0,06	0,35	0,19	0,36	0,08	0,56
NiO	0,17	0,11	0,10	0,08	0,30	0,09	—
Fe ₂ O ₃	15,30	3,12	20,64	9,08	20,80	5,04	12,85
FeO	14,42	4,26	21,14	12,41	26,10	8,12	25,21
Ti	0,11	0,03	0,44	0,15	0,23	0,13	0,10
Al	0,23	0,02	0,19	0,04	0,18	0,06	0,48
Cr	1,16	0,15	0,46	0,54	0,88	0,26	1,12
Fe ⁺³	0,38	0,11	0,54	0,14	0,50	0,14	0,24
Fe ⁺²	0,45	0,15	1,06	0,27	0,76	0,18	0,72
Mg	0,66	0,13	0,33	0,06	0,44	0,09	0,31
Mn	0,01	—	0,01	—	0,01	—	0,01
Ni	0,01	—	—	—	0,01	—	—
f	0,55	0,12	0,82	0,07	0,72	0,09	0,76
Cr/ΣR ³⁺	0,65	0,07	0,31	0,32	0,55	0,10	0,61

Примечание. 1 — меймечиты, 2 — пикритовые порфириды, 3 — дуниды Гулинского плутона, 4 — полевошпатовые пикриты р. Аян. В скобках — число анализов.

на — Джексона [Irvine, 1967; Jackson, 1969], основанный на зависимости коэффициента распределения Mg и Fe между оливином и хромшпинелидом. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что геотермометр Ирвина — Джексона, даже с поправкой, предложенной П. Родером [Röderer e. a., 1979], неприменим (или требует большой осторожности и проверки другими методами) для определения абсолютных температур кристаллизации хромшпинелид-оливинового парагенезиса ультраосновных вулканитов по ряду причин: определяемые температуры являются нереальными (6000°C) или дают (с поправкой Родера) очень широкий разброс температур для пород одного и того же состава; геотермометр не учитывает примесь ультраосновного компонента в хромшпинелиде, а такая примесь — одна из главных в хромшпинелидах ультраосновных пород Сибирской платформы; геотермометр основан на идеальности твердого раствора хромшпинелида, что, судя по результатам анализов, не соответствует действительности.

Для парагенезиса оливин — расплав (Ол₁ + Cr) имеются прямые определения температуры кристаллизации, полученные при гомогенизации первичных расплавных включений в кристаллах оливина из меймечитов, пикритовых порфиритов и пикритовых габбро-долеритов. Так, по данным В. С. Соболева с соавторами (1972), температура гомогенизации расплавных включений в оливинах меймечитов приближается к 1500°C, а в оливинах из пикритовых порфиритов Алдана достигает 1440°C [Чепуров, 1973]. В оливинах пикритовых габбро-долеритов норильских диф-

ференцированных интрузий температура гомогенизации расплавных включений достигает 1300—1350°C [Булгакова и др., 1967], а в оливинах из пикритов вулкана Нгоро-Нгоро она равна 1200—1250°C [Наумов и др., 1972].

Эти температуры, особенно в меймечитах, по мнению А. Соболева (1978), могут быть значительно занижены из-за трудностей диагностики природы включений и полноты их гомогенизации. Кроме того, температура гомогенизации, измеренная при атмосферном давлении, должна отличаться от истинной температуры захвата включений на величину изохорической поправки (ΔT), являющейся функцией давления в момент захвата. Несомненно, поправка должна быть положительной и, вероятно, весьма значительной при больших давлениях.

Оценка температурного режима формирования ультраосновных вулканитов может быть получена также при использовании оливин-расплавного геотермометра [Roeder, Emslie, 1970; Ваганов, Кузнецов, 1976]. Этот геотермометр базируется на том, что переход от бинарной системы форстерит — фаялит к многокомпонентной существенно не влияет на форму линий солидуса и ликвидуса, повторяющих эти линии в бинарной системе, но вызывает их температурное смещение, которое служит функцией состава нормативного оливина в расплаве, равновесном с модальным оливином. Причем коэффициент распределения Mg и Fe между расплавом и равновесным оливином не зависит (или зависит незначительно) от интенсивных параметров системы.

Температуры образования парагенезисов оливин — расплав, определенные для ультраосновных вулканитов Сибирской платформы (и других регионов) по геотермометру Родера — Эмсли [Roeder, Emslie, 1970], приведены в табл. 5. В табл. 6, в свою очередь, приведены ликвидусные и солидусные температуры кристаллизации оливина из расплава, полученные расчетным путем и по диаграммам из работы В. И. Ваганова, И. Е. Кузнецова (1976), если считать, что состав расплава соответствует составу породы.

Полученные нами результаты (см. табл. 5, 6) имеют хорошую сходимость и отражают общую тенденцию к понижению температуры кристаллизации ультраосновных расплавов от меймечитов ($T, ^\circ\text{C} \sim 1600$) к полевошпатовым пикритам ($T, ^\circ\text{C} \sim 1400-1230$). Полученные цифровые данные близки к экспериментальным температурам плавления ультраосновных пород подобного состава и к температурам гомогенизации первичных расплавных включений в оливинах из этих пород [Магматогенная кристаллизация..., 1975].

Гораздо труднее оценить давление (глубину), при котором происходило формирование парагенезисов вкрапленников. Такие попытки предпринимались неоднократно [Васильев, 1981; А. Соболев, 1978; и др.], но не дали конкретных результатов. Не вызывает сомнения вывод многих исследователей, что составы аксессуарных хромшпинелидов в ультраосновных породах — функция не только исходного состава системы, фугитивности кислорода и т. п., но и глубинности формирования этих пород. Так, меймечитовый парагенезис высокомагнезиального и высокохромистого оливина с малоглиноземистым хромшпинелидом, обогащенным магнетитовым и ульвошпинелевым компонентами, имеет описанные аналоги только среди перидотитовых ксенолитов глубинного ($P \sim 40$ кбар) происхождения. Можно предполагать, что породы формировались в близких PT -условиях. О глубинности формирования аксессуарных хромшпинелидов, возможно, свидетельствует и постоянный уровень содержания в них Al_2O_3 (наряду с переменным других компонентов). Если учесть, что содержание алюминия в системе будет непрерывно возрастать при кристаллизации оливина, то можно предположить, что насыщение хромшпинелида шпинелевым компонентом объясняется влиянием интенсивного параметра,

Температуры кристаллизации парагенезиса оливин — расплав

Порода	$K_{\text{P}}^{\text{Ол}}$	$\log \frac{\text{MgO}_{\text{ол}}}{\text{MgO}_{\text{P}}}$	T, °C	Порода	$K_{\text{P}}^{\text{Ол}}$	$\log \frac{\text{MgO}_{\text{ол}}}{\text{MgO}_{\text{P}}}$	T, °C
Меймечит, Сибирская платформа	0,40	0,134	1595	Оливиновый пикрит	0,33	0,416	1363
					0,42	0,384	1401
					0,43	0,388	1398
					0,46	0,375	1380
					0,56	0,290	1450
					0,52	0,364	1400
					0,50	0,234	1455
«лава»	0,65	0,134	1593	Полевощпатовый пикрит	0,37	0,403	1373
					0,42	0,399	1375
					0,46	0,350	1410
					0,46	0,390	1380
					0,44	0,384	1385
Перидотит порфири-видный	0,36	0,400	1627	Меймечит, Сихотэ-Алинь	0,52	0,381	1388
					0,70	0,358	1405
					0,41	0,151	1577
					0,48	0,140	1567
					0,48	0,118	1590
Пикритовый порфирит	0,50	0,095	1600	Меймечит, Камчатка	0,87	0,158	1570
					0,28	0,320	1435
					0,34	0,289	1460
					0,40	0,292	1457
					0,52	0,262	1481
Пикритовый порфирит	0,40	0,286	1440	Коматит Юж. Африка Канада Австралия	0,70	0,198	1600
					0,75	0,180	1600
					0,76	0,185	1610

остающегося постоянным в процессе кристаллизации парагенезиса. Поскольку для наблюдаемого интервала составов хромшпинелидов доказана полная смесимость компонентов в широком интервале T и $f\text{O}_2$ [Muan, 1975], то вполне допустимо предположить, что таким параметром, контролирующим предел смесимости шпинелевого компонента в хромшпинелидах ультраосновных вулканитов, является давление. Минералы основной массы ультраосновных вулканитов, несомненно, образования приповерхностные, кристаллизующиеся при значительно более низких температурах и очень низком, вплоть до 1 атм, давлении.

Среди наблюдаемых минеральных парагенезисов основной массы можно выделить: парагенезис основной массы бесполевошпатовых ультраосновных вулканитов — оливин + клинопироксен + магнетит (титаномангнетит) ± стекло ($\text{Oл}_2 + \text{Клп} + \text{Mg} \pm \text{Ст}$) и парагенезис основной массы полевошпатовых пикритов — ± оливин + клинопироксен ± ортопироксен + ± плагиоклаз + магнетит (титаномангнетит) ± стекло ($\pm \text{Oл}_2 + \text{Клп} \pm \pm \text{Орт} + \text{Пл} \pm \text{Mg} \pm \text{Ст}$), которые составляют 40—80% общего объема пород. В зависимости от степени раскристаллизованности пород объемные соотношения фаз парагенезиса могут сильно варьировать, в предельном случае вся основная масса может быть представлена стеклом.

Оливин основной массы ультраосновных вулканитов существенно отличается от оливина вкрапленников, имея 22—32% Fa . В пикритовых порфиритах этим составом отвечают также краевые зоны некоторых кристаллов оливина.

В меймечитах вкрапленники клинопироксена отсутствуют, а в пикритах встречаются довольно часто и имеют в этом случае зональное строение и перемещенный (от ядра к периферии) состав. Более длительная история кристаллизации таких пироксенов, по-видимому, начинается в глубинном промежуточном очаге, возможно, одновременно или после магнизи-

Ликвидусные и солидусные температуры кристаллизации оливина в ультраосновных расплавах

№ п/п	Порода	По В. И. Ваганову, И. Е. Кузнецову (1976)					По П. Л. Родеру, Р. Ф. Эмсли (1970)
		$-lgX_{\text{Ol}}^{\text{P}}$	$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$, p	$X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Ol}}$	$T_{\text{л}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{сол}}, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}$ (з)
1	Меймечит дайки «лава»	0,080	0,163	0,075	1700	1650	1590
2		0,075	0,164	0,080	1680	1640	1610
3	Пикритовый порфирит	0,172	0,266	0,090	1530	1480	1460
4	Пикрит оливинный	0,257	0,333	0,15—0,30	1370	1300—1150	1410
5	Полевошпатовый пикрит	0,270	0,297	0,10—0,19	1390	1370—1230	1390
6	Пикритовый базальт	0,204	0,263	0,150	1480	1300	1400
7	порфир	0,158	0,170	0,135	1590	1480	1580
8	Меймечит	0,136	0,149	0,100	1640	1580	1570
9	»	0,120	0,173	0,110	1600	1550	1580
10	»	0,072	0,199	0,115	1680	1600	1600
11	Меймечит, пикрит	0,249	0,273	0,200	1440	1260	1500
12	Коматит	0,171	0,187	0,095	1580	1520	1600
13	»	0,199	0,192	0,090	1540	1480	1600
14	»	0,148	0,171	0,100	1600	1550	1610
15	Пикритовый порфирит	0,235	0,277	0,150	1450	1380	1530
16	То же	0,162	0,238	0,100	1560	1420	1560

Примечания. 1. 1—6 — Сибирская платформа, 7, 8 — Камчатка, 9, 10 — Сихотэ-Алинь, 11 — Казахстан, 12 — Юж. Африка, 13 — Канада, 14 — Австралия, 15 — Кольский полуостров, 16 — Урал. 2. Температуры определены расчетным путем.

ального оливина, и продолжается на всем протяжении эволюции расплава. Центральные части таких кристаллов пироксена обогащены хромом (до 0,8 вес. % Cr_2O_3) в отличие от краевых бесхромистых зон, содержащих повышенные количества титана (до 5,0 вес. % TiO_2). Краевые зоны аналогичны по составу пироксенам основной массы. Ортопироксен в составе основной массы встречается редко. Плаггиоклаз образует лейстовидные и крупнотаблитчатые кристаллы основного состава (50—65% An). Следует также отметить, что в основной массе вулканитов кроме титаномагнетита, образующего хорошо ограненные зерна и каймы вокруг кристаллов хромшпинелида, присутствуют пластинчатые выделения ильменита, а также малохромистые (до 20% Cr_2O_3), богатые титаном (до 12% TiO_2) шпинелиды и ульвошпинели. Последние минеральные фазы, вероятнее всего, есть результат процесса выравнивания составов фаз глубинной кристаллизации в приповерхностных условиях.

Стекло ультраосновных вулканитов обычно серпентинизировано и в свежем виде встречается крайне редко и только в бесполевошпатовых пикритах. Оно сильно обогащено Al_2O_3 , TiO_2 , содержит повышенные количества CaO и щелочей при переменных содержаниях MgO (12—14 вес. %) и FeO .

Температуры кристаллизации основной массы вулканитов установлены только по температурам гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах, которые довольно близки для различных типов пород, изменяясь в пределах 1260—1100°C [Магматогенная кристаллизация..., 1975]. Эти температуры значительно отличаются от температур гомогене-

низации включений во вкрапленниках оливина и расчетных температур образования парагенезисов оливин + хромшпинелид, оливин + расплав (1500—1600°C), что еще раз подчеркивает: вкрапленники и основная масса формировались на разных глубинах.

* *
*

Минералогические и термометрические данные свидетельствуют о том, что ультраосновные вулканы представляют собой систему двух неравновесных ассоциаций минеральных фаз, образовавшихся в резко различных условиях (глубинных и приповерхностных), а также продуктов начального процесса их уравнивания в виде малохромистых богатых титаном хромшпинелей и ульвошпинелей. При этом среди ультраосновных вулкаников по составу минеральных фаз можно выделить две группы пород с разным характером эволюции расплава во времени. К первой относятся меймечиты и подобные им породы с вкрапленниками только не зонального оливина. Ко второй группе принадлежат породы, имеющие переменные количества вкрапленников оливина и клинопироксена с зональным строением. Породы первой группы явно кристаллизовались в два этапа — глубинный и приповерхностный. Причем подъем гетерогенного расплава (с вкрапленниками оливина) происходил, вероятнее всего, очень быстро, без задержек в промежуточных очагах. Породы второй группы явно формировались из расплавов, которые поднимались в верхние горизонты с меньшей скоростью или пульсационно с постепенным изменением условий кристаллизации, что и нашло отражение в зональном строении и переменном составе минеральных фаз.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В. Ф., Гельман М. Л. Проявления ультраосновного вулканизма в Корякском нагорье. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980, с. 38—39.
- Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Недра, 1976. 244 с.
- Булгакова Е. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритов дифференцированных трапповых интрузий Норильского района. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2, с. 418—421.
- Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д. Каменская магматическая провинция щелочных пород. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: изд. НИИГА, 1970, с. 157—170.
- Ваганов В. И., Кузнецов И. Е. Определение температур кристаллизации оливина ультраосновных и основных пород. — В кн.: Современные методы петрологических исследований. М.: Наука, 1976, с. 142—156.
- Васильев Ю. Р. Петрология ультрабазитов Гулинского плутона. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 7—25.
- Васильев Ю. Р. Специфика вещественного состава и петрогенезис ультраосновных пород Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1975, № 11, с. 42—50.
- Васильев Ю. Р. Оливины ультраосновных пород севера Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 101—118.
- Васильев Ю. Р. Природа оливинов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах. — В кн.: Петрология гипербазитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 103—120.
- Васильев Ю. Р. Акцессорные хромшпинелиды как один из индикаторов условий образования магматических ультраосновных пород. — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.
- Гликсон А. Зеленокаменные пояса. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264—281.
- Егоров Л. С., Сурина Н. П. Меймечиты севера Сибири. — В кн.: Апатитоносность севера Сибири. Л.: изд. НИИГА, 1976, с. 19—37.

- Жабин А. Г., Сурина Н. П.** Петрология даек, силлов и трубок взрыва. М.: Наука, 1970. 203 с.
- Крестин Е. М.** Коматииты позднерхейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива. — Сов. геология, 1980, № 9, с. 84—98.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплава.** Новосибирск: Наука, 1975. 230 с.
- Маракушев А. А., Феногенов А. Н., Емильяненко П. В., Ракчев А. Д.** Петрохимическая систематика и номенклатура интрузивных пород, их количественный и минеральный состав. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 1, с. 96—109.
- Марковский Б. А., Ротман В. К.** Ультраосновная вулканическая провинция Камчатки и общие проблемы формирования ультраосновных расплавов. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980, с. 34—36.
- Моор Г. Г., Шейнманн Ю. М.** Порода из северной окраины Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1946, т. 51, № 2, с. 141—144.
- Науом В. Б., Поляков А. И., Романчев Б. П.** Условия кристаллизации вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки по данным термобарометрических исследований. — Геохимия, 1972, № 6, с. 663—668.
- Никишов К. Н., Ковальский В. В., Маршанцев В. К.** Щелочно-ультраосновные породы (альнеиты, кимберлитовые и карбонатитовые) на северо-востоке Сибирской платформы. — В кн.: Минералогия. М.: Наука, 1972.
- Ножкин А. Д.** Высокомагнезиальные базиты и пикритгоиды докембрия Енисейского кряжа — аналоги мафитовых и ультрамафитовых коматиитов. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980, с. 26—28.
- Петрология и перспективы рудоносности трапнов севера Сибирской платформы.** Новосибирск: Наука, 1978. 285 с.
- Предовский А. А.** Петрохимическая систематика вулканических горных пород. — В кн.: Полеовулканизм и его продукты. Петрозаводск, 1977, с. 9—15.
- Соболев А. В.** Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 330—347.
- Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И.** О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавленных включений. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1, с. 201—204.
- Чепуров А. И.** Температура кристаллизации биотитового перидотит-порфирита из Центрально-Алданского района. — Геол. и геофиз., 1973, № 5, с. 117—119.
- Arndt N., Brooks C.** Komatiites. — *Geology*, 1980, N 8, p. 155—156.
- Cox K. G., Jamieson B. G.** The olivine rich lavas of Nuanetsi: a study of palybaric magmatic evolution. — *J. Petrology*, 1974, v. 15, N 2, p. 269—301.
- Irvine T. N.** Cromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. — *Can. J. Earth Sci.*, 1967, v. 4, p. 71—103.
- Jachson E. D.** Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex. — *Econ. Geol. Magaz.*, 1969, v. 4, N 1, p. 41—71.
- Muan A.** Phase relations in chromium oxide — centaining systems at elevated temperatures. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, p. 781—802.
- Roeder P. L., Campbell J. H., Lamieson H. E.** A re-evaluation of the olivine — spinel geothermometer. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 68, N 3, p. 325—335.
- Roeder P. L., Emslie R. F.** Olivine — liquid Equilibrium. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 2, N 4, p. 275—289.

Э. А. ЛАНДА

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ВУЛКАНИТОВ (по геохимическим данным)

В статье вопросы генезиса вулканических ультрамафитов обсуждаются на основе данных о содержании и распределении в них петрогенных и малых элементов. При обсуждении учитывается, что ультраосновной вулканизм проявился на разных этапах формирования земной коры от архея до кайнозоя; ультрамафические вулканиды входят в состав сложных вулканических комплексов и теснейшим образом пространственно и парагенетически связаны с другими типами вулканидов [Марковский, Ланда,

1976]. Соответственно ниже сопоставляются полученные автором сведения о геохимических особенностях фанерозойских меймечитов и пикритовых порфиритов Полярной Сибири¹ со сведениями по перидотитовым коматиитам древних зеленокаменных поясов [Марковский, Ланда, 1976; Nesbitt, Sun, 1976; Sun, Nesbitt, 1977, 1978; Jahn, 1977; Bickle e. a., 1976]. Наряду с материалами о химизме самих ультрамафитов при необходимости используются соответствующие характеризующие ассоциирующие с ними базальтов, в том числе высокомагнезиальных (коматиитовая серия) и бесполовошпатовых щелочно-ультрамафических эффузивов (меймечитовая серия)².

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ УЛЬТРАМАФИТАХ

Ca, Al, Ti. Ранее мы уже обращали внимание на то, что вулканические ультрамафиты по величине отношения CaO/Al_2O_3 могут быть подразделены на группы [Марковский, Ланда, 1976]. Самую обширную составляют породы, у которых эта величина колеблется от 0,8 до 1,1 (большая часть архейских перидотитовых коматиитов). Меньше это отношение в коматиитах некоторых районов Австралии и Канады (Маршалл-Пул, Скотил, Мунро). Напротив, в древних вулканитах формации Комати (Юж. Африка) его величина заметно выше (до 1,5 и более). Столь же велика она и в меймечитах и пикритовых порфиритах Маймеча-Котуйского региона.

В преобладающей группе вулканитов величина отношения CaO/Al_2O_3 близка к хондритовой [Wanke e. a., 1974] и примерно соответствует таковой в модельных мантийных перидотитах. Однако соотношение CaO и Al_2O_3 с содержанием TiO_2 -компонента, наиболее устойчиво характеризующего особенности исходного мантийного субстрата [Nesbitt, Sun, 1976], обнаруживает отклонения от хондритовых характеристик. В частности, CaO содержится нередко в избытке ($CaO/TiO_2 = 19,20$ при хондритовом отношении 16,8). В породах с низким значением CaO/Al_2O_3 кальций, напротив, относительно дефицитен ($CaO/TiO_2 = 13-14$, в то время как $Al_2O_3/TiO_2 = 18-22$ при хондритовом отношении 20,3). Аномально высоки (33 и 21) величины соответствующих отношений в коматиитах из района Мунро [Рукс e. a., 1973], что указывает на бедность пород титаном. В ультрамафитах с высокой величиной CaO/Al_2O_3 последняя определяется явно пониженным содержанием Al_2O_3 . В перидотитовых коматиитах Комати, например, величина отношений $Al_2O_3/TiO_2 = 9$, а $CaO/TiO_2 = 14$.

Специфичны те же характеристики у меймечитов и пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйского региона. Из-за аномальной обогащенности пород TiO_2 они имеют очень малую величину ($CaO/TiO_2 \sim 2,5$, $Al_2O_3/TiO_2 \sim 1,5$).

Таким образом, выделяются как минимум четыре группы вулканических ультрамафитов: с нормальной величиной CaO/Al_2O_3 ; с пониженной величиной этого отношения; с повышенной величиной отношения и умеренным содержанием TiO_2 ; с повышенной величиной CaO/Al_2O_3 и высоким содержанием TiO_2 .

У базальтоидов, ассоциирующих с вулканическими ультрамафитами, величина CaO/Al_2O_3 в среднем ниже, чем у последних. Однако, как ука-

¹ Геологическая характеристика этих пород дана в работах Е. Л. Бутаковой, Л. С. Егорова (1962), К. А. Жук-Почечутова и др. (1965), Ю. Р. Васильева, В. В. Золотухина (1975).

² В Маймеча-Котуйском регионе ультраосновные вулканиты ассоциируют также с базальтами и щелочно-мафическими породами (трахибазальтами). Однако геологические и петрогеохимические данные свидетельствуют об их особо тесной связи именно с бесполовошпатовыми щелочно-ультрамафическими эффузивами (нефелинитами, меланефелинитами и т. п.).

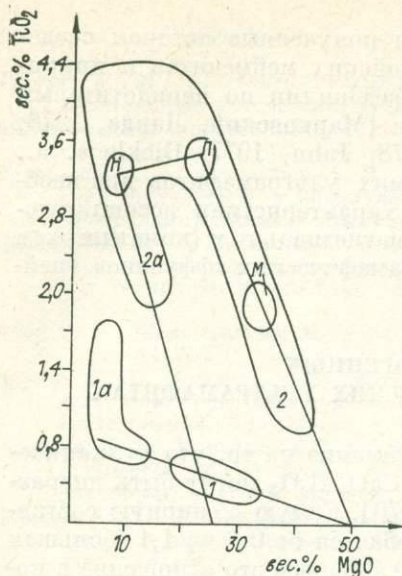


Рис. 1. Зависимость содержаний MgO и TiO₂ в перидотитовых коматитах (1), базальтоидах коматитовой серии (1а), меймечитах и пикритовых порфиритах (2), бесполовошатовых щелочно-ультрамафических эффузивах меймечитовой серии (2а); здесь и на рис. 2 П, М и М — средние составы бесполовошатовых эффузивов, пикритовых порфиритов и меймечитов, 1 и 1а — по Р. Несбиту и С. Сану [Nesbitt, Sun, 1976]; частично использованы данные из работ К. А. Жук-Почекутова с соавторами [Жук-Почекутов и др., 1965], Ю. Р. Васильева и В. В. Золотухина (1975).

зывают Р. Кавторн и Д. Стронг [Cawthorn, Strong, 1974], по этому параметру между составами мафических и ультрамафических членов вулканических комплексов может существовать определенное соответствие. В частности, в некоторых районах Южной Африки в высокомагнезиальных базальтах фиксируется высокая величина CaO/Al₂O₃ [Viljoen M., Viljoen R., 1970]. В щелочно-ультраосновных бесполовошатовых эффузивах Меймечит-Котуйского региона она также достаточно высока (~1,2).

РЗЭ. Разделение ультрамафических вулканитов на петрохимические группы частично соответствует типам распределения в них РЗЭ [Jahn, 1977]. В вулканитах с пониженной или нормальной величиной CaO/Al₂O₃ фиксируется относительно низкое содержание легких РЗЭ с отношением La/Sm < 1 (рис. 1). Для пород с высоким значением CaO/Al₂O₃ (Юж. Африка) характерно отсутствие дефицита легких РЗЭ или даже небольшое обогащение ими (La/Sm ≥ 1, см. рис. 3). К сожалению, пока отсутствуют соответствующие данные по меймечитам. Косвенные соображения (содержание Sr, Y, общая насыщенность малыми литофильными элементами) указывают, что эти породы должны быть обогащены РЗЭ вообще, а легкими РЗЭ в особенности.

При сравнительном анализе распределения в вулканических ультрамафитах Mg, Ti, Al, Ca и их окислов (рис. 1, 2) устанавливаются как некоторые сходные черты, так и заметное различие коматитовой и меймечитовой серий.

Концентрации TiO₂ и MgO в архейских ультрамафитах связаны обратной линейной зависимостью (см. рис. 1), обусловленной тем, что уменьшение содержания нормативного оливина в соответствующем расплаве незначительно повышает относительное содержание в нем титана. Для серии меймечит—пикритовый порфирит³ также наблюдается обратная линейная зависимость содержаний магния и титана (см. рис. 1). Но насыщение породы (расплава) титаном по мере падения содержания магнезии весьма значительно, и аппроксимирующая положение фигуративных то-

³ В этой работе меймечиты и пикритовые порфириты, учитывая закономерное взаиморасположение полей и их составов на геохимических диаграммах, в тексте и на рисунках рассматриваются совместно. Однако петрохимически это две сходные, но геохимически различные группы пород [Бутова, Егоров, 1962; Жук-Почекутов и др., 1965; Марковский, Ланда, 1976].

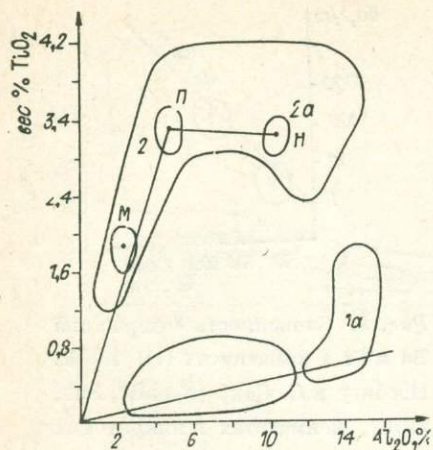


Рис. 2. Зависимость содержаний Al_2O_3 и TiO_2 в перидотитовых коматитах (1), базальтоидах коматитовой серии (1а), меймечитах и пикритовых порфиритах (2), бесполовошпатовых щелочно-ультрамафических эффузивах меймечитовой серии (2а).

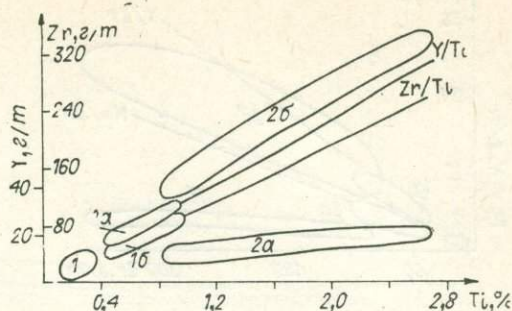


Рис. 3. Зависимость содержаний Ti и Y в коматитах (1), базальтоидах коматитовой серии (1а), меймечитах и пикритовых порфиритах (2а); Ti и Zr в коматитах (1), базальтоидах коматитовой серии (1а), меймечитах и пикритовых порфиритах (2б). Линии Y/Ti и Zr/Ti — линии хондритовых отношений элементов. 1 и 1а — по Р. Несбиту и С. Сану [Nesbitt, Sun, 1976].

чек прямая на рис. 1 крутая. В то же время она пересекает ось абсцисс примерно там же, где и соответствующая прямая для коматитов: вблизи точки 50% MgO . Это означает, что обе группы ультрамафитов кристаллизовались из расплавов, находившихся в равновесии с высокомагнезиальным оливином [Bickle e. a., 1976; Sun, Nesbitt, 1977], но содержали заметно различающиеся количества TiO_2 .

При анализе соответствующих особенностей базальтов коматитовой серии на рис. 1 обращает внимание излом поля фигуративных точек, что можно истолковать [Nesbitt, Sun, 1976] как отражение равновесия расплавов с фазами, содержащими меньше магнезии, чем оливин (пироксены, плагиоклаз). Высокомагнезиальные базальты, однако, находились в равновесии с оливином (см. рис. 1).

Поля составов бесполовошпатовых щелочно-ультрамафических эффузивов располагаются (рис. 3) вдоль прямой, параллельной прямой для серии меймечит—пикритовый порфирит и пересекающей ось абсцисс примерно в точке 25% MgO . В области высоких содержаний TiO_2 в расположении поля улавливается тенденция к сближению с полем пикритовых порфиритов и общей ориентировке его вдоль линии, соединяющей точки средних составов пикритового порфирита и бесполовошпатового вулканита. Отсюда следует, что соответствующие расплавы были равновесны смеси оливина и клинопироксена. При заметной же степени насыщения расплавов титаном в равновесии с ними находилась и фаза, особо богатая этим элементом (ильменит?).

На основании диаграммы $TiO_2—Al_2O_3$ (см. рис. 2) могут быть сделаны сходные выводы. Переход от ультрамафических пород к мафическим (коматитовая серия) совершается при появлении на ликвидусе фаз, содержащих Al_2O_3 , а при переходе от пикритовых порфиритов к нефелинитам (меймечитовая серия) необходимо существование и твердой богатой титаном фазы (ильменит?). К аналогичным выводам можно прийти и на основе анализа зависимостей содержаний TiO_2 и CaO .

Различия между коматитовой и меймечитовой сериями четко проявляются и при анализе данных по Ti , Zr , Nd , Y . В серии коматит —

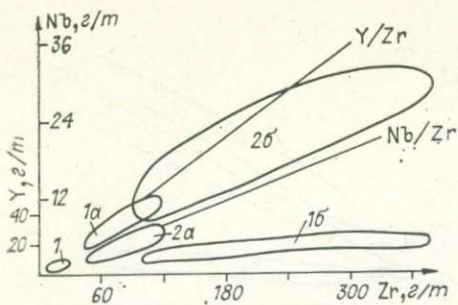


Рис. 4. Зависимость содержаний Zr и Y в коматинитах (1), базальтоидах коматинитовой серии (1а), меймечитах и пикритовых порфиритах (2а); Zr и Nb в коматинитах (1), базальтоидах коматинитовой серии (1б), меймечитах и пикритовых порфиритах (2б). 1—16 — по Р. Несбиту и С. Сану [Nesbitt, Sun, 1976].

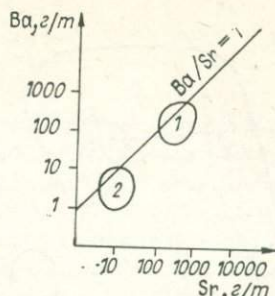


Рис. 5. Зависимость содержаний Ba и Sr в коматинитах (1), по Р. Несбиту и С. Сану [Nesbitt, Sun, 1976], меймечитах и пикритовых порфиритах (2).

базальт изменения отношений их содержаний имеют линейный характер, а сами отношения близки хондритовым (рис. 4, 5).

В меймечитах и пикритовых порфиритах изменения отношений также имеют достаточно четкий линейный характер (рис. 4, 5), но уровень накопления элементов и значения их отношений резко отличаются от хондритового и соответствуют таковым в щелочных вулканитах. По величине отклонений содержаний элементов от хондритовых может быть записан ряд: $Nb > Zr > Ti > Y$. Такой же ряд характеризует и бесполовшпатовые эффузивы региона.

Ba, Sr. Содержания этих легкоподвижных элементов в породах — продуктах мантийного магнеобразования — подвержены значительным колебаниям. В частности, для архейских вулканических перидотитов [Nesbitt, Sun, 1976] устанавливается существен-

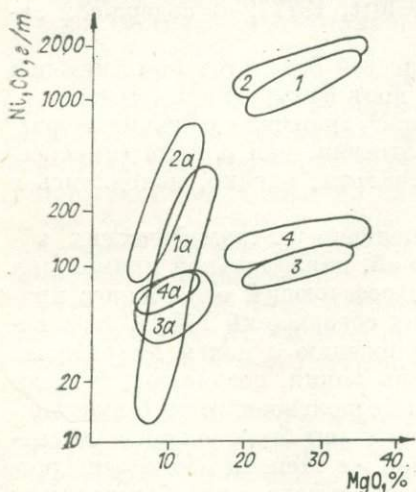


Рис. 6. Зависимость содержаний MgO и Ni в коматинитах (1), базальтоидах коматинитовой серии (1а), меймечитах и пикритовых порфиритах (2), бесполовшпатовых эффузивах меймечитовой серии (2а); MgO и Co в коматинитах (3), в базальтоидах коматинитовой серии (3а), в меймечитах и пикритовых порфиритах (4), бесполовшпатовых эффузивах (4а). 1, 1а, 3 и 3а — по Р. Несбиту и С. Сану [Nesbitt, Sun, 1976].

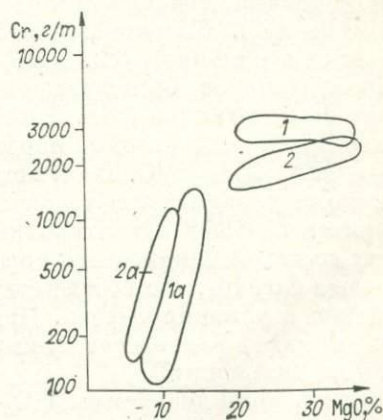


Рис. 7. Зависимость содержаний MgO и Cr в коматинитах (1), базальтоидах коматинитовой серии (1а), меймечитах и пикритовых порфиритах (2), бесполовшпатовых эффузивах меймечитовой серии (2а). 1 и 1а — по Р. Несбиту и С. Сану [Nesbitt, Sun, 1976].

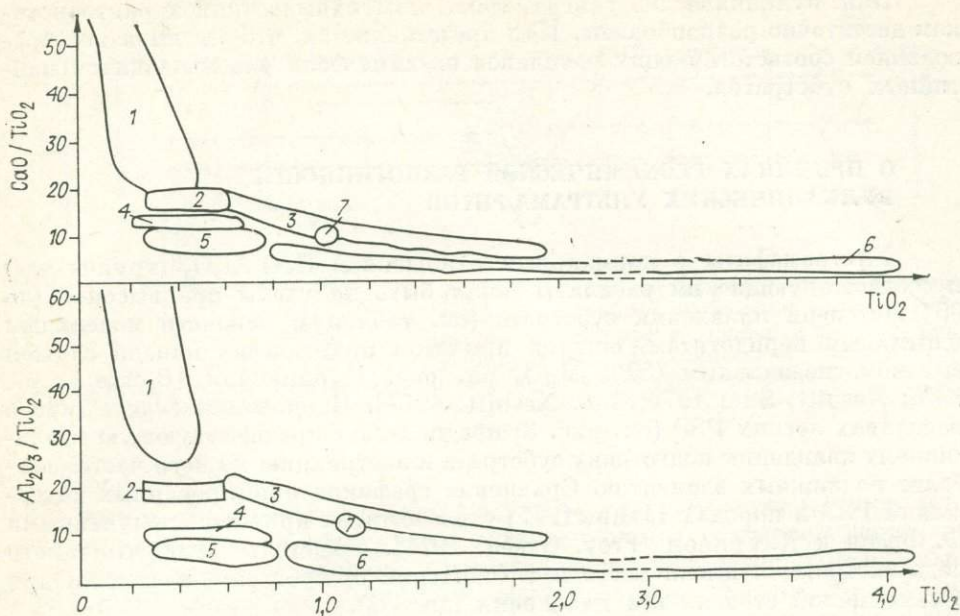


Рис. 8. Диаграммы $\frac{\text{CaO}}{\text{TiO}_2} - \text{TiO}_2$ и $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{TiO}_2} - \text{TiO}_2$, по С. Сану и Р. Несбиту [Sun, Nesbitt, 1978] с дополнениями.

1 — область составов, генерированных в «истощенной» мантии, 2 — перidotитовые коматииты с нормальным отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, 3 — базальты, 4 — перidotитовые коматииты с повышенным отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, 5 — мантийные верлиты, 6 — область составов меймечитов, пикритовых порфиритов, бесполовшпатовых эффузивов Маймеча-Котуйского региона, 7 — базальты того же региона. 1—4 — по С. Сану и Р. Несбиту [Sun, Nesbitt, 1978].

ный разброс значений содержания Ва (1,8—16 г/т) и Sr (11—38 г/т). Однако порядок этих данных (см. рис. 4) удовлетворительно согласуется с соответствующими данными по другим типам ультрамафитов, а средние значения содержаний близки хондритовым (Sr — 8,6, Ва — 3,5).

Совершенно иной уровень накопления бария и стронция в ультрамафических вулканитах Маймеча-Котуйского региона (рис. 6). Эти породы обогащены ими по сравнению с иными типами ультрамафитов и по их содержанию находятся на уровне щелочных базальтов, однако величина отношения Ва/Sr близка хондритовой (0,5) и лишь немного смещена в сторону бария, что обычно характерно для вулканитов с повышенной щелочностью [Лутц, 1975].

Характер распределения Ni, Co, Cr в сериях вулканических ультрамафитов и базальтоидов достаточно однотипный (рис. 7, 8). Содержания Ni и Co четко коррелируют с содержанием MgO или количеством растворенного в соответствующем расплаве оливина. Уровень насыщенности пород меймечитовой серии указанными элементами несколько выше, чем коматиитовой.

Содержание хрома в коматиитовых сериях практически не зависит от магнезиальности. В меймечитовой же серии при переходе от разностей, особо богатых MgO, к умеренно богатым (пикритовые порфириты) оно несколько уменьшается. Учитывая соответствующие данные по Камчатке [Ланда, Марковский, 1978], можно предполагать, что такая особенность типична для фанерозойского ультрамафического вулканизма. Ее можно объяснить частичным удалением хромшпинелида из расплава [Ланда и др., 1980].

Итак, вулканические ультрамафиты по геохимическим характеристикам достаточно разнообразны. Нам представляется, что это вызвано образованием соответствующих расплавов из химически различающихся мантийных субстратов.

О ПРИЧИНАХ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ РАЗНОТИПНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ УЛЬТРАМАФИТОВ

Ультрамафиты с нормальным отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (группа «а») и соответствующие им расплавы могут быть получены при высокой (до 60%) степени плавления субстрата (см. таблицу), близкого модельным мантийным перидотитам, остаток при этом практически нацело сложен высокомагнезиальным (50% MgO , см. рис. 1) оливином [Bickle e. a., 1976; Nesbitt, Sun, 1976; Sun, Nesbitt, 1977]. Пониженное содержание в расплавах легких РЗЭ (см. рис. 3) предполагает предшествующую интенсивному плавлению подготовку субстрата и экстракцию из него части наиболее подвижных элементов. Сравнение графиков нормированных содержаний РЗЭ в породах [Jahn, 1977] с расчетными кривыми, полученными Ф. Фреем и Д. Грином [Freu, Green, 1974], свидетельствует, что такого рода экстракция имела место при отделении от субстрата выплавки при весьма малой степени его плавления (до 3%).

Возможные составы мантийного субстрата в зонах выплавки разных типов вулканических ультрамафитов

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	44,8	45—52	41,4—41,0	44,3—43,4	45,7—43,5
TiO_2	0,11	0,18—0,24	1,2—1,05	0,22—0,19	0,18—0,14
Al_2O_3	2,7	3,59—4,94	1,8—1,6	2,1—1,7	3,2—2,5
Fe_2O_3	0,6	8,6—9,7	12,4—12,1	10,9—10,4	9,7—9,5
FeO	8,1				
MgO	40,8	38	38—41	38—41	38—41
CaO	2,4	2,96—3,07	3,0—2,6	3,1—2,6	2,4—2,0
MnO	0,11	0,15	0,2	0,2	0,1
Na_2O	0,1	0,32—0,43	0,2—0,18	0,09—0,08	0,02—0,018
K_2O	0,025	0,024—0,033	0,18—0,16	0,02—0,01	0,1—0,08
Ce	0,78	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Y	Не опр.	4,2—5,8	10—8	»	»
Nb	»	0,53—0,72	12—10	»	»
Zr	»	9,7—13	110—95	»	»
Ba	»	Не опр.	140—125	»	»
Sr	»	19—26	275—245	»	»
Ni	»	2000	1800	»	»
Co	»	100	135	»	»
Cr	»	3000	1400—1250	»	»

Примечания. 1. Составы субстрата для 1, 2 — вулканитов с нормальной величиной $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (1 — по [Bickle e. a., 1976], 2 — по [Sun, Nesbitt, 1977]); 3 — для меймечитов; 4 — для перидотитовых коматитов с повышенной величиной $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (район Комати); 5 — для перидотитовых коматитов с пониженной величиной $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (район Маршалл-Пул). При расчете 3—5 использована методика М. Бикли с соавторами (Bickle e. a., 1976). Исходные данные частично опубликованы [Марковский, Ланда, 1976; Ланда, Марковский, 1978]. 2. Окислы — в %, элементы — в г/т.

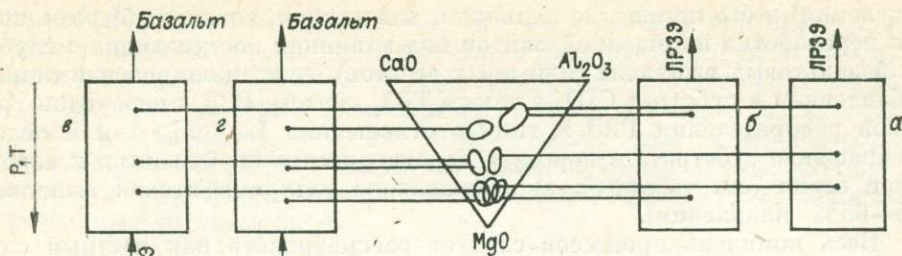


Рис. 9. Схема возможного распределения очагов мантийного магмообразования в субстрате, измененном в различной степени, при формировании вулканических комплексов, включающих перidotитовые коматииты с нормальной (а), пониженной (б), повышенной (в) величиной отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и меймечиты (г). Остальные пояснения в тексте.

Резкое отклонение величины $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ультрамафитов (группы «в» и «г») от хондритового объясняется гравитационным удалением части граната из области выплавления соответствующих расплавов [Green, 1975]; влиянием наложенных метасоматических процессов [Nesbitt, Sun, 1976]; несоответствием $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ хондритовому уже в исходном субстрате [Cawthorn, Strong, 1974].

Однако возможно и иное объяснение. Р. Уайт [White, 1966] и Х. Куно [Kuno, 1969] выделили две серии мантийных ультрамафических включений, которые Х. Куно соответственно определял как лерцолитовую и верлитовую. Более распространенная лерцолитовая серия близка модельным мантийным составам с хондритовыми отношениями элементов. В верлитовой серии эти отношения иные, но именно с ними могут быть сопоставлены соответствующие характеристики коматиитов некоторых районов Южной Африки. Действительно, у верлитов в среднем $\text{CaO}/\text{TiO}_2 = 10-14$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 4-8$, у перidotитовых коматиитов р. Комати соответственно в среднем 14 и 9.

Меймечитам и пикритовым порфиритам Полярной Сибири по указанным характеристикам близки тесно ассоциирующие с ними бесполовошпатовые вулканииты (в среднем $\text{CaO}/\text{TiO}_2 = 4$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 3,4$). Примечательно, что у входящих в состав того же вулканического комплекса базальтов те же параметры совсем иные ($\text{CaO}/\text{TiO}_2 = 10,9$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 13,7$).

Если нанести все упомянутые выше значения отношений на предложенные С. Саном и Р. Несбитом [Sun, Nesbitt, 1978] диаграммы (рис. 9), то они в совокупности образуют достаточно четко выраженный тренд, параллельный направлению пиролит — коматиит с хондритовым отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ — толеитовый базальт. Это может свидетельствовать, что породы с высоким значением отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ формировались из мантийных субстратов, химические составы которых были близки составу верлита.

Большинство исследователей считают верлитовую серию (в отличие от лерцолитовой) вторичной. При этом наряду с гипотезой кумулятивного происхождения развиваются представления о реакционной природе верлитов и их образовании при переработке и частичном плавлении первичного лерцолитового субстрата, в частности, под влиянием базальтовых расплавов [Wilshire, Shervais, 1975].

С учетом сказанного для коматиитов группы «в» предлагается генетическая схема, включающая несколько этапов подготовки субстрата: а) удаление из модельного субстрата базальтовой выплавки (10—20%

плавления) и его истощение кальцием, алюминием, титаном; б) реакционная переработка истощенной мантии под влиянием поступающих с глубины базальтовых выплавов (или иных агентов), ее клинопироксенизация с добавлением в субстрат CaO , а также TiO_2 , легких РЗЭ с переходом графиков распределения РЗЭ к типу с отношением $\text{La/Sm} \geq 1$ и в целом превращение субстрата в породу с характеристиками, близкими к верлитовой серии (см. таблицу); в) выплавление ультрамафитовой выплавки (55–65% плавления).

Весь комплекс процессов следует рассматривать как частный случай циклического истощения и обновления верхней мантии, необходимость которых постулируется многими геохимиками [Sun, Nesbitt, 1977, 1978; Jahn, 1977].

По близкой схеме происходило образование пород меймечитовой серии, но обновление истощенной мантии выражалось в особо интенсивном ее насыщении литофильными элементами. Очевидно, агент, обуславливающий такой процесс, сам был аномально богат подобными элементами и относился к типу так называемых «добавочных компонентов».

Термин «добавочный компонент В» ввели в употребление Р. Фрей и Д. Грин, обозначив им обогащенную литофилами выплавку (например, оливинового нефелинита, оливинового мелилитита, базанита), поступление которой даже в небольшом количестве в области возможного плавления способно менять состав мантийного субстрата. Однако близкие по сути представления высказывались и ранее. Так, Б. Г. Лутц (1975), анализируя химические особенности кимберлитов, предположил, что они обусловлены участием в процессе плавления добавочного (к мантийному ультрамафитовому субстрату) расплава калиевого базальта. На важное значение флюидной переработки мантийных перидотитов с изменением их состава указывали А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук (1975).

Пространственная и парагенетическая связь меймечитов и пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйского региона со щелочными эффузивами, а также интрузиями щелочных ультраосновных пород и карбонатитов позволяет предполагать в качестве добавочного компонента карбонатитовый (протокарбонатитовый) расплав, сосуществовавший с силикатной выплавкой ультращелочного состава. Подобное предположение учитывает разработку П. Уайли и В. Хуанга [Wyllie, Huang, 1976], показавшие теоретическую возможность реакций карбонатизации — декарбонатизации мантийных перидотитов, в частности реакций типа ортопироксен + карбонат = форстерит + клинопироксен + CO_2 . При этом в области высоких температур и давлений (больше 24 кбар и 1200°C) карбонат переходит в расплав. Перемещение расплава относительно твердой фазы и его реакционные взаимоотношения с ней при изменении P T -условий могли привести к локальному обогащению мантийного субстрата CaO (в форме карбоната, клинопироксена), ниобием, РЗЭ, барием, стронцием, цирконием. Под влиянием сосуществовавшей с карбонатитовым расплавом ультращелочной выплавки⁴ субстрат также изменял свой состав и, в частности, обогащался TiO_2 и железом (см. таблицу).

По Р. Кавторну и Д. Стронгу [Cawthorn, Strong, 1974], низкая величина $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ у вулканитов (группа «б») указывает на большую глубину заложения магматического очага, на которой, по их мнению, гранат преобладает над клинопироксеном и соответственно алюминий над кальцием. Учитывая, однако, уже отмеченную подвижность кальция в верхней мантии, уменьшение содержания клинопироксена на значительных глу-

⁴ По мнению автора, такого рода мантийные выплавки отличались от тех, из которых в земной коре кристаллизовались щелочные породы типа нефелинитов, мелилититов и тому подобное и которые возникали на измененном под влиянием «добавочных компонентов» субстрате. Близкие соображения по этому поводу высказаны С. Саном и Г. Хансоном [Sun, Hanson, 1975].

бинах ($P > 24$ кбар) можно объяснить его частичной карбонатизацией по вышеприведенной реакции и удалением карбонатной жидкости с некоторым количеством ЛРЗЭ и других подвижных литофильных элементов. Последующее влияние выплавки на состав субстрата не сказывалось столь существенно, как это имело место при меймечитообразовании, из-за особенностей самой выплавки, и общей геотектонической обстановки при формировании вулканических комплексов, включавших указанные ультрамафиты.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛАСТЕЙ ГЕНЕРИРОВАНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Закономерные соотношения ультрамафитов и ассоциирующих с ними вулканитов иного состава указывают на преимущественно антидромный тип формирования единых вулканических комплексов [Марковский, Ланда, 1976]. Совокупность приведенных здесь (см. рис. 1—3) и ранее [Марковский, Ланда, 1976] данных свидетельствует о взаимосвязанном, но автономном характере процессов выплавки ультрамафических расплавов. Отсюда — представление о многоэтажности магматических систем и о практически одновременном функционировании нескольких очагов магнообразования (см. рис. 9). Различия таких очагов определяются, в первую очередь, степенью плавления субстрата близкого исходного состава, причем в относительно глубинных очагах достигается максимально высокая степень плавления и в них выплавляются наиболее магнезиальные расплавы перидотитовых коматиитов, меймечитов. Выше располагаются очаги, где генерируются расплавы менее магнезиальные: высокомагнезиальных базальтоидов (базальтовых коматиитов), пикритовых порфиритов. Еще выше образуются расплавы базальтов, нефелинитов и т. д. Определенное значение имеет и неоднородность мантийного субстрата. Например, в Маймеча-Котуйской провинции базальтовые выплавки возникали на одном типе субстрата, а меймечитовые и нефелинитовые — на другом (см. рис. 9). В целом предложенная модель требует допущения о значительной величине и закономерной неоднородности распределения температур в мантийных диапирах или в так называемых «горячих точках» мантии, в которых происходит магнообразование, от «базальтовых» (1200—1300°C) до «перидотитовых» (1600—1700°C). Зарождение такого рода очагов возможно только на большой глубине (с учетом существующих представлений о геотермическом градиенте [Green, 1975] она для очагов особо магнезиальных расплавов должна несколько превышать 200 км).

Отделение и самостоятельное восхождение таких расплавов начиналось, однако, на значительно меньшей глубине: порядка 70—80 км. Очаги базальтовой магмы зарождались примерно на глубине 150 км, а отделение расплавов имело место на глубинах, меньших 30 км. Очаги магм базальтовых коматиитов, пикритовых порфиритов функционировали в интервалах каких-то промежуточных глубин.

Наличие структуры спинифекс свидетельствует о кристаллизации архейских ультрамафических лав фактически в условиях земной поверхности. Особенности минералов-вкрапленников (оливина, хромшпинелида) фанерозойских вулканитов Маймеча-Котуйского региона и Камчатки [Багдасаров и др., 1979] указывают, что их массовая кристаллизация начиналась на несколько большей глубине при давлениях порядка 5—7 кбар.

Для всех вулканических ультрамафитов особенности кристаллизовавшихся минералов определялись главным образом двумя факторами: общим химическим составом расплава и величиной окислительного потенциала среды кристаллизации. Последний фактор существенно влиял на распределение железа между фазами, регулируя направление и интен-

сивность течения реакций, которые в общем виде можно записать так: $3\text{Fe}^3(\text{силикат}) + 0,5 \text{O}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{силикат}$. Древние вулканические ультрамафиты кристаллизовались в условиях низкого окислительного потенциала среды, а более молодые ультрамафиты Маймеча-Котуйского региона и Камчатки [Ланда и др., 1980; Багдасаров и др., 1979] — в условиях высокого окислительного потенциала. Температура и особенно давление играли при кристаллизации относительно меньшую роль.

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Э. А., Ланда Э. А., Марковский Б. А. Химический состав и условия кристаллизации хромшпинелидов вулканических ультрамафитов и других пород мафит-ультрамафитового ряда. — Зап. ВМО, 1979, вып. 5, с. 524—535.
- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных пород. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 417—589.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.
- Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н. Ассоциация щелочных базальтоидов—базальтсв Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации (геолого-петрографический очерк). — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965, с. 5—90.
- Ланда Э. А., Марковский Б. А. Сравнительный анализ геохимических особенностей платформенных и геосинклинальных ультраосновных вулканических пород (на примере Маймеча-Котуйского региона и Камчатки). — Геохимия, 1978, № 6, с. 855—863.
- Ланда Э. А., Марковский Б. А., Багдасаров Э. А. Особенности химического состава магнетитов и феррихромитов из вулканических ультрамафитов. — Зап. ВМО, 1980, № 5, с. 545—554.
- Лутц В. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
- Маракушев Л. А., Перчук Л. Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1975, с. 18—34.
- Марковский Б. А., Ланда Э. А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов. — Сов. геология, 1976, № 1, с. 103—114.
- Bickle M., Hawkeworth C., Nesbitt E., O'Nion R. Mantle composition deduced from the chemistry of ultramafic lavas. — Nature, 1976, v. 263, N 5578, p. 577—580.
- Cawthron R., Strong D. The petrogenesis of komatiites and related rocks as evidence for a layered upper mantle. — Earth Planet. Sci. Lett., 1974, v. 23, N 3, p. 369—375.
- Frey F., Green D. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusion in Victorian basanites. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1974, v. 38, N 7, p. 1023—1059.
- Green D. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. — Geology, 1975, v. 3, N 1, p. 15—18.
- Jahn V.-M. Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks and its implication for the chemical evolution of the upper mantle. — Bull. Soc. Geol. France, 1977, t. XIX, N 6, p. 1259—1269.
- Kuno M. Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1969, v. 115, N 2, p. 189—234.
- Nesbitt R., Sun S. S. Geochemistry of Archean spinifer-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. — Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, N 3, p. 433—453.
- Pyke D., Naldrett A., Ecstrand O. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. — Bull. Geol. Amer. Soc., 1973, v. 84, N 3, p. 281—289.
- Sun S.-S., Nesbitt R. Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution. — Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 35, N 3, p. 429—448.
- Sun S. S., Nesbitt R. Geochemical regularities and genetic significance of ophiolite basalts. — Geology, 1978, v. 6, N 11, p. 689—693.
- Sun S. S., Hanson G. Origin of Ross Island Basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle source for alkali basalts and nephelinites. — Contrib. Mineral. Petrol., 1975, v. 52, N 2, p. 77—106.
- Viljoen M., Viljoen R. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Oerwacht group and a proposed new class of igneous rock. — Spec. Publ. Geol. Soc. South. Africa, 1970, v. 2, p. 55—85.
- Wahnke H., Baddenhausen H., Palme H., Spettel X. On the chemistry of the Allende inclusions and their origin as high-temperature condensates. — Earth Planet. Sci. Lett., 1974, v. 23, N 1, p. 1—13.

- White R. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1966, v. 12, N 4, p. 245—314.
- Wilkinson J. Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite Sill. Nandewar Mountains, North — Eastern New South Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in Alkaline volcanic rocks. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1975, v. 51, N 4, p. 235—262.
- Wilshire H., Shervais J. Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenolites in basaltic rocks from the Western United States. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, v. 9, p. 257—272.
- Wyllie P., Huang W. Carbonation and melting reactions in the system CaO — MgO — SiO₂—CO₂ at mantle pressure with geophysical and petrological applications. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 54, N 2, p. 79—107.

К. И. СВЕШНИКОВ, А. Г. СМОГОЛЮК

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК СВЕДЕНИЙ О СОСТАВЕ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА

Для суждения о составе мантии, как известно, используются геофизические, экспериментальные данные и результаты исследований глубинных включений в базальтах и кимберлитах. Остается, однако, неясным, насколько полно такие включения отражают состав мантии, так как не исключено, что они подвергались избирательной резорбции или же могли захватываться поднимающимися из глубин расплавами [Добрецов, 1980]. Кроме того, поскольку все такие включения отвечают отдельным породным разностям (причем вынесенным с разных глубин), изучение их, по сути, дает представление лишь о наборе разностей, но не о их количественных соотношениях, которые при подсчетах среднего состава мантии разные исследователи принимают на основании общих соображений несколько различно, что приводит к созданию разных моделей верхней мантии — лерцолит-гарцбургитовой, пиrolитовой, пироксенитовой. В этих условиях большой интерес приобретает изучение естественных глубинных породных ассоциаций — магматических формаций основного и ультраосновного состава. Возраст глубинных включений (точнее, пород, содержащихся во включениях) показывает, что процессы дифференциации в верхней мантии начались еще в докембрии [Лутц, 1971], причем, судя по постепенному изменению во времени состава альпинотипных гипербазитов (тугоплавкого остатка мантийного вещества), можно полагать, что они продолжались на протяжении всей геологической истории Земли [Пинус, Велинский, 1971]. Соответственно можно ожидать, что чем более древний возраст имеет та или иная магматическая формация мантийного происхождения, тем ближе должен быть ее состав к исходному веществу верхней мантии. Для более нижних уровней эти вопросы должны решаться иначе, поскольку магматические расплавы по мере истощения верхней мантии с течением времени, по-видимому, генерируются на все большей глубине. Вероятно, именно этим объясняется, например, исчезновение в фанерозое габбро-анортозитовой формации и появление кимберлитов и базальтоидов повышенной щелочности, не характерных для докембрия.

Формационная принадлежность различных гипербазитовых массивов для фанерозой и позднего докембрия рассматривалась неоднократно. Для раннего докембрия эта тема затрагивалась лишь в нескольких работах [Геология..., 1976; Жданов, 1973], поэтому анализ формационной принадлежности подобных образований представляет интерес как с общегеологических, так и с петрологических позиций. Ниже кратко рассмотрим базит-гипербазитовые образования Украинского и Алдано-Витимского щитов.

В юго-западной части Украинского щита известны тела ультрабазитов и габброидов, относимые к пироксенит-норитовой формации [Жданов, 1973], и собственно ультрабазитов (перидотитов и пироксенитов), среди которых, судя по материалам В. М. Венидиктова (1978), значительно развиты шпинельсодержащие лерцолиты. По количественным соотношениям пород и их петрографическим особенностям первая из названных формаций отвечает, видимо, перидотит-пироксенит-норитовому, а вторая пироксенит-перидотитовому формационным типам [Магматические формации..., 1979]. Помимо этого, в Побужье описываются массивы дунит-перидотит-габбро-норитовой и дунит-гарцбургитовой формаций [Каневский, 1976]. Массивы первой из них (Деренюхинские, Тарноватские) залегают согласно среди вмещающих пород побужского комплекса и приурочены к синклинальным структурам последних. В составе массивов участвуют дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро и габбро-нориты. Судя по набору пород и количественным соотношениям ультраосновных и основных разностей (от 1 : 5,6 до 1 : 9,3, по А. Я. Каневскому (1976)), по классификации, принятой в книге «Магматические формации СССР» (1979), эти образования должны быть отнесены к уже упомянутому перидотит-пироксенит-норитовому типу. От габбро-пироксенит-дунитовой формации [Кузнецов, 1964] их отличает широкое развитие двупироксеновых разностей, в том числе лерцолитов. Массивы дунит-гарцбургитовой формации локализируются в Побужской зоне глубинных разломов (Заводской, Капитановский; Липовеньский), представлены они гарцбургитами, дунитами, в меньшей степени пироксенитами, габброиды отсутствуют. Судя по связи этих массивов с зоной разлома, образовались они после формирования побужского комплекса, скорее всего синхронно с аналогичными массивами зеленокаменных поясов.

С зеленокаменными поясами Среднего Приднепровья (Сурским, Верховцевским, Чертомлыкско-Соленовским, Конкско-Белозерским) связаны массивы дунит-гарцбургитовой и габбро-дунит-пироксенитовой формаций [Ильвицкий, 1970; Смоголюк, 1979; Струева и др., 1976; Танатар-Бараш, Ильвицкий, 1970], залегающих в виде пластовых и линзовых тел среди метаморфических образований конкско-верховцевской серии. К первой формации относятся Правдинский и Карнауховский массивы в Сурском поясе, Варваровский в Верховцевском, ряд массивов в пределах Чертомлыкско-Соленовской структуры. Основные составляющие этой формации представлены дунитами и перидотитами — преимущественно гарцбургитами, реже верлитами и лерцолитами. В подчиненном количестве содержатся пироксениты. К габбро-дунит-пироксенитовой (габбро-пироксенит-дунитовой, по Ю. А. Кузнецову) формации относятся Павловский и Петровский массивы в Сурском зеленокаменном поясе, Алферовский в Верховцевском, Белозерский в Конкско-Белозерском. Преобладают в составе формации пироксениты и габбро.

В северо-западной части Алдано-Витимского щита образования основного и ультраосновного состава, связанные с гранулитовыми толщами чарской серии архея, обычно объединяются в один комплекс метабазитов и метаультрабазитов [Салоп, 1967], но анализ их пространственных соотношений позволяет выделить здесь по крайней мере три формации — габбро-диабазовую, пироксенит-перидотитовую и «друзитовую». Габбро-диабазовая формация распространена повсеместно и представлена сериями согласных пластообразных тел ортоамфиболитов, нередко сохраняющих в центральных частях реликты габбровой структуры. В. Т. Свириденко предложил выделить эти образования в самостоятельный чукчудинско-бурпалинский комплекс [Свириденко, 1971]. Пироксенит-перидотитовая формация, известная как девочандинский комплекс, образует пояс дайко- и плитообразных тел в Таллаинском блоке архея (весьма вероятно ее присутствие и в пределах Чарской глыбы). За счет кулисного расположения

согласно залегающих тел весь пояс оказывается слабо секущим по отношению к структуре вмещающей толщи. Преобладающей разностью являются лерцолиты и шпинелевые лерцолиты. В подчиненном количестве присутствуют гарцбургиты, пироксениты (вебстериты), горнблендиты, в крайне незначительном — дуниты и меланократовые габбро.

По данным полевых наблюдений, гарцбургиты, лерцолиты и пироксениты относятся друг к другу как 1 : 2 : 1. Содержания дунитов и габбро не превышают первых процентов. Породы подобного состава (дуниты, гарцбургиты, шпинелевые лерцолиты, горнблендиты, габброиды) известны и в центральной части щита [Глуховский, 1975; Глуховский и др., 1977; Дзевановский, 1972; Колесник, 1975] с гранулитовой фацией метаморфизма. Здесь они объединяются в одну габбро-перидотитовую формацию [Билибина, Дашкова, 1976], но пространственное распределение их, судя по литературным данным, различно. Метагабброиды имеют площадное распространение, а гипербазиты — полосовидное. Это позволяет предположить, что габброиды и гипербазиты принадлежат к разным формациям. Набор пород, особенности химического состава, особенности минералов позволяют думать, что среди гипербазитовых образований центральной части Алдано-Витимского щита присутствуют конкретные формации, подобные девочандинской, и принадлежащие пироксенит-перидотитовому типу.

В центральной части Каларского выступа Н. А. Фалькина и Е. М. Фалькин описали комплекс пластообразных тел, сложенных троктолитами, которые состоят из примерно равных количеств оливина и лабрадора, и роговообманковыми габбро с диопсидом и гиперстеном. Эти образования обладают характерными друзитовыми структурами и подобны друзитовому комплексу (формации) Балтийского щита. Среди формационных типов троктолиты и двупироксеновые габброиды наиболее распространены в перидотит-пироксенит-норитовом типе [Магматические формации..., 1979], причем одна из характерных особенностей его — множество каемок обрастания минералов, друзитовых и венцовых структур. Поэтому можно достаточно уверенно предполагать, что «друзитовая» формация принадлежит к указанному формационному типу.

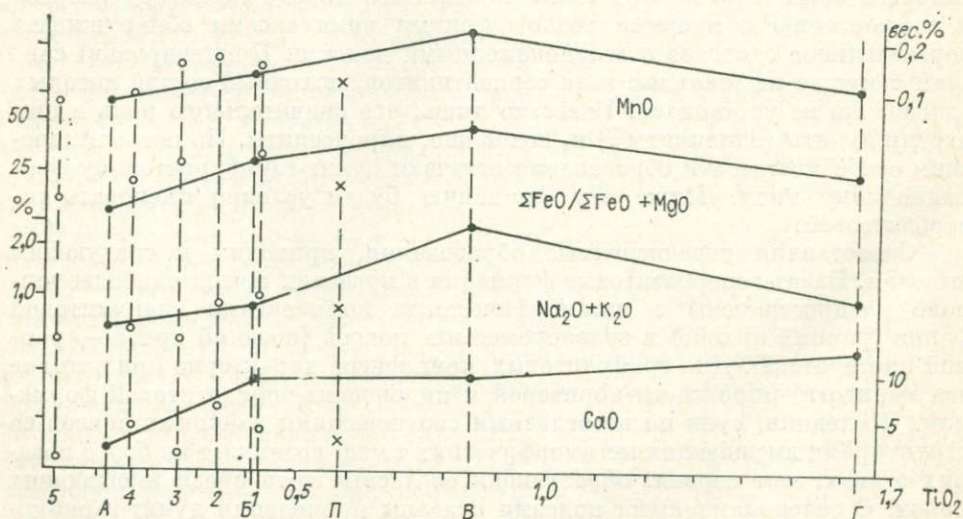
С зеленокаменными образованиями Хани-Олондинского трога (Хани-Олондинский трог локализован в северо-западной части Алдано-Витимского щита и по набору выполняющих его пород, характеру разреза и соотношению с прочими геологическими комплексами обнаруживает поразительное сходство с зеленокаменными поясами Приднепровья) связаны секущие их жильные тела серпентинитов, исходный состав которых однозначно не установлен. Известно лишь, что значительную роль в них играли дуниты (оливиниты?) и, возможно, пироксениты. По петрохимическим особенностям эти образования отвечают дунит-гарцбургитовому формационному типу. Ниже эту формацию будем условно именовать гипербазитовой.

Сопоставляя перечисленные образования, приходим к следующим выводам. Базит-гипербазитовые формации в пределах щитов наиболее широко распространены с метаморфическими комплексами гранулитовой фации (ранний архей?) и зеленокаменных поясов (поздний архей — ранний протерозой?). Для гранулитовых комплексов характерно присутствие тел перидотит-пироксенит-норитовой и пироксенит-перидотитовой формаций. Последняя, судя по несогласным соотношениям дайковых поясов со структурами вмещающих метаморфических толщ, возникает на более поздних этапах, чем первая, образуя согласные тела среди вмещающих пород. С зеленокаменными поясами связаны проявления дунит-гарцбургитовой, гипербазитовой (что, вероятно, одно и то же) и габбро-дунит-пироксенитовой формаций. Возрастные соотношения между ними неизвестны. Все рассмотренные формации представлены относительно неболь-

шими телами, резко уступающими по размерам представителям тех же формационных типов более поздних эпох. Вероятно, это указывает на зачаточный характер базит-ультрабазитового магматизма в раннем докембри.

Рассмотренные формации могут быть расположены в следующий ряд (от древних к более молодым): перидотит-пироксенит-норитовая — пироксенит-перидотитовая — дунит-гарцбургитовая (гипербазитовая?) + габбро-дунит-пироксенитовая. Можно предположить, что состав формаций в этом ряду с увеличением возраста должен все более приближаться к составу недифференцированного мантийного вещества. Косвенным образом это подтверждается положением дунит-гарцбургитовой формации среди конечных членов ряда. Поскольку дунит-гарцбургитовая формация (альпинотипные гипербазиты) отвечает, по мнению большинства исследователей, тугоплавкому остатку «истощенной» верхней мантии, отсутствие ее (или то, что она очень редка) среди раннеархейских образований представляется совершенно закономерным. Очевидно, с начала дифференциации мантии должно было пройти какое-то время, прежде чем стало возможным ее возникновение, поэтому возраст ее (верхний архей или нижний протерозой) можно рассматривать как время появления первого геологического признака процессов дифференциации мантии.

Изучение глубинных включений показало [Лутц, 1971], что по степени возрастания глубинности они могут быть расположены в такой ряд: пироповый перидотит — пироповый эклогит — алмазсодержащий эклогит; еще более глубинными являются кимберлиты. В этом ряду с глубиной последовательно возрастают содержания титана и кальция; поведение других элементов, в частности кремнезема, имеет более сложный характер. Поэтому при сопоставлении состава их на вариационной диаграмме Харкера целесообразно за основу принять не кремнезем, как обычно, а титан (см. рисунок). На ту же диаграмму были вынесены средние составы пиролита [Рингвуд и др., 1968] и рассмотренных выше формаций (см. таблицу). Наиболее ранняя из формаций — перидотит-пироксенит-норитовая Украинского щита, для которой, исходя из общегеологических построений, предполагалась наибольшая близость составу исходного мантийного вещества, практически полностью отвечает составу пиропового эклогита.



Сопоставление составов формаций Украинского и Алдано-Витимского щитов с составами глубинных включений.

А — пироповый перидотит, Б — пироповый эклогит, П — пиролит, В — алмазсодержащий эклогит, Г — кимберлит. Цифры 1—5 соответствуют номерам формаций в таблице.

Средний состав базитовых и ультрабазитовых формаций Украинского и Алдано-Витимского щитов

Окисел	1	2	3	4	5
SiO ₂	39,15	43,14	38,00	44,72	39,72
TiO ₂	0,42	0,34	0,26	0,17	0,02
Al ₂ O ₃	4,52	5,91	3,33	4,01	1,06
Fe ₂ O ₃	6,31	4,67	4,70	5,96	7,17
FeO	5,16	6,56	8,94	5,19	3,48
MnO	0,16	0,18	0,17	0,10	0,09
MgO	27,64	25,72	31,53	33,71	42,62
CaO	4,38	6,65	1,55	4,60	0,62
Na ₂ O	0,57	0,63	0,12	0,16	0,09
K ₂ O	0,14	0,30	0,05	0,16	0,08

Примечание. Ранний архей: 1 — перидотит-пироксенит-норитовая формация Украинского щита [Каневский, 1976] (255 ан.), 2 — пироксенит-перидотитовая формация Алдано-Витимского щита (20 ан.); поздний архей — ранний протерозой: 3 — гипербазитовая формация Алдано-Витимского щита (10 ан.), 4 — габбро-дунит-пироксенитовая формация Украинского щита (50 ан.), 5 — дунит-гарцбургитовая формация Украинского щита (50 ан.).

Составы всех последующих формаций в той или иной мере смещаются в сторону тугоплавкого остатка верхней мантии — дунит-гарцбургитовой формации. При этом раннеархейская пироксенит-перидотитовая формация Алдано-Витимского щита еще относительно близка составу пиропового эклогита, а более поздние верхнеархейско-нижнепротерозойские формации обоих щитов уже различаются достаточно сильно. На диаграмме видно довольно близкое сходство пиропового перидотита с составом дунит-гарцбургитовой формации — по сути отличие между ними заключается лишь в разных содержаниях титана. Напомним, однако, что содержания титана в разных конкретных дунит-гарцбургитовых формациях могут колебаться, достигая 0,09—0,14% [Магматические формации..., 1979], т. е. значений, присущих пироповым перидотитам. Отсюда можно сделать вывод, что пироповые перидотиты близко отвечают составу тугоплавкого остатка «истощенной» верхней мантии, а пироповые эклогиты, по-видимому, наиболее близки к составу недифференцированной верхней мантии. Вариационные линии, соединяющие на диаграмме точки составов этих двух пород, вероятно, отвечают направлению дифференциации мантийного вещества. Подтверждением служит то, что, несмотря на различные отклонения, точки составов реальных формаций в целом близки этим линиям. Особо следует подчеркнуть, что в данном случае речь идет лишь о соответствии валовых химических составов. Минеральный состав исследованных формаций, в частности перидотит-пироксенит-норитовой, отличается от состава глубинных включений в первую очередь присутствием плагиоклаза, что заставляет предполагать значительную роль фазовых превращений при подъеме мантийного вещества в верхние горизонты.

По-видимому, нельзя ожидать, что какие-либо из включений, вынесенных с глубины, или проявления магматических формаций будут полностью отвечать неистощенному исходному составу мантии. Вероятно, любой процесс, приводящий к выносу этих образований в верхние горизонты, так или иначе связан с дифференциацией мантии. Поэтому суждение о составе неистощенной, недифференцированной мантии в принципе возможно лишь на основании построения теоретических моделей. Можно, однако, думать, что в природе существуют образования, очень близко

отвечающие этому составу, и наиболее близкими из них являются, видимо, включения пироповых эклогитов и формации, подобные раннеархейской перидотит-пироксенит-норитовой Украинского щита.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибина Т. В., Дашкова А. Д. Алданский щит. Прогеосинклинальные формации. Ультраметаморфические и интрузивные формации.— В кн.: Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Л.: Недра, 1976, с. 208—210.
- Венидиктов В. М. Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1978. 161 с.
- Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Л.: Недра, 1976. 339 с.
- Глуховский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита.— Геотектоника, 1975, № 2, с. 3—19.
- Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 103—117.
- Дзевановский Ю. К. Нижнеархейские магматические и ультраметагенные породы.— В кн.: Геология СССР. Т. 42. Южная Якутия. М.: Недра, 1972, с. 275—281.
- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.
- Жданов В. В. Гипербазиты докембрийских щитов.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1973, с. 162—176.
- Ильвицкий М. М. Генетические типы ультраосновных массивов Среднего Приднестровья и их полезные ископаемые. Автореф. канд. дис. М., 1970. 22 с.
- Каневский А. Я. Ультраосновные породы Среднего Побужья. Автореф. канд. дис. Киев, 1976. 49 с.
- Колесник Ю. П. Некоторые вопросы петрологии ультраосновных массивов по р. Сутам (Южный Алдан).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1975, с. 280—286.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 287 с.
- Лутц Б. Г. Эклогиты верхней мантии.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наукова думка, 1971, с. 218—223.
- Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 319 с.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В. Альпинотипные гипербазиты как индикаторы состава вещества верхней мантии.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наукова думка, 1971, с. 302—308.
- Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р. Петрографический состав верхней мантии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 272—277.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Свириденко В. Т. Плутономагматические формации протоплатформ на примере Кодаро-Удоканской зоны.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 5, с. 1174—1177.
- Смоголюк А. Г. О двух формациях ультрабазитов в Сурской синклинали.— В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Днепропетровск, 1979, с. 19—20.
- Струева О. М., Смоголюк А. Г., Иловойская С. Г. К петрологии гипербазитов Базавлукского синклинали Украинского щита.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 2. М.: Недра, 1976, с. 119—125.
- Танатар-Бараш З. И., Ильвицкий М. М. Петролого-геохимические особенности ультраосновных массивов Среднего Приднестровья.— В кн.: Труды 1-го регионального петрографического совещания по европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1970, с. 162—172.

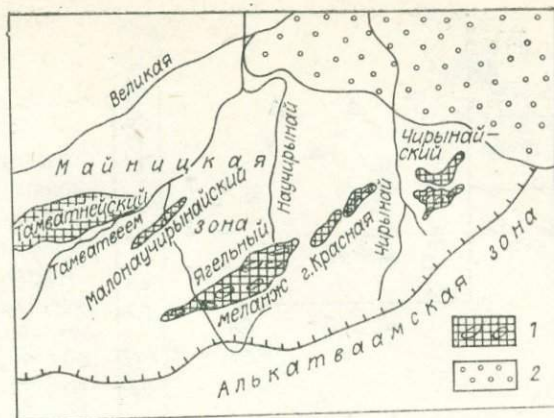
Л. Д. ЛАВРОВА

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ МАЙНИЦКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Майницкая тектоническая зона Корякского нагорья в последнее время рассматривается как аллохтонная пластина, варьированная на мезозойские отложения северного крыла Алякватваамской зоны в послемаастрихтское время [Руженцев и др., 1979]. Она сложена вулканогенно-кремнисто-терригенным комплексом позднеюрского -раннемелового

Рис. 1. Положение Тамватнейского, Чирынайского и Малонаучирьнайского массивов в Майницкой тектонической зоне.

1 — массивы ультраосновных пород, 2 — отложения Анадырской впадины.



возраста, относящимся к Чирынайской серии [Александров, 1975]. На границе средней и верхней юры, по данным С. В. Руженцева, в современной полосе Ягельного меланжа заложился рифт, в котором был сформирован офиолитовый комплекс Майницкой зоны. Таким образом, формирование ультрабазитов происходило в мезозое в зоне вторичного растяжения земной коры.

Для изучения строения меланократового фундамента в этой зоне были выбраны три массива, отличающиеся по строению, петрографическому составу и породообразующим минералам, а также степенью метаморфизма. Расположение массивов показано на рис. 1.

Тамватнейский массив — существенно лерцолитовый, характеризуется первичной полосчатостью, которая выражается в неравномерном распределении пироксенов в разрезе, наличии шпиров дунитов. Габброиды распространены крайне незначительно.

К верхам разреза перидотитов приурочены многочисленные дайки диабазов и плагиогранитов. В составе лерцолитов присутствуют бурая хромшпинель и в небольшом количестве гранаты пироп-альмандинового ряда. Северная и южная части Тамватнейского массива разделены зоной мономиктового меланжа. Чирынайский — дунит-гарцбургитовый — массив сложен массивными, иногда неяснополосчатыми гарцбургитами с линзами дунитов, реже энстатититами, образующими тела неправильной формы, тяготеющие к дунитам. Ассоциирующие с ультрабазитами габброиды представлены оливин-пироксеновыми и амфиболовыми габбро, часто с разрывом гроссуляра по плагиоклазу. Прорывающие их дайки плагиогранитов содержат гранат (альмандин — 66,67%, спессартин — 18,79, пироп — 11,51, андрадит — 3,03%). Массив является крупным телом в зоне меланжа, содержащего в глыбах помимо ультрабазитов габброиды, гранатовые пироксениты и блоки пород чирынайской серии.

Малонаучирьнайский — дунит-клинопироксенитовый — массив с промежуточными верлитами и лерцолитами, часто содержащими плагиоклаз и зеленую шпинель. Габброидная часть представлена троктолитами, норитами и гранатовыми габбро-амфиболитами. Для перидотитов характерны вторичные структуры, часто гранулярные и пойкилобластовые. Массив залегает в виде маломощной пластины в породах чирынайской серии. Химический состав породообразующих минералов опубликован нами ранее [Лаврова, 1980].

Оливины — бесцветные крупные кристаллы, в лерцолитах Тамватнейского массива серпентинизированы на 40—70%, в дунитах и гарцбургитах свежие с вростками диопсида. Для тех и других характерны спайность и структуры деформации, а на отдельных участках — параллельная ориентировка вытянутых зерен. Оливины Малонаучирьнайского массива лишены следов катаклаза и деформаций, будучи, по-видимому,

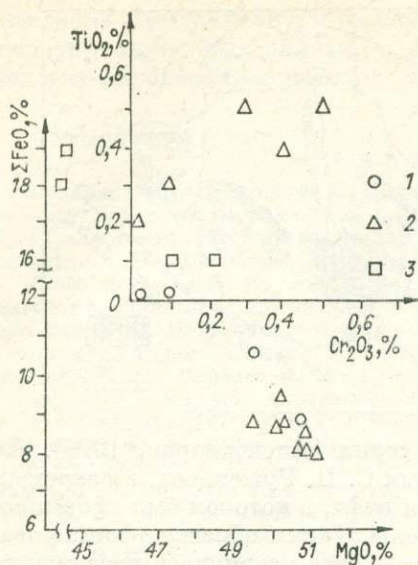


Рис. 2. Распределение элементов в оливинах.
 Массивы: 1 — Тамватнейский, 2 — Чирыйнаиский, 3 — Малонаучирыйнаиский.

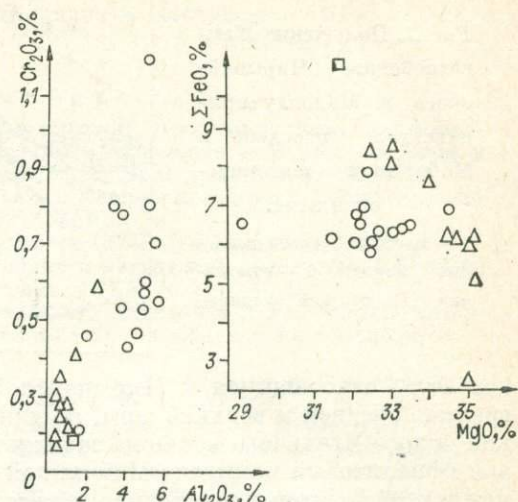


Рис. 3. Распределение элементов в ортопироксенах.
 Усл. обозн. см. на рис. 2.

результатом перекристаллизации породы. По химическому составу они резко отличаются от оливинов Тамватнейских и Чирыйнаиских ультрабазитов в первую очередь повышенной железистостью (рис. 2). Железистость оливинов Малонаучирыйнаиского массива — 17,41—19,74% fa. Повышенную железистость оливинов из лерцолитов и верлитов этого массива можно объяснить восстановительной обстановкой в процессе перекристаллизации и метаморфизма пород. Оливины лерцолитов Тамватнейского массива по железистости близки чирыйнаиским, отличаясь от последних низкими содержаниями хрома и титана. Повышенная хромистость оливинов Чирыйнаиского массива служит также показателем восстановительной обстановки в процессе кристаллизации пород. Оливины лерцолитов Тамватнейского и Малонаучирыйнаиского массивов не содержат кальция, тогда как оливины дунитов и гарцбургитов Чирыйнаиского — от 0,01 до 0,06% CaO, т. е. весь кальций вошел в оливин в дунитах и в ортопироксен и оливин — в гарцбургитах. Намечается четкая зависимость количества кальция в оливине от минерального состава породы.

Ортопироксены — буроватые, крупные кристаллы, как правило, деформированные, с двойниками трансляции, часто замещены баститом. Характерная особенность их — структуры распада с выделением клинопироксена. По химическому составу они относятся к энстатитам. Ортопироксены являются наиболее информативными минералами в отношении условий образования породы. По распределению элементов в них устанавливаются резкие различия между всеми тремя ультрабазитовыми массивами. На диаграммах составов энстатиты, принадлежащие разным массивам, образуют обособленные поля (рис. 3). В Тамватнейском массиве выделяются две генерации ортопироксена. В основной их массе больше хрома и алюминия, чем в энстатитах Чирыйнаиского массива, но меньше магния и железа. Как правило, энстатиты со структурами распада содержат больше алюминия. В наиболее высокобарическом энстатите в лерцолитах Тамватнея 1,5% Al₂O₃ при низкой хромистости. У ортопироксена из лерцолитов Малонаучирыйнаиского массива повышена железистость (F = 16,0), что характерно для метаморфических образований. Таким об-

Рис. 4. Распределение элементов в клинопироксенах.
Усл. обозн. см. на рис. 2.

разом, ортопироксены лерцолитов и гарцбургитов всех трех массивов имеют существенные различия. Наиболее магниезиальные — в Чирынайском массиве, железистые и титанистые — в метаморфизованном Малонаучирынайском. Жильный ортопироксен не отличается по химизму от ортопироксена гарцбургитов. Следовательно, можно предположить, что они кристаллизовались почти одновременно.

Клинопироксены (бесцветные или слабо-зеленоватые кристаллы, часто изогнутые с волнистым погасанием) — типичные структуры деформации, на границах зерен — катаклаз. Кроме того, с ортопироксеном они образуют структуры распада, выделяясь в трещинах последнего в виде ламелл. Клинопироксены ультрабазитов Тамватнейского массива отличаются от клинопироксенов Чирынайского большим содержанием титана (0,14—0,34% и 0,02—0,09% соответственно), алюминия и хрома (рис. 4). В клинопироксенах лерцолитов и верлитов Малонаучирынайского массива повышено содержание железа и титана ($TiO_2 = 0,41—0,48\%$).

Орто- и клинопироксены Тамватнейского и Чирынайского массивов хорошо коррелируют по кремнию, хрому, алюминию, железу и магнию, образуя на диаграммах составов обособленные поля (рис. 5). Наиболее отчетливы различия по хрому и алюминию. Наличие в пределах одного массива неодинаковых по составу оливинов и пироксенов свидетельствует о неоднократной смене термодинамического режима и частичной перекристаллизации на пути движения ультраосновных масс в земную кору.

По ортопироксенам перидотитов, содержащих глиноземистую фазу, по формулам Л. Л. Перчука [Перчук, 1977а, б] рассчитаны термодинамические параметры их кристаллизации. Абсолютные величины температур при этом по сравнению с рассчитанными по двупироксеновому термометру имеют тенденцию к увеличению с сохранением градиента. Определение давления проводилось по формуле, использующей растворимость Al_2O_3 в энстатите. Сопоставление его с оливиновым барометром, основанным на

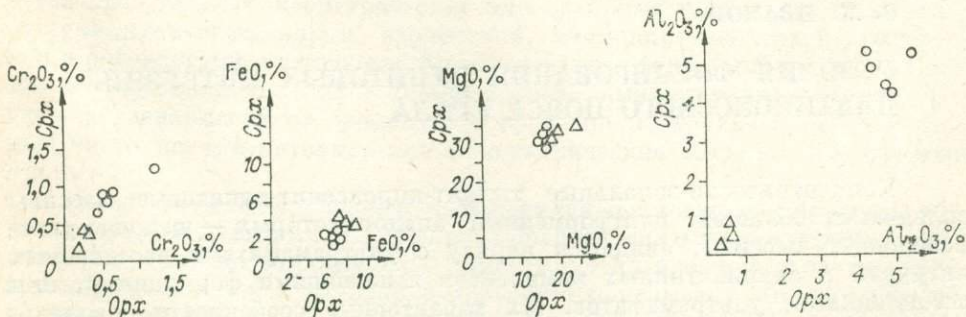
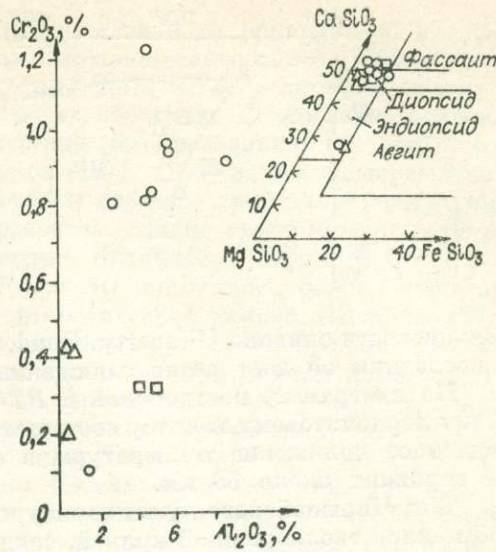


Рис. 5. Содержания некоторых элементов в сосуществующих орто- и клинопироксенах Тамватнейского и Чирынайского массивов.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

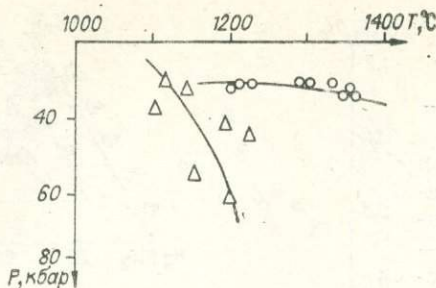


Рис. 6. Эволюционные кривые Тамватнейского и Чирынайского массивов в PT -координатах, рассчитанных по ортопироксену. Усл. обозн. см. на рис. 2.

кальциевости оливина [Finnerty, Boud, 1979], показало, что по сравнению с последним он дает резко заниженные значения.

На диаграмме, построенной в PT -координатах (рис. 6), Тамватнейскому лерцолитовому массиву соответствует пологая кривая, отражающая медленное понижение температуры в низкодифференцированной мантии на глубинах около 60 км.

Для Чирынайского дунит-гарцбургитового массива намечается крутой наклон эволюционной кривой, свидетельствующий в пользу быстрого подъема мантийного рестиа при значительных выплавках базальтовой фракции. Породы же Малонаучирынайского массива претерпели метаморфизм и перекристаллизацию в условиях коры, повысивших концентрации железа и титана в оливине и ортопироксене.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. Автореф. канд. дис. М., 1975. 22 с.
- Лаврова Л. Д. Условия образования альпийских гипербазитов Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1980, т. 553, № 5, с. 1197—1200.
- Перчук Л. Л. Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов. — Докл. АН СССР, 1977а, т. 233, № 3, с. 456—460.
- Перчук Л. Л. Пироксеновый барометр и «пироксеновые» геотермы. — Докл. АН СССР, 1977б, т. 233, № 6, с. 1196—1200.
- Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 124—138.
- Finnerty A. A., Boyd F. R. Pressure — Dependent Solubility of Calcium in Forsteritic Coexisting with Diopside and Enstatite. — An. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. 1977—1978, p. 212—217.

О. К. ИВАНОВ

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДУНИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

Концентрически-зональные тылаит-пироксенит-дунитовые массивы складчатых областей, платформенный аналог которых — щелочно-ультраосновные массивы, являются наряду с ультрамафитами расслоенных интрузий и альпийских комплексов важнейшими формациями, или ассоциациями, ультрамафитов. Их характерные особенности — зональное строение с дунитовым ядром и оболочками пироксенитов и тылаитов, а также постоянная ассоциация с более поздними интрузиями габбро-норитов и плагиогранитов.

Концентрически-зональные массивы впервые обнаружены и детально описаны на Урале на массивах Платиноносного пояса [Левинсон-Лессинг, 1900; Dyrage, Pearce, 1905; Высоцкий, 1913], а затем во многих палеозойских и мезозойских складчатых областях. До последнего времени обсуждались лишь процессы, ведущие к образованию концентрически-зональных массивов. И. А. Малахов (1971, 1972) одним из первых попытался решить вопрос о температуре и глубине кристаллизации дунитов с помощью термодинамических расчетов, однако его допущения, методика и результаты подверглись критике [Штейнберг, Ефимов, 1974], с которой нельзя не согласиться. Позже мы попытались решить некоторые вопросы на петрологической и онтогенической основе [Иванов, 1979а]. В настоящее время появилась возможность уточнить прежние данные и расширить систему доказательств. Существенные успехи достигнуты на генетически родственных массивах Сибирской платформы, где впервые была произведена оценка температур ультрамафической магмы [Ревердатто, 1970], глубины кристаллизации [Ельянов, Моралев, 1972, 1975] и общих условий кристаллизации [Васильев, Золотухин, 1975].

На Урале известно 33 концентрически-зональных ультрамафических массива [Иванов, 1979а], располагающихся в пределах палеозойской геосинклинали или в шарьяжных пластинах платформенной части Урала. Они слагают семь поясов, наиболее известный из которых — Платиноносный. Пояса приурочены к вытянутым плитообразным блокам, ограниченными поясами альпийских ультрамафитов. В пределах крупных блоков, типа Тагильского синклинория, концентрически-зональные массивы располагаются по их западной периферии, в пределах мелких — симметрично по отношению к его ограничениям. Большинство массивов находится среди силурийских основных вулканитов и имеет верхнесилурийский или нижнедевонский возраст. Их образование приурочено к завершающей стадии формирования островных дуг — времени перехода от океанической к континентальной стадии развития геосинклинали.

Концентрически-зональные массивы обычно наблюдаются в тесной ассоциации с габброидами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами, последовательно интрузивно прорывающими более ранние образования, часто в таких местах формируются сложные многофазные интрузивные комплексы. Анализ взаимоотношений между ультрамафитами и габброидами показывает, что габброиды внедрились до стадии серпентинизации, когда ультрамафиты еще сохраняли достаточно высокую температуру. Это подтверждает высказанные ранее предположения о генетическом единстве пород комплексов и о возможном происхождении их в результате глубинной дифференциации базальтоидной магмы [Воробьева и др., 1962].

Изолированные концентрически-зональные массивы на современном срезе представляют изометрические или овальные тела до 6×13 км, сложенные дунитовым ядром, верлитовой, клинопироксенитовой, тылаитовой и роговиковой оболочками. Массивы имеют форму штоков или гарпюлитов с куполовидным или пилообразным выклиниванием вверх. Отсюда в зависимости от эрозийного среза на поверхности наблюдаются или чисто пироксенитовые, или концентрические массивы с дунитовым ядром.

Между породами оболочек наблюдаются постепенные переходы, тогда как между дунитами и породами оболочек они или постепенные, или дуниты прорывают пироксениты, цементируя их брекчии. Анализ структур пород оболочек и их взаимоотношений показывает, что тылаиты образуются по роговикам при метасоматическом развитии клинопироксена вплоть до формирования пироксенитовой каймы. Лишь в верлитах наблюдаются магматические структуры, аналогичные структурам ультрамафитов расслоенных интрузий.

Среди дунитов ядра выделяется несколько разновидностей — спонтанно перекристаллизованные ортомагматические продуниты, квазидуниты, перекристаллизованные мелко-, средне- и крупнозернистые дуниты и дунит-пегматиты, различающиеся по взаимоотношениям оливина и хромшпинелида, размерам зерен хромшпинелида, равномерности их распределения и составу оливина и хромшпинелида. Из дунитов лишь прото- и квазидуниты сохраняют реликтовые структуры первично-магматических дунитов. Перекристаллизацию принято связывать с постмагматическими процессами. Ее широкое развитие обусловлено практически мономинеральным составом дунитов.

Ультрамафиты на контакте с более поздними габбро-норитами часто подвергаются интенсивной фельдшпатизации. Позже дуниты испытали ферробрусит-лазардитовую серпентинизацию, на которую в зонах интенсивной тектоники накладывается брусит-магнетит-антигоритовая.

В настоящее время существуют две конкурирующие гипотезы по поводу того, в каком состоянии внедряются дуниты — в твердом или жидком. Первая высказана еще Н. К. Высоцким (1913), считавшим массивы тектоническими горстами. Она разрабатывается А. А. Ефимовым (1977а, б), рассматривающим массивы как результат внедрения высоконагретого твердопластичного мантийного вещества дунитового состава. Вторая объясняет массивы как результат внедрения дунитового расплава [Воробьева и др., 1962; Иванов, 1979а, б; Иванов и др., 1980]. Обе гипотезы сходятся в том, что температура внедрявшихся в породы субстрата дунитов была высока.

Доводами в пользу твердопластичности внедряющихся дунитов А. А. Ефимов считает бластомилонитовый характер тылаитов, концентрический рисунок массивов, полосчатость, интерпретируемую как результат пластического течения, метаморфизм и признаки пластического течения вмещающего вулканогенного субстрата. Однако более детальное изучение показало, что концентрический рисунок возник по двум причинам: из-за контактовых процессов, формирующих собственно концентрически-зональный массив, и из-за внедрения габброидов по кольцевому разлому, сопровождавшегося фельдшпатизацией ультрамафитов. Под тылаитами обычно понимались две генетически различные породы: собственно тылаиты — порфирировидные породы с роговиковым или мелкозернистым субстратом, и фельдшпатизированные ультрамафиты. Позднейшая милонитизация накладывается на уже сформированные образования.

В пользу того, что дуниты проходили стадию расплава, свидетельствуют, по нашему мнению, высокотемпературные контактовые ореолы с признаками переплавления или ассимиляции пироксенитов, реликтовые магматические структуры дунитов в периферической зоне ядер, ксенолиты пироксенитов в дунитах и широкое развитие силовых фаций дунитов с теми же контактовыми образованиями, что и вокруг крупных массивов.

До последнего времени в петрохимических и петрографических работах дуниты рассматривались как нечто однородное по составу [Малахов, Малахова, 1970]. А. А. Ефимов (1977а, б), поднявший вопрос о существовании первичных дунитов, полагал, что им соответствуют дуниты центральных, по его мнению, наименее измененных, частей массивов. Однако детальное изучение дунитового ядра Нижнетагильского массива выявило, что наименее перекристаллизованными оказались дуниты по периферии массива. При этом в процессе перекристаллизации заметно изменяется химический состав дунитов, в частности уменьшается их железистость [Иванов и др., 1980]. В то же время в периферической зоне происходит контаминация дунитов веществом пироксенитов: появляется аксессуарный диопсид и местами увеличивается железистость. Снятие наложенных процессов позволяет оценить f протодунитов в 8—11%.

Поскольку содержание летучих существенно понижает температуру расплавов, их количественная оценка в расплаве представляет значительный интерес. При этом наибольшее значение имеет содержание воды и водорода. И. А. Малахов (1972), основываясь на экспериментальных данных и содержании воды в углистых хондритах, считает наиболее вероятным содержание воды в ультраосновных расплавах около 2%. Эта цифра, по нашему мнению, не имеет реального обоснования. На возможное содержание воды в дунитовом расплаве могут указывать содержание воды, фиксируемой в ортомагматических дунитах, и признаки ее выноса за пределы массива во вмещающие породы.

Хотя водосодержащие минералы (хлориты и лизардитовый офит) давно обнаружены в пустотках дунитов [Заварицкий, 1928], детальное минералогическое изучение показало, что все они приурочены только к перекристаллизованным дунитам и дунит-пегматитам и совершенно отсутствуют в прото- и квазидунитах. Формирование перекристаллизованных дунитов обусловлено привнесом перегретых паров воды из нижних горизонтов интрузии или, возможно, первичного магматического очага [Иванов и др., 1980] и не связано с накоплением в остаточных расплавах. Таким образом, пока нет никаких доказательств присутствия воды в ортомагматических дунитах. Не наблюдается и признаков выноса ее из дунитовых массивов. Хотя ореолы контактово-метаморфических и контактово-метасоматических пород — роговиков, тылаитов и клинопироксенитов, в том числе содержащих акцессорный флогопит и роговую обманку, достаточно мощные, тем не менее количество зафиксированной в них воды несравнимо с количеством поровой и конституционной воды, первоначально содержавшейся во вмещающих зеленокаменно измененных породах и отогнанной в процессе метаморфизма. На этом фоне даже в кровле слабо эродированных массивов не устанавливается какого-либо ореола с водосодержащими минералами. По нашему мнению, эти факты скорее свидетельствуют в пользу «сухого» дунитового расплава, практически не содержащего воды.

А. Н. Заварицкий (1928) указывал на присутствие водорода в значительных количествах в пустотах Нижнетагильского дунитового массива на глубине 600 м. Химический анализ газа дал 66,5% водорода и 9,5% метана. По мнению А. Н. Заварицкого, после вычета примеси атмосферного воздуха наиболее вероятным будет состав 80% водорода и 10% метана. Он считал газ первично магматическим, однако Г. Н. Фредерикс (1926) предположил, что газ связан с угленосными ордовикскими отложениями Центрально-Уральского поднятия, на которые Нижнетагильский массив надвинут вместе с вмещающими его породами. По нашему мнению, вывод Г. Н. Фредерикса более вероятен.

Косвенными доводами против присутствия заметных количеств водорода в расплаве может служить отсутствие в квази- и протодунитах самородных соединений (минералов), таких как платина, свободный углерод, аварунит, а также высокая степень окисления железа в акцессорных хромшпинелидах [Иванов, 1978]. (Платиноиды приурочены к перекристаллизованным дунитам, аварунит, по-видимому, — к серпентинитам.) Нет никаких признаков, указывающих на присутствие других летучих в дунитовом расплаве.

Характер окислительно-восстановительных условий определяется по степени окисленности железа в породе. Распространенное убеждение в сравнительно высокой степени окисления в ультрамафитах составляющей (0,43) ошибочно, так как оценивалась степень окисленности железа серпентинизированных разностей, тогда как еще Н. Д. Соболев (1959) показал, что с увеличением серпентинизации увеличивается окисленность железа. Оценка этого параметра по тенденции процесса для Нижнетагильского и Конжаковского массивов показала, что с уменьшением сер-

пентинизации окисленность железа ($K = \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) \cdot 100\%$) приближается к нулю с учетом точности анализа. Некоторое количество Fe^{3+} , выделяющееся в виде магнетита в оливине, связано с распадом твердого раствора в процессе постмагматических изменений. Часть Fe^{3+} связана в акцессорных хромшпинелидах. Для шести анализов таких хромшпинелидов устанавливается от 18,7 до 20,6% Fe_2O_3 при $K = 53,2-71\%$. Столь высокую степень окисленности железа, несомненно, необходимо принимать во внимание при оценке степени окисленности железа в ультрамафитах. Тогда, учитывая общее содержание Fe_2O_3 в акцессорных хромшпинелидах (около 20%) и среднее содержание хромшпинелида в дуните (около 1%), получаем общее содержание Fe_2O_3 в протодунитах около 0,2% и, следовательно, $K = 0,02\%$.

Судя по ультраосновному, недосыщенному кремнеземом, составу дунитовой магмы, следовало ожидать, что она активно ассимилирует вмещающие более кремнистые породы. Однако изучение контактовой зоны показало, что процессы ассимиляции развиты сравнительно ограниченно в узкой приконтактной зоне и особенно в «застойных» прикровлевых участках, где образуются гибридные пойкилитовые и гипидиоморфнозернистые верлиты. В пределах Конжаковского массива описаны энстатиты и «гарцбургиты» с такситовой текстурой [Ефимов, Ефимова, 1967], образование которых можно объяснить как результат ассимиляции кремнистых сланцев и туффитов дунитовой магмой [Иванов, 1979]. Мощность гибридных контаминированных пород не превосходит первых метров, что, по нашему мнению, свидетельствует о сравнительно слабой химической активности магмы столь необычного состава или о ее быстрой кристаллизации в камере.

Более широко развитый процесс — вынос магния и отчасти никеля и хрома из дунитов во вмещающие породы, что может быть обусловлено высоким градиентом концентраций и высокой температурой дунитовой магмы.

В последнее время, особенно при изучении альпинотипных ультрамафитов, широкое распространение получили термодинамические методы определения температур кристаллизации по распределению катионов в парах сосуществующих минералов. В нашем случае отсутствие большинства таких минералов и широкая перекристаллизация ортомагматических пород препятствуют их применению.

При геологических методах определения температуры основными признаками являются термическое воздействие дунитов на вмещающие породы и температуры устойчивости и синтеза возникающих при этом критических минеральных парагенезисов. Так, температура образования пироксен-плаггиоклазовых роговиков оценивается в $900-1200^\circ\text{C}$ [Ревердатто, 1970]. Однако поскольку между роговиками и дунитами располагаются еще оболочки тылаитов и пироксенитов, температура дунитов, видимо, значительно превышала 1200°C . Более точно на температуру расплава могут указывать признаки расплавления пироксенитов в контакте с дунитами с образованием гипидиоморфных и пойкилитовых верлитов, имеющих типичные магматические структуры. В пользу того, что они образовались прежде всего под влиянием температуры расплава, а не из-за различия в составе взаимодействующих сред, может служить тот факт, что в аналогичных случаях на контакте пироксенитов и габбро или пироксенитов и гранитов, также достаточно резко различающихся по составу, не наблюдается признаков образования гибридных пород. Следовательно, только высокая температура приводит к плавлению и ассимиляции клинопироксенитов, которая по аналогии с экспериментальными данными может быть оценена в $\sim 1400^\circ\text{C}$. Наконец, определения температуры кристаллизации расплавленного дунита дали $1650-1700^\circ\text{C}$.

Поскольку концентрически-зональные массивы не испытали замет-

ного перемещения, возможна оценка глубины их кристаллизации по общегеологическим признакам и по мощности перекрывающих пород в момент их внедрения.

По широкому развитию роговиков, присутствию угловатых обломков пироксенитов в дунитах, силловым фациям дунитов во вмещающих породах обнаженные на современном эрозионном срезе части концентрически-зональных массивов следует относить к гипабиссальным образованиям. Однако отстройка разрезов указывает на возможность того, что корни массивов уходят на глубину до 10 км.

Более точно оценка глубины кристаллизации может быть проведена по мощности пород, перекрывающих дунитовые интрузии в момент их внедрения в камеру. Исходя из ниже-среднедевонского возраста дунитовых интрузий и преобладающего положения их среди ниже- и верхне-силурийских образований, а также мощности осадочно-вулканогенных образований в этом интервале по данным Н. А. Штрейса (1951) и Ю. С. Каретина (1977) мы получаем цифры 3—6 км.

Учитывая эрозионный срез массивов и широкое развитие силловых фаций, можно предполагать и меньшую глубину кристаллизации прикровлевых частей массивов. Так как давление в момент внедрения не отличалось существенно от литостатической нагрузки, его можно оценить в 750—1500 бар для обнажающихся на современном срезе частей массивов. Подтверждением служит и отсутствие высокобарических минералов в дунитах и породах контактового ореола.

Общие соображения давно позволяли предполагать большую по сравнению с базальтами подвижность ультраосновных магм. Подтверждает это широкое развитие в ряде массивов дунитовых силлов, наиболее впечатляющий пример которых — западная часть Конжаковского массива.

Прямые измерения вязкости расплава дунита (образец из Конжаковского массива) дали при температурах, близких к кристаллизации, вязкость около 1 П, по сравнению с 35 П для сухого расплава габбро-норита при такой же температуре и 250 П при температуре 1300°C. Отсюда текучесть дунитовой магмы на два-три порядка выше текучести габбро-норитовой магмы.

* *
*

Формирование концентрически-зональных ультрамафических массивов Урала обусловлено внедрением и воздействием на вмещающие породы подвижного высоконагретого дунитового расплава в слабоокислительных условиях при отсутствии заметного количества летучих, на небольших глубинах (3—6 км). Наиболее важен вывод о существовании сверхвысоких температур, необходимых не только для образования дунитовой магмы, но и для формирования метаморфического пироксенит-тылаит-роговикового ореола.

Сравнение с близкими по составу и генезису дунитовыми интрузиями Сибирской платформы [Ельянов, Моралев, 1972, 1975; Васильев, Золотухин, 1975] показывает, что прикровлевые части наших массивов кристаллизовались на больших глубинах и в менее окислительной обстановке. Однако оценки температур кристаллизации ультрамафитов Маймеча-Котуйской провинции [Ревердатто, 1970] представляются нам сильно заниженными.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Коренные месторождения платины на Урале. — В кн.: Минералогия Урала. Т. 1. М.: Геолтехиздат, 1954. 280 с.
Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.

- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., 1962. 319 с.
- Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Спб., 1913. 695 с.
- Ельянов А. А., Моралев В. М. Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Геология рудных месторождений, 1972, № 5, с. 32—40.
- Ельянов А. А., Моралев В. М. О глубинах формирования хромовоплатинового оруденения в интрузиях типа дунитовых штоков.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 146—150.
- Ефимов А. А. Горячая тектоника в гипербазитах и габброидах Урала.— Геотектоника, 1977а, № 1, с. 24—43.
- Ефимов А. А. Существуют ли в уральских платиноносных массивах первичные дуниты? Свердловск: изд. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1977б, с. 51—62.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив (Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала). М.: Недра, вып. 13, 1967. 336 с.
- Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Материалы по общей и прикладной геологии. Л., 1928, вып. 108. 56 с.
- Иванов О. К. Эволюция состава хромшпинелидов зональных ультрамафических комплексов Урала.— В кн.: XI съезд ММА, тезисы докл. Т. 1. Новосибирск, 1978, с. 30—31.
- Иванов О. К. Новые зональные ультрамафические массивы Урала.— Докл. АН СССР, 1979а, т. 243, № 3, с. 682—686.
- Иванов О. К. Высокотемпературные зональные контактовые образования вокруг дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала.— Сов. геология, 1979б, № 1, с. 49—60.
- Иванов О. К., Шилов В. В., Шилова Т. А. Дуниты Нижнетагильского дунитового массива (Урал).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1980, № 10, с. 29—45.
- Каретин Ю. С. К истории тектоно-магматического развития Тагильского прогиба.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 3, с. 646—649.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. Юрьев, 1900.
- Малахов И. А. Глубина формирования и условия метаморфизма ультрабазитов Урала по термодинамическим данным.— В кн.: Ежегодник ИГиГ УНЦ АН СССР 1970. Свердловск, 1971, с. 82—84.
- Малахов И. А. Глубина формирования ультрабазитов Урала и хромитового оруденения по термодинамическим данным.— В кн.: Междунар. геохим. конгресс. Т. 1. М.: Наука, 1972, с. 151—162.
- Малахов И. А., Малахова Л. П. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск: изд. ИГиГ УФАИ СССР, 1970, вып. 83. 166 с.
- Ревердатто В. В. Фашии контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 280 с.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- Фредерике Г. Н. О газе в дунитовом массиве Тагила.— Геол. вестник, 1926, № 1-3.
- Штейнберг Д. С., Ефимов А. А. О применении термодинамических расчетов к анализу истории формирования ультрабазитов в статьях И. А. Малахова.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 9, с. 42—54.
- Штрейе Н. А. Стратиграфия и тектоника Зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 430 с.
- Duparc L., Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizelowskaya datcha (gouvernement de Perm.).— Met. Soc. phys. d'hist. nat. de Geneve, 1902—1905.

Е. П. ЦАРИЦЫН

О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ГИПЕРБАЗИТАХ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА

Кемпирсайский массив—один из крупнейших массивов альпинотипных гипербазитов на Урале. По геолого-геофизическим данным южная часть массива представляет собой лакколитоморфное тело, переходящее к северу в моноклинально падающую на запад плиту. С помощью многочисленных буровых скважин установлено более широкое развитие дунитов в нижних частях разреза, которые сверху сменяются гардбургитами, лерцолитами и фюрелленштейнами. Массив интересен не только тем, что

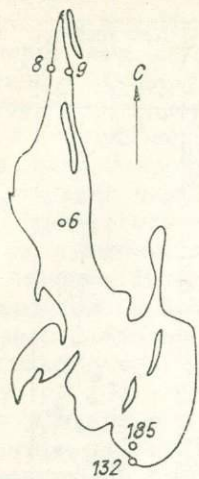
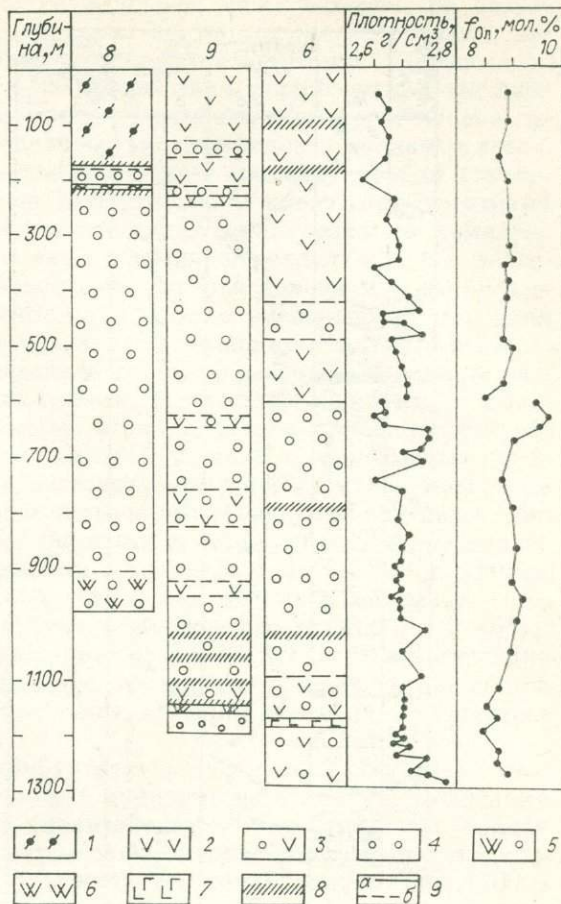


Рис. 1. Местоположение скважин.

Рис. 2. Геологические разрезы скважин северной части Кемирсайского массива.

1 — вмещающие метаморфические породы; 2 — гарцбургиты; 3 — дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс; 4 — дуниты; 5 — дунит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс; 6 — клинопироксениты; 7 — жильный диабаз; 8 — зоны дробления и деформации; 9 — контакты; а — разкис, б — постепенные.



вмещает хромитовые месторождения, но и потому, что на его примере имеется реальная возможность изучать как процессы становления и формирования геосинклинальных гипербазитов, так и общие вопросы эволюции ультраосновного вещества в коре и мантии Земли. Этому способствует отсутствие наложенных на гипербазиты высокотемпературных метаморфических процессов и хорошая изученность массива на глубину.

Со времени открытия хромитовых месторождений в конце 30-х гг. массив привлекал внимание многих исследователей. Однако основополагающими до настоящего времени являются работы Н. В. Павлова с группой сотрудников [Павлов, 1949; Павлов и др., 1968, 1969; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; и др.]. В этих работах изложены представления авторов по вопросам петрологии гипербазитов и связанного с ними хромитового оруденения. Вместе с тем, несмотря на обширный фактический материал, представленный в перечисленных выше публикациях, остается целый ряд спорных и нерешенных вопросов.

Мы изучили каменный материал по керну скважин 6, 8, 9, расположенных в северной части массива, и двум скважинам (132 и 185), пробуренным на южных флангах одного из месторождений Донской группы (рис. 1).

На рис. 2 приведены геологические разрезы скважин северной части массива. Вторичные изменения на колонках сняты, породы показаны по наиболее ранним парагенезисам. Поскольку петрографическое описание пород по скважинам приведено у Т. А. Смирновой (1969), мы ограничимся изложением новых данных.

Скважина 8 пройдена в западном висячем боку массива. Ее разрез начинается метаморфическими породами, вмещающими гипербазиты, которые через зону клинопироксенитов сменяются дунитами. Контакт тектонический со следами активного взаимодействия гипербазитов с вмещающими породами. Гипербазитовая часть разреза целиком представлена дунитами с тонкодисперсной вкрапленностью сульфидов в верхах разреза.

Скважина 9 пробурена по лежащему боку массива, пройдя его пошву. Верхняя часть разреза до глубины 200 м имеет гарцбургитовый состав. Гарцбургиты через полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс сменяются дунитами, которые, в свою очередь, переходят снова в полосчатый комплекс. В эндоконтактной зоне ультраосновные породы сильно деформированы, в непосредственном контакте с вмещающими породами наблюдается тектоническая брекчия оливин-клинопироксенового состава.

По разрезу скв. 6, расположенной в центре северной половины массива (см. рис. 1), определены плотность, содержание энстатита и железистость оливина в породах. Разрез этой скважины наиболее простой. Гарцбургиты наблюдаются до глубины 600 м, ниже — однородные дуниты с единичными полосами малоэнстатитового гарцбургита в интервале 110—1300 м. По результатам количественно-минералогических подсчетов, выполненных Н. В. Румыниной, энстатита в гарцбургитах в среднем от 6 до 14%. Какой-либо закономерности в распределении его по разрезу не обнаружено, кроме, пожалуй, того, что самые низкие содержания этого минерала характерны для гарцбургитов полосчатого комплекса (3—6%). Плотность пород по разрезу колеблется от 2,6 до 2,9 г/см³ и постепенно возрастает с глубиной, что свидетельствует о росте степени региональной серпентинизации в этом же направлении. В гарцбургитах эта тенденция выражена более четко.

Железистость оливина в гарцбургитах выдержана и составляет около 9 мол. %, понижаясь на контакте с дунитами до 8 мол. %. Колебания этой величины в дунитах более значительные — 8—11 мол. %; причем в дунитовом интервале наблюдается закономерное уменьшение железистости сверху вниз (см. рис. 2). С появлением гарцбургитов ниже 1200 м в породах дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса железистость оливина снова возрастает.

Таким образом, судя по скв. 6, мы имеем как бы три горизонта: нижнюю часть гарцбургитового, дунитовый и самые верхи нижнего гарцбургитового. Дунитовый горизонт полный, и по нему мы видим постепенное закономерное возрастание железистости оливина вверх. В низах верхнего гарцбургитового горизонта, на контакте с дунитами, железистость оливина уменьшается относительно средней величины на 1 мол. %. Начало нижнего гарцбургитового горизонта фиксируется по увеличению железистости оливина в гарцбургитовых полосах. Выявленные особенности в изменении состава оливина позволяют с большой долей вероятности высказать предположение об однонаправленной асимметричной кристаллизации изученного разреза снизу вверх в условиях понижающейся температуры.

В рудоносном комплексе мы детально изучили разрезы двух скважин. По всей глубине скважин определена плотность пород и по одной из них — 132 — замерены показатели преломления оливина на приборе ППМ-1 с точностью 0,001, что дает ошибку в определении железистости оливина не более 0,3—0,5 мол. %. Геологические разрезы по скважинам приведены на рис. 3.

Рис. 3. Геологические разрезы скважин, пробуренных в рудоносном комплексе южной части массива (слева направо скв. 132 и 185).

1 — амфиболиты; 2 — гарцбургиты; 3 — дуниты; 4 — хромитовые руды; 5 — контакты; а — резкие, б — постепенные; 6 — зоны дробления и деформации.

Скважина 132 пересекает гарцбургиты, которые на глубине сменяются энстатитовыми дунитами, полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом и дунитами. По разрезу наблюдается довольно четкое обогащение более глубоких горизонтов дунитами. Породы серпентинизированы на 80—90%, с образованием петельчатого серпентина по оливину и баститовых псевдоморфоз по энстатиту. Если не принимать во внимание приповерхностные выветрелые интервалы и околорудные породы, то степень серпентинизации, как и для скв. 6, с глубиной уменьшается.

Содержание ромбического пироксена в гарцбургитах не превышает 13%, в среднем около 7—8%, что почти в 2 раза ниже, чем в северной (нерудоносной) половине массива. Самые низкие содержания энстатита характерны для гарцбургитов из полосчатого комплекса — 3—5%.

Железистость оливина в гарцбургитах отличается постоянством: колебания ее не превышают 1,5 мол. %, составляя в среднем 8,5 мол. %. Дуниты характеризуются более широкими вариациями в составе оливина за счет околорудных участков, где железистость снижается до 5—6 мол. %. На рис. 3 обращает на себя внимание почти полная идентичность в изменении состава оливина и интенсивности серпентинизации: наиболее магниальными дунитами оказываются самые серпентинизированные. Таким образом, эмпирическая закономерность, выведенная Д. С. Штейнбергом и И. С. Чащухиным (1977) для дунитов Платиноносного пояса Урала, подтверждается на примере альпинотипных дунитов и гарцбургитов. На рис. 3 видно, что густота вкрапленности хромшпинелида в рудных интервалах сверху вниз возрастает от 40 до 95 вес. %. Как будет показано ниже, эта закономерность справедлива и для отдельно взятых рудных тел.

Скважина 185, расположенная несколько севернее, чем 132, практически по всему интервалу представлена гарцбургитами и хромитами. Серпентинизация пород аналогична как по типу, так и по интенсивности. В ряде случаев интенсивность серпентинизации тесно связана с петрографическим составом пород (см. интервал 950—1175 м). Как и в предыдущем случае, в околорудном пространстве серпентинизация резко возрастает. Хромитовые руды залегают в гарцбургитах с очень маломощной дунитовой оторочкой. Контакты руды с вмещающей породой тектонические.

Разное геологическое окружение хромитовых тел побудило нас детально изучить рудные интервалы обеих скважин, чтобы обнаружить скрытую внутреннюю зональность рудных тел, которая могла бы пролить свет на процессы образования хромитов. На рис. 4 и 5 приведены основные данные, полученные при изучении вещественного состава руд: содержание главных и малых элементов, густота вкрапленности, железистость оливина и т. д.

Однонаправленное (сверху вниз) повышение количества хромшпинелида в руде, близость химического состава хромшпинелида, а также однотипное изменение содержаний титана, ванадия, в некоторых случаях никеля, кобальта, марганца по разрезу являются общими свойствами для обоих разрезов. Различия проявляются для второстепенных параметров, которые легко изменяются при воздействии внешних факторов: изменение суммарного и трехвалентного железа, никеля, кобальта и некоторых других. В связи с тем, что руды скв. 185 более интенсивно деформированы и соответственно изменены, как это отмечалось выше, практически все контакты руда — порода сорваны и приконтактные участки представлены, по существу, милонитизированными породами, разрез по рудным телам

Рис. 4. Изменение состава оливина и хромшпинелида в рудных интервалах скв. 185. 1 — гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — хромитовые руды; 4 — зоны дробления и деформации; 5 — контакты: а — резкие, б — постепенные.

скв. 132 мы рассматриваем в качестве эталонного, поскольку наложенные процессы здесь сведены к минимуму. Поэтому далее будут изложены основные закономерности в поведении компонентов на примере этого разреза (см. рис. 5).

Выше отмечалась общая тенденция к увеличению густоты вкрапленности хромшпинелида в руде сверху вниз. Эта закономерность подтверждается в каждом конкретном случае для каждого рудного тела в отдельности. Железистость оливина хорошо коррелируется с количеством хромита, уменьшаясь к подошве рудных тел. Состав хромшпинелида довольно выдержан по разрезам и соответствует высокохромистому, магниезальному хромшпинелиду. Компоненты, несмотря на небольшие колебания содержания, ведут себя вполне закономерно.

По характеру поведения их можно разделить на две группы. Первая представлена Cr, Ti, Al, V, вторая — Fe, Ni, Co, Mn.

Для первой группы элементов характерно однонаправленное изменение содержания. Так, количество хрома в хромшпинелиде увеличивается одновременно с густотой вкрапленности, что подтверждает вывод Н. В. Павлова и соавторов (1968, 1969) для альпинотипных хромитов, Е. Джексона (1973) и Р. Бичана (1973) для хромитовых слоев в стратиформных массивах. Подобная зависимость установлена нами в последнее время для хромитовых руд массива Рай-Из на Полярном Урале и дунитов Платиноносного пояса Урала. Все вместе взятое позволяет высказать суждение, что эта закономерность имеет всеобщий характер вне зависимости от формационной принадлежности и генетического типа руд и пород; она определяется, скорее всего, внутренними свойствами системы (главным образом, химической активностью компонентов), в которой образуется хромит, а не условиями его образования (температурой и давлением). Алюминий, в силу изоморфизма с хромом, ведет себя противоположно последнему, в связи с чем отношение Cr/Al вверх по разрезам увеличивается (см. рис. 4). Содержание титана и ванадия увеличивается висячем боку рудных тел от 0,06 до 0,17 вес. % и от 0,015 до 0,11 вес. % соответственно.

Вторая группа элементов имеет симметричное распределение относительно контактов. Более высокие содержания в непосредственном контакте с дунитом, т. е. в краевых частях, заметно обнаруживает Fe^{3+} (см. рис. 5). Исключением из этого правила является обр. 5, содержание Fe^{3+} , в котором не согласуется с нашим выводом. Однако этот образец взят не из непосредственного контакта с дунитом, а в 2,5 м от него, и особенности его состава должны отвечать внутренним участкам рудного тела. Вынесенное на соседней колонке ΣFe повторяет картину распределения Fe^{3+} , и можно, видимо, говорить о том, что увеличение суммарного железа в хромшпинелиде краевых частей рудных тел происходит главным образом за счет Fe^{3+} . Это подтверждается и степенью окисления железа.

Марганец, никель и кобальт, наряду с железом, — элементы переходной группы, и поэтому их поведение аналогично поведению железа. Коэффициент распределения железа и магния между хромшпинелидом и оливином (K_D) ведет себя аналогично второй группе элементов. Итак, можно выделить следующие особенности гипербазитового разреза в целом:

Кемпирсайский массив представляет собой дифференцированное тело гипербазитов с ясно выраженным чередованием дунитов и гарцбургитов, мощность которых колеблется от первых сантиметров до сотен метров с явной тенденцией к обособлению более кислых разновидностей пород (лерцолитов и форелленштейнов) в верхних частях разреза. В отдельных случаях можно наблюдать однонаправленное изменение состава породообразующих минералов, в частности оливина, сверху вниз по разрезу в пределах каждой разновидности пород;

породы рудоносного комплекса отличаются от безрудных участков северной половины массива большей магниальностью, а гарцбургиты, кроме того, — значительно меньшим количеством энстита.

Для рудовмещающего горизонта и хромитовых тел характерно увеличение мощности рудных тел с глубиной, сопряженное с возрастанием густоты вкрапленности хромшпинелида в руде, которое сопровождается повышением магниальности оливина; два типа распределения главных и малых компонентов в вертикальных разрезах хромитовых тел: однонаправленное и симметричное; значительное уменьшение железистости оливина в околорудных дунитах; симметричное распределение величины K_D относительно контактов рудных тел.

Анализируя перечисленные особенности разреза хромитовых тел Кемпирсайского массива, можно видеть, что первый тип зональности характерен для элементов, содержащихся практически лишь в хромшпинелиде: содержание Cr, Al, Ti, V в оливине не выходит за рамки чувствительности стандартных методов химического и спектрального анализов. Поэтому можно предположить, что эти элементы отражают неоднородность в химизме хромшпинелидов, которая возникла в процессе образования хромитовых руд. Такая зональность выявлена для многих хромитовых пластов стратифицированных массивов [Бичан, 1973; Джексон, 1973; Moescops, 1977; и др.].

Магниальные ореолы дунитов вокруг хромитовых тел отмечены многими исследователями. Согласно последним данным [Tsaritsin, 1978; Roeder e. a., 1979], такие ореолы возникают в результате диффузии вещества на контакте оливин — хромит на уровне зерен и геологических тел, т. е. обмен веществом имел место как внутри руды, так и в околорудном пространстве. Действительно, элементы, обнаруживающие симметричный тип зональности, постоянно присутствуют в оливине в значительных количествах: по данным Н. В. Павлова и соавторов (1969), оливин хромитовых руд содержит до 0,67% Ni, Mn, по данным разных авторов, 0,2—0,4 вес. %, а кобальта — до 0,05 вес. %. Таким образом, симметричное распределение малых элементов и железа свидетельствует о наличии процессов диффузии вещества. Причем более высокие содержания Fe, Ni, Mn, Co в эндоконтактах рудных тел обусловлены, как нам представляется, большей возможностью «вытягивать» эти компоненты из оливина приконтактных дунитов — практически мономинеральных пород — по сравнению с ограниченным количеством внутрирудного оливина в густовкрапленных рудах. Интересен в этой связи тот факт, что отношение содержания марганца в хромшпинелиде к его количеству в оливине близко к единице, для никеля — всегда много меньше, а для кобальта оно на порядок выше. Вероятно, объяснить такое положение можно тем, что энтальпия образования кобальтсодержащих шпинелей значительно ниже, чем для марганец- и особенно никельсодержащих; из этого следует, что на процессы распределения вещества и его диффузии между минеральными фазами влияют многочисленные факторы, включающие как состав системы, так и кристаллохимические, термодинамические и внешние причины (*PT*-условия). Влияние температуры и состава системы на процессы диффузии было продемонстрировано Р. Родером [Roeder e. a., 1979], который экспериментально подтвердил теоретические предпосылки Т. Ирвина [Irvine, 1965] и показал, что при температурах много ниже солидусных имеет место перераспределение компонентов между фазами в твердом состоянии; повышение температур до 1300°C и более приводило к образованию жидкой фазы, которая стимулировала это перераспределение.

Мы предприняли попытку оценить равновесные температуры оливин-хромшпинелевого парагенезиса в центральных и периферических участ-

ках рудных тел по исправленному термометру Джексона [Roeder e. a., 1979]. Вряд ли имеет смысл говорить об абсолютных температурах, соответствующих равновесным в момент образования парагенезиса. Однако при прочих равных условиях в каждом конкретном разрезе, когда влияние неучтенных факторов вносит систематическую ошибку, можно, очевидно, оценить относительные температуры равновесия для разных участков разреза. Расчеты показали, что температура равновесия краевых частей рудных тел на 100—150° ниже, чем в центральных участках, что подтверждает высказанное нами ранее мнение о широко проявленных процессах диффузии вещества на контактах двух фаз в твердом состоянии [Tsaritsin, 1978].

* *
*

Образование Кемпирсайского массива гипербазитов, вероятнее всего, происходило путем кристаллизации из магмы в условиях понижающейся температуры по механизму, сходному с предложенным Р. Бичаном (1973) для Великой Дайки.

Формирование хромитовых тел Кемпирсайского массива сопровождалось гравитационной дифференциацией рудно-силикатного расплава.

Наличие процессов диффузии на контактах минералов свидетельствует о том, что температуры, рассчитываемые по оливин-хромшпинелевым геотермометрам типа геотермометра Джексона (1973), соответствуют не первичным, а окончательным условиям установления равновесия, когда прекратилась миграция вещества на контактах твердых фаз.

Выявленные особенности разрезов в гипербазитах Кемпирсайского массива подтверждают их магматическую природу и ставят под сомнение взгляды на альпинотипные ассоциации как на реститы. Все эти выводы имеют, безусловно, предварительный характер и требуют проверки на других объектах и в большем объеме.

ЛИТЕРАТУРА

- Бичан Р. Происхождение хромитовых пластов Хартли Великой Дайки (Родезия). — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 86—98.
- Джексон Е. Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллвуотер. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1963, с. 43—66.
- Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. М.: изд. ГИН, 1949, вып. 103, серия рудных месторождений, № 13. 187 с.
- Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 198 с.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И., Острогорская О. П. О составах сосуществующих оливинов и хромшпинелидов из пород и руд дунит-гардбургитовой формации. — Геология рудных месторождений, 1969, № 2, с. 17—29.
- Смирнова Т. А. Некоторые новые данные о гипербазитах Кемпирсайского плутона. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. М.: Наука, 1969, с. 93—101.
- Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Степень серпентинизации дунитов платиноносного пояса как функция температуры процесса. Ежегодник. 1976. Труды ИГ и ГУНЦ АН СССР, Свердловск, 1977, с. 41—44.
- Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Pt 1. — Can. J. Earth Sci., 1965, v. 2, № 6, p. 648—672.
- Moescofs P. G. New type of igneous layering due to fractionating of Archean ultramafic magma. — *Natura*, 1977, v. 267, № 5611, p. 508—509.
- Roeder P. L., Campbell J. H., Jamison H. E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 68, № 3, p. 325—334.
- Tsaritsin E. P. Mineralogical and petrological aspects of olivine-chromspinel paragenesis in hyperbasites. Novosibirsk, 1978, p. 14—17.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА РИФТОВЫХ ЗОН ЗЕМЛИ

Развитие рифтовых зон Земли сопровождается интенсивным вулканизмом, характерные черты которого зависят от геолого-тектонической обстановки рифтообразования и физико-химических условий зарождения мантийных расплавов.

Океанические рифтовые зоны Земли представлены срединно-океаническими хребтами Мирового океана. Точки зрения на их структуру так же противоречивы, как и на структуру океанической коры в целом и генезис слагающих ее магматических образований в частности. Континентальные рифтовые зоны, выраженные в виде депрессий, впадин и авлакогенов, как древние, так и молодые, также служат объектами пристального внимания исследователей [Субботин, 1979; и др.], однако до сих пор переход процессов от материкового к океаническому рифтогенезу в достаточной мере не выявлен, так же как и различия термодинамических условий процессов тектогенеза и магматизма, обусловивших образование рифтовых зон Земли в целом.

Поэтому цель нашей статьи — рассмотреть отдельные рифтовые зоны Земли и методом анализа результатов петрологических исследований выявить различие и сходство процессов рифтогенеза во времени и пространстве. Для этого данные пересчетов химических анализов пород, заимствованные из литературных источников, были нанесены на диаграмму, построенную в координатах щелочность (кислотность) — кремнекислотность (рис. 1). Для расчетов использованы анализы Л. В. Дмитриева и др. (1972, 1974), В. И. Лаврова (1979), В. И. Герасимовского и А. И. По-

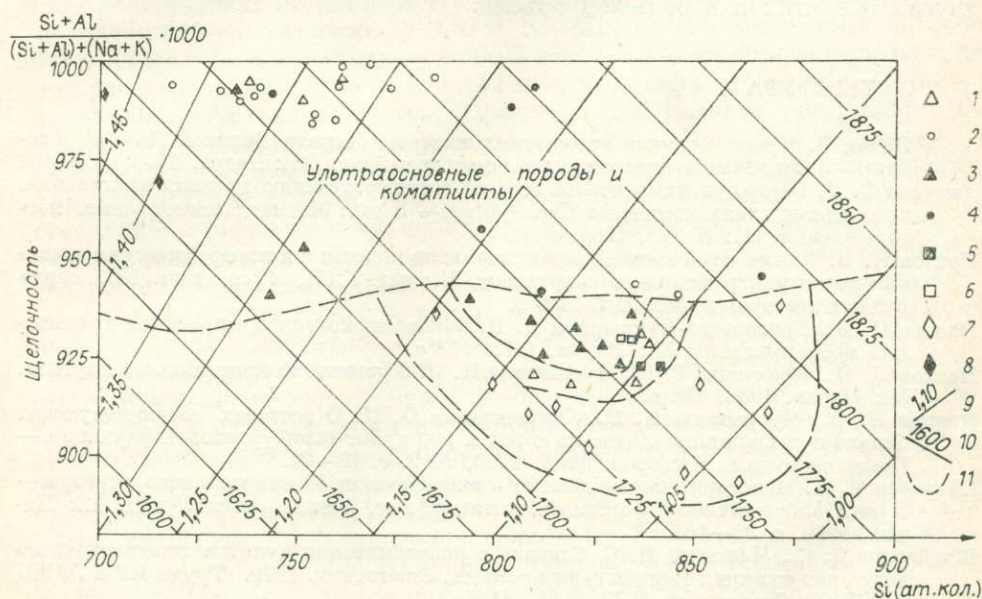


Рис. 1. Средние составы пород рифтовых зон Земли в координатах щелочность (кислотность) — кремнекислотность.

1, 2 — Индийский океан: базальты и ультраосновные породы (1), коматииты (2); 3, 4 — Атлантический океан: базальты и ультраосновные породы (3), коматииты (4); 5, 6 — базальты Тихого океана (5), Красного моря (6). Континентальные рифты: 7 — базальты, 8 — коматииты, 9 — степень основности пород (линии равных отношений щелочности — кислотности к кремнекислотности), 10 — линии равных значений общей основности пород, 11 — условные границы полей распространения пород.

лякова (1978). И. В. Белова (1963), В. А. Кутolina (1972). Диаграмма отражает сущность изменения петрохимических и физико-химических параметров магматических образований. Основными параметрами являются щелочность — кислотность и кремнекислотность, от изменения которых меняется парагенезис минералов и другие петрохимические показатели. Теоретическое обоснование построения подобной диаграммы и термодинамическая сущность анализа пород в этих координатах приведены в работах А. А. Маракушева (1973), А. М. Виленского (1978). Кроме щелочности (кислотности) — кремнекислотности диаграммы позволяют получить показатели степени основности пород (отношение щелочности — кислотности к кремнекислотности), количественная сторона которых отражена линиями по диагонали (слева направо) от начала координат. И, наконец, эта диаграмма дает условный показатель основности пород (УПО), представляющий сумму значений щелочности и кремнекислотности. С теоретической точки зрения УПО выражает приближенно термодинамически выведенную энергию взаимодействия или нейтрализации кислотных и основных окислов, а также отражает в той или иной мере эффект их взаимодействия.

Другие данные по химизму базальтов сведены в диаграмму, построенную в координатах условный показатель основности (УПО) — степень основности (рис. 2). Для подсчетов использованы анализы из работ З. Г. Ушакова (1962), К. Х. Иванова (1974), В. А. Кутolina (1972),

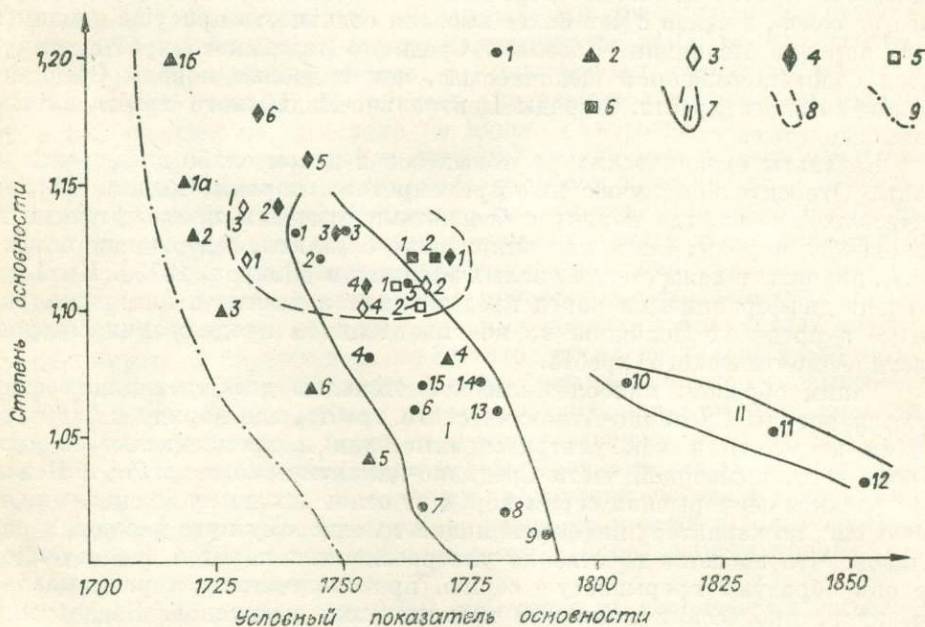


Рис. 2. Средний состав базальтов различных структурных зон Земли (в координатах общая основность — условный показатель основности).

1 — Платформенные базальты и долериты: 1 — Таймыра, 2 — Сибирской платформы (среднепалеозойские), 3 — Сибирской платформы (верхнепалеозойские — нижнемезозойские), 4 — Индийской платформы, 5 — Русской платформы, 6 — Зауралья и Тургайского прогиба, 7 — Анабарского шита (протерозойские), 8 — Урала, 9 — Кузбасса, 10 — Африки, 11 — Тасмании, 12 — Антарктиды, 13 — Аппалачей (США), 14 — Юж. Америки, 15 — Зап. Австралии; 2 — базальты континентальных рифтов: 1 — Байкальского (а — третичные, б — четвертичные), 2 — Днепровско-Донецкого, 3 — Восточно-Африканского (Афар), 4 — Западно-Сибирского, 5 — запада США, 6 — Орегона (Колумбия); 3 — базальты Индийских Срединно-Океанических хребтов: 1 — Аравийско-Индийского, 2 — Центрально-Индийского, 3 — островов Индийского океана, 4 — донных котлов Индийского океана; 4 — базальты Атлантических Срединно-Океанических хребтов: 1 — хр. Рекиянес, 2 — хр. Рекиянес (глинозистые базальты), 3 — Сев. Атлантического хребта, 4 — Сев. тропического разлома, 5, 6 — Исландии; 5 — базальты Срединно-Океанических хребтов Тихого океана: 1 — Восточно-Тихоокеанского, 2 — Галапагосского; 6 — базальты Срединно-Океанического хребта Красного моря (1, 2); 7 — поля распространения платформенных базальтов; 8 — поле распространения океанических базальтов; 9 — поле распространения базальтов континентальных рифтов.

М. С. Мащак (1973), В. Л. Масайтиса (1973), Ф. Уокера, А. Польдерварта (1950), Л. В. Дмитриева (1972, 1974), В. И. Лаврова (1979), В. И. Герасимовского и др. (1977), И. В. Белова (1963), А. Ф. Грачева (1977), А. Эдварса (1950) и Н. А. Вебмана (1950). Она позволяет выявить ряд петрохимических, а еще более четко — физико-химических особенностей кристаллизации базальтов, приуроченных к различным структурам Земли.

Сопоставляя приведенные на диаграммах данные по базальтам, можно выявить определенную петрохимическую зональность, обусловленную изменением щелочности и кремнекислотности основных разновидностей пород (см. рис. 1). Зональность наиболее четко прослеживается при рассмотрении указанных параметров, если щелочность и кремнекислотность постоянны. Так, при постоянной кремнекислотности базальты образуют закономерный ряд нарастания их щелочности: базальты рифтовых зон Атлантического, затем Индийского океанов и, наконец, континентов. В условиях постоянной щелочности намечается следующий ряд (в порядке возрастания кремнекислотности): базальты молодых континентальных рифтовых зон, рифтовых зон Индийского, затем Атлантического океанов, и, наконец, более высокой кремнекислотностью отличаются диабазы докембрийских рифтовых зон, у которых также относительно низка щелочность.

Характерной особенностью магматизма собственно Срединно-Атлантического хребта является возрастание степени основности базальтов с юга на север, в связи с чем более высокая основность присуща одноименным породам Исландии. Базальты Срединно-Индийского хребта отличаются более повышенной щелочностью, чем подобные породы Срединно-Атлантического хребта. Породы Центрально-Индийского хребта высокоглиноземистые.

Базальты океанических рифтовых зон в целом слабо дифференцированы. Относительно лучше дифференцированы породы Срединно-Атлантического хребта, где наряду с базальтами отмечены промежуточные по основности породы, такие как пикритовые базальты, содержащие плагиоклаз, диориты и даже стекла кислых эффузивов [Лавров, 1979]. Крайнюю степень дифференциации пород представляют андезиты и липариты, развитые в пределах Исландии на континентальном продолжении северной части Атлантического хребта.

Таким образом, наиболее высокой степенью дифференциации отличаются породы Срединно-Атлантического хребта, где наряду с базальтоидами встречаются как ультраосновные, так и кремнекислые породы. Кроме того, в северной части Срединно-Атлантического хребта и Исландии развита непрерывная серия пород от основных до кремнекислых, отвечающих по характеру дифференциации толеитовому пути эволюции расплавов. Что касается собственно ультраосновных пород и базальтоидов, то они образуют прерывистую серию, происхождение которой вызвано, очевидно, процессами ликвации коматитовых расплавов. Базальтоиды Восточно-Тихоокеанского хребта близки по составу базальтам Центрально-Индийского хребта, но отличаются более высоким содержанием железа.

Для континентальных рифтовых зон присуще возрастание степени дифференциации расплавов от древних зон к молодым, что вызвано сильным окислением флюидов у последних. Наиболее низкой кремнекислотностью и высокой степенью основности отличаются базальтоиды Байкальского рифта, в то время как одноименные породы Восточно-Африканской рифтовой зоны и рифтовой зоны Запада США отличаются высокой кремнекислотностью и повышенной щелочностью.

Как уже отмечали многие исследователи, океанические базальты отличаются от континентальных низким содержанием калия, хотя не исклю-

чены находки среди платформенных базальтов и низкокальциевых продуктов вулканизма.

Наиболее высоким и почти постоянным УПО отличаются базальтоиды континентальных рифтовых зон, однако для них характерен большой интервал изменения степени основности пород (см. рис. 2). Наиболее высока степень основности у базальтоидов Байкальского рифта, а наиболее низка у базальтоидов Северной Америки. Понижен УПО при повышенной кремнекислотности у базальтов Западно-Сибирской плиты — предполагаемого рифта. По химизму состав этих базальтов попадает в поле распространения платформенных базальтов.

Платформенные базальты характеризуются составами, которые группируются при более низком УПО, чем базальты континентальных рифтовых зон. Формирование этих траппов протекало при относительно большом интервале УПО, но при более низкой степени основности. Если интервал степени основности для базальтов континентальных рифтов колеблется от 1,04 до 1,2, то для платформенных базальтов при более низком УПО — от 1,01 до 1,13. Кроме того, фигуративные составы платформенных базальтов образуют два самостоятельных поля, различных по всем петрохимическим параметрам. Составы подавляющего количества платформенных базальтов близки по значениям УПО и образуют поле, вытянутое вдоль ординаты «Степень основности» (поле I).

Составы траппов Африки, Тасмании и Антарктиды на диаграмме образуют совершенно самостоятельное поле, вытянутое вдоль ординаты УПО (поле II). Базальты этих областей Земли при низкой степени основности отличаются также весьма пониженными УПО. Если обратиться к базальтам океанических рифтов, то, оказывается, они образуют почти самостоятельное поле. В эту область попадают только анализы траппов Сибирской платформы, что пока не нашло объяснения.

В петрологии донных пород океанов сделано уже многое, однако до сих пор исследователи не занимались вопросом повсеместного развития как базальтовых, так и перидотитовых коматиитов. При изучении петрохимических особенностей основных и ультраосновных пород континентов было установлено, что коматииты представляют собой примитивные образования, в которых не проявились процессы дифференциации расплавов или взаимодействие их с вмещающими породами. По составу коматииты варьируют от пикритовых перидотитов до магнезиальных базальтов. По петрохимическим параметрам коматииты отличаются повышенной основностью (базальтоиды) или высоким содержанием магния, кальция, низким — калия, титана, бария и стронция (перидотиты). Отсюда следует, что коматииты представляют собой первичные выплавки мантийного вещества под влиянием восходящих кислотного состава флюидов. Последнее воздействие на ультраосновное вещество мантии в зонах восходящих флюидов способствует его плавлению с образованием промежуточных пород — коматиитов.

Выявленные нами по анализам коматииты в океанических рифтовых зонах представлены перидотитовыми (лерцолитовыми) и гардбургитовыми и базальтовыми коматиитами (см. рис. 1). Характерным отличием океанических как базальтоидных, так и ультраосновных коматиитов от других базальтов, прошедших эволюцию, является отчетливо пониженная щелочность и (в большинстве случаев) более высокая кремнекислотность.

При относительно неоднородном составе коматиитов Индийского океана их производные — базальты — слабо дифференцированы. Наоборот, почти однородный состав коматиитов Атлантического океана обусловил образование относительно хорошо дифференцированных базальтов. Это свидетельствует о различном режиме спрединга этих океанов или о различном флюидном режиме, обусловившем различный спрединг.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН

Связь вулканизма с составом и строением земной коры — проблема весьма сложная, и односторонний подход к ней недопустим. Поэтому необходимо рассматривать дифференциальные серии пород в условиях различного тектонического режима под влиянием трансмагматических флюидов различного состава.

Петрологические исследования [Маракушев, 1979; Виленский, 1978] показали, что магматизм (и его продукты) в одних случаях тесно связан с типом земной коры (геосинклинальным), а в других — протекает вне зависимости от него, он сугубо мантийный и развит как в океанических областях, так и на континентах. Мы рассматриваем мантийный тип магматизма, не связанный с сиалической корой и представленный толеит-базальтовой серией пород. В серии выделяются породы, содержащие и не содержащие ультраосновные нодулы. К последним относятся толеитовые (пижонитовые) базальты, образующие, с одной стороны, непрерывные богатые железом серии пород (пижонитовые толеитовые базальты — андезит-базальты, андезиты или исландиты — железистые липариты — дациты-липариты), а с другой — контрастные серии (базальты — дациты — липариты или базальты-перидотиты (пикриты)). Базальтоиды, содержащие нодулы ультраосновных пород, произошли из расплавов, за счет которых образовались также щелочные и ультраосновные — щелочные серии пород. Эти образования характерны для молодых континентальных рифтовых зон и океанических островов, представляющих консолидированные участки бывших океанических рифтовых зон или океанических поднятий.

Генезис пижонитовых и, в частности, океанических базальтов часто связывают с селективным выплавлением базальтовой магмы из ультраосновного субстрата мантии. Ультраосновные породы рассматриваются как явление, связанное с базальтоидным магматизмом. Наши наблюдения лишней раз доказывают, что как базальтоидные, так и ультраосновные породы — это первичные мантийные выплавки, за счет которых в дальнейшем образуются несходные по составу породы, происхождение которых обязано различному флюидному режиму [Маракушев, 1979; Перчук, 1973].

Коматиитовые расплавы сопровождаются обычно сильно восстановленными флюидами, богатыми такими компонентами, как H_2 , CO , CH_4 , N_2 , NO , H_2S и другие, благодаря которым часто происходит ликвация. Следует заметить, что такие флюидные компоненты, как фтор и водород, ограничивают смесимость расплавов и часто приводят к ликвации, вызывая образование контрастных серий. Как показали исследования, коматиитовая магма расщепляется, особенно под влиянием фтора и водорода, по следующей схеме: коматиит-базальт + перидотитовый коматиит [Маракушев, 1978]. Эта схема вполне реализуется при рассмотрении генезиса океанических базальтов и сопровождающих их коматиитов.

Экспериментальное изучение силикатных систем показало, что растворимость CO_2 в расплавах основного состава растет с повышением давления [Перчук, 1973; Флюидный режим..., 1977], и состав расплава в сильной степени зависит от соотношения CO_2 и H_2O , вследствие чего при одной и той же температуре могут образоваться расплавы различного состава. Как известно, флюид следует рассматривать как смесь водородного ($H_2O + H_2$), углеродного ($CO_2 + CO$) и углеводородного (CH_4) компонентов, в которых соотношения мольных долей газов определяются температурой и фугитивностью кислорода. Миграция восстановленных на больших глубинах мантии газов сопровождается окислением с экзотермическим эффектом, вызывающим плавление субстрата мантии.

Петрологические исследования [Перчук, 1973] свидетельствуют о строгой корреляции щелочности и кремнекислотности базальтов с давлением, правомерность которой доказана на множестве примеров [Виленский, 1974, 1978]. Кроме того, большое значение имеет отношение калия к сумме щелочей, потому что калиевые соединения, а тем более окислы, всегда менее плотные, чем натриевые. Значит, при снятии давления на больших глубинах в процессе плавления мантии в расплав переходят силикаты и алюмосиликаты калия — соединения при высоком давлении неустойчивые. Однако щелочность расплавов коррелируется с содержанием летучих и в первую очередь с H_2O . Поэтому возрастание общего давления и P_{H_2O} благоприятствует выплавлению из глубинных частей мантии оливиновых щелочных базальтов. Что касается океанических толеитовых базальтов, то они являются производными верхних частей мантии, расплавы которых были бедны летучими и щелочами, а калий играл незначительную роль. Наоборот, платформенные базальты — производные более глубоких частей мантии, в процессе плавления которой в расплав в первую очередь переходит калий. Поэтому платформенные базальты и базальты континентальных рифтов более богаты щелочами и калием, чем океанические. Калий вообще в условиях верхней мантии — компонент термодинамически неустойчивый и обычно мигрирует в верхние горизонты литосферы [Флюидный режим..., 1977].

Как показали исследования [Флюидный режим..., 1977; Маракушев, 1978], породы мантии и земной коры служат окислительной средой, способствующей переходу флюидов от относительно восстановленных к окисленным. Эффект воздействия флюидов на мантийные породы зависит от состава образующихся расплавов и в первую очередь от их щелочности (основности). Вызвано это тем, что растворимость кислотных газов с повышением основности расплавов усиливается, а основных (флюидов) ослабевает. Поэтому добавление к H_2O таких кислотных газов, как HF , P_2O_5 , SO_3 , HCl и других способствует снижению температуры плавления основных пород. Влияние более основных газов в этом случае (NH_3 , H_2O) на породы весьма слабое, усиливаясь в случае кислого магматизма. Кислотные компоненты в смеси с водородом, углеродородом, водой, фторсодержащими газами, реагируя с веществом мантии, вызывают его плавление с образованием основных и ультраосновных коматитов.

Экспериментальные исследования [Флюидный режим..., 1977] показали, что по отношению H_2/H_2O и CO/CO_2 такие породы, как лердолиты, формировались в весьма восстановительной обстановке, а базальты — в более окисленной, причем количество газов в них во много раз выше, чем в лердолитах. Кроме того, выявлено, что имеются системы, где преобладают такие газы, как $H_2 + CH_4 + H_2O$, и системы, где преимущественно присутствуют $CO + CO_2$. При этом замечено, что образование CH_4 возможно из флюида при определенных термодинамических условиях за счет реакций CO_2 и H_2 .

Большую роль в процессе фракционирования расплавов играет фугитивность кислорода, поэтому чем ниже f_{O_2} в процессе кристаллизации и фракционирования, тем ниже температура кристаллизации железомagneзиальных минералов, что способствует формированию глиноземсодержащих расплавов. Обогащение расплавов глиноземом, а отсюда — образование глиноземистых базальтов следует рассматривать как результат повышения флюидного давления, главным образом H_2O , что по принципу кислотно-основного взаимодействия компонентов будет способствовать обогащению плагиоклаз-пироксеновой и плагиоклаз-оливиновой эвтектики плагиоклазом. Следовательно, глиноземистые базальты следует рассматривать как породы, в формировании которых значительную роль играли летучие компоненты. Известно, что каждый компонент флюида (H_2O , CO_2 , HF , HCl и т. д.) влияет на состав эвтектики таким образом, что

приводит к обогащению расплава тем компонентом, на температуру плавления которого оказывает наибольшее влияние. Этот эффект выражен производной $\frac{dT}{dP_{f1}}$, где T — температура плавления минерала, а P_{f1} — парциальное давление данного флюида. Отсюда каждый минерал (например, в ряду пироксен — оливин — кварц — альбит — анортит — нефелин) будет вытесняться впереди стоящим из эвтектических расплавов под воздействием парциального давления воды в порядке увеличения $\frac{dT}{dP_{H_2O}}$. Поэтому наличие флюидов в системе в зависимости от состава расплавов приводит к образованию не только пород с повышенным содержанием того или иного минерала, но и совершенно мономинеральных пород типа нефеленита или анортозита.

Восстановительный режим характерен для образования океанических пород в целом, однако он различен для отдельных участков рифтовых зон. Увеличение парциального давления кислорода приводит (при $P_{O_2}^{-7}$ атм) к образованию андезитовой (исландитовой) жидкости. Подобное возрастание парциального давления кислорода, очевидно, было реализовано в тектонически напряженном районе сочленения хр. Реkjянес и о-ва Исландия, где наряду с базальтовыми излияниями незначительно распространены породы андезит-дацитового ряда. Снижение парциального давления кислорода, наоборот, приводит к обеднению остаточного расплава кремнеземом, калием, магнием, алюминием, что способствует образованию щелочных магм, богатых железом.

Изучение флюидного режима Восточно-Африканского, Байкальского и Срединно-Атлантического рифтов [Флюидный режим..., 1977] показало, что содержание воды в океаническом рифте в 3 раза меньше, чем в континентальном. При этом в породах Восточно-Африканского рифта очень высокое содержание углеводородсодержащих газов (CH_4 , CO , CO_2), что способствовало образованию даже чисто карбонатитовых лав. Породы Байкальского рифта, в свою очередь, бедны углеводородными газами, что и нашло отражение в весьма существенном отличии состава вулканитов Байкальского и Восточно-Африканского рифтов. Континентальные рифты значительно более водосодержащие, чем океанические. Однако базальты по сравнению с ультраосновными породами океанических рифтов имеют более высокую степень окисления первичных флюидов. Самая высокая степень окисления отмечена в нефелинсодержащих базальтах Африки, где самое высокое содержание CO_2 и H_2O отмечено в нефелинитах.

В процессе возрастания CO/CO_2 породы Байкальского рифта образуют ряд лерцолиты — базанитоиды — слабощелочные базальты. Выявлена корреляционная зависимость между отношением Na/K и уровнем окисления первичных флюидов, которая возрастает от океанических к молодым континентальным рифтовым зонам и океаническим островам, а также и к районам субдукции, к которым, возможно, следует отнести зону сочленения Исландии со Срединно-Атлантическим хребтом. Что касается базальтов древних платформ, а также древних рифтовых зон, то им присущ более окисленный характер флюидов, чем для океанических рифтовых зон, что вызвано более высоким в целом содержанием натрия и относительно слабым развитием щелочных серий пород.

Изложенный материал показывает, что чем разнообразней состав флюидов и выше степень их окисления, тем лучше дифференцированы исходные расплавы. Поэтому для базальтов океанических и древних континентальных рифтов обычны восстановительный характер флюидов, хорошая их сохранность и слабо проявленные процессы дифференциации расплавов, для которых характерны явления ликвации, подтверждаемые наличием контрастных серий пород и коматитов. У молодых континен-

тальных рифтов высока степень окисленности флюидов, обеспечивающая наиболее полную дифференциацию расплавов вплоть до нефелинсодержащих мелилитов, нефелинитов и карбонатитов.

Серии щелочных и субщелочных пород часто связаны с толеитовыми базальтами как океанических, так и континентальных рифтовых зон переходными разностями, к которым следует отнести оливиновые щелочные базальты. Последние в пределах океанических островов, представляющих собой относительно более консолидированные участки коры, представлены патриевыми сериями (оливиновый базальт—гавайит — муджиерит — трахит). На типично континентальной коре преимущественно развиты щелочные базальты калиевой ветви, содержащие в конечном счете калиевые фельдшпатоиды (лейцитовые базаниты, тефриты, лейцититы и др.). Подобные породы иногда развиваются и на океанических островах (поднятие Дарина в Тихом океане, о-в Гофф в Атлантическом и др.). При постепенных переходах толеитов базальтов к щелочным последние также при фракционировании накапливают железо (Гавайские острова). Следует заметить, что щелочные серии расплавов приурочены к участкам земной коры, проницаемость которой прогрессивно уменьшается, что создает благоприятные условия для взаимодействия флюидов с субстратом мантии и расплавами. По мере консолидации от океанических островов к континентам (платформам) глубина зарождения магматических очагов увеличивается, что вызывает рост содержания калия в расплаве.

Содержание калия или отношение K/Na возрастает в расплавах по мере увеличения глубинности их зарождения, так как с ростом литостатического давления повышается температура плавления минералов, что благоприятствует кристаллизации в расплавах тех минералов или соединений, на которых давление оказывает наименьшее воздействие. Повышенное литостатическое давление — причина выплавления более богатых калием расплавов, приуроченных к континентальным рифтам или участкам Земли, для которых тектонические условия благоприятствовали увеличению давления (P_s) на вещество мантии.

Немаловажный факт — возникновение кремнекислых расплавов, приуроченных к океаническим областям, где они появляются на островах и зонах их сочленения со срединно-океаническими хребтами. Кремнекислый и средний магматизм, связанный с островными дугами и сопряженный в геосинклинальных областях с орогенезом, характеризуется непрерывными сериями пород от основных до кремнекислых и с формационной точки зрения, а также генезису, несопоставим со средним и кремнекислым магматизмом океанических областей или континентальных платформ. В первую очередь кремнекислый и средний магматизм океанических областей тесно связан с толеитовым базальтоидным магматизмом и отличается высоким содержанием во всех дифференциатах железа [Маракушев, 1979]. В Атлантике кремнекислые и средние породы отмечены в северной части Срединно-Атлантического хребта, Исландии; встречаются они также на островах Вознесения, Зеленого Мыса, Азорских. В Индийском океане они отмечены на островах архипелага Кергелен и Сейшельских островах. На о-ве Пасхи в Тихом океане также обнаружены кремнекислые породы типа риолитов. Многие исследователи трактуют происхождение подобных кремнекислых пород как дифференциаты базальтовой магмы. В частности, Б. Кармицль [Лучицкий, 1973] подобным образом трактует происхождение андезитов и риолитов Исландии. Другие исследователи объясняют происхождение подобных пород погружением верхней мантии и дальнейшей ее дифференциации.

Мы объясняем происхождение кремнекислого и среднего состава пород, связанных с заключительными стадиями вулканизма в океанических областях, влиянием кислотных флюидов, за счет которых происходит образование контрастной или непрерывной серии пород андезитового и

липаритового состава [Маракушев, 1979]. Однако высокое содержание железа, указывающее на генетическое сродство этих пород с толеитовыми базальтами, существенно отличает их от обычных средних и кремнекислых пород островных дуг.

По мере охлаждения расплавов в зонах повышенного давления H_2O происходит полимеризация кремнекислородных тетраэдров и образование алюмокремниевых кислот; в результате подобного подкисления не только понижается температура плавления, но и происходит кристаллизация кварца. Однако главный фактор образования кремнекислых магм — кислотные флюиды (особенно фтор и бор), трудноотделяемые от расплава в противоположность хлору и углекислоте. Повышение роли фтора в расплаве коррелирует с ростом отношения калия к натрию. Это вызвано большим сродством калия и алюмосиликатов с образованием в этом случае ортоклаза. Наличие во флюидах таких газов, как Cl , способствует еще большей экстракции натрия из расплава и образованию алюмосиликатов калия. Но, несмотря на значительное сродство калия и фтора с алюмосиликатными группировками, взаимное между ними сродство невелико и при благоприятных условиях фтор способствует ликвации расплава. Таким образом, в зависимости от состава и взаимоотношений флюидов с основными расплавами образуются контрастные или непрерывные серии пород, конечными дифференциатами которых служат обогащенные железом андезиты, дациты или липариты.

* *
*

Развитие магматизма в рифтовых зонах Земли и его эволюция вызваны главным образом не продолжительностью, а PT -условиями и флюидным режимом магнообразования.

Впервые среди океанических рифтовых зон выявлены коматииты базальтоидного и ультраосновного состава. Коматииты Срединно-Атлантического хребта обладают более высокой кремнекислотностью, чем Срединно-Индийского, что позволяет уточнить различный режим процессов рифтогенеза этих океанов. Например, можно предполагать, что в Атлантическом океане рифтогенез проходил с большим участием флюидов, чем в Индийском. Это, видимо, происходило из-за разной скорости раскрытия или вследствие большей хрупкости верхней части литосферы. Наиболее высокая степень дифференциации из пород океанических рифтов — у коматиитов Атлантического океана, эволюция расплавов которых обусловила образование пород от ультраосновных до кремнекислых.

Выявлена зональность в изменении химизма базальтов рифтовых зон. Так, при постоянной кремнекислотности щелочность пород уменьшается в такой последовательности: континентальные рифты — Индийский океан — Атлантический океан. В случае постоянной щелочности наименее кремнекислотными оказываются базальтоиды континентов, затем, в порядке возрастания кремнекислотности, следуют базальты Индийского, Атлантического и Тихого океанов и Красного моря.

Находки коматиитов в генетически различных рифтовых зонах заставляют думать, что не характер спрединга (скорость и другие условия) является причиной образования базальтов, а первоначальный мантийный продукт во взаимодействии с флюидами создает разнообразие океанической литосферы. Вывод основан на том, что реакция между мантийным материалом и флюидами протекает значительно быстрее, чем изменения градиента PT -условий.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 367 с.
- Вубман Н. А. Пути дифференциации в трапах Декана. — В кн.: Геология и петрография траптовых формаций. М.: ИЛ, 1950, с. 244—296.
- Виленский А. М. Физико-химические условия формирования естественных серий пород и связанных с ними медно-никелевых руд. — Геол. и геофиз., 1974, № 1, с. 33—40.
- Виленский А. М. Интрузивный магматизм. — В кн.: Петрология и перспективы рудоносности траптов севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978, с. 60—113.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра 1977. 243 с.
- Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия и генезис вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 179—187.
- Герасимовский В. И. и др. Исландия и Срединноокеанический хребет. М.: Наука, 1978. 183 с.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я. Петрография и петрохимия коренных пород Аравийско-Индийского хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. II. М.: Наука, 1972, с. 156—182.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Харин Г. С., Куренцова Н. А. Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. III. М.: Наука, 1974, с. 85—111.
- Иванов К. П. Триасовая трапшовая формация Урала. М.: Наука. 154 с.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 206 с.
- Лавров В. И. Геология Срединно-Атлантического хребта. М.: Наука, 1979. 142 с.
- Луцицкий И. В. О кислых магматических породах океанов. — Тектоника, 1973, № 5, с. 22—35.
- Мащак М. С. Петрохимические особенности разновозрастных даек диабазов южной части Анабарского щита. — В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973, с. 78—87.
- Масайтис В. Л. Базитовые магматические формации Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 159—171.
- Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических пород. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 8, с. 7—21.
- Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенеза в свете теории флюидно-магматического взаимодействия. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 65—84.
- Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 298 с.
- Субботин С. И. Вопросы гравиметрии исследования земной коры и мантии. Теория тектогенеза. Киев: Наукова думка, 1979. 472 с.
- Ушакова З. Г. Нижнепалеозойская трапшовая формация западной части Русской платформы. — В кн.: Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов. Л.: изд. ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 80, 1962, с. 3—109.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрография траптовых формаций. М.: ИЛ, 1950, с. 8—183.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 140 с.
- Эдварс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании. — В кн.: Геология и петрография траптовых формаций. М.: ИЛ, 1950, с. 183—248.

В. И. ПАВЛОВСКИЙ, В. А. ТЮРЕМНОВ, В. П. МИРОШНИКОВ,
Л. Д. ГАЛИЧАНИНА, П. Л. КАЦЕБЛИН

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД НЕКОТОРЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Эволюция тектонического режима Карело-Кольского региона от геосинклинального к платформенному определила основные особенности трех периодов магматизма, соответствующих тектоно-магматическим циклам. Для раннепротерозойского геосинклинального периода характерно

развитие доорогенных и синорогенных эффузивных и plutонических основных и ультраосновных пород, а на заключительной стадии — формирование гранитоидных комплексов разнообразного состава и генезиса. Среднепротерозойский субгеосинклинальный период с plutоническими и экструзивными породами базит-гипербазитового состава завершился формированием интрузивов лейкократовых, порфировидных и щелочных гранитов. Для платформенного верхнепротерозойского — нижне- и среднепалеозойского периода присущи излияния пестрых по составу основных и щелочных лав и образование глубинных магматических комплексов ультраосновного — щелочного и нефелин-сиенитового состава. Общая направленность изменения вещественного состава и химизма магматических образований обусловила формирование физических параметров пород, зависящих от свойств исходного субстрата и их изменений в процессе образования первичных ассоциаций пород. В поле корреляции плотность — магнитная восприимчивость (рис. 1) интрузивные формации достаточно надежно разделяются на несколько групп. Среди раннепротерозойских интрузий выделяется гипербазитовая формация, представленная оливинитами, гарцбургитами, реже пироксенитами. Как правило, в этих интрузиях габброидные дифференциаты отсутствуют. Становление гипербазитовой формации относится к начальной стадии раннепротерозойского цикла. Характерная петрофизическая особенность для пород этой формации — высокая намагниченность и широкие пределы изменения их плотности.

Изменения физических характеристик обусловлены процессами преобразования гипербазитов и специфичностью метаморфизма, определяемого его метасоматической природой. Среди пород гипербазитового комплекса метасоматические образования, существенно отличающиеся по минеральному и химическому составу, достаточно широко представлены различными разновидностями, генезис которых вызван метасоматическим преобразованием первично магматических ассоциаций, привнесом петро-

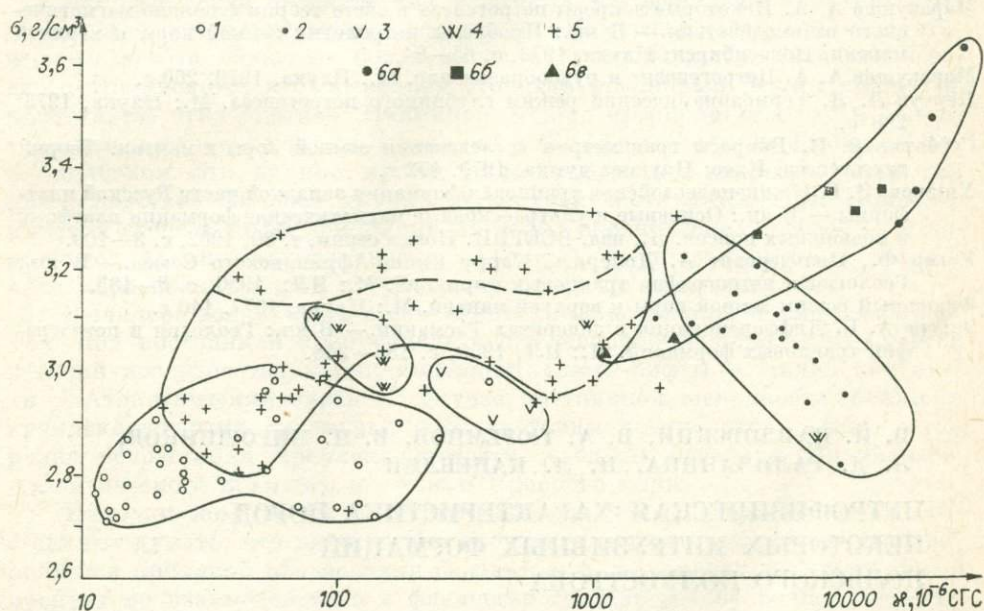


Рис. 1. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости пород магматических формаций Кольского полуострова.

1 — габбро-анортозитовая; 2 — гипербазитовая (Аллареченский район); 3 — норит-пироксенитовая (Ловно); 4 — габбро-перидотитовая; 5 — габбро-норит-перидотитовая (Мончегорский район); 6 — щелочно-ультраосновная (оливиниты (а), пироксениты (б), ийолиты + мельтейгиты (в), кальцитовый карбонатит).

генных элементов и переходом от высокотемпературных безводных к низкотемпературным гидратированным ассоциациям.

В зависимости от степени проявления тех или иных процессов (серпентинизации, амфиболитизации и т. п.) существенным образом меняются петрофизические характеристики. У серпентинизированных гипербазитов понижена плотность, но повышена намагниченность. По мере приближения к контактам гипербазитовых тел в зонах актинолитизации и актинолит-флогопитовых пород плотность увеличивается. Средняя плотность малоизмененных оливинитов выше плотности всех разновидностей метаморфизованных гипербазитов, но намагниченность ниже. Эта специфическая особенность определила обратную корреляционную связь плотность — магнитная восприимчивость для пород формации.

Для метагипербазитов зоны Колмозеро — Воронья установлена положительная корреляционная связь значений плотности с CaO , Na_2O , K_2O , Li , Sr , Cu и отрицательная — с Cr . Магнитная восприимчивость положительно коррелирует с FeO , MnO , Ba , Ca , TiO_2 .

По физическим характеристикам породы норит-пироксенитовой формации занимают промежуточное положение между породами гипербазитовой и габбро-анортозитовой формаций и практически неотличимы от пород габбро-перидотитовой. К интрузивам норит-пироксенитовой формации относятся тела норитов, габбро-норитов, перидотитов, пироксенитов и габбро-амфиболитов. Степень метаморфизма их зависит от интенсивности преобразования вмещающих толщ (от гранулитовой до амфиболитовой фаций). Интрузивы формировались в течение одного акта магматической деятельности. Как по физическим характеристикам, так и по формационным признакам породы норит-пироксенитовой и габбро-перидотитовой формаций очень близки, поэтому не случайно они описаны ранее как принадлежащие к раннепротерозойской габбро-перидотитовой формации [Зак, Ланев, 1971]. Часть поля корреляции (плотность, магнитная восприимчивость пород этой формации) перекрывается полем пород габбро-норит-перидотитовой формации. Это обусловлено широким диапазоном изменения состава тел: от перидотитов до габбро-норитов и габбро-амфиболитов.

К раннепротерозойским относится также формация габбро-анортозитов, широко развитая на Кольском полуострове и представленная разнообразными по составу габброидами, среди которых господствующее положение занимают существенно лейкократовые крупнозернистые до гигантозернистых анортозиты. Для пород этой формации характерно титановое оруденение, определяющее довольно значительный диапазон изменения магнитных параметров.

В среднепротерозойский период сформировались интрузивы габбро-перидотитовой и габбро-норит-перидотитовой формаций. По физическим характеристикам породы первой формации целиком лежат в поле корреляции второй. Это объясняется наличием дифференцированных пород (от перидотитов до габбро). Среди них встречаются сильно магнитные породы, несущие магнетитовое оруденение. Типичные представители габбро-норит-перидотитовой формации в первую очередь — интрузивы Панских и Федоровых тундр. Основные и ультраосновные тела габбро-перидотитовой формации Печенги по внутреннему строению также подразделяются на дифференцированные и недифференцированные. В наиболее полно дифференцированных массивах их придонные части сложены оливинитами и перидотитами, которые вверх по разрезу сменяются пироксенитами, а затем габброидами. Недифференцированные тела на всю мощность сложены либо перидотитами, либо габброидами. Перидотиты повсеместно почти нацело серпентинизированы.

Несмотря на большой разброс физических параметров в пределах первичных дифференциатов, для каждого из них можно отметить некото-

рые закономерности. Среди оливинитов наиболее плотными и магнитными являются слабо измененные разности. Серпентинизация приводит к уменьшению плотности пород, а хлоритизация и оталькование снижают также магнитную восприимчивость. Такие же закономерности характерны и для физических параметров перидотитов. В породах пироксенитового ряда вторичные процессы также уменьшают плотность и магнитную восприимчивость, по величине которой основная масса пород принадлежит к слабomagнитным разностям. Породы габбрового ряда в целом слабomagнитные. Наиболее плотные и магнитные — эпидотизированные разности.

Изменение магнитных параметров зависит от сопровождающего метаморфические преобразования перераспределения железа между окисной, сульфидной и силикатной формами. На первых этапах преобразования, в процессе серпентинизации пород, происходит некоторое увеличение магнитной восприимчивости, вероятно, за счет вторичного магнетита, образующегося при высвобождении железа из кристаллической решетки оливина. С повышением степени метаморфизма при процессах хлоритизации, оталькования, карбонатизации и оруденения магнитная восприимчивость пород уменьшается в результате перехода железа из окисной в силикатную и сульфидную формы. На породах этой формации наиболее полно изучено влияние метаморфизма на изменение физических параметров, которые в принципе могут служить диагностическими признаками при оценке степени и характера метаморфизма ультрабазитов.

Каледонская щелочно-ультраосновная формация в Карело-Кольском регионе представлена шестнадцатью различными по размерам и соотношению отдельных серий пород массивами. Эти массивы чаще всего располагаются поясами и приурочены к древним глубинным разломам. Отдельные массивы размещаются на пересечении концентрических и радиальных разломов. Для Карело-Кольского региона наиболее четко выделяются два субшироко ориентированных пояса: Кандалакшский и Салма-Ковдорский. Большинство интрузий относятся к интрузиям центрального типа с концентрически-зональным расположением основных разновидностей пород, при этом наблюдается смена ранних пород более поздними от центра к периферии.

Несмотря на то, что эти интрузии принадлежат к одной формации и имеют сходные черты строения, в петрографическом отношении они очень неоднородны. В основном все рассматриваемые интрузии сложены породами трех петрографических серий [Кухаренко и др., 1965]: гипербазитовой (оливиниты, пироксениты); щелочной (мельтейгиты, ийолиты и др.); карбонатитовой, включающей комплекс постмагматических образований (разнообразные по составу карбонатиты и магнетитовые руды).

Каждая интрузия имеет определенный набор серий пород, что, несомненно, отражается на их металлогенической специализации. В одних массивах преобладают породы гипербазитовой серии (Лесная варака), в других — щелочной (Озерная варака), в третьих — карбонатитовой (Салланлатва). Вопрос о причинах столь неравномерного распределения различных серий пород в щелочно-ультраосновных интрузиях до настоящего времени не решен, как и вопрос о происхождении отдельных разновидностей пород. Мнения исследователей сходятся лишь в том, что самыми древними породами являются оливиниты, за ними следуют пироксениты, моложе пироксенитов щелочные породы, породы же карбонатитовой серии — самые молодые. В этом же направлении [Кухаренко и др., 1965] отмечают уменьшение суммарного железа $Fe_2O_3 + FeO$ и MgO . Такое разнообразие минерального и химического состава пород массивов щелочно-ультраосновной формации сказывается на их физических характеристиках.

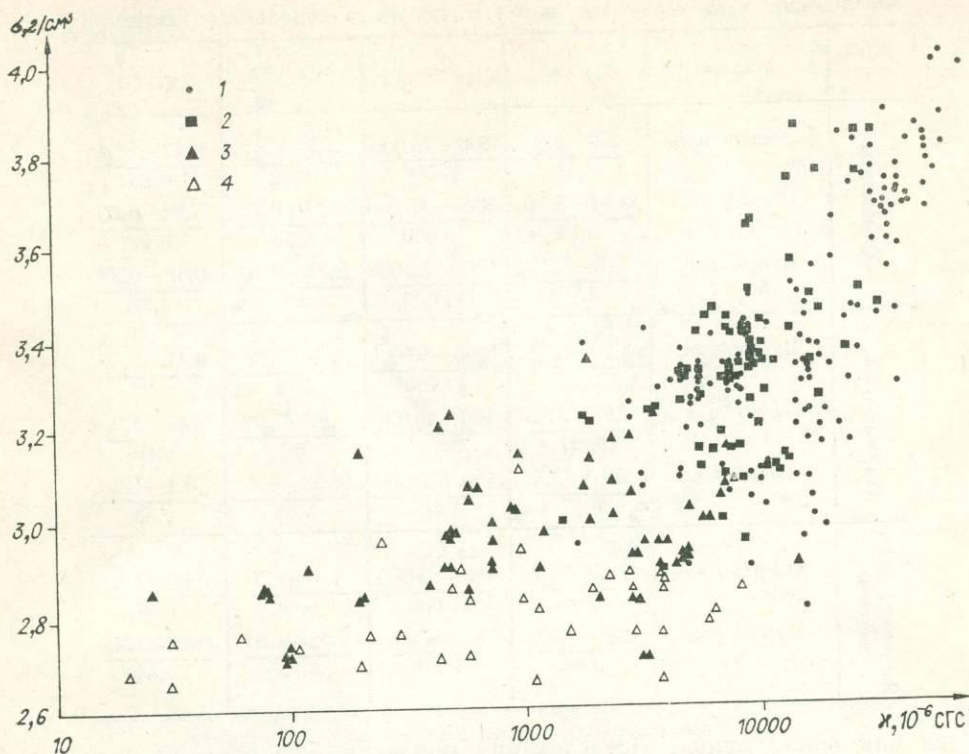


Рис. 2. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости пород щелочно-ультраосновных интрузий Кольского п-ва.

1 — оливиниты, 2 — пироксениты, 3 — ийолиты + мельтейгиты, 4 — кальцитовые карбонатиты.

Исследования показали (рис. 2), что плотность (σ) и магнитная восприимчивость (κ) закономерно уменьшаются от самых древних пород — оливинитов к более молодым — ийолитам. Наименее плотны и менее магнитны породы постмагматических образований (различные по составу карбонатиты, за исключением связанных с ними магнетитовых руд) (см. таблицу, рис. 1). В то же время каждая разновидность пород имеет свои пределы изменения плотности и магнитной восприимчивости. Наиболее плотны, обладают высокой магнитной восприимчивостью оливиниты массива Лесная варака [Кухаренко и др., 1965]; массив наиболее глубокий (по [Ланда, 1975] — ультрабазитовый), составляя в среднем $\sigma = 3,51$ г/см³, $\kappa = 23\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Существенное влияние на величину плотности оказывают вторичные процессы (серпентинизация, ослонение, карбонатизация), которым подвержены первичнообразованные оливиниты. Плотность таких оливинитов падает до 2,8 г/см³. Широким развитием вторичных процессов на массивах Ковдор и Вуориярви можно объяснить, что оливиниты, слагающие эти массивы, имеют значительно меньшую плотность и магнитную восприимчивость, чем оливиниты Лесной вараки (см. таблицу), где вторичные процессы развиты очень слабо.

За оливинитами по величине плотности и магнитной восприимчивости следуют пироксениты. Наибольшей плотностью и высокой магнитной восприимчивостью обладают пироксениты Вуориярви ($\sigma = 3,38$ г/см³, $\kappa = 13\,700 \cdot 10^{-6}$ СГС). Наименее плотными и менее магнитными являются пироксениты массива Озерная варака, представленные в основном нефелиновыми пироксенитами ($\sigma = 3,27$ г/см³, $\kappa = 4500 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Щелочные породы (ийолиты, мельтейгиты) в связи с тесной перемешаемостью и наличием между ними постепенных переходов рассматрива-

Физические характеристики пород интрузий каледонского комплекса

Порода	Массив	σ , г/см ³	κ , 10^{-6} , СГС	V_p , км/с	n_0 , %
Оливиниты	Лесная варака	2,9—4,2	1500—75 000	3,4—7,84	0,17—1,05
		3,51	23 000	6,42	0,28
	Ковдор	3,01—3,76	5000—45 000	4,32—6,74	0,23—0,63
		3,35	19 000	5,79	0,40
	Вуориярви	2,8—3,27	1000—32 000	2,72—6,26	0,19—0,35
		3,19	16 000	5,4	0,28
Пироксениты	Вуориярви	3,10—3,85	1000—40 000	3,1—6,22	0,17—0,39
		3,38	13 700	5,14	0,28
	Африкапда	2,98—3,65	100—35 000	4,86—7,07	0,47—1,0
		3,27	8600	5,9	0,65
	Озерная варака	3,10—3,4	100—20 000	3,38—6,4	0,1—1,2
		3,27	4500	5,45	0,58
Идиолиты, мelleйтиты	Озерная варака	2,85—3,36	150—12 000	3,5—6,27	0,09—1,01
		3,06	21 000	5,48	0,47
	Вуориярви	2,8—3,27	75—8500	4,02—6,64	0,16—1,66
		3,04	1100	5,36	0,44

ются как одна группа. Исследования показали, что средняя величина плотности и магнитной восприимчивости щелочных пород рассматриваемых массивов практически одинакова, от $\sigma = 3,011$ г/см³, $\kappa = 1100 \cdot 10^{-6}$ СГС на массиве Вуориярви до $\sigma = 3,01$ г/см³, $\kappa = 2100 \cdot 10^{-6}$ СГС на Озерной вараке. Отмечено многообразие разновидностей карбонатитов (от кальцитовых до доломитовых). Наименьшей плотностью и магнитной восприимчивостью обладает мономинеральный кальцитовый карбонатит, в котором величина плотности варьирует от 2,66 до 2,9 г/см³, магнитная восприимчивость — от 20 до $9000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Плотность доломитовых карбонатитов выше, чем кальцитовых, и составляет от 2,88 до 3,01 г/см³, однако они обладают очень низкой магнитной восприимчивостью: $20-10 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Очень существенное влияние на плотностные и магнитные характеристики оказывает содержание в рассматриваемых породах рудного минерала магнетита — титаномагнетита, резко увеличивая плотность в оливинитах (до 4,2 г/см³), пироксенитах (до 4,3 г/см³), в кальцитовых карбонатитах (кальцит-магнетитовые руды, до 4,2 г/см³). Магнитная восприимчивость пород увеличивается до $75\,000-100\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС соответственно.

В каждой группе рассматриваемых пород широк интервал значений скорости распространения продольных волн (V_p) (рис. 3, см. таблицу). Причина здесь в том, что помимо минерального состава на величину V_p большое влияние оказывают текстурно-структурные особенности. Наблюдается тенденция к уменьшению скорости продольных волн от оливинитов через пироксениты к щелочным породам, а от них к карбонатитам, правда, не так отчетливо выраженная, как для плотности и магнитной восприимчивости. На рис. 2 тенденция эта заметно обнаруживается. Отмечено также увеличение скорости продольных волн с увеличением содержания титаномагнетита. Так, в рудных оливинитах Лесной вараки $V_p = 4,84$ км/с, а в апатит-форстерит-магнетитовых рудах Ковдора $V_p = 8,7$ км/с. Вторичные процессы (серпентинизация, ослюденение и др.)

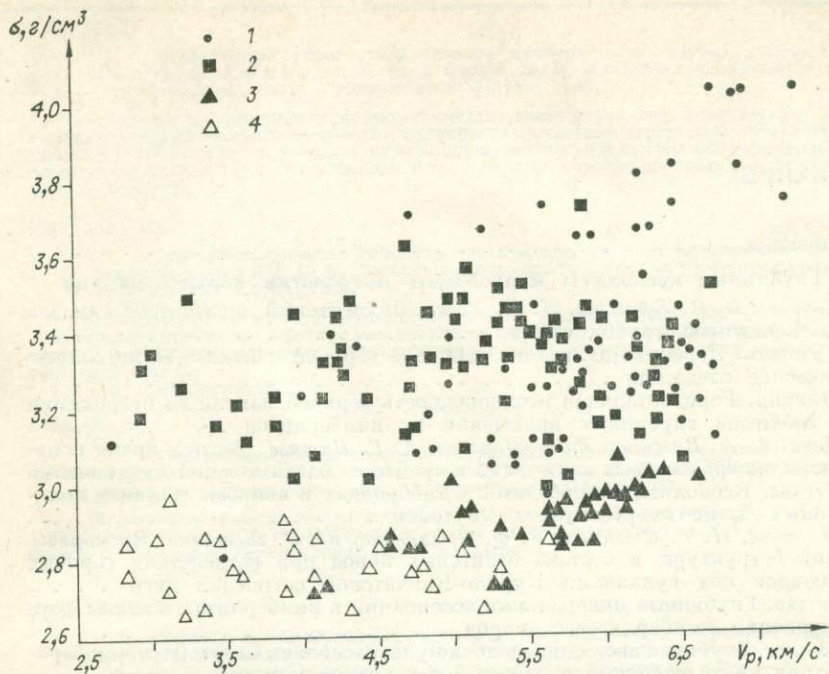


Рис. 3. Поле корреляции плотности и скорости продольных волн пород щелочно-ультраосновных интрузий Кольского п-ва.
Усл. обозн. см. на рис. 2.

уменьшают V_p до 2,72 км/с, а апатитизация пироксенитов массива Вуориярви — до 4,13 км/с. Пористость пород щелочно-ультраосновных массивов примерно одинакова и колеблется в среднем от 0,28 до 0,65% (см. таблицу). Отмечается увеличение пористости в измененных породах, а также в карбонатах.

Проведенные исследования показали, что существует возможность петрофизического расчленения интрузивных комплексов по их формационной принадлежности.

ЛИТЕРАТУРА

- Зак С. И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 160 с.
- Зак С. И., Ланев В. С. Магматизм и металлогения Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 31—37.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Л.: Недра, 1965. 640 с.
- Беляев К. Д., Увадьев Л. И., Шульга Т. Ф. Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1976, т. 26, № 1, с. 113—165.
- Ланда Э. А. Петрофизические типы и вертикальная зональность массивов ультраосновных щелочных пород. — Геол. и геофиз., 1975, № 10, с. 78—89.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Глубинные ксенолиты и проблемы петрологии верхней мантии	
<i>Н. В. Соболев, Э. С. Ефимова, Л. В. Усова.</i> Эклогитовый парагенезис алмазов кимберлитовой трубки «Мир»	—
<i>В. А. Кутюлин.</i> Перекристаллизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия	17
<i>И. П. Илупин.</i> Горизонтальная неоднородность верхней мантии по петрохимии и геохимии глубинных включений из кимберлитов	22
<i>С. А. Щека, А. А. Вржосек, В. Л. Иванова, А. Г. Пятков.</i> Место и время появления гипербазитовых включений в процессах базальтоидного вулканизма	24
<i>Ф. П. Леснов.</i> Ксенолиты гипербазитов в габброидах и вопросы генезиса полигенных базит-гипербазитовых плутонов	34
<i>В. Н. Шаранов, Н. Г. Степина, В. Ф. Остапенко, Ю. С. Шевченко.</i> Преобразование структуры и состава базитовых пород при воздействии горячих флюидов под вулканами Курило-Камчатской островной дуги	39
<i>Е. Е. Лазько.</i> Глубинные минеральные ассоциации в кимберлитах и этапы формирования кимберлитовых пород	48
<i>В. И. Ваганов.</i> Глубинная эволюция щелочно-ультраосновных магм (геотермометрия ультраосновных включений и термодинамические расчеты)	57
<i>Ф. В. Каминский.</i> Механизм образования кимберлитовой магмы по данным распределения микроэлементов в кимберлитах и ультраосновных включениях	62
<i>А. И. Зайцев, Н. И. Ненашев, В. В. Ковальский, Г. В. Зольников, К. Н. Никишов.</i> Изучение Rb—Sr системы кимберлитовых пород Якутии	68
<i>И. Н. Говоров, Э. Д. Голубева, Е. П. Денисов, И. П. Илупин, А. Д. Харькив.</i> Геохимические особенности глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов Северо-Востока Азии	75
<i>А. В. Колосков, О. Н. Волянец, Э. И. Пополитов.</i> Минералогия и геохимия ультраосновных включений в четвертичных вулканитах Камчатки	85
<i>И. А. Малахов, А. Д. Рассказова.</i> Состав и происхождение типоморфных минералов из ультраосновных вулканитов и глубинных ксенолитов западного склона Урала	95
† Проблемы образования и эволюции ультраосновных магм	
<i>В. В. Кепежинская, Н. Л. Добрецов.</i> Три типа ультраосновных магм как источник информации о составе древней мантии Земли	107
<i>Е. М. Крестин.</i> Проблемы образования и эволюции ультраосновных магм (по результатам изучения коматитов зеленокаменных поясов архея)	114
<i>В. С. Куликов, В. В. Куликова.</i> Ультраосновные эффузивы в докембрии юго-восточной части Балтийского щита	121
<i>А. А. Сиворонов, Б. И. Малюк.</i> Мантийный магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов	130
<i>В. Ф. Белый, М. Л. Гельман.</i> Ультраосновные изверженные породы в юго-западной части Корякского нагорья	138
<i>Ю. Р. Васильев.</i> Ультраосновные вулканиты севера Сибирской платформы	150
<i>Э. А. Ланда.</i> Условия образования ультрамафических вулканитов (по геохимическим данным)	160
<i>К. И. Свешников, А. Г. Смоголюк.</i> Раннедокембрийские гипербазитовые формации как возможный источник сведений о составе мантийного вещества	171
<i>Л. Д. Лаверова.</i> Минералогические критерии условий образования альпинотипных гипербазитов Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья	176
<i>О. К. Иванов.</i> Условия формирования дунитовых интрузий Платиноносного пояса Урала	180
<i>Е. П. Царицын.</i> О вертикальной зональности в гипербазитах Кемпирсайского массива	186
<i>А. М. Виленский.</i> Некоторые особенности магматизма рифтовых зон Земли	196
<i>В. И. Павловский, В. А. Тюрменов, В. П. Мирошников, Л. Д. Галичанина, П. П. Кацублин.</i> Петрофизическая характеристика пород некоторых интрузивных формаций Кольского полуострова	205

УДК 552.11

Эклогитовый парагенезис алмазов кимберлитовой трубки «Мир». Соболев Н. В., Ефимова Э. С., Усова Л. В. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983.

Обсуждаются результаты изучения состава минералов, сосуществующих с алмазами в ксенолитах, включениях и сростках с поликристаллическими агрегатами алмаза для трубки «Мир». В результате проведенных исследований выявлен новый тип эклогитовой ассоциации — ильменитосодержащий эклогит и наличие в трубке «Мир» коэзитосодержащих эклогитов. Ил. 5, табл. 6, библиогр. 16.

УДК 550 : 551.2

Перекристаллизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия. Кутюлин В. А. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматривается процесс перекристаллизации ультраосновных пород верхней мантии и ее металлогенические следствия как результат диффузии в минералах, слагающих породы верхней мантии, под действием градиентов температуры, давления, гравитационного и электрического полей. Ил. 3, библиогр. 21.

УДК 550.311

Горизонтальная неоднородность верхней мантии по петрохимии и геохимии глубинных включений из кимберлитов. Илупин И. П. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983.

Выявленное незакономерное поведение петрогенных и малых элементов в ксенолитах ультраосновных пород из кимберлитовых трубок Якутии лучше всего согласуется с представлением о изначально неоднородной верхней мантии. Ил. 3, табл. 1, библиогр. 7.

УДК 550.311

Место и время появления гипербазитовых включений в процессах базальтоидного вулканизма. Щека С. А., Вржосек А. А., Иванова В. Л., Пятков А. Г. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983.

Анализируя обширный геологический материал и характер эволюции состава пород вулканических построек Приморья, авторы приходят к выводу, что щелочные базальты этого района являются конечным дифференциатом крупных объемов толеит-базальтовых магм, а находящиеся в них включения должны рассматриваться как производные этих расплавов. Ил. 7, табл. 1, библиогр. 7.

УДК 552.311(321)

Ксенолиты гипербазитов в габброидах и вопросы генезиса полигенных базит-гипербазитовых плутонов. Леснов Ф. П. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983.

Обобщены результаты изучения ксенолитов ультраосновных пород, которые часто наблюдаются в составе сложных базит-гипербазитовых плутонов. Показано, что размеры и форма ксенолитов обусловлены характером трещиноватости гипербазитов, в пределы которых внедрялись габброиды. По мере увеличения глубины становления габброидного интрузива в результате воздействия магмы на гипербазитовое вещество границы ксенолитов становятся все более расплывчатыми. Полосчатые текстуры в габбро могут представлять собой результат внедрения габброидной магмы по системе субпараллельных трещин плитчатой отдельности. По наличию ксенолитов можно устанавливать разновозрастность гипербазитов и габброидов, образующих полигенные базит-гипербазитовые плутоны. Ил. 4, библиогр. 11.

УДК 551.217 : 553.21(571.645 + 571.66)

Преобразование структуры и состава базитовых пород при воздействии горячих флюидов под вулканами Курило-Камчатской островной дуги. Шарапов В. Н., Стенина Н. Г., Остапенко В. Ф., Шевченко Ю. С. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983.

Особенности минералогии и структуры ксенолитов могут дать определенный материал о явлениях «флюидного» массопереноса в зонах глубинных разломов. В связи с этим были исследованы базитовые включения из лав андезит-базальтовых вулканов Южных Курил. Выяснилось, что под всеми подобными вулканами Курило-Камчатской островной дуги имеют место перекристаллизация, выщелачивание и подплавление базитовых пород земной коры при воздействии на них горячих флюидов. Эти явления можно рассматривать как наиболее ранние и глубинные проявления тепло- и массопереноса в зонах разломов и, видимо, служат характерным типом метаморфизма. Ил. 5, табл. 2, библиогр. 5.

УДК 549.01 : 552.323.6

Глубинные минеральные ассоциации в кимберлитах и этапы формирования кимберлитовых пород. Лазько Е. Е. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983.

Кимберлитовые породы — образования комплексные, с очень сложным химическим и минеральным составом, многие вещественные характеристики и экспериментальные данные резко противоречат «одноактным» схемам формирования кимберлитов. Противоречия могут быть устранены с помощью концепции двухэтапного формирования кимберлитов. Свообразие вещественных характеристик кимберлита объясняется механизмом глубинного гибридазма. Библиогр. 29.

УДК 552.18

Глубинная эволюция щелочно-ультраосновных магм (геотермобарометрия ультраосновных включений и термодинамические расчеты). Ваганов В. И. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

В статье приведены три уравнения, которые на основе петрохимических данных позволяют изучать *РТ*-эволюцию кимберлитовых, а также других щелочно-ультраосновных богатых летучими магм.

Ил. 4, библиогр. 16.

УДК 552.11 : 552.323.7

Механизм образования кимберлитовой магмы по данным распределения микроэлементов в кимберлитах и ультраосновных включениях. Каминский Ф. В. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основании анализа распределения микроэлементов в кимберлитах, ультраосновных включениях и слагающих их минералах делается заключение, что кимберлитовая магма возникает в результате прямого селективного плавления пиролита при 40—100 кбар и 1000—1300°C. По данным распределения РЗЭ, степень этого плавления была весьма мала: 0,5—1%. Отделение кимберлитовой магмы от нерасплавившегося остатка происходило в результате высокой насыщенности расплава летучими (около 10% массы H₂O), которая понижает его вязкость.

Ил. 5, библиогр. 29.

УДК 550.93 : 552.323.6(571.56)

Изучение Rb — Sr системы кимберлитовых пород Якутии. Зайцев А. И., Ненашев Н. И., Ковальский В. В., Зольников Г. В., Никишов К. Н. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрены оригинальные Rb — Sr данные, полученные при изучении ксенолитов ультрабазитов из кимберлитовых трубок Якутии, а также самих кимберлитовых пород.

Возраст исследуемых кимберлитовых трубок Якутии, определенный Rb — Sr изохронным методом по флюориту, равен 361±8 млн. лет. Значительно более древние цифры возраста получены для ксенолитов ультрабазитов. Неизменные их различия имеют Rb — Sr изохронный возраст 1203 млн. лет (первичное изотопное отношение стронция 0,7010), а в различной степени серпентинизированные образцы от 741 до 863 млн. лет (первичное изотопное отношение стронция 0,7111 и 0,7083).

Показано, что характер эволюции изотопного состава стронция для ксенолитов ультрабазитов во времени может указывать на единый для этих пород мантийный источник, возраст которого 1250—1300 млн. лет. Серпентинизация ультрабазитов происходила на глубине, в интервале времени 740—860 млн. лет и предшествовала кимберлитообразованию.

Ил. 4, табл. 4, библиогр. 40.

УДК 550.42 + 552.321.6 + 549.6

Геохимические особенности глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов Северо-Востока Азии. Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Денисов Е. П., Илунин И. П., Харькин А. Д. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрено распределение микроэлементов (Ni, Co, Cr, V, Ti, Cu, Zn, Pb, Ag, Mo, Sn, W, Ca, Zr, B) в валовых пробах и минералах ультраосновных ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии и щелочно-базальтовых вулканов Минусинского прогиба, Прибайкалья, Хангайского нагорья, Сихотэ-Алиня. Установлены геохимические неоднородности верхней мантии в вертикальном разрезе (для Сибирской платформы) и по латерали: для южной и северной частей Якутской провинции, Минусинского прогиба и Байкальской рифтовой зоны, субширотных металлогенических поясов Сихотэ-Алиньской области. По соотношению концентраций никеля в оливине и диопсиде рассчитаны температуры зерцолитовой ассоциации в момент захвата ксенолитов щелочно-базальтовой магмой. Предполагается, что причинами установившихся геохимических неоднородностей верхней мантии могли служить изначальные неоднородности протолитического вещества и процессы его первичной дифференциации; привнос микроэлементов интрателлурическими флюидами при глубинных дислокациях субстрата и его поздней метасоматической переработке; конвекционные перемещения субстрата в астеносферном слое.

Табл. 4, библиогр. 13.

УДК 552.321.6

Минералогия и геохимия ультраосновных включений в четвертичных вулканиках Камчатки. Колосков А. В., Волынец О. Н., Поповитов Э. И. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Ультраосновные включения известны во всех вулканических зонах Камчатки в связи с вулканиками известково-щелочного ряда. Выделены две ассоциации включений: дунит-гардбургитовая и пироксенит-верлит-кортландитовая, отличающиеся по содержанию главных и редких элементов как в породах, так и в слагающих их минералах.

В целом включения в вулканиках Камчатки по сравнению с нодулами в щелочных базальтах континентов и океанических островов обеднены базальтовой составляющей (Al, Ti, Ca, Na) и литофильными редкими элементами (Rb, Ba, Sr). Предполагается, что включения дунит-гардбургитовой ассоциации являются ксенолитами альпийских гисрбазитов, а пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации имеют сегрегационный генезис.

Ил. 5, табл. 3, библиогр. 19.

УДК 552.11

Состав и происхождение типоморфных минералов из ультраосновных вулкани- тов и глубинных ксенолитов западного склона Урала. М а л а х о в И. А., Р а с с к а з о в а А. Д. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основе детального изучения состава типоморфных минералов из вулкани- тов и ксе- нолитов определяется их генетическая принадлежность и приводятся данные о присутствии среди ксенолитов гранатовых перидотитов и эклогитов мантийного происхождения, принад- лежащих к числу потенциально алмазоносных пород. С помощью микроскопа в этих породах изучены химические составы минералов-спутников алмаза — гранатов, клинопироксенов, оливинов, хромшпинелидов и ильменитов.

Табл. 5, библиогр. 14.

УДК 552.11

Три типа ультраосновных магм как источник информации о составе древней мантии Земли. К е п е ж и н с к а с В. В., Д о б р е ц о в Н. Л. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основании сравнительного петрохимического анализа вулканогенных пород раз- личных мафически-ультрамафических серий показано существование трех типов ультраос- новных расплавов: коматитовых, пикрит-кимберлитовых и марианит-бонинитовых, появле- ние которых на земной поверхности связано с разным тектоническим режимом и характерно для разных этапов эволюции литосферы. Коматиты рассматриваются как результат высокой степени плавления архейской амфиболсодержащей перидотитовой мантии.

Ил. 5, библиогр. 11.

УДК 552.323

Проблемы образования и эволюции ультраосновных магм (по результатам изу- чения коматитов зеленокаменных поясов архея). К р е с т и н Е. М. Мантийные ксе- нолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

При сопоставлении петро-геохимических признаков коматитов различных регионов выявлены специфика составов коматитов КМА и возможная взаимосвязь с ними сульфидных месторождений австралийского типа.

Ил. 5, библиогр. 16.

УДК 552.323

Ультраосновные эффузивы в докембрии юго-восточной части Балтийского щита. Куликов В. С., Куликова В. В. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Анализ геологических и петрохимических материалов по вулканизму докембрия юго- восточной части Балтийского щита свидетельствует о наличии среди них лав ультраосновного состава, которые близки к коматитам других древних зеленокаменных поясов Земли.

Ил. 5, табл. 1, библиогр. 18.

УДК 551.71+552.11

Мантийный магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов. С и в о р о н о в А. А., М а л ю к Б. И. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Ново- сибирск: Наука, 1983.

Гетерогенность верхней мантии подтверждается изменением величины CaO/Al_2O_3 в базит-ультрабазитовых сериях пород. Предлагаемая классификация ультраосновных мантийных расплавов дополняет данные о различных типах верхней мантии.

Ил. 4, табл. 1, библиогр. 36.

УДК 552.322.9(571.66)

Ультраосновные изверженные породы в юго-западной части Корякского на- горья. Белый В. Ф., Гельман М. Л. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Описаны своеобразные ультраосновные породы в Корякском нагорье. Обсуждаются вопросы их происхождения, возможная принадлежность к мантийным образованиям.

Ил. 7, табл. 2, библиогр. 18.

УДК 552.323.6

Ультраосновные вулканиды севера Сибирской платформы. В а с и л ь е в Ю. Р. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приведена геологическая и минералого-петрохимическая характеристика ультраоснов- ных вулканидов севера Сибирской платформы. С помощью геотермометров и геобарометров оценены РТ-условия образования минеральных парагенезисов вкрапленников и основной массы ультраосновных вулканидов.

Табл. 6, библиогр. 31.

УДК 552.313+550.4

Условия образования ультрамафических вулканитов (по геохимическим данным). Ланда Э. А. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Генезис ультраосновных вулканитов рассматривается на основе данных по содержанию и распределению в них петрогенных и малых элементов. Предлагается и обосновывается модель многостадийных магматических систем, продуцирующих почти одновременно расплавы различного состава.

Ил. 8, табл. 1, библиогр. 26.

УДК 551.71+552.3

Раннедокембрийские гипербазитовые формации как возможный источник сведений о составе мантийного вещества. Свешников К. И., Смололюк А. Г. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Сопоставление составов пород, принадлежащих к раннедокембрийским формациям Украинского и Алдано-Витимского щитов, с составами глубинных ксенолитов позволяет судить о направлении дифференциации вещества верхней мантии в процессе отделения расплавов.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 21.

УДК 552.11+552.18

Минералогические критерии условий образования альпинотипных гипербазитов Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья. Лаврова Л. Д. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Используя составы минеральных фаз, по геотермометрам и геобарометрам рассчитаны термодинамические параметры становления некоторых альпинотипных гипербазитов Корякского нагорья.

Ил. 6, библиогр. 6.

УДК 552.08/11+552.321.6

Условия формирования дунитовых интрузий Платиноносного пояса Урала. Иванов О. К. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Геологические данные и вещественный состав дунитовых тел свидетельствуют о том, что они образовались из высокотемпературных подвижных «сухих» дунитовых расплавов.

Библиогр. 25.

УДК 552.18

О вертикальной зональности в гипербазитах Кемпирсайского массива. Царькин Е. П. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Выявленные особенности вещественного состава Кемпирсайского рудоносного массива по ряду разрезов свидетельствуют о магматической природе пород и хромитовых руд этого плутона.

Ил. 5, библиогр. 13.

УДК 551.24

Некоторые особенности магматизма рифтовых зон Земли. Виленский А. М. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются рифтовые зоны Земли, и по результатам петрохимических исследований выявляются различия и сходство процессов рифтогенеза во времени и пространстве. Развитие магматизма в рифтовых зонах Земли и его эволюция вызваны не продолжительностью процессов, а РТ-условиями и флюидным режимом магнеобразования. Впервые среди океанических рифтовых зон выявлены коматиты базальтоидного и ультраосновного состава. Выявлена зональность в изменении химизма базальтов рифтовых зон.

Ил. 2, библиогр. 24.

УДК 552.321

Петрофизическая характеристика пород некоторых интрузивных формаций Кольского полуострова. Павловский В. И., Тюремнов В. А., Мирошников В. П., Галичанина, А. Д., Кацелбин П. Л. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, 1983.

Проведенные исследования показали возможность расчленять интрузивные комплексы Кольского полуострова по их формационной принадлежности по данным петрофизических свойств горных пород.

Ил. 3, табл. 1, библиогр. 5.

3 р. 10 к.

3912